



Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий



**Десятая Межрегиональная научно-практическая конференция
Уфа, 13–15 мая, 2014 г. Материалы и доклады**



Российская Академия Наук
Уфимский Научный центр
Институт геологии

Министерство Природных Ресурсов Российской Федерации
Департамент по недропользованию по Приволжскому федеральному округу
Отдел геологии и лицензирования по Республике Башкортостан

Российское минералогическое общество
Башкирское отделение

ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА, УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Десятая Межрегиональная научно-практическая конференция
(Уфа, 13–15 мая 2014 года)

Материалы и доклады

Под общей редакцией чл.-кор. РАН В.Н. Пучкова

Уфа
2014

УДК 55(470, 57)
ББК 26.3(2Рос.Баш)
Г35

Г35 **Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий:** Материалы и доклады / 10-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа, 13–15 мая, 2014 г. — Уфа: ДизайнПресс, 2014. — 264 с.

ISBN 978-5-906165-42-8

Сборник материалов и докладов 10-й (Юбилейной) Межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии, Башкортостана и сопредельных территорий» содержит доклады более чем 140 авторов из 40 научно-исследовательских институтов, университетов и производственных предприятий Уфы, Москвы, Астрахани, Бремена, Екатеринбурга, Казани, Краснодара, Миасса, Новосибирска, Новочеркасска, Оренбурга, Перми, Риги, Саратова, Томска и Учалов.

Тематика докладов охватывает широкий круг вопросов геологии, геохимии, геофизики, геодинамики, стратиграфии, палеонтологии, гидрогеологии и геоэкологии территории Республики Башкортостан и прилегающих областей.

Сборник будет интересен специалистам, занятым в различных областях геологии и геоэкологии.

Материалы изданы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-06010).

УДК 55(470, 57)
ББК 26.3(2Рос.Баш)

ISBN 978-5-906165-42-8

- © Коллектив авторов, 2014
- © Институт геологии Уфимского Научного центра РАН, 2014
- © Отдел геологии и лицензирования по Республике Башкортостан Департамента по недропользованию по Приволжскому федеральному округу, 2014
- © Башкирское отделение Российского минералогического общества, 2014

I. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТНИКА, ГЕОДИНАМИКА, ГЕОФИЗИКА

ГРАБЕНЫ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. Барышников

Башкирский Государственный университет, г. Уфа

Одной из структур, контролирующей распределение нефтеносных ловушек в терригенном комплексе девона юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы являются т.н. пост-седиментационные грабенообразные прогибы, секущие комплекс в субмеридианальном, северо-восточном направлении. Установление этих структурных форм было выявлено глубоким бурением. Признаком прогибов явилось аномальное увеличение мощности в кыновском и пашийском горизонтах, ограниченное узкой (1,5–2 км) зоной на фоне постоянной выдержанной мощности подстилающих горизонтов. Многими скважинами, вошедшими в структурную зону прогиба, зафиксировано выпадение отдельных горизонтов, брекчирование пород, зеркала скольжения, принятые как признаки пересечения плоскостей тектонически сбросовых нарушений на фоне регионального погружения пород на юго-восток. Предполагалось, что по сбросам происходило проседание пород с образованием грабенов. Здесь необходимо отметить, что не все скважины, попавшие в зону грабена, показали наличие этих признаков. Наиболее хорошо изучен Сергеевско-Демский прогиб, прослеженный более чем на 250 км от н.п. Пономаревка в Оренбургской области до юго-западного склона Башкирского свода вдоль долины р. Дема. Зона прогиба была оценена как структурный поисковый признак и при районировании региона по характеру размещения нефтеносности в различных комплексах палеозоя выделена как нефтеконтролирующая. К зоне приурочен ряд месторождений — Демское, Сатаевское, Раевское, Сергеевское и др., расположенные вдоль ее восточного борта [7]. Позднее в пределах зоны было открыто Давлекановское месторождение, неожиданно оказавшееся на ее западном борту, так как считалось, что грабен является структурно-тектоническим экраном на пути миграции нефти с востока на запад. Употребление в литературе двойного названия — грабен и грабенообразный прогиб — говорит, что нет ясного представления о морфологии и генезисе этой структурной зоны, равно как и точном месте ее положения. Данные сейсмопрофилирования показывают и расхождение с данными скважин, вскрывших аномальные толщины [9].

С появлением материалов космической фотосъемки, структурно-геоморфологический анализ которых давал возможность прогнозировать погребенные структурные неоднородности, была поставлена задача — найти северное продолжение зоны. Для решения задачи стало необходимым выяснить, как зона проявляется в современном рельефе. Под опытно-методические работы был выбран Алкинско-Сергеевский участок, расположенный между скв. 226-Чув. на юге и скв. 83-Блг. на севере, в пределах Благовещенской впадины. Для решения потребовалось выяснить, что же все-таки представляет собой зона — грабен, прогиб или что-то еще. С этой целью по данным бурения была построена карта морфологии по поверхности кыновского горизонта Алкинско-Сергеевского участка. Участок расположен в пределах Благовещенской впадины.

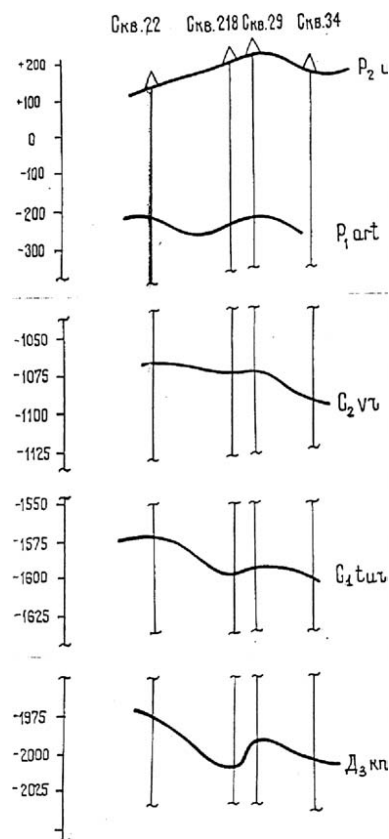
Построения показали, что моноклиальное погружение горизонта в восточном направлении нарушается структурными ступенями северо-восточного простирания. Морфологической особенностью зоны выявилось наличие эрозионно-структурных «карманов», врезанных в западный



Структурно-геологические неоднородности нефтеносных палеозойских комплексов показывают, что комбинация структурообразующих факторов, дискретно действующих в регионе на протяжении фанерозоя, неоднократно приводила к структурной перестройке формационных комплексов [1, 7]. В результате в разрезе палеозоя образовалось сложное соотношение структурных планов, наследование которых неоднозначно. Профильные построения по разрезу палеозоя вкрест простирания зоны показали, что зона структурно проявляется в вышележащих комплексах по всему разрезу, вплоть до современной поверхности платформенного чехла. Меняется морфология зоны, но сохраняется ее место в разрезе и структурная индикация. Наследуется «живое» структурное место, корни которого лежат в терригенном девоне.

В современном рельефе зона представлена неоднозначно. Это комбинация скульптурных форм: эрозионные останцы уфимского яруса, провальные воронки, замкнутые ложбины, структурные ступени и др. элементы, подчиненно выстроенные в створном порядке в пределах узкой (3–5 км) полосы северо-восточного простирания на правом, высоком борту долины р. Дема [1–6]. Морфология долины, согласно А.П. Рождественскому [8], имеет грабенподобное строение, асимметричное

Рис. 2. Схема проявления С–Д грабена по палеозою [6]



вкрест простирания. И полоса рельефа, и долина Демы имеют простирание, согласное с простиранием девонской зоны.

На мелкомасштабном космоснимке полоса рельефа и долина, как одна зона, выражены четким линейментом серого тона, передающего альbedo неоген-четвертичного аккумулятивного комплекса долины. Тональные рассечения внутри зоны передают рисунок эрозионной расчлененности. Линеймент разделяет региональное изображение на два текстурных поля.

Рисунок полей передает структурно-геоморфологические планы, образованные различными тектоническими режимами. Плановый рисунок эрозионной сети лево- и правобережья р. Дема, имея различное гипсометрическое положение их поверхностей и косую ориентировку останцовых гребней правобережья, показывает, что на этом участке Благовещенской впадины произошла горизонтальная, встречная подвижка блоков верхней перми по долине реки. Восточный блок продвинулся в северном направлении, а западный — в южном, с одновременным проседанием. Амплитуда подвижки составила от сотен метров до 1–2 км. Структурная карта по реперу К-4 показывает, что горизонтальные подвижки затронули и кунгурский ярус. Признаки горизонтальной подвижки проявились и на структурных картах кыновского, турнейского и верейского горизонтов, по данным бурения и сейсморазведочных работ [6]. Очевидно, что эти подвижки имеют молодой послепермский возраст, активно проявившись в неоген-четвертичное время.

Полученная индикационная база позволила проследить продолжение зоны (не грабена), в северо-восточном продолжении до пос. Н. Суян.

В заключение можно говорить, что в геологии грабенообразных прогибов и их проявленности в платформенном разрезе появились новые особенности их строения и генезиса, это:

- не грабенное увеличение аномальных толщин кыновского горизонта;
- морфологически изменчивая структурная наследственность зоны по вышележащим комплексам палеозоя;
- проявленность зоны в наложенном неоген-четвертичном структурном плане;
- сохранение зоны по разрезу, как локальной, тектонически «живой» в современном структурном плане, дающее возможность ее индикационного прогноза по материалам дистанционного зондирования.

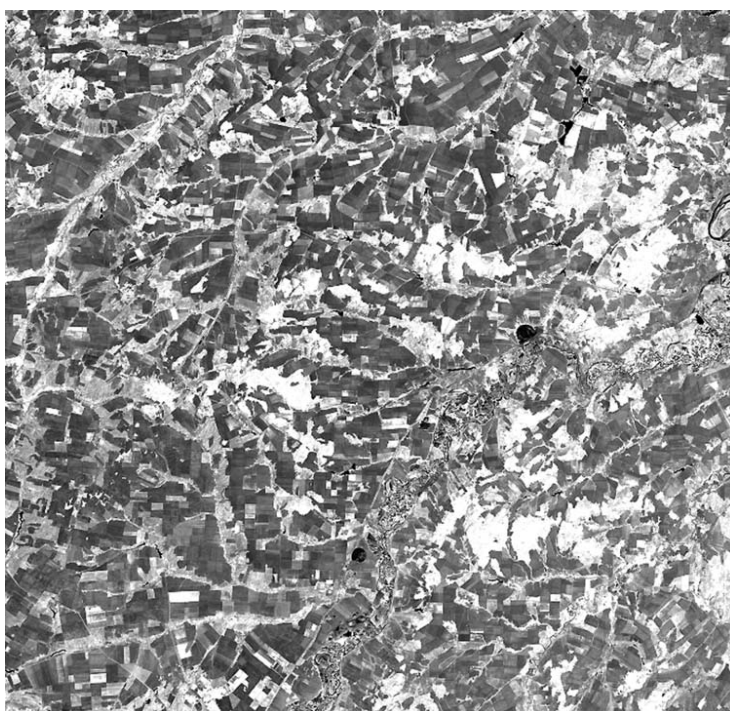


Рис. 3. Космоснимок Алкинско-Сергеевского участка

Литература:

1. **Барышников В.И.** Геологическое строение Сатаевской морфоструктуры и перспективы ее нефтеносности // Материалы к НТК. — Пермь, 1987. — С. 35–38.
2. **Барышников В.И.** Новейшая структура платформенной Башкирии и нефтеносность палеозоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы РБ: — Матер. к совещ. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. — С. 112–114.
3. **Барышников В.И.** Современный рельеф — индикатор погребенных структур // Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. — Саратов: Изд-во СГУ, 2013. — С. 134–137.
4. **Барышников В.И., Гуфранов Р.А., Новоселова Л.П. и др.** Новейшая структура Западной Башкирии в связи с нефтеносностью палеозоя // Шарьяжно-надвиговая тектоника и поиски полезных ископаемых: Тез. докл. к науч. сессии АНРБ. — Уфа, 1992. — С. 78–80.
5. **Барышников В.И., Новоселова Л.П.** Об изучении структурных планов и комплексов платформенного палеозоя Южного Приуралья // Научные проблемы геолого-разведочных работ на нефть. — Уфа, 1998. — С. 129–134. — (Тр. БашНИПИнефть; Вып. 95).
6. Временные научно-методические разработки по использованию материалов дистанционной съемки при детальном исследовании в условиях платформенной Башкирии. Отчет о научно-исследовательской работе: В 1 кн. и 1 папке / *Рук. темы В.И. Барышников.* — Уфа, Фонды БашНИПИнефть, — 1990.
7. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. — М.: Недра, 1975. — Т. 4. — 240 с.
8. **Рождественский А.П., Яруллин К.С.** Новейшая тектоника и поиски нефти в Западной Башкирии // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. — Уфа, БФАН СССР, 1977. — С. 106–118.
9. **Хатьянов Ф.И.** О тектонической природе погребенных девонских микрограбен и перспектива поисков нефтеносных структур на юго-востоке Русской платформы // Геология нефти и газа. — 1971. — № 7. — С. 41–46.

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛО-ТИМАНСКОГО СЕГМЕНТА ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИИ

Е. Н. Волчек, В. М. Нечеухин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, E-mail: volchek@igg.uran.ru

В качестве Урало-Тиманского сегмента Евразии рассматривается фрагмент литосферы, относящийся к ареалу сочленения Восточно-Европейской плиты и ее геодинамических элементов с геодинамическими элементами Уральского палеозойского орогена и прилегающей к нему части Западно-Сибирской плиты. По материалам палеогеодинамических реконструкций, сегмент имеет гетерогенное строение. В его сложении участвуют геодинамические системы протерозойского и палеозойского, а также геодинамические элементы мезозой-кайнозойского интервалов. По составу слагающих ассоциаций и формированию геодинамические системы сегмента отнесены к эпикоеаническим и эпиконтинентальным типам, развивавшимся соответственно в пределах океанической и континентальной литосферы. Это может служить основанием к представлениям, что в структуре литосферы существуют сегменты, в которых объединяются системы, существенно отличающиеся геодинамикой и временем формирования, что относится и к земной коре, и к слагающим ее вулканогенным комплексам. К числу таких сегментов относится и Урало-Тиманский сегмент Евразии [4, 5]. Вулканогенные комплексы и серии орогенных систем этих типов резко отличаются по формационным признакам, составу, геодинамическим параметрам и структурному становлению [6]. Такие особенности наиболее характерны для эпикоеанических орогенов, которые более подробно изучены для палеозойского Уральского эпикоеанического орогена и менее — для верхнепротерозойского Тиманского орогена, значительно перекрытого палеозойскими отложениями Печорской эпикратонной впадины.

В структуре верхнепротерозойского Тиманского эпикоеанического орогена присутствуют вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы островодужных ассоциаций и ассоциаций ак-

тивной континентальной окраины. Вулканиды островодужных комплексов участвуют в сложении тектонических клиньев и пластин и представлены позднерифейскими спилитами с реликтами подушечной отдельности, вариолитами, афировыми и редкопорфировыми базальтами, пироксеновыми порфиритами. Кислые разности соответствуют дацитам, риодацитам и риолитам. По петрохимическим параметрам вулканиды основного состава близки к океаническим базальтам, а на диаграммах их фигуративные точки попадают в поля абиссальных и островодужных пород. Сопоставимые результаты получаются и при анализе распределения рассеянных элементов. Вулканогенные комплексы вулcano-интрузивных ассоциаций выделены в пределах Кожимского и Ляпинского выступов. Состав комплексов весьма широк и включает в разных количественных соотношениях базальтовые и андезибазальтовые порфириды, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые андезитовые порфириды, андезиты, высокомагнезиальные андезиты, дациты, риодациты, редко риолиты, их туфы и кластолавы. По петрохимическим параметрам они относятся к известково-щелочной серии с калиево-натриевым типом щелочности. По геологическим и геофизическим данным, полоса таких ареалов прослеживается в северо-западном направлении под палеозойскими отложениями. Принадлежность вулcano-интрузивных ассоциаций к образованиям коллизионных обстановок подтверждается петрохимическими и геохимическими параметрами [7].

В структуре Уральского палеозойского эпикоеанического орогена выделяются спрединговые, островодужные комплексы, комплексы краевых поясов, синколлизонных вулcano-плутонических ареалов и сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) структур.

Вулканогенные образования спрединговых ассоциаций представлены в различной степени метаморфизованными базальтами и дайками долеритов. Для них характерны низкие содержания Rb, Sr, Ba, K, относительно высокая концентрация лантаноидов с преобладанием иттриевых земель.

В составе вулканогенных образований энсиматических островных дуг наибольшее развитие получили базальт-андезит-дацит-риолитовые комплексы ранней, андезито-базальтовые вулканические комплексы развитой стадий развития островных дуг. По петрохимическим параметрам вулканиды комплексов принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям [3, 8]. Для зрелой стадии характерно проявление субщелочного и щелочного вулканизма, в частности, вулканизма шошонитовой серии, и продуктов гранитоидного магматизма [1].

Петрогеохимические особенности островодужных вулканогенных образований более подробно изучены нами на примере среднедевонского базальт-андезит-дацит-риолитового комплекса восточного склона Среднего Урала. Комплекс представлен сложной ассоциацией лав базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов. Широким распространением пользуются также туфы различного состава. Для вулканидов характерна умеренно-высокая суммарная щелочность, близкая к граничным значениям известково-щелочных и субщелочных серий. Это низкокальциевые породы с натриевым типом щелочности (K_2O/Na_2O 0,2–0,4). По соотношению FeO^*/MgO и SiO_2 все вулканиды относятся к известково-щелочной серии. По коэффициенту глиноземистости они являются умеренно- и высокоглиноземистыми (al 0,8–2,7). Данные о концентрации и степени фракционирования РЗЭ в изученных образцах показали невысокое отношение La/Yb (от 2,8 до 4,5). Спектры распределения РЗЭ демонстрируют преобладание легких лантаноидов над тяжелыми редкими землями и выраженный дефицит европия. Составы средне-основных вулканидов обогащены по сравнению со средними океаническими толеитами (N-MORB) крупноионными элементами (Ba, Sr, Pb) и несколько обеднены высокозарядными (Zr, Ti, Nb, Ta), что сближает их с базальтами островных дуг. На диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ [9] вулканиды занимают поле островодужных лав.

Комплексы задуговых бассейнов располагаются в тыловых частях островодужных последовательностей, а в их составе преобладают андезитоидные и риолит-дацит-андезитовые серии, сопровождаемые иногда комплексами долеритовых даек. На Северном и Среднем Урале вулканические накопления задуговых бассейнов выполняют систему вулканотектонических депрессий и кальдер, которые образуют протяженную зону. В их сложении основная роль принадлежит породам риолит-дацит-андезитовой серии, с которыми ассоциируют интрузии габбро, диоритов и гранодиоритов. Возраст серии по конодонтам определяется в интервале поздний ордовик — ранний силур. На Южном Урале ассоциации задугового бассейна выделялись в Баймак-Бурибаевской зоне,

сложенной в нижней части базальтовыми и андезибазальтовыми накоплениями, а в верхней — преимущественно андезидацитовыми и дацитовыми комплексами [8]. В качестве еще одного геодинамического элемента островодужных образований выделяются зоны развития комплексов, которые выполняют палеоструктуры типа междуговых и внутридуговых бассейнов.

Вулканогенные комплексы вулканоплутонических поясов получили развитие вдоль восточной периферии Уральского орогена. Здесь среднепалеозойские вулканогенные отложения, а также комагматичные им интрузии и седиментогенные образования формируют структуры Войкарского, Турьинского и Сухоложско-Теченского вулканоплутонических поясов. Войкарский пояс выделен в пределах Полярного Урала. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования пояса слагают отдельные поля и представлены комплексами девонских андезитов и трахиандезитов в ассоциации с тоналитами, гранодиоритами и сиенитами. Турьинский вулканоплутонический пояс прослеживается в пределах Среднего Урала. В его сложении участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, а также карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенно-флишеидные отложения. Вулканогенные породы представлены андезибазальтами, андезитами, трахиандези-базальтами, трахиандезитами девонского возраста. Это высокостроениевые породы, по концентрации тугоплавких элементов они принадлежат к геохимическому типу высокохромистых и бедных цирконием континентальных андезитов [1].

Вулканогенные образования Сухоложско-Теченского вулканоплутонического пояса представлены андезитами, андезидацитами и дацитами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [2], а их интрузивные комагматы — диорит-гранодиоритовыми и гранодиоритовыми комплексами. Вулканиды, изученные нами на севере зоны, относятся к известково-щелочной серии. Геохимические параметры характеризуют их как образования окраинно-континентальных поясов. Породы обогащены Sr и Ba, наблюдается минимум по Th и Nb минимум на спайдердиаграммах, нормализованных по отношению к N-MORB, что характерно для вулканидов, сформированных в пределах субдукционных зон. На диаграмме Th/Yb — Ta/Yb [9] вулканиды занимают поле активных окраин континентов. По сравнению с аналогичными по кремнекислотности среднедевонскими эффузивами они характеризуются более высокими содержаниями R3Э [2].

Вулканогенные комплексы сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) структур имеют заметное развитие в Центрально-Магнитогорской мегазоне на Южном Урале. Вулканиды локализуются в виде полос развития позднедевонского базальтового и раннекаменноугольного трахириолит-базальтового и базальт-трахиандезит-трахириолитового комплексов, выполняющих рифтогенно-грабеновые структуры растяжения.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект 12-У-5-10-41).

Литература:

1. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. — 255 с.
2. Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Петрогеохимические особенности вулканогенных пород Сухоложской зоны (восточный сегмент Среднего Урала) и их значение для геодинамических реконструкций // Литосфера. — 2012. — № 3. — С. 146–150.
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканидов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 22–41.
4. Нечеухин В.М. Эпиокеанические и эпикратонные палеогеодинамические системы и плитотектоническая металлогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геология Урала и сопредельных территорий. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. — С. 40–62.
5. Нечеухин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н. Геодинамические системы основных периодов формирования Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. — 2012. — № 2. — С. 3–20.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
7. Соболева А.А. Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2004. — 146 с.
8. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — 204 с.
9. Pearce, J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths / C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). — Nantwich: Shiva Publ., 1983. — P. 230–249.

«ОЛЬХОВСКАЯ КАРСТОВАЯ БРЕКЧИЯ» РЯЗАНО-ОХЛЕБНИНСКОГО ВАЛА

Н. Р. Галимов¹, А. В. Кочергин¹, А. А. Шантарев², Э. М. Сатаева³, В. А. Попов⁴

¹ *ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа*

² *ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань*

³ *Министерство Природопользования Республики Башкортостан, г. Уфа*

⁴ *ФГБУН «Институт проблем сверхпластичности металлов РАН», г. Уфа*

В западном крыле Уфимского вала, на юге Пермской области и севере Республики Башкортостан (Аскинский район), широко развита «ольховская карстовая брекчия». В процессе геолого-разведочных работ на строительный гипс в пределах Рязано-Охлебининского вала и Бельской впадины Предуральского краевого прогиба нами обнаружены образования, сопоставляемые по вещественному составу, геологической и геоморфологической позициям с ольховской брекчией стратотипического района.

«Ольховская карстовая брекчия» в стратотипической местности сложена глыбами, щебнем, дресвой доломитов и известняков, заключенных в тонко-скрытозернистом карбонатном, глинисто-карбонатном матриксе [2]. Характерной особенностью этих образований является присутствие единичных галек кварца, кварцитов и кремней и песчаного кварц-кремнистого материала. Доломиты содержат фауну, характерную для доломитов неволинской и елкинской пачек, а известняки — туюйской пачки иреньского горизонта кунгурского яруса нижней перми. В Ординском районе Пермской области ширина полосы развития ольховской брекчии достигает 27 км при мощностях 20–40 м, в единичных случаях — до 100 м [2].

Большинство специалистов связывают генезис этого геологического тела с карстовыми процессами: растворением сульфатных пород иреньского горизонта, обрушением, накоплением и частичной перекристаллизацией материала карбонатных горизонтов, перемежающихся с сульфатными породами [2, 3]. Условно брекчия отнесена к олигоцену — раннему миоцену. Основанием для такой датировки является схожесть гравийно-галечникового и песчаного кремнеземистого материала из брекчий с таковым наурзумской свиты (олигоцен — нижний миоцен), эпизодически развитой в Пермском Предуралье, а также общегеологические представления о высокой активности гипергенных процессов в олигоцене — миоцене. Таким образом, ольховская брекчия рассматривается в виде своеобразной «коры выветривания» по карбонатно-сульфатным отложениям кунгурского яруса [1].

Нами образования, сходные с ольховскими брекчиями, обнаружены в поле развития карбонатно-сульфатных пород кунгурского яруса Рязано-Охлебининского вала. В единичных выходах они также установлены в обнажениях Лемезинско-Михайловской впадины Предуральского прогиба. Микститы (брекчии) представляют собой кремовые, кремово-серые обломочные карбонатные породы, сложенные неокатанными обломками, плитками известняков, мергелей, в меньшей степени аргиллитов, уверенно сопоставляемых с карбонатно-глинистыми породами иреньского горизонта кунгурского яруса. Часто эти породы содержат единичную гальку, гравий кварцитов, кремней, кварца, аналогичные с таковыми ушкатлинской и ворошиловской свит миоцена, развитых на площади.

Среди микститов можно выделить «неперемещенные» и «перемещенные» разности. Для первых характерны полосчатые, волнистополосчатые реликтовые текстуры. Для вторых — флюидальные текстуры, связанные с течением (оползанием) вещества, а также брекчиевые с хаотичным распределением обломков.

Большей частью брекчии (микститы) рыхлые, полурыхлые. Реже встречаются твердые, сцементированные разности. Можно выделить два типа «твердых микститов»: брекчии карбонатного состава и брекчии, содержащие гальку и гравий кремнеземистых пород. Первый тип пород ассоциирует с горизонтами седиментационных карбонатных пород, второй широко развит в верховьях руч. Карламан и ассоциирует с аллювиальными образованиями четвертичной системы. Схожие с описанными образования встречены нами в составе морских отложений апшерона Бельской

депрессии в непосредственной близости Кармаскалинской площади — в овраге южнее с. Кармаскалы.

Широкое присутствие гравийно-галечникового полимиктового материала не может рассматриваться в качестве доказательства формирования брекчий в миоцене, так как он мог быть замыв в карстовые полости в коренных кунгурских породах (что мы фактически наблюдаем в разрезах), или попасть в микститовый материал в результате обрушения и перемещения карстовых полостей, а также в результате оплыwania склонов.

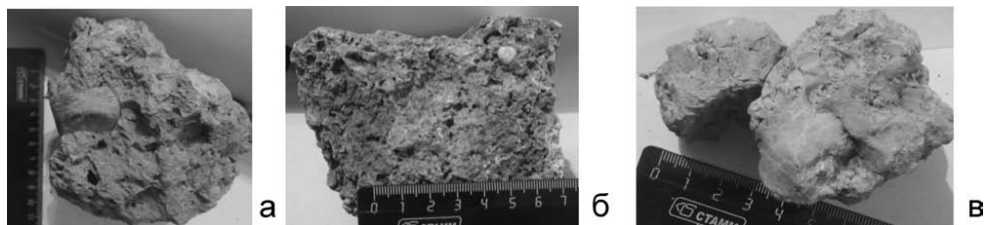


Рис. 1. Сцементированные карстовые микститы из: а — обнажения 112 (Кунгурский район Пермской области), б — обнажения 62 (верховья руч. Карламан), в — скв. 1105 Карламанбашского уч-ка (Кармаскалинский район РБ)

Распространение брекчий обнаруживает и геоморфологический контроль, заключающийся в их приуроченности к поверхностям с абсолютными отметками 160–220 м и остаточным хребтам с отметками 180–280 м. В пределах данных площадей отчетливо реконструируются реликты педиментов и остаточных гор и хребтов. Поверхности выравнивания (педименты) могли оформиться в период от конца позднего мела до миоцена включительно. Учитывая, что карбонатные породы в разрезе иренского горизонта составляют 25–30%, чтобы сформировать брекчии наблюдаемой мощности (40–50 м и более), должны были быть «переработаны» сульфатно-карбонатные толщи мощностью 120–200–300 м. В таких обстоятельствах логично предположить, что выровненные поверхности, в пределах которых они найдены, сформировались несколько позднее или одновременно с брекчиями.

С целью сопоставления минералогических особенностей выявленных карстовых микститов с ольховской брекчией стратотипического Кунгурско-Ординского района, а также «материнскими» карбонатными породами иренского горизонта нами было проведено рентгенографическое исследование пород, а также остатка, нерастворимого в 10% соляной кислоте.

Изучение брекчий и мергелей показало, что для них характерно резкое преобладание известковых разностей. Доломит распространен в незначительных объемах (1–2%), и лишь в образце 111512 он преобладает. В целом наблюдается увеличение доли кальцита в брекчиях. В образце мергелей 122927 обнаружена примесь магнезита. Помимо карбонатов в породах установлены гипс, ангидрит, комплекс «обломочных» компонентов: кварц, полевые шпаты, фельдшпатоиды, а также глинистые минералы.

Анализ глинистых фракций кунгурских мергелей, изучаемых микститов и «ольховской карстовой брекчии» стратотипического района показывает их сопоставимость. Во всех типах пород резко преобладают смешанослойные минералы, сложенные иллит-сметитовыми пакетами, а также иллит. Отличия заключаются в увеличении в «брекчиях», по отношению к материнским мергелям, доли разбухающих сметитовых слоев. Смешанослойная иллит-сметитовая специализация характерна для аутигенного эвапоритового минералообразования. В известковистых аргиллитах также присутствует значимое количество каолинита, по-видимому, привнесенного в процессе седиментогенеза.

Таким образом, минералогия этих образований свидетельствует о формировании брекчий за счет материала карбонатно-глинистых пород кунгура. Отсутствие значимых количеств минералов группы каолинита и бейделита, типоморфных и аутигенных для отложений миоцена, не позволяет однозначно говорить об их образовании в эту эпоху.

Выводы. Полученные факты убедительно свидетельствуют о сопоставимости и единой природе Ольховской карстовой брекчии Уфимского вала и микститовых брекчиевых отложений Рязано-

Охлебнинского вала. Формирование этих своеобразных образований связано с мощным и специфическим гипергенным процессом, приведшим к выщелачиванию из кунгурской толщи сульфатных компонентов при сохранении карбонатных. Время и обстановки проявления этого процесса нуждаются в изучении.

Литература:

1. **Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.** Разрез «Акташево» — литолого-тектонический памятник кунгурского яруса нижней перми (р. Зилим, Южный Урал) // Пермская система: Стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы: Матер. Междунар. конф. к 170-летию со дня открытия пермской системы. — Пермь, 2011. — С. 32–35.
2. **Лаврова Н.В.** Карстовые брекчии и брекчиевидные породы Южного Гарца // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинский. — Пермь, 2008. — Вып. 11. — С. 67–72.
3. **Чайковский И.И., Сиразетдинов А.Т., Каблинов О.С.** Структурно-минералогические наблюдения в сульфатных породах кунгурского яруса // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинский. — Пермь, 2008. — Вып. 11. — С. 67–72.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАМЫТСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Б. Г. Голионко, О. А. Артемова

*Геологический институт РАН, г. Москва;
E-mail: golbor62@gmail.com, kb.artemova@gmail.com*

Мамытский метаморфический комплекс развит в пределах Орь-Илекского поднятия — южного продолжения Уралтауского антиклинория, на юго-востоке Эбетинской антиформы [1, 3]. Породы комплекса слагают тектонические пластины, зажатые среди ультраосновных пород Мамытского массива — отторженца Кемпирсайского гипербазитового массива.

Структурная эволюция мамытского комплекса и его обрамления изучались в верховьях реки Мамыт и в долине ее левого притока — ручья Супельсай. Здесь эти породы слагают пакеты тектонических пластин преимущественно западной вергентности.

В долине р. Мамыт породы одноименного метаморфического комплекса слагают две тектонические пластины — восточную и западную, разделенные серпентинизированными породами полосчатого комплекса мамытского массива. Кроме того, метаморфические породы комплекса слагают несколько более мелких пластин, приуроченных к контактам массива. В целом строение обнаженного вдоль р. Мамыт участка представляется следующим образом. Западная его часть сложена вулканогенно-осадочными породами кислого состава, метаморфизованными в условиях высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, которые относятся к эбетинской свите, предположительно позднедокембрийского возраста. Породы, представленные серицит-хлорит-биотитовыми сланцами, смяты в асимметричные складки западной вергентности. На них надвинуты черные кремни, сходные с породами сакмарской свиты силура. Эти породы отличаются по элементам залегания от нижележащих метавулканитов (СВ $45^\circ \angle 10^\circ$ для кремней и ЮВ $105^\circ \angle 40^\circ$ для метавулканитов), что позволяет предположить, что перед началом надвигания кремней породы эбетинской свиты уже были дислоцированы. На кремни надвинуты metabазиты, сходные с породами дергайшской свиты силурийского возраста. На эти породы в свою очередь надвинуты образования серпентинитового меланжа, сложенные блоками гипербазитов, кремней и метавулканитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. С востока на образования серпентинитового меланжа надвинуты породы западной пластины мамытского метаморфического комплекса, сло-

женной мигматизированными амфиболитами с гранатом, габбро-амфиболитами и, реже, гранатовыми амфиболитами. Пластина, образованная серпентинизированными породами полосчатого комплекса мамытского гипербазитового массива, отделяет эти метаморфиты от пород восточной зоны мамытского метаморфического комплекса, сложенной преимущественно гранатовыми амфиболитами, здесь же отмечены реликты диафторированных эклогитов [1, 2, 3].

Долина руч. Супельсай имеет несколько иное геологическое строение. Здесь на серпентиниты мамытского массива надвинуты метабазиты, сходные с породами дергаишской свиты, тектонически перекрытые метакремнями, превращенными в микрокварциты. Структурно выше последних, по-видимому, с тектоническим контактом, залегают сильно дислоцированные габброиды, возможно, относящиеся к дайковому комплексу. С востока на них надвинуты метавулканы кислого и реже среднего — основного состава, относимые к эбетинской свите, превращенные в ходе метаморфизма в хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварц-хлоритовые и серицит-хлорит-биотит-кварцевые сланцы. Близ надвигового контакта с породами мамытского комплекса степень метаморфизма этих образований возрастает до эпидот-амфиболитовой фации, в составе пород появляются гранат и сине-зеленая роговая обманка. Породы метаморфического комплекса представлены в основном гранатовыми амфиболитами, мигматизация, широко распространенная в амфиболитах западной пластины в долине р. Мамыт, здесь развита локально. И на мамытском, и на супельсайском участке в породах комплекса наиболее ранние наблюдаемые парагенезисы соответствуют границе амфиболитовой и гранулитовой фаций и представлены гранатом, клинопироксеном, высокотемпературной бурой роговой обманкой и основным плагиоклазом. Соотношение этих парагенезисов с отмечаемыми предшественниками реликтами пород эклогитовой фации не ясно. Более поздние ассоциации зеленой роговой обманки и среднего плагиоклаза отвечают амфиболитовой фации. На супельсайском участке вышеупомянутые парагенезисы являются реликтовыми. Роговая обманка здесь представлена сине-зеленой разновидностью, что отвечает переходу к эпидот-амфиболитовой фации. С востока на пластину амфиболитов надвинуты серпентиниты мамытского массива. В зоне катаклаза и милонитизации мощностью около 10 м, маркирующей тектонический контакт, развиты сильно дислоцированные кремнисто-углеродистые сланцы, образовавшиеся, видимо, по кремням, сходным с аналогичными породами сакмарской свиты.

Пликативные дислокации наблюдались в основном в толще метавулканитов, обрамляющих мамытские амфиболиты. В амфиболитах мамытского комплекса складчатые структуры развиты спорадически, что, по-видимому, связано с массивными текстурами последних. Наиболее ранними из них являются мелкие асимметричные птигматитовые складки, образованные деформированными жилами мигматитов в амфиболитах. Осевые поверхности этих складок субпараллельны кристаллизационной сланцеватости пород. Несколько более поздними являются пологие плавные волнообразные изгибы сланцеватости, при которых локально, при сохранении общего падения в восточных румбах, наблюдаются переходы от юго-восточных и восточных залеганий к северо-восточным и северо-западным.

Среди метавулканитов, обрамляющих мамытский комплекс, также отмечены складчатые структуры нескольких генераций. К первой, наблюдаемой лишь в метавулканитах эбетинской свиты, относятся замкнутые складки типа колчановидных, наблюдавшиеся в толще метариолитов в русле руч. Супельсай, очевидно деформированные, в результате чего они приобрели треугольную в плане форму. Длинные оси этих складок ориентированы параллельно общему падению пород. Иногда складки этого типа наблюдались на крыльях складок следующей генерации. Здесь же наблюдались пакеты ранних сжатых изоклинальных складок, деформированных в более поздние асимметричные складки. Следует отметить, что колчановидные складки наблюдались только в русле руч. Супельсай.

Складки второй генерации наиболее широко представлены на исследуемой территории. Это вышеупомянутые асимметричные и реже изоклинальные складки. Наблюдаются как микро-складки этой генерации, так и складки с размахом крыльев в первые десятки метров. Данные структуры являются подобными складками и относятся к типу ламинарного течения. В долине Супельсай преобладают юго-восточные падения изучаемых толщ. Падения на крыльях меняются в среднем от 30 до 60°, редко достигая 80–85°. Угол между крыльями варьирует от 80 до 30°, сжатые

складки преобладают. Характерна ундуляция шарниров асимметричных складок, при этом падение шарниров в большинстве случаев меняется от юго-западных до северо-восточных румбов. Углы падения меняются от 5 до 25–30°. Падения осевых плоскостей складок совпадают с общим падением сланцеватости. Иногда среди обломков мелких складочек наблюдаются асимметричные складки конического типа, пока неясно, насколько они распространены в пределах района. К этой же генерации, по-видимому, относятся лежащие изоклинальные приразломные пликативные структуры, развитые вдоль тектонического контакта с гипербазитами мамытского массива.

В долине р. Мамыт складки менее сжатые. При сохранении общей вергентности в западных румбах элементы залегания на крыльях характеризуются пологими (15–35°) падениями на юго-восток и крутыми (50–80°) — на северо-запад. В ядерных частях этих складок наблюдаются деформированные ранние изоклинальные складчатые структуры.

В метавулканитах пакеты складок второй генерации деформируются в более поздние складки с крутопадающими шарнирами (60–80°), представленные как открытыми, так и сжатыми формами. Гораздо реже складки этой генерации встречаются в амфиболитах мамытского комплекса. Размах крыльев этих структур варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Это типичные сдвиговые складки, среди них встречены пликативные дислокации как с правым, так и с левым рисунком, однако среди более-менее крупных складок, выраженных в масштабе обнажения, встречены лишь структуры с правым рисунком, что позволяет предположить, что мелкие складки с левым рисунком лишь осложняют крылья более крупных складок. Падения на крыльях сдвиговых складок меняются от юго-восточных к юго-западным, восточным и северо-восточным. По-видимому, в пределах изучаемого района присутствуют и более крупные складки этого типа. Вероятно, именно с ними связано наблюдаемое изменение падений на крыльях структур соответственно от юго-восточных до южных и юго-западных и от северо-западных до северо-восточных.

Обобщая все вышесказанное, можно предложить следующую схему структурной эволюции мамытского комплекса и его обрамления. Птигматитовые складки и полого-волнистые изгибы кристаллизационной сланцеватости амфиболитов отражают, по-видимому, внутреннюю эволюцию мамытского комплекса, к которой относятся и ранние этапы метаморфизма, включая метаморфизм эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций. Представляется, что ранние колчановидные и деформированные изоклинальные складки в метавулканитах эбетинской свиты образовались до или в самом начале становления структуры района. Формирование асимметричных складок преимущественно западной вергентности отвечает этапу выведения мамытского комплекса, обдукции офиолитов и формирования чешуйчато-надвиговой структуры района. Поскольку парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации наблюдаются не только в амфиболитах мамытского комплекса, но и в граничащих с ними породах эбетинской свиты, логично связать метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации с вышеописанным этапом структурной эволюции района. На супельсайском участке, где амфиболиты непосредственно граничат с породами эбетинской свиты, в зоне, прилегающей к тектоническому контакту, наблюдается скачок метаморфизма от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой. В долине Мамыта, где амфиболиты отделены от метавулканитов зоной серпентинитового меланжа, служившего своеобразным экраном, подобных явлений не отмечено. Наиболее поздним этапом, фиксируемым по пликативным дислокациям, является этап сдвиговых движений, приведший к образованию поздних сдвиговых складок с крутопадающими шарнирами, усложнивших ранее сформированную структуру.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

Литература:

1. Бекмухаметова З.А. Природа и степень проявления локального метаморфизма ультрабазитов и метаморфогенного оруденения в Кемпирсайском и Мамытском массивах Мугоджар и геодинамика их становления. Ст. 2 // Известия академии наук Республики Казахстан. Сер. геол. — 2007. — № 6. — С. 4–18.
2. Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. — М.: Наука, 1988. — 207 с.
3. Панях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1983. — № 2. — С. 25–37.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

И. В. Голованова¹, К. Н. Данукалов¹, М. Л. Баженов², Н. М. Левашова²,
А. Ф. Кадыров¹, М. М. Хидиятов¹, Р. Ю. Сальманова¹

¹ Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

² Геологический институт РАН, г. Москва

Исследования, проводимые в лаборатории геофизики ИГ УНЦ РАН совместно с коллегами из ГИН РАН, посвящены изучению палеомагнетизма вендских комплексов Южного Урала и направлены на решение фундаментальной проблемы эволюции Земли — воссоздание палеогеографии позднего докембрия.

Существующие взгляды на палеогеографию Земли в это время очень противоречивы в первую очередь из-за того, что для этого времени для всех кратонов крайне мало палеомагнитных данных.

В 60–70-х годах XX века было получено довольно много палеомагнитных результатов по венду Евразии. Но к настоящему времени изменились требования к качеству разделения компонент намагниченности, в силу чего ранее полученные результаты сейчас не признаются надежными. Следовательно, многое надо изучать заново. Такая ситуация сложилась, в частности, на Южном Урале, где ряд ученых (Н.Ф. Данукалов, Р.А. Комисарова, П.Н. Михайлов и др.) изучал отложения рифея и венда в соответствии с методическими требованиями того времени.

Полюса этого возраста известны для осадочных пород района Белого моря, нескольких интрузивных комплексов в Скандинавии, осадков и вулканитов Подолии. Проблема в том, что именно для венда палеомагнитные данные для Балтики не показывают сходимости: одни указывают на положение платформы почти на экваторе, тогда как по другим данным она оказывается почти на полюсе. Краткий обзор этих данных приведен, например, в работе [3].

На самой Восточно-Европейской платформе уже практически не осталось новых вендских объектов, пригодных для палеомагнитных исследований. Поэтому в пределах деформированной окраины Балтики, на западном склоне Южного Урала, мы изучили терригенные осадки ашинской серии, в основном песчаники и алевролиты. В серии выделено пять свит, с постепенными переходами между ними: бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская.

Возраст ашинской серии остается спорным, однако преобладает мнение, что верхние четыре свиты относятся к позднему венду, а самая нижняя бакеевская свита по последним данным относится к рифею. Единственным надежным определением изотопного возраста (U-Pb метод по цирконам из туфового прослоя) является дата $548,2 \pm 3,5$ млн лет для зиганской свиты [1].

Две нижние свиты ашинской серии имеют кварцито-аркозовый состав, а три верхние — полимиктовый. Преобладают песчаники и алевролиты, при резко подчиненном количестве аргиллитов и гравелитов. Конгломераты слагают только один маркирующий горизонт в средней части куккараукской свиты.

Всего нами было изучено около 1000 образцов из серии разрезов на участке протяженностью более 200 км от г. Усть-Катав на севере до с. Максютново на юге.

Магнитные измерения и компонентный анализ намагниченности проводились в Лаборатории геофизики ИГ УНЦ РАН (г. Уфа) и Лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва). При статистической обработке образцы, отобранные из стратиграфического интервала мощностью не более 20 м, были сгруппированы в отдельные сайты по 7–10 штук. Вся коллекция прошла пошаговую (до 20 шагов) термомагнитную чистку в немагнитных печах TD-48 производства компании «ASC» (ИГ УНЦ РАН) и самодельной терморазмагничивающей установке конструкции ФИ РАН (ГИН РАН). Магнитные измерения проводились на спиннер-магнитометрах JR-4 и JR-6 производства компании «Agico». Результаты чистки представлялись в виде диаграмм Зийдервельда. Последующая обработка производилась при помощи программы Ж.-П. Конье PaleoMac и пакета программ Р. Энкина.

Самая нижняя бакеевская свита плохо обнажена, а пилотные образцы из двух разрезов не дали интерпретируемых данных. Не удалось получить их и в нескольких десятках образцов желто- и зелено-серых песчаников из нижней части урюкской свиты, а в переслаивающихся беловатых

и кирпично-красных аркозовых песчаниках верхней части этой свиты удалось выделить только компоненту, совпадающую с направлением широко распространенного на Урале позднепалеозойского перемagnetничивания.

Басинская свита мощностью от 500 до 900 м в основном сложена полимиктовыми песчаниками с отдельными пачками и прослоями алевролитов и изредка аргиллитов. Нами отобрано более 500 образцов из 10 разрезов, расположенных на участке протяженностью более 200 км с юга на север. Основная часть коллекции относится к 4 разрезам, удаленным друг от друга более, чем на 100 км. Более чем в 50% образцов этой свиты четко выделяется биполярная высокотемпературная компонента (ВТК), достаточно хорошо сгруппированная внутри большинства сайтов. Тесты складки и обращения для этой компоненты положительны, что обычно рассматривается как веский довод в пользу первичности намагниченности. Однако палеомагнитный полюс (долгота $186,1^\circ$, широта $1,7^\circ$ ю.ш.) для этой компоненты намагниченности находится вблизи позднеордовикско-раннесилурийского отрезка кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики, что может указывать на перемagnetничивание вендских пород в палеозое. В результате специальных исследований нам удалось найти складки оползания в разрезе Куккараук. Тест складки на двух складках оползания показывает, что ВТК древнее складки в одном случае и синхронна ей в другом, тем самым указывая на первичность ВТК. Этот результат позволяет утверждать, что совпадение участка кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики и басинского полюса случайно, а выделенная высокотемпературная компонента намагниченности в басинских породах первична.

В красно-бурых песчаниках куккараукской свиты не удалось получить согласованных данных. В 34 образцах из 5 сайтов из двух разрезов, представляющих вмещающую часть куккараукской свиты, направления ВТК равномерно рассеяны по всей сфере, что не позволяет отдать предпочтение никакой из них. Это не согласуется с данными Иосифиди с соавторами [2], выделявшими в куккараукской свите компоненту, аналогичную нашей «зиганской». В 30 гальках из регионально выдержанного куккараукского конгломерата была выделена единственная компонента, среднее направление которой в современной системе координат совпадает с современным полем.

Зиганская свита, самое верхнее подразделение венда на Южном Урале имеет мощность до 450 м и сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Нами было отобрано более 500 образцов из 9 разрезов от р. Зиган на юге до г. Усть-Катав на севере.

В ходе ступенчатого терморазмагничивания было установлено, что в серых и зеленовато-серых образцах не удастся выделить ни одной статистически значимой высокотемпературной компоненты намагниченности. Такие образцы исключены из дальнейшего рассмотрения.

В серо-бурых и бурых песчаниках выделяется четко выраженная, связанная с гематитом высокотемпературная компонента, достаточно хорошо сгруппированная внутри большинства сайтов. Ее средние по сайтам направления сильно рассеяны в современной системе координат, а в древней системе образуют на стереограммах две антиподальные группы с противоположной полярностью. Тест обращения положительный (класс В). Мы смогли выделить ВТК только в разрезах с пологими падениями к западу, и тест складки не дает определенного результата.

Вычисленный средний палеомагнитный полюс по зиганской свите имеет координаты $16,2^\circ$ ю.ш., $138,4^\circ$ в.д. ($16,2^\circ$ с.ш., $41,6^\circ$ в.д.), что неплохо согласуется с поздневендскими данными по юго-восточному побережью Белого моря. Расстояние в 1600 км между этими объектами является дополнительным доводом в пользу первичности ВТК намагниченности зиганской свиты. Кроме того, полученный полюс и в прямой, и в обратной полярности достаточно далеко отстоит от известных кривых кажущейся миграции полюса для Восточно-Европейской платформы в фанерозое [4, 5]. Все эти факты позволяют считать ВТК первичной. Среднее направление ВТК: склонение $D^\circ = 107,7^\circ$ ($287,7^\circ$), наклонение $I^\circ = -15,4^\circ$ ($15,4^\circ$), кучность $k = 26$, овал доверия $\alpha_{95\%} = 4,8^\circ$ ($N = 36$ сайтов) соответствует палеошироте $7,8 \pm 2,5^\circ$, северного или южного полушария.

В породах зиганской свиты выявлена очень высокая частота инверсий. Смена полярности происходит в среднем через каждые 7–8 м по мощности, или 20–25 раз за миллион лет, что намного чаще, чем в породах любого другого возраста, за исключением одновозрастных пород Зимнего Берега Белого моря. Этот результат может иметь важное значение для изучения эволюции Земли.

Кроме того, показано, что в изученных породах не было существенного занижения наклонений. Таким образом, в результате изучения пород ашинской серии получены надежные палеомагнитные результаты для двух свит: басинской и зиганской.

Можно ли экстраполировать данные по западной части Урала на всю Восточно-Европейскую платформу? Проведенные в различных частях Башкирского мегантиклинория исследования позднепалеозойской компоненты намагниченности пород показали, что перемещений и поворотов между районом исследований и платформой, как и поворотов отдельных блоков по отношению друг к другу не было, что в совокупности с геологическими данными позволяет экстраполировать вендские результаты на всю Балтику.

Полученные результаты в совокупности с надежными литературными данными по Балтике [3] позволяют построить участок кривой кажущейся миграции полюса для интервала венд – ранний ордовик, который приводит к кинематическому сценарию, предполагающему довольно высокие скорости движения континента (7–9 см/год), однако скорости не кажутся слишком неправдоподобными.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, грант 11-05-00137.

Литература:

1. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Д. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. — 2011. — Т. 440, № 2. — С. 201–206.
2. Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В. и др. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2012. — Т. 7, № 4. — http://www.ngtp.ru/rub/2/57_2012.pdf.
3. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. — 2013. — V. 236. — P. 16–30.
4. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S.A. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the Early Palaeozoic // Geophysical Journal International. — 1998. — V. 133. — P. 44–56.
5. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Norway in space and time: a centennial cavalcade // Norwegian Journal of Geology. — 2005. — V. 85. — P. 73–86.

ГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ХРЕБТА УРАЛТАУ. СТОЙКОСТЬ НЕКОТОРЫХ ЗАБЛУЖДЕНИЙ

Н. А. Иванова

НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс»

Автору, принимавшему в конце 80-х – начале 90-х годов непосредственное участие в ГДП-50 территории листов М-40-8-Г и М-40-20-Б и Г (оренбургская часть хребта Уралтау и его обрамления), в процессе работ пришлось столкнуться с проблемой возраста уралтауских метаморфитов и низов кидрясовской свиты. Эти вопросы и сейчас вызывают дискуссии. Печально, что в публикациях исследователей, отстаивающих свои позиции, практически нет ссылок на результаты работ производственных организаций, проводивших крупномасштабное геологическое картирование в последнее десятилетие XX в. в зоне Уралтау и Сакмарской СФЗ, хотя полученные геологосъемочными партиями результаты позволяют внести ясность в отдельные вопросы стратиграфии толщ, слагающих эти зоны. Игнорирование фактических данных приводило и приводит к заблуждениям, влияющим на реконструкцию геологических событий Урала.

Метаморфиты Уралтау. В конце XIX столетия и начале XX ряд исследователей принимал возраст кристаллических сланцев Уралтауского хребта палеозойским (Чернышев Ф.Н., 1889; Кротов П.И., 1888; Краснопольский, 1889; Тихонович, 1918; Либрович Л.С., 1930; Павлинов В.Н., 1937), но фактически с 30-х годов XX в., после исследований, проводимых ЦНИГРИ для составления Госгеолкарты М 1:100 000, метаморфиты Уралтау стали датироваться докембрием. Вошедшие в сводную легенду Урала галеевская, кайраклинская, юмагузинская и карамалинская свиты максютовского комплекса [3] были отнесены к среднему рифею, а суваянский комплекс в объеме поимской, акбийской и белекейской свит — к среднему рифею — венду, хотя еще в 60-е годы XX в. Д.Д. и В.М. Криницкими на правом берегу р. Сакмары у д. Акназарово (юг Башкирии) в филлитовидных сланцах, слагающих белекейскую свиту, были обнаружены венлок-лудловские граптолиты [4]. Тем не менее долгое время отдельные находки палеозойской фауны в метаморфических сланцах не принимались во внимание либо объяснялись тектоническими вклиниваниями молодых отложений в разрез древних метаморфитов только на основании того, что *a priori* считалось, что возраст формирования отложений зависит от уровня испытанного ими метаморфизма. И лишь в начале нынешнего века, благодаря новым находкам органических остатков в зоне Уралтау при ГДП-50, стали появляться публикации о палеозойском возрасте метаморфических сланцев. И хотя сторонники древних датировок суваянского и максютовского комплексов все еще продолжают отстаивать свои позиции, проблему возраста метаморфитов Уралтау можно считать частично решенной.

Хмелевский горизонт. Совершенно иначе обстоит дело в отношении взглядов на стратиграфическую приуроченность кидрясовской свиты. Длительное время ее возраст принимался тремадокраннеаренигским на основании многочисленных находок фауны брахиопод и трилобитов. В начале 70-х годов XX в. с подачи В.Г. Варганова и Н.Я. Анцыгина низы свиты в объеме хмелевского горизонта были отнесены к верхнему кембрию, основанием для чего послужили находки беззамковых брахиопод *Billingsella akbulakensis*, хотя не все исследователи, изучающие кидрясовские отложения, приняли эту точку зрения. Тем не менее хмелевский горизонт прочно, хотя и ошибочно, занял свое место в сводной легенде Урала. В последние годы заблуждения в отношении возраста кидрясовской свиты только усугубились — в сегодняшней межрегиональной стратиграфической схеме кембрия и хмелевский, и кидрясовский стратона помешены в верхний отдел системы на уровне аксайского и батырбайского ярусов ОСШ [6]. Именно поэтому автор считает необходимым представить здесь фактические данные, которые опровергают правомочность выделения хмелевского горизонта.

В свое время стратотип хмелевского горизонта был описан исследователями [2] по трем опорным разрезам западного обрамления Уралтау — в районе руч. Хмелевка, в овраге Акбулаксай и восточнее пос. Блява в выемке железной дороги, где и были обнаружены кембрийские брахиоподы. Площадь работ Шубинской партии НГРЭ при ГДП-50 80–90-х годов XX в. включала блявинский разрез и наращивала к северу опорный разрез по руч. Хмелевке, описанный еще в 1961 г. А.Д. Петровским и А.В. Хабаковым [5].

Отложения кидрясовской свиты (O_1kd) закартированы Шубинской ГСП в междуречье Чебаклы, Блявы и Имелли преимущественно по естественным выходам — от Арбаюрских гор на юге до широты 51°29' на севере, уходя за пределы площади исследований. Сложена свита в изученном районе в нижней части кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами, в верхней — алевролитами с прослоями песчаников, редко гравелитов (колнабукский тип разреза, по В.Г. Кориневскому). Для кидрясовской свиты характерной чертой является облик и состав алевролитов и псаммитов. Песчаники имеют ржаво-бурый цвет и преобладающий аркозовый состав, весьма редко встречаются обломки основных пород. Алевролиты обладают табачно-зеленым цветом, карандашной отдельностью, в обломках развит преимущественно кварц.

К востоку на этот же уровень эрозионного среза выведены зилаирские флишоиды, представленные в нижней части алевро-аргиллитами с подчиненным количеством прослоев полимиктовых песчаников (менее 15%), в верхней — ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников и гравелитов. Ритмы двух- и трехкомпонентные. Для аргиллитов характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием слойков зеленоватых и серых, темно-серых тонов. Алевролиты, на первый взгляд сходные с кидрясовскими, отличаются раковистым изломом и кварц-альбитовым

составом обломков. Лицом зилаирского флиша являются псефо-псаммитовые разности — это пестрые породы с очень широким спектром гетерогенных литокласт.

Контакт между кидрясовской и зилаирской свитами тектонический (рис.), вдоль контакта в Зилаирской синформе в отдельных блоках широко развит тектонический меланж (дикий флиш) с олистоплаками длиной до нескольких сотен метров, переходящий к востоку в типичную олистостромовую фацию с постепенным уменьшением обломков до первых десятков сантиметров и менее. Олистостром четко выделяется на аэрофотоснимках пятнистым серым фототонном в отличие от полосчатого рисунка обычных флишоидов. Шарообразные обломки в этой полосе представлены песчаниками кидрясовского облика, линзовидные — кремнистыми сланцами, неправильной формы — эффузивами (базальтами, пикрито-базальтами, вариолитами, липаритами), дибазами и габбро-дибазами, туфами, туфопесчаниками, известняками. Матрикс везде типично зилаирский с характерным обликом, отличным от пород кидрясовской свиты.



Рис. Фрагмент геологической карты домезозойских образований западного обрамления Уралтау

По результатам крупномасштабной (1:50 000) съемки Киндерлинской ГСП в 1962–64 гг. на соседней к югу площади полоса развития олистострома в обрамлении Зилаирской синклинали была откартирована как средне-верхнедевонская обломочная подгоркинская толща. Именно здесь,

на замыкании Зилаирской синклинали, и был описан стратотип хмелевского горизонта [2], представляющий собой типичную картину олистострома с выходящими на дневную поверхность олистолитами фтанитов, филлитов, габбро-диабазов и алевролитов-песчаников с ортидами тремадока [5]. Сходная картина, по описанию Н.Я. Анцыгина, отмечается также по руч. Акбулаксай [1].

Собранные в 80-е годы группой В.А. Маслова (ИГ УНЦ РАН) органические остатки в зоне развития олистостромовой фации зилаирской свиты восточнее Арбаюрских гор (ценостеумы *Amphipora* af. *regularis dessoaja*, конодонты *Polygnathus* aff. *seratinus* Telford., *Ozarkodina* sp.) и в полосе дикого флиша на левобережье р. Блявы датируют олистолиты известняков и фтанитов средне- и раннедевонским возрастом. Также получены тремадокские датировки по брахиоподам из алевро-псаммитов этого участка (определения В.М. Богоявленской, УГСЭ). Поэтому и находки *Billingsella akbulakensis* в полосе развития олистострома вполне допустимы, но никак не могут служить основанием для выделения хмелевского горизонта.

Литература:

1. Анцыгин Н.Я. Тремадокские трилобиты Урала. — Екатеринбург, 2001. — 248 с.
2. Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика среднего Урала. — М.: Недра, 1973. — 227 с.
3. Горохов С.С. Рифей хребта Уралтау. — М.: Наука, 1964. — 138 с.
4. Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — Вып. 4. — М.: Недра, 1965. — С. 37–39.
5. Петровский А.Д., Хабаков А.В. Стратиграфия, литология и фации кембрийских и ордовикских отложений южной части Южного Урала. Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1961.
6. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований / Под ред. А.И. Жамойды, О.В. Петрова. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 131 с. — (Постановления МСК и его постоянных комиссий; Вып. 38).

К СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОМЕЗОЗОЯ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЗОНЫ УРАЛТАУ ЮЖНОГО УРАЛА

Т. Т. Казанцева

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

В данной статье приводятся сведения об идентичности структурной позиции, стиля тектоники, характера метаморфизма, состава субстрата и геохронологических данных сравниваемых объектов: с одной стороны блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа, с другой — максютовского комплекса зоны Уралтау Южного Урала.

В палеозойской структуре **Передового хребта Большого Кавказа**, начиная с 70-х годов XX века, выделялись герцинские аллохтоны, последовательно перекрывающие друг друга. Они сложены различными структурно-вещественными комплексами, представленными зеленокаменно измененными породами, существенно отличающимися как по литологии, так и по степени метаморфизма. Формирование их осуществлялось в различных геодинамических обстановках. По данным Е.В. Хаина [10], В.Л. Омельченко [7], М.Л. Сомина, В.А. Лаврищева [9] и многих других, здесь выделяется несколько аллохтонов, среди которых наиболее известными являются следующие. *Тоханский*,

сложенный филлитизированными алевролитами и аргиллитами, граувакковыми песчаниками (средний – верхний девон) и красноцветными песчаниками, известняками (турнейский ярус нижнего карбона). *Кизилковский – Урупский* (нижний девон – турне), представленный несколькими типами разрезов вулканического, вулкано-кластического и осадочного происхождения. *Марухский* датируется ранним палеозоем, состоит из нескольких тектонических пластин, в каждой из которых присутствует офиолитовый комплекс с сопутствующими ему олистостромовыми образованиями, возраст которых не древнее турнейского века. *Ацгаринский* покров, сложенный метаморфитами, для которых характерны изменения от зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Возраст дискутируется в пределах от докембрия до среднего палеозоя. *Блыбский* метаморфический комплекс, представленный кристаллическими сланцами, амфиболитами с телами эклогитов и отдельными выходами гипербазитов. Возраст его также дискуссионен — от протерозоя до середины палеозоя. В.Л. Омельченко приводит обоснование его принадлежности к герцинским аллохтонам.

Блыбский метаморфический комплекс располагается между реками Белой на западе и Большим Зеленчуком на востоке. Самые крупные выходы его известны в бассейне реки Бол. Блыб, в междуречье М. Лабы и Б. Лабы (Блыбское поднятие), а также в пределах массивов: Бескесского, Сахрайского и Даховского (рис. 1).



Рис. 1. Схема геологического строения зоны Передового хребта в междуречье Белой и Большого Зеленчука. По М.Л. Сомину и В.А. Лаврищеву [9], с небольшими изменениями

Условные обозначения: (см. рис. 2). Буквы в кружках: Бл — Блыбское поднятие; массивы: Бс — Бескесский, Дх — Даховский, Сх — Сахрайский; Дж — выступ горы Джуга, Э — выступ горы Экспедиция. Геология заштрихованной горизонтальными линиями площади отображена на рис. 2.

Характернейшей особенностью состава блыбского метаморфического комплекса является присутствие в нем на разных уровнях разреза эклогитов и амфиболизованных эклогитов, а также в разной степени серпентинизированных гипербазитов. В верхах разреза присутствуют кианит-гранатовые метапелиты. По В.Ю. Герасимову, эклогиты образуют линзовидные тела среди гранатовых амфиболитов. Минеральный состав их преимущественно: гранат и омфацит, с подчиненными в количественном отношении роговой обманкой, эпидотом, кварцем, парагонитом, фенгитом и рутилом. Амфиболизованные эклогиты (район бассейна р. Б. Лаба) представлены будинированными телами. По составу — это полосчатые гранат-омфацит-эпидот-кианит-рутил-кварцевые породы. Считают, что полосчатость, параллельная контактам эклогитовых тел, характеризует первичную структуру метапесчаников или туфогенных пород, по которым они образовались. По М.Л. Сомину — часть комплекса образовалась по вулканогенным породам основного и кислого состава, при скромном участии метапелитов и метатерригенных пород.

По В.Л. Омельченко [7], метаморфизм блыбского комплекса относится к фации дистеновых гнейсов и амфиболитов с локальными переходами к эклогитовой, по Н.Л. Добрецову. И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа [2] пришли к выводу, что исходные породы комплекса образовались в докембрии. Метаморфизм проградный, высокотермобарический осуществился при температуре 650–700 °С и давлении 16–17 кбар. Возраст его — палеозойский.

Возраст метаморфических пород по К-Ar и Rb-Sr-методам находится в пределах от 354 до 460 млн лет. Интервалы метаморфических преобразований: 354±10 — 385±18 и 350 — 370±40 млн лет.

Датировки регионального метаморфизма по **цирконам** применительно к системе гранат – порода из эклогитов бассейна р. Уруштен (Блыбская структура) соответствуют значениям 322–303 млн лет, а в небольших Даховском и Бескесском массивах SHRIMP и TIMS U-Pb возраст магматических цирконов — интервалу от 400 до 323 млн лет с единичными цифрами, близкими к 460 млн лет.

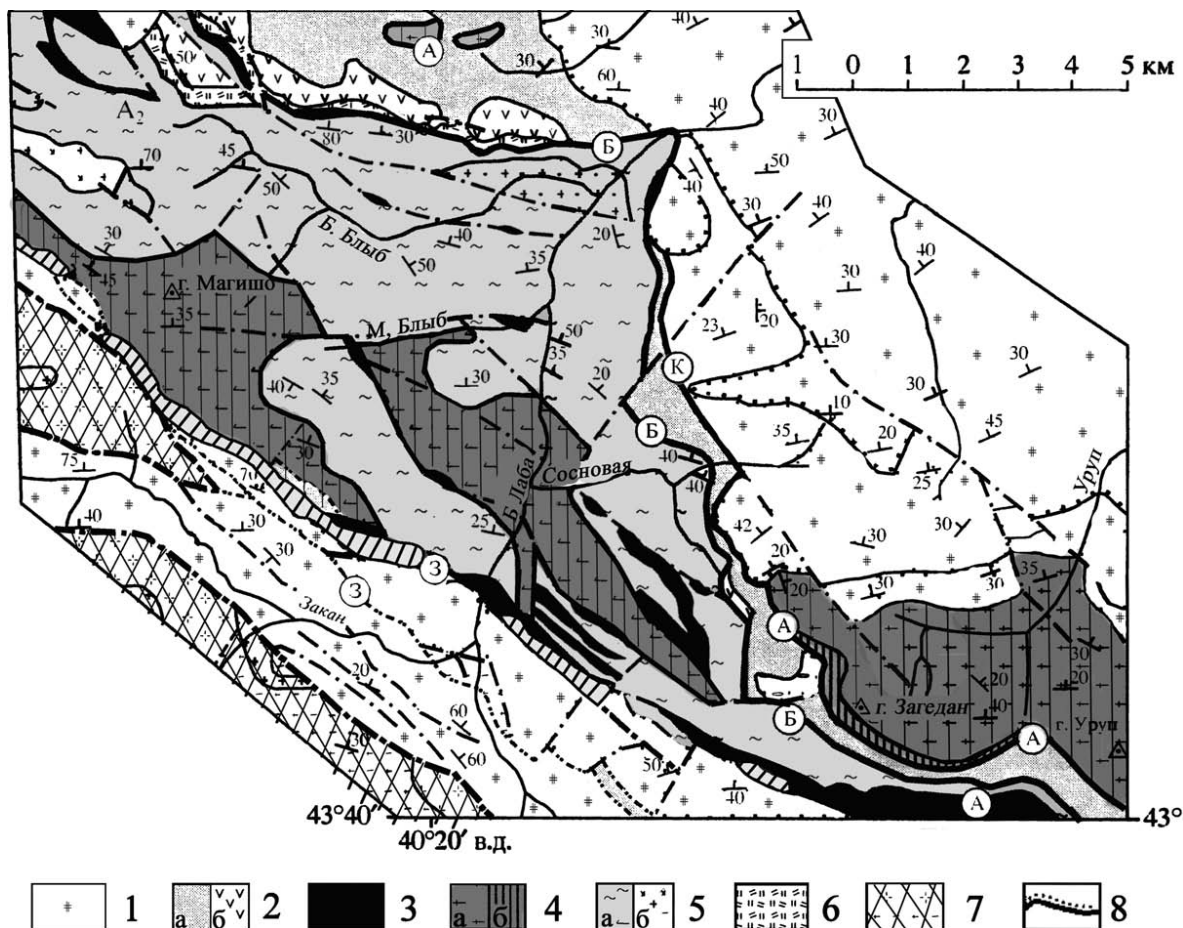


Рис. 2. Структурная схема бассейна рек Б. Лаба, Б. Блыб, Закан. По [7], с упрощением

Условные обозначения: 1 — мезозой — средний карбон: терригенные породы, красноцветные конгломераты, известняки; 2 — нижний девон — нижний карбон — породы Кизилкольского покрова: а — известняки, красноцветные конгломераты, терригенные породы, туфы, кремни, б — вулканиты преимущественно основного состава; 3 — гипербазиты Марухского покрова; 4 — образования Ацгаринского покрова: а — кристаллические сланцы, граувакки, б — гранодиориты среднего палеозоя; 5 — образования Блыбского комплекса: а — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, эклогиты среднего палеозоя, б — гранитоиды и диориты среднего палеозоя; 6 — метасоматиты в основании Блыбского надвига; 7 — образования зоны Главного хребта; 8 — главные надвиги (в кружках): Б — Блыбский, А — Ацгаринский, М — Марухский, К — Кизилкольский, З — Заканский.

Уралтауская структура Южного Урала выделяется как осевая зона, протягивающаяся суб-меридионально на сотни километров при ширине от 5 до 25 км. Она состоит из двух тектонических пластин, надвинутых друг на друга с востока. Западная из них — Юмагузинская сложена породами суванякского комплекса, а восточная — Иткуловская состоит из образований максютовского комплекса. Суванякский комплекс на востоке по Янтышевско-Юлукскому надвигу, подчеркнутому тектонизированными серпентинитами, граничит с максютовским комплексом, который восточнее соседствует с Магнитогорской синформой по Главному Уральскому надвигу. По [5], структурная геология зоны Уралтау характеризуется пластинчато-надвиговым строением.

По В.И. Козлову, хребет Уралтау надвинут на смежные структуры западного склона Урала. Надвигание слюдяно-кварцевых сланцев верхнего рифея на различные горизонты силура и девона со срезанием их простираения почти под прямыми углами установлено в районе г. Белорецк. Между

этим городом и с. Кирябинское, в синклинальном прогибе, образованном докембрийскими толщами Башкирского антиклинория, сохранился аллохтонный покров метаморфических образований зоны Уралтау. Средняя часть его сложена ниже- и среднепалеозойскими толщами, образующими синклиналь, известную под названием Тирлянкой мульды. Картировочные скважины, пробуренные во фронтальной зоне надвига уралтауских метаморфитов, вскрыли на глубинах до 150 м породы каратауской серии Башкирского антиклинория. Падение подошвы шарьяжа ориентировано на восток под углами $45-50^\circ$. О более пологом ее залегании свидетельствует извилистая западная граница покрова, образующая в плане тектонические окна и полуокна [5].

Максютовский метаморфический комплекс прослеживается вдоль восточной части хр. Уралтау в субмеридиональном направлении почти на 200 км при ширине 5–10 км. Севернее д. Абдулкаримово он перекрыт аллохтоном Магнитогорской синформы. На западе — граничит с суванякским комплексом по Янтышевско-Юлукскому разлому (Центрально-Уралтауский надвиг), вдоль которого в соприкосновение приведены разнофациальные и разновозрастные толщи, имеющие разные структурные планы и различную степень метаморфизма. Плоскость сместителя круто погружается к востоку под углом около 60° . Восточной границей является Главный Уральский надвиг, имеющий в целом пологое падение на восток под углами от 10 до 50° . Он маркируется мощной зоной меланжа, в котором сохранились довольно крупные гипербазитовые массивы.

По [3] и [4], максютовский комплекс состоит из нескольких тектонических пластин (рис. 3).

Представлен он галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свитами, в составе которых преобладают кварциты, часто слюдистые, иногда с глаукофаном, гранатом, хлоритом, эпидотом и актинолитом, реже графит-кварцевыми, графитистыми и мусковит-кварцевыми сланцами, а также метаморфизованными вулканитами основного состава. Отмечаются линзы мраморизованных известняков. Развитие в составе комплекса эклогитов и глаукофановых сланцев принесло ему известность. Эти породы присутствуют почти во всех его свитах. Эклогиты представлены здесь массивными либо груборассланцованными породами темно-зеленой окраски. Обязательным минералом в их составе являются порфиروبласты граната (гранат альмандин), а также: омфациит, глаукофан, обыкновенная роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот, клиноцоизит, мусковит, сфен и рутил. Хорошо известны эклогиты в районе дд. Караяново, Максютово, Шубино, речки Сабалаир.

По А.А. Алексееву и др. [1], максютовский комплекс, в соответствии с контрастностью его состава, включает нижнюю терригенно-осадочную толщу (докармалинская часть разреза) и верхнюю офиолитовую (кармалинская свита), тектонически совмещенные. Термобарические условия их формирования, по этим же

авторам, оцениваются как умеренно высокие — $300-550^\circ\text{C}$ по температуре и от 5–6 до 14 кбар по давлению. Для наиболее высокотемпературных кварц-жадеитовых пород — $500-550^\circ\text{C}$ и до 22 кбар, а иногда и выше.

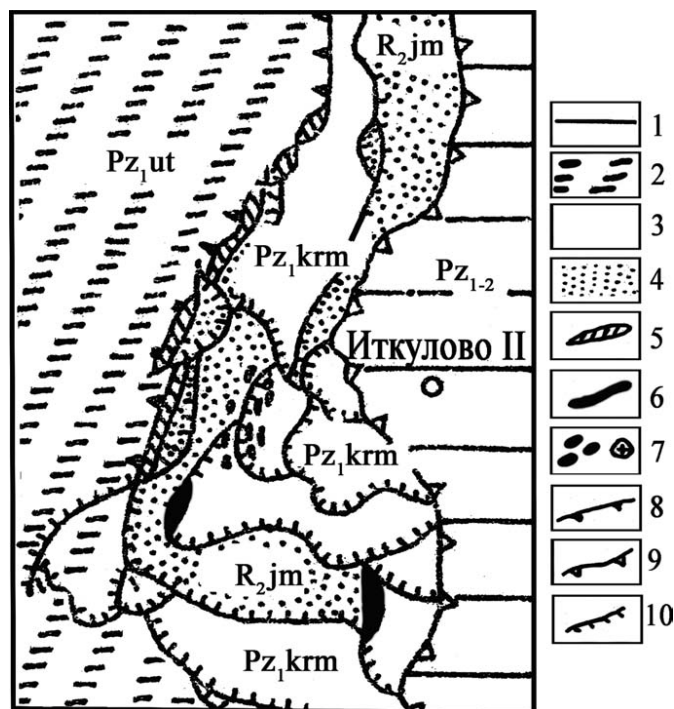


Рис. 3. Схема геологического строения северной части максютовского метаморфического комплекса. По О.А. Захарову и В.Н. Пучкову [3]

Условные обозначения: 1 — меланж Главного Уральского надвига и вулканогенно-осадочные отложения При-Сакмарской зоны Магнитогорской синформы (Pz_{1-2}); 2 — утальская свита (Pz_{1ut}); 3 — карамалинская серия (Pz_{1krm}); 4 — юмагузинская свита (R_{2jm}); 5 — метагабброиды юлукского комплекса; 6 — серпентиниты; 7 — эклогиты; 8 — Янтышевско-Юлукский разлом; 9 — Главный Уральский надвиг; 10 — надвиги.

Проблема возраста субстрата максютовского метаморфического комплекса является дискуссионной. Были получены датировки по цирконам из кварцитов галеевской и юмагузинской свит, которые, по данным В.И. Козлова, оценивались от 960 до 2130 млн лет. Принято считать, что эти цирконы привнесены с области сноса, а потому принимать их во внимание сомнительно. По цирконам из метаморфических пород южной части Уралтау (карамалинская свита) определен абсолютный возраст в интервале от 705 до 880 млн лет, на основании чего эта свита отнесена к позднему рифею. О возможном докембрийском возрасте максютовского комплекса говорят изотопные данные А.А. Краснобаева, полученные по магматическим цирконам из апориолитов, а также наличие древних реликтовых изотопных соотношений в некоторых эклогитах [8]. Согласно А.А. Алексееву и др. [1], для эклогитов максютовского комплекса получены две группы датировок. Sm-Nd методом — 396–358 млн лет. U/Pb по рутилу и апатиту, а Sm-Nd — по гранату, омфациту, рутилу и апатиту время проявления высокобарического метаморфизма оценивается средним девоном, около 380 млн лет. По данным С.Г. Ковалева и Е.А. Тимофеевой [6], этапность метаморфических событий максютовского комплекса определена Н.Л. Добрецовым в четыре интервала, соответствующие четырем этапам деформаций и метаморфизма. Это: 440–400, 370, 340–330, 300(?) млн лет. Из того же источника — Б. Бостик с коллегами также выделяет четыре интервала от 390 до 300 млн лет., а Д. Браун с соавторами установили, что на регрессивной стадии выделяется три интервала от 300 до 376 млн лет.

Имеются сведения о находках К.А. Львовым в мраморизованных известняках карамалинских отложений фауны археоциат, а А.М. Микрюковым — обломка конодонта позднекембрийского возраста. Находки конодонтовой фауны не древнее ордовика в мраморизованных известняках метаморфитов максютовского комплекса, в частности в районе д. Юлук, принадлежат О.А. Захарову. Этот же исследователь из линзы кайраклинских мраморов, взятой в ур. Альмухаметово, обнаружил и обломки конодонтов, которые, по определению О.В. Артюшковой и Т.М. Мавринской, не древнее ордовика [4].

Приведенные данные свидетельствуют о двучленном строении максютовского комплекса. Так, В.И. Ленных рассматривает его как коллизионно-шовную зону, состоящую из тектонически совмещенных толщ. Нижняя — терригенная, континентального происхождения, а верхняя — существенно офиолитовая. По О.А. Захарову и М.Ю. Аржавитиной, максютовский комплекс также представлен двумя сериями: нижней — юмагузинской (кварциты и гранат-мусковит-глаукофан-кварцевые сланцы среднерифейского возраста), и верхней — карамалинской (графитистые сланцы и метабазалты с будинами серпентинитов и линзами известняков). Первая отнесена к коре континентального типа, а вторая — океанического типа. Генезис высокобарических эклогит-глаукофан-сланцевых пород трактуется как результат взаимодействия палеозоны: континент — океан.

Итак, мы видим, что геология блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа и максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау Южного Урала хорошо сопоставляется. Подмечены следующие общности. Аллохтонное структурное положение, пластинчатонадвиговый стиль тектоники. Особый породный состав комплекса, характеризующийся присутствием эклогитов и офиолитов. Контрастность первичного состава с участием субстрата континентального и океанического происхождения. Равнозначность метаморфических преобразований (до высоких ступеней). Возраст первичных пород (докембрий либо палеозой). Несколько периодов их метаморфизации, близко одновозрастных для сравниваемых объектов в интервалах раннего — позднего палеозоя. Это свидетельствует о вероятной общности истории их геодинамического развития.

Литература:

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2006. — 212 с.
2. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. — М.: Научный мир, 2005. — 460 с.
3. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. — Уфа, 1994. — 30 с.

4. Захаров О.А., Аржавитина М.Ю. Геология и геохимия максютовского комплекса зоны Уралтау. — Уфа: Гилем, 2007. — 91 с.
5. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.
6. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Термодинамические и геотектонические условия образования эклогитов максютовского метаморфического комплекса // Геология. Известия Отд. наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. — № 18. — 2012. — С. 3–14.
7. Омельченко В.Л. О месте пород блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. 2007. — № 4. — С. 60–70.
8. Пучков В.Н. Геология Урала Приуралья. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
9. Сомин М.Л., Лаврищев В.А. Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. — 2005. — Т. 401, № 3. — С. 372–375.
10. Хаин Е.В. Офиолиты в герцинской покровной структуре Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. — 1979. — № 4. — С. 63–80.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНОЙ КАРАМАЛЫТАШСКОЙ ВНУТРИДУГОВОЙ СПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А. М. Косарев

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

1. Внутридуговые и задуговые спрединговые бассейны молодого и современного возраста широко распространены в Западно-Тихоокеанском и ряде других регионов, где они являются составной частью островодужных систем. В настоящее время широко известны и палеозоны подобного типа в составе реконструированных древних островных дуг, в частности, на Южном Урале [7, 3, 5, 2]. Повышенный интерес к этому типу структур, наряду с дискуссионностью их генезиса, объясняется наличием в их пределах гидротермальных полей с сульфидной минерализацией [1]. Одним из наиболее изученных внутридуговых спрединговых бассейнов с многочисленными гидротермальными полями, содержащими сульфидную (Zn, Ba, Cu, Fe) и оксидную (Fe, Mn) минерализацию, является бассейн Лау. Особенностью рудных проявлений этого бассейна является преобладание Fe, Zn, Cu, Ba-сульфидной минерализации при низких содержаниях Pb. Большое количество месторождений и рудопроявлений сульфидов открыто в пределах САХ и ВТП в последние десятилетия. Заметное место среди этих рудных объектов занимают Fe, Zn, Cu — сульфидные гидротермальные подводные отложения. Концентрации Zn и Cu в них подвержены широким колебаниям. Встречаются высокотемпературные гидротермальные поля, где $Cu > Zn$, и зоны среднетемпературные, в которых главенствует Zn и в повышенных количествах присутствуют Ba и Pb (Лаки-Страйк, САХ) [1]. Однако во всех этих случаях концентрации Pb невелики и редко превышают 1%. Совокупность материалов по сульфидным проявлениям в пределах океанов и окраинных морей позволяет предполагать, что руды сульфидного типа с низкими концентрациями свинца характерны для спрединговых зон с корой океанического типа.

2. Карамалыташско-Мугоджарская зона внутридугового спрединга сложена базальт-риолитовыми и базальтовыми вулканическими комплексами позднеэйфельского возраста. Формирование карамалыташского комплекса и его возрастных аналогов в зоне расщепления ирендыкской островной дуги обосновывается одновозрастностью ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) с джусинским и зингейским комплексами Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ) [9]. Рифтогенная природа карамалыташского комплекса доказывается резким выклиниванием его в западном и восточном направлениях и фациальным замещением карамалыташской свиты вместе

с бугулыгирским горизонтом — ярлыкаповской свитой кремнистых яшмовидных пород на западе ЗМЗ и на юге ВМЗ. В Мугоджарах располагается комплекс субокеанических базальтов и шуулдакский пояс «дайка в дайке» [7], разновозрастный карамалыташской свите [6], а на севере Магнитогорской мегазоны — зона растяжения Буйдинского участка [11]. Карамалыташский комплекс в Сибайском, Учалинском, Верхнеуральском и Александринском рудных районах сложен преимущественно островодужными надсубдукционными толеитовыми базальтами, а на Савельевско-Калиновском участке — субокеаническими субщелочными и толеитовыми базальтами с островодужным уклоном [8].

В Ащebutакской и в западной части Джусинской структурно-формационных зон ВМЗ, по уточненным данным, нами выделены *большекумакский* (на востоке) и *тастыбутакский* (на западе) вулканогенные позднеэйфельские комплексы — возрастные аналоги карамалыташской свиты. *Большекумакский* комплекс слагает западный край Джусинской зоны и Восточную полосу в пределах Ащebutакской зоны и, возможно, соответствует нижней подсвите карамалыташской свиты [10]. В Джусинской зоне этот комплекс изучен Е.С. Тальновым [12], который выделял здесь верхнеэйфельскую рифтогенную формацию. По нашим данным, вулканы большекумакского комплекса принадлежат умеренно-щелочной и толеитовой субокеаническим петрохимическим сериям. Базальты относятся к умеренно-высокотитанистому типу (TiO_2 1,2–2,7%). *Тастыбутакский* вулканический комплекс сложен эффузивными пиллоу-базальтами и риодацитами эффузивной и дайковой фаций. Базальты высоконатриевые низкотитанистые островодужные, с хорошо выраженными негативными аномалиями Nb и Ti с положительными аномалиями элементов КИР, Рб. Эта часть разреза, возможно, соответствует верхней подсвите карамалыташской свиты [10].

Присутствие в составе карамалыташского вулканического комплекса и его возрастных аналогов больших объемов субокеанических базальтов указывает на океанический тип палеокоры в осевой зоне Карамалыташского спредингового бассейна. В пользу этого свидетельствует и преобладающий цинково-медный ($\text{Zn} > \text{Cu}$) с низким свинцом тип колчеданного оруденения.

3. На основании геохимических характеристик базальтов позднеэйфельского возраста, в пределах Карамалыташско-Мугоджарской спрединговой зоны проведены геодинамические реконструкции. Выделены следующие геодинамические зоны: 1 — надсубдукционная (НЗС), на юге прилегающая к ирендыкской островной дуге (Сибайский рудный район, Учалинский и Верхнеуральский районы); 2 — тыловая надсубдукционная зона (ТНЗС) (Александринский рудный район, западная часть Ащebutакского рудного района — тастыбутакский комплекс); 3 — площади с ограниченным влиянием субдукционных флюидов (ОВЗС) (Савельевско-Калиновская зона); 4 — площади вне влияния зоны субдукции (ВЗС) (восточная часть Ащebutакского рудного района — большекумакский комплекс; Шуулдакская спрединговая зона в Мугоджарах).

4. Наиболее продуктивны на колчеданное оруденение геодинамические зоны, располагавшиеся над зоной субдукции (НЗС). Высокая продуктивность этих зон на колчеданное оруденение коррелируется с преобладающим типом базальтов, относящихся к низкотитанистым островодужным толеитам [14, 8], большими объемами этих базальтов и кремнекислых пород в составе рудоносных комплексов. Исходные магмы островодужных толеитовых базальтов, по модельным построениям [13, 4, 8], формировались в магматическом клине при высоких степенях плавления мантийного субстрата, обусловленных повышенными количествами субдукционных водных флюидов и высоким парциальным давлением воды в зоне магмообразования. Приведенные данные свидетельствуют о высокой энергоемкости мантийных диапиров, продуцирующих колчеданное оруденение.

Рудогенерирующие мантийные диапиры, возможно, проецируются на поверхности земли в контурах колчеданосных рудных районов. Их антиформный характер и энергетическая емкость, вероятно, находят отражение в высокой интенсивности вулканизма, повышенных мощностях и петрогенетических типах рудоносных вулканитов в центральных частях рудных районов. На флангах рудных районов наблюдается уменьшение мощностей рудоносных вулканогенных толщ, вплоть до выклинивания. Эта тенденция в полной мере касается кремнекислых вулканитов. Базальты карамалыташского комплекса в безрудных районах обладают существенными отличиями от слагающих этот комплекс основных пород в рудных районах. В безрудных зонах базальты имеют

повышенные концентрации Al, Ti (TiO_2 0,7–2,0%), Zr, Nb, Ta, Hf, Y, K, Rb, U, Th, РЗЭ всего ряда, нередко Na и пониженные количества Mg. Это свидетельствует, скорее всего, о субшелочном уклоне безрудных вулкаников и различных условиях выплавления исходных расплавов в мантийном клине для рудоносных и безрудных вулканических сооружений. Можно предполагать относительно низкие степени плавления мантийного субстрата под безрудными зонами, по сравнению с рудоносными. Изотопные характеристики базальтов в пересчете на 400 Ма в рудоносных и безрудных зонах близки и варьируют в следующих пределах: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70412\text{--}0,70555$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51236\text{--}0,51276$ [14].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература:

1. Богданов Ю.А., Лисицин А.П., Сагалеви́ч А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. — М.: Наука, 2006. — 527 с.
2. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. — М.: Наука, 1992. — 197 с.
3. Геология окраинных бассейнов: Пер. с англ. / Под ред. Б.П. Кокелара, М.Ф. Хауэлса. — М.: Мир, 1987. — 464 с.
4. Дриль С.И., Елизарова М.В. Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика. — Екатеринбург, 2003. — С. 367–370.
5. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). — М.: Наука, 1991. — 206 с.
6. Иванов К.С., Пучков В.Н., Кориневский В.П., Пелевин И.А. Первые находки конодонтов в зеленокаменных толщах Мугоджар // Ежегодник—1982 / ИГиГ УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1983. — С. 3–6.
7. История развития Уральского палеоокеана / Отв. редакторы Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеевков. — М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. — 162 с.
8. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулкаников Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 3–21.
9. 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.
10. Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала / Под ред. Г.Ф. Яковлева. — М.: Изд-во МГУ, 1968. — 290 с.
11. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.
12. Тальнов Е.С. Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). — Саратов: Изд-во «Научная книга», 2003. — 175 с. — (Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского; нов. сер., Т. 15).
13. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. — 1989. — Vol. 102. — P. 265–280.
14. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc—arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. — Geophysical Monograph. 132. — 2002. — P. 101–134.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГНИТОГОРСКОЙ ГАББРО-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Д. Н. Салихов¹, И. Р. Рахимов¹, В. В. Холоднов²

¹ *Институт геологии Уфимского научного центра РАН; E-mail: magm@ufaras.ru*

² *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург; E-mail: holodnov@igg.uran.ru*

Поздневизейская тектоно-магматическая активизация аккреционной зоны Южного Урала, с которой связано формирование габбро-гранитной Магнитогорской серии, произошла в результате столкновения Казахстанской плиты с Восточно-Европейским континентом.

Общей особенностью строения массивов Магнитогорской серии является преобладание гранитоидов в верхних горизонтах залежей. С глубиной объемы габброидов возрастают. В контактовых зонах мелких тел габбро-гранитного состава присутствуют интрузивные брекчии с обломками габброидов разных размеров и разной степени контаминации их гранитным расплавом. Эти обломочные образования Г.Б. Ферштатер [3] рассматривает в качестве автолитов.

Габброиды Магнитогорской серии объединяются в куйбасовский и богдановский типы. Габброиды куйбасовского типа преобладают в более глубоких срезах многих массивов. Они содержат высокотитанистые титаномagnetитовые руды (месторождение Малый Куйбас). Богдановский тип габброидов выделяется повышенным содержанием щелочей. Для этого типа характерны также более высокие содержания оксида титана, суммы железа и двуокиси фосфора. Они обогащены высокозарядными элементами (Nb, Ta, Zr, Hf), а также тяжелыми лантаноидами, Y, Sr и Ni. В Куйбасовском типе габброидов незначительно повышены количества кремнезема и глинозема и большинство петрографических разновидностей пород отвечают известково-щелочной серии. Габброиды богдановского типа соответствуют субщелочным базитам.

Гранитоиды Магнитогорской серии представлены шестью геохимическими типами: узанским, алексеевским, мосовским, разборненским, борковским и чекинским, которые и по структурно-текстурным особенностям, и по окраске пород узнаются безошибочно. По вещественному составу, ареалам латерального распространения, а также по выявленным взаимоотношениям между геохимическими типами гранитоиды объединены в три петрологических комплекса: Узанский, Жос-Гусихинский и Карабулак-Богдановский.

Узанский комплекс, он же узанский тип гранитоидов, является самым ранним по времени формирования и получил распространение в северном секторе ареала Магнитогорской серии. В составе пород отмечаются плагиограниты и тоналиты. Они отвечают натриевым гранитам с содержанием оксида калия менее 1%. Рассматриваемым гранитоидам свойственна пониженная роль редких щелочей (Rb, Cs), а количество бария на порядок выше, чем в других гранитоидах Магнитогорской серии. По содержаниям ВЗЭ (Zr, Nb, Ta, Hf) они занимают промежуточное положение между алексеевским и остальными типами гранитоидов. Европиевая аномалия имеет и положительный, и отрицательный знаки.

Жос-Гусихинский комплекс объединяет алексеевский и мосовский типы гранитоидов. В составе комплекса присутствуют граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты и кварцевые сиениты. Интрузивные тела комплекса размещаются во всем ареале распространения Магнитогорской серии. Породы отвечают нормальному по щелочности ряду калий-натриевой серии. Редкие щелочи (Rb, Cs) имеют более высокие количественные показатели, чем в гранитоидах узанского комплекса. Европиевая аномалия не проявилась или имеет только отрицательную форму. Как и для всех гранитоидов Магнитогорской серии, в рассматриваемом комплексе отчетливо выражены минимумы скандия и цезия.

Карабулак-Богдановский комплекс объединяет разборненский, борковский и чекинский типы гранитоидов, отвечающих субщелочным и щелочным гранитам, граносиенитам и сиенитам калий-натриевой серии. Породы комплекса характеризуются низкими содержаниями стронция и, напротив, высокими значениями бария. В щелочных породах отмечаются высокие количества Nb и Ta. Отчетливо проявлена отрицательная Eu аномалия. Комплекс развит в среднем и южном секторах

ареала распространения Магнитогорской серии. Он сформировался вслед за мосовским типом гранитоидов Жос-Гусихинского комплекса.

Элементы-примеси в гранитоидах и габброидах Магнитогорской серии имеют сопоставимые характеристики. Спектры РЗЭ на диаграммах гранитоидов и габброидов в целом повторяются. Существенное увеличение отрицательных аномалий Eu и Sr в гранитоидах подтверждает их комагматизм с габброидами при усиливающейся роли фракционирования плагиоклаза — основного концентратора этих элементов. Спайдер-диаграммы также имеют сходный рисунок распределения элементов-примесей при существенном и пропорциональном росте в гранитоидах концентраций крупноионных литофильных элементов на фоне нарастания аномалии Sr, так и ВЗЭ и Y. В гранитоидах существенно нарастают отрицательные аномалии Sc и содержания элементов группы железа — Co, Ni, Cr.

Магнитогорская габбро-гранитная серия охарактеризована изотопными датировками, полученными в разных лабораториях разными методами и исполнителями и варьирующими от 357 млн лет до 202 ± 4 млн лет. Реальная цифра, основанная на корреляции приведенных данных с геологическим материалом, составляет для нижней границы формирования Магнитогорской серии 330 ± 4 — 333 ± 4 млн лет [1], а верхняя граница 315 ± 4 млн лет получена для дайки риолит-порфиров, рассекающей Чекинский массив [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН, № 12-С-5-1022 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени».

Литература:

1. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник—1988 / ИГиГ УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1989. — С. 107—111.
2. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н. и др. О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера. — 2013. — № 5. — С. 165—171.
3. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). — М.: Наука, 1975. — 287 с.

КЛЮЧЕВСКОЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ — ФРАГМЕНТ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО РИФТА

А. В. Сначёв

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: savant@inbox.ru

Ключевской гранитоидный массив расположен в пределах северной части Арамильско-Сухтелинского синклинория, являющегося восточным флангом Магнитогорской мегазоны, шарьированным в коллизионный этап развития Южного Урала в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского поднятия [3]. На различных этапах геолого-съёмочных работ массив относился к неплюевскому диорит-гранодиорит-гранитному (D_3-C_1n — съёмка листа N-41-VII, Миасс, масштаб 1:200 000; C_2n — съёмка листа N-41-XIII, Пласт, масштаб 1:200 000 или C_1n — съёмка листа N-41, масштаб 1:1 000 000) комплексу. Еще раньше [6] гранитоиды кукушкинского комплекса относились к монцодиорит-гранитной серии. Кроме Ключевского в состав кукушкинского (неплюевского) комплекса входят Куртмакский массив (образует совместно с Ключевским единый плутон), а также небольшие интрузивные тела, протягивающиеся в субмеридиональном направлении вдоль зоны разлома, отделяющего Арамильско-Сухтелинский синклинорий от Восточно-Уральского поднятия. Приуроченность интрузий кукушкинского комплекса к зонам тектонических нарушений

обусловила проявление в них процессов катаклаза, перекристаллизации и вторичных изменений (эпидотизации и хлоритизации). Среди пород комплекса выделяются три фазы внедрения: первая — габбро, габбро-диабазы; вторая — диориты, гранодиориты и третья — граниты (рис.). Наиболее распространенными являются породы второй фазы внедрения, наименьшим развитием пользуются габброиды. Вмещающими для массивов кукушкинского комплекса являются вулканогенно-осадочные породы шеметовской (O_2), булатовской (S_1-D_1) и краснокаменной (D_3) толщ (рис.).

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

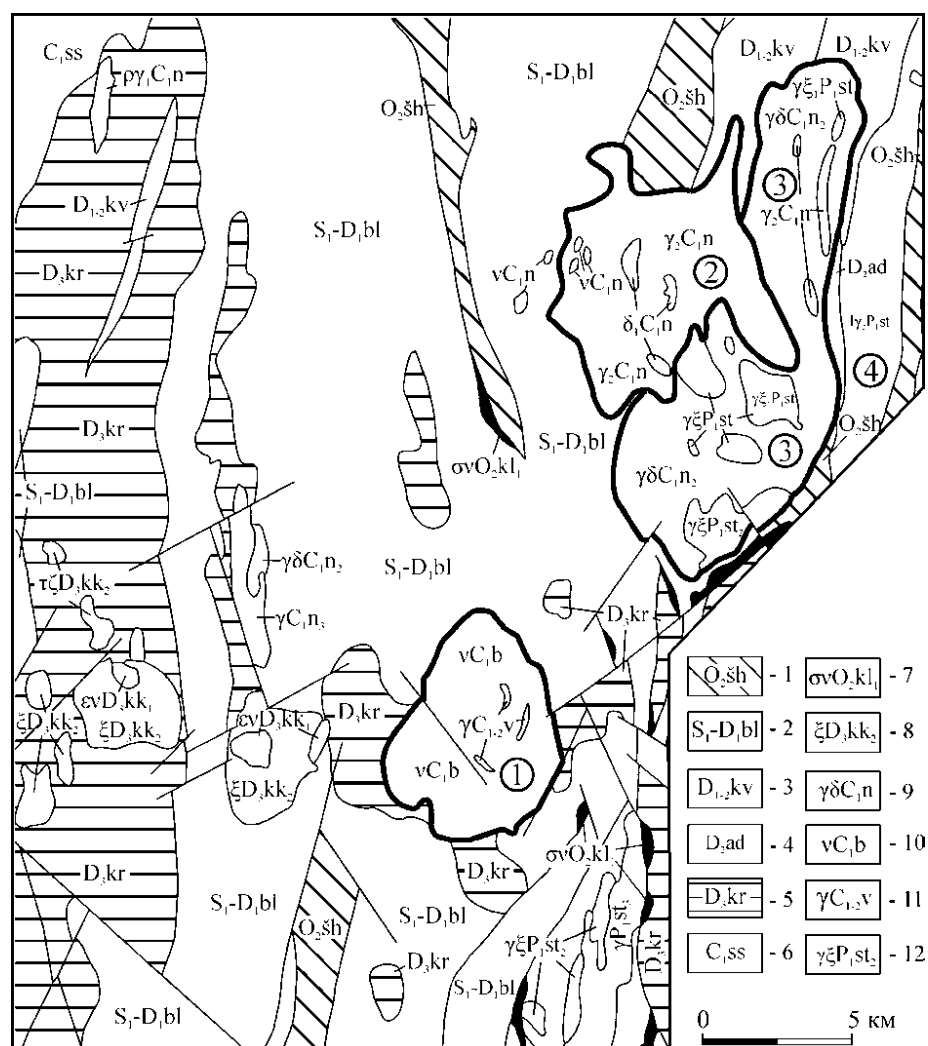


Рис. Схематическая геологическая карта обрамления Ключевского и Большаковского массивов. Составлена автором с использованием материалов Б.А. Пужакова ОАО «Челябинскгеосъемка»

Условные обозначения: 1 — шеметовская толща — афировые и мелкопорфировые базальты; 2 — булатовская толща — углеродистые сланцы и алевролиты; 3 — кулеувская свита — лавы и лавобрекчии базальтов; 4 — аджатаровская толща — базальты, андезиты и их туфы; 5 — краснокаменная толща — трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 6 — сосновская толща — полимиктовые конгломераты, песчаники, известняки; 7 — куликовский комплекс — серпентиниты аподунитовые, апогарицбургитовые; 8 — краснокаменный комплекс — габбро, сиениты; 9 — неплюевский (кукушкинский) комплекс — габбро (v), диориты (δ), граниты (γ); 10 — большаковский комплекс — габбро, габбро-диабазы; 11 — варшавский комплекс — граниты, лейкограниты; 12 — степнинский комплекс — граниты. Цифры в кружках массивы: 1 — Большаковский, 2 — Ключевской, 3 — Куртмаский, 4 — Калиновский.

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

Абсолютный возраст диоритов Ключевского массива, определенный К-Аг методом, по данным В.П. Костарева, А.И. Батанина (ОАО «Челябинскгеосъемка»), составляет 349 ± 13 млн лет. Для Неплюевского плутона, расположенного южнее рассматриваемой площади и входящего в состав кукушкинского комплекса, изотопный Rb-Sr возраст лейкогранита — $340,3 \pm 2,6$ млн лет, гранодиорита — $345,7 \pm 1,7$ млн лет, что соответствует раннему карбону [5].

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

Положение гранитоидов кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr для интрузивных серий различных геодинамических обстановок указывает на то, что они входят в состав габбро-гранитной серии и ложатся на тренд гранитов мантийного, а не корового происхождения. По содержанию рубидия и стронция, редкоземельных и других малых элементов кукушкинский габбро-гранитный комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда. Подобные породы формируются в тылу островных дуг, а также на континентальной окраине [1]. Подтверждается это и данными РЗЭ в акцессорных минералах. По всем данным гранитоиды кукушкинского комплекса принадлежат габбро-гранитной формации. Для них характерно резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми при $\text{LaN} \approx 50$ и $\text{LuN} \approx 10$. Кривая распределения РЗЭ в габбро Ключевского массива практически совпадает с таковой для пород магнитогорского габбро-гранитного комплекса и обнаруживает значительные отличия от всех типов габброидов, известных в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны. Распределение иттербия в сосуществующих цирконах и апатитах кварцевого диорита Ключевского массива указывают на мантийный процесс гранитообразования.

Работами В.Н. Пучкова [2], Г.Б. Ферштатера [7] и других исследователей было показано, что в восточной части Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) расположена раннекаменноугольная рифтогенная структура, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на расстояние около 250 км. С небольшим перерывом она прослеживается и далее на север уже в пределах Тагильского мегасинклинория (Средний Урал) [3]. Осевая зона рифта трассируется цепочкой небольших интрузивных массивов, принадлежащих магнитогорской габбро-гранитной серии [8] и входящих совместно с комагматичными им базальт-риолитовыми вулканитами в состав раннекаменноугольной вулканоплутонической ассоциации.

Ранее нами было установлено, что Большаковский габбровый массив, расположенный в центральной части Арамилско-Сухтелинского синклинория, является северным фрагментом южноуральского сегмента раннекаменноугольного рифта [4]. Однако это не позволило полностью соединить южную и северную части рифта в единую зону. И только отнесение Ключевского массива к габбро-гранитной серии дало, наконец, возможность это сделать.

Литература:

1. Зоненштайн Л.П., Кузьмин Л.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976. — 231 с.
2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 145 с.

3. **Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И.** Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.
4. **Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. и др.** Большаковский габбровый массив — фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. — 2009. — Т. 429, № 1. — С. 79–81.
5. **Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.** Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. / Под ред. проф. А.М. Никишина. — М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. — 300 с. — (Тр. лаборатории геологии складчатых поясов; Вып. 4).
6. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987. — 263 с.
7. **Ферштатер Г.Б., Беа Ф.** Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. — 1993. — № 11. — С. 1579–1599.
8. **Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др.** Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. — М.: Наука, 1984. — 264 с.

ВЫЗВАННЫЕ (ВТОРИЧНЫЕ) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

Д. Р. Шакуров¹, Р. К. Шакуров²

¹ ОАО «Башнефтегеофизика», г. Уфа

² Башкирский госуниверситет, г. Уфа; Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

В публикациях по сейсмологии в мировой литературе не освещены данные и исследования по вызванным или вторичным (возбужденным) землетрясениям, хотя они имеют большое распространение в пределах слабосейсмичных территорий в районах с неблагоприятными инженерно-геологическими условиями. Данные сейсмособытия являются вторичными или возбужденными, поскольку они являются реакцией на упругие колебания, шедшие с крупных землетрясений высокосейсмичных областей — дадим им название: **землетрясения — спутники** или **землетрясения — спутники**, исходя из того, что они являются производными от главных землетрясений, которые произошли в высокосейсмичных поясах и областях — Среднеазиатском, Тихоокеанском, Кавказском и др. А проявились (вызвали землетрясения меньшего порядка) в слабосейсмичных регионах.

В вызванных землетрясениях, происходивших на территории города Уфы, можно применить парадигму, которая была главенствующей в сейсмологии СССР до сороковых годов двадцатого столетия. Это принцип [1] «сейсмического актуализма» («там, где было, там и будет»). Вызванные землетрясения проявляются в одних тех же сооружениях (зданиях) столицы РБ. Это, в первую очередь, здание Уфимской государственной Академии экономики и сервиса, расположенное по ул. Чернышевского, 145. Согласно работе [4], опубликованной в 2004 г., авторами в этом своде зафиксированы сейсмособытия 5 февраля 1990 г., 4 октября 1991 г., 8 апреля 1999 г., 6 декабря 2000 г., и последнее землетрясение в районе японского города Фукусима тоже проявилось в здании Уфимской государственной Академии экономики и сервиса и в районе остановки «Округ Галле» по проспекту Октября. По более ранним сейсмособытиям просто данные не велись, т.е. не зафиксированы. Вероятно, они начали проявляться в этом «здании — сейсмоиндикаторе» или «здании — сейсμοфиксаторе» со дня начала эксплуатации, только не велся соответствующий учет сейсмособытий. Вообще, все крупные землетрясения, происходившие в последние три десятилетия — телесеизмические и промежуточные сейсмособытия в сейсмических областях и поясах (Тихоокеанском, Среднеазиатском и др.) так или иначе проявились в этом своего рода уникальном «здании — сейсмоиндикаторе». Вторым таким «участком» является район остановки «Округ Галле» по проспекту Октября, в частности, территория между ул. Комсомольская и пр. Октября в этой части города. Особенно дома жилые по адресу: ул. Комсомольская, дома № 27/2 и № 27/3; по проспекту Октября, дом 18/3

и рядом с ним стоящие жилые дома. В [4] вошли сейсмособытия 8 апреля 1999 г., 6 декабря 2000 г. и были «проявлены» отголоски землетрясения в Фукусима (2011 г.), в Охотском море (2013 г.).

Такого же характера «сейсмостойкостью» обладают здания — жилые дома [2–4] по ул. Цюрупы, 84; ул. Кирова, 99/1; ул. Клавдии Абрамовой, 2; ул. 50 лет СССР, 43; Владивостокская, 1, и ряд других зданий территории города Уфы. В других городах республики Башкортостан такие «здания — сейсмоиндикаторы» тоже имеются. Это города Салават, Стерлитамак, Ишимбай, Туймазы, Мелеуз, Октябрьский, Благовещенск, есть единичные сообщения по городу Белорецку. Постоянного учета просто не ведется в остальных населенных пунктах. Есть ряд жилых домов во всех административных районах [2–4] города Уфы, по ул. Невского, по проспекту Октября в домах около остановки «Городской дворец культуры», в частности, дом 180, по ул. Пархоменко, генерала Горбатова, ул. Ленина, в микрорайоне Сипайлово, ул. Новомостовая, Крупская, ул. Пушкина, Кирова, Коммунистическая, Айская, Революционная, С. Агиша, ул. 50 лет СССР, д. 43. Также улицы Бикбая, Зорге, Королева, Руставели, Интернациональная, Донского и Орджоникидзе, завод «Электролуч», УГКТиД. В этих вышеперечисленных зданиях зафиксированы единичные сейсмособытия.

Предварительные исследования показали, что «здания — сейсмоиндикаторы» были построены в местах с неблагоприятными инженерно-геологическими условиями (карст, разломы, бывшие заболоченные участки, на месте бывших ручейков, родников, на склонах рек с оползневыми проявлениями, глинистым грунтом и т.д.). Например, здание УГАЭС, по рассказу старожила этих мест, было построено [2] на месте русла бывшего ручья, на котором на рубеже XIX–XX веков работала даже мельница. В ходе строительства ручеек «ушел» вниз, а в глубине находятся карстующиеся породы — гипсы кунгурского яруса перми. Фундамент самого здания УГАЭС свайный. Видимо, под зданием со временем образовались карстовые пустоты, заполненные водой исчезнувшего ручья. В момент когда приходят сейсмические волны из места землетрясения, волны как во время цунами, ускоряются. Происходит гидроудар, который подвергает колебанию свайный фундамент здания. «Эффект цунами» здания УГАЭС не изучен, здесь необходимо поставить сейсмографы — акселерографы и провести детальные геолого-геофизические исследования.

Не исключено, что землетрясения из далеких сейсмоопасных областей «оживляют» и разломы Уфимского полуострова. Тогда подключается к работе и местная тектоника, вызванная сейсмическими волнами из сейсмических поясов.

С позиции инженерной сейсмологии необходимо [1] уделить особое внимание изучению вихревых явлений в грунте — своеобразных «сейсмических торнадо», приводящих к интенсивным локальным сейсмическим воздействиям и аномальному разрушению строительных объектов.

Сейсмическая опасность растет в прямой связи с урбанизацией и хозяйственным освоением сейсмоопасных [1] территорий, а также вследствие активного воздействия человека на литосферную оболочку Земли (бесконтрольная откачка нефти и газа, строительство крупных гидротехнических сооружений, захоронение промышленных отходов и т.п.). Повышенный сейсмический риск связан с размещением в сейсмоактивных регионах атомных станций и других экологически опасных объектов, поскольку даже незначительные землетрясения типа «землетрясений — двойников» («землетрясений — сателлитов») и вторичные поражающие факторы (оползни, обвалы, разрывы сплошности пород, новообразованные разломы и т. п.) могут нарушить их нормальное функционирование.

Таким образом, «землетрясения — двойники» или «землетрясения — спутники» проявляются на территории республики Башкортостан, в частности, города Уфы. Они являются своеобразной реакцией землетрясениям большей интенсивности на сейсмоопасных поясах и областях. В связи с открытием 17 августа 2013 г. первой на территории Башкирии сейсмостанции в районе с. Лекаревка Уфимского р-на, надеемся, что руководство Республики сможет найти средства для приобретения и установки, в первую очередь, еще на 3 станции. Дело в том, что одна станция ничего не решает в вопросе изучения и определения гипоцентра, эпицентра и других параметров землетрясений. Когда заработают еще 3 сейсмостанции, тогда инструментально точно будет возможно определить параметры происшедшего сейсмособытия. Будет исследована и природа «землетрясений — двойников» («землетрясений — сателлитов»), проявленных на территории Республики Башкортостан.

Литература:

1. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах, к комплексу карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97 / В.И. Уломов, Л.С. Шумилова. 1:8 000 000. М., 1999. — 57 с.
2. Шакуров Р.К. Уфимский сейсмофеномен // Государственная политика в сфере охраны окружающей среды: Матер. науч.-практ. конф. 12–14 окт. 2011 г. — Уфа, 2011. — С. 229–230.
3. Шакуров Р.К. Землетрясение 11 марта в Башкирии и проблемы промбезопасности // Государственная политика в сфере охраны окружающей среды: Матер. науч.-практ. конф. 12–14 окт. 2011 г. — Уфа, 2011. — С. 225–226.
4. Шакуров Р.К., Шакуров Д.Р. Свод сведений о землетрясениях республики Башкортостан с середины XVI века по 2004 г. // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2004. — С. 53–57.

К 15-ЛЕТИЮ ИЗДАНИЯ КОМПЛЕКТА КАРТ ОСР-97

Д. Р. Шакуров¹, Р. К. Шакуров²

¹ ОАО «Башнефтегеофизика», г. Уфа

² Башкирский госуниверситет, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

По своим разрушительным последствиям и деструктивному воздействию на среду обитания человека землетрясения занимают одно из первых мест среди других природных катастроф. Отрицательные последствия землетрясений могут ощущаться в течение нескольких десятилетий и поглощать значительную часть государственного бюджета. Предсказать время [3] возникновения очередных сейсмических толчков, а тем более предотвратить их, к сожалению, пока невозможно, однако разрушения и число человеческих жертв могут быть уменьшены путем проведения в сейсмоактивных районах разумной и долговременной государственной политики, основанной на повышении уровня осведомленности населения и государственных органов об угрозе землетрясений и умении противостоять подземной стихии. Первым и самым [3] важным шагом на пути снижения ущерба является сейсмическое районирование территорий, необходимое для планирования рационального землепользования и надежного сейсмостойкого строительства.

Геологическую основу изучения природы сейсмических явлений заложили И.В. Мушкетов и А.Н. Орлов [4, 5, 6], создавшие первый российский каталог землетрясений. С именем академика, князя Б.Б. Голицына [1] связано изобретение принципиально новых сейсмографов и начало систематических исследований сейсмичности и внутреннего строения Земли.

Первая в мире [3] официальная нормативная карта сейсмического районирования всей территории бывшего СССР была опубликована в 1937 г. Г.П. Горшковым, положившим начало их регулярному составлению в качестве основы, регламентирующей проектирование и строительство в сейсмоактивных районах страны [2]. Она впитала в себе идеи, положенные в работах И.В. Мушкетова [4, 5], А.П. Орлова [6] и других исследователей.

Сейсмическое районирование — это картирование [3] сейсмической опасности. В зависимости от задач, степени детальности и масштаба исследований сейсмическое районирование может быть генеральным или общим (ОСР, масштаб 1:2 500 000 и мельче), детальным (ДСР, масштаб 1:1 000 000 — 1:100 000) и микросейсмическим (сейсмическое микрорайонирование — СМР, масштаб 1:50 000 и крупнее). ОСР охватывает всю территорию страны. ДСР применяется для уточнения сейсмической опасности отдельных регионов, административных территорий и других объектов урбанизации и ответственного строительства. СМР используется, как правило, для сейсмического микрорайонирования городов, площадок крупного гражданского, промышленного, гидротехнического и прочего строительства. При этом учитываются [3] локальные факторы усиления сейсмичес-

кого эффекта из-за неблагоприятных грунтовых условий, а также ценность и уязвимость существующих зданий и инфраструктур. Однако первостепенным и опорным для всех этих построений непременно является ОСР, основанное на комплексных сейсмологических и геолого-геофизических исследованиях, способствующих выявлению планетарных, региональных и межрегиональных сейсмогеодинамических взаимодействий литосферных плит и блоков земной коры.

Официальным документом [3] для территории Российской Федерации является Комплект карт ОСР-97, созданный в 1991–1997 гг. в Объединенном институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (12 февраля 1998 г.), утверждены Вице-президентом РАН и заместителем министра строительства РФ, постановлениям НТС Минстроя России, Бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН и приняты в качестве основы для нормативных документов, позволяющих оценивать степень сейсмической опасности для строительных объектов разных категорий ответственности Комплектом карт и сроков службы.

Комплект карт ОСР-97 (А, В, С) представлен [3] в масштабе 1:8 000 000, однако исходными при их создании явились сейсмологические, геолого-геофизические и другие карты более крупного масштаба — 1:1 000 000, 1:2 500 000 и 1:5 000 000.

Идентификация зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и определение параметров их сейсмического режима является самым сложным и наиболее ответственным звеном в исследованиях [3] по сейсмическому районированию. От него зависит надежность всех последующих построений. В основу создания модели зон ВОЗ и сейсмического районирования Северной Евразии положена линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель зон ВОЗ.

К комплекту карт ОСР-97 приведено приложение со списком городов и населенных пунктов субъектов РФ, расположенных в сейсмоактивных районах и характеризующихся сейсмической интенсивностью 6 и более баллов макросейсмической шкалы MSK-64 для средних грунтовых условий.

Трех уровней сейсмической опасности — 10% (А), 5% (В) и 1% (С) возможного превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет в соответствии с Комплектом карт общего сейсмического районирования — ОСР-97-А, ОСР-97-В, ОСР-97-С. Вот список населенных пунктов Республики Башкортостан, которые вошли в этот «Список...» (табл.). Степень сейсмической опасности, указанная арабскими цифрами (6, 7) соответствует баллам интенсивности макросейсмической шкалы MSK-64 и вероятности 5% (Новобелокатай) и 1% (все остальные пункты).

Таблица

Республика Башкортостан

Название населенных пунктов	Карты ОСР-97			Название населенных пунктов	Карты ОСР-97		
	А	В	С		А	В	С
Архангельское	—	—	6	Красноусольский	—	—	6
Аскарово	—	—	6	Кумертау	—	—	6
Баймак	—	—	6	Ломовка	—	—	6
Белорецк	—	—	6	Маячный	—	—	6
Бурибай	—	—	6	Мелеуз	—	—	6
Верхние Киги	—	—	6	Месягутово	—	—	6
Верхний Авзян	—	—	6	Миндяк	—	—	6
Воскресенское	—	—	6	Мраково	—	—	6
Ермолаево	—	—	6	Мурсалимкино	—	—	6
Зирган	—	—	6	Новобелокатай	—	6	7
Инзер	—	—	6	Первомайский	—	—	6
Исянгулово	—	—	6	Салават	—	—	6
Ишимбай	—	—	6	Сибай	—	—	6
Кананикольское	—	—	6	Тирлянский	—	—	6
Караидельский	—	—	6	Тубинский	—	—	6
Тукан	—	—	6	Улу-Теляк	—	—	6
Учалы	—	—	6	Юмагузино	—	—	6

Возможного превышения (или 95% и 99% непревышения) расчетной сейсмической активности в каждом из пунктов в течение 100, 500 лет и соответствуют повторяемости таких сотрясений в среднем один раз в 500 (карта А), 1 000 (карта В) и 5 000 лет (карта С):

Каждая из карт, входящих в комплект ОСР-97 (А, В, С) позволяет обеспечивать одинаковую степень инженерного риска на всей территории Российской Федерации и предназначена для осуществления антисейсмических мероприятий при строительстве объектов разных категорий ответственности и сроков службы.

В данный период идет полным ходом составление нового Комплекта карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. Со времени составления карты ОСР-97 накоплен большой материал по сейсмичности территории Российской Федерации и Республики Башкортостан, в частности.

Литература:

1. **Голицын Б.Б.** Новая организация сейсмической службы в России. «Известия Постоянной Центральной сейсмической комиссии», Т. 4, Вып. 3, Императорская Академ. наук, Спб., 1912.
2. **Горшков Г.П.** О сейсмическом районировании Средней Азии // Труды Сейсмологического Института АН СССР. — 1938. — № 79, Вып. 6. — С. 67–71.
3. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / *В.И. Уломов, Л.С. Шумилова*. — М., 1999. — 57 с. — (ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН).
4. **Мушкетов И.В., Орлов А.Н.** Каталог землетрясений Российской империи. — Спб., 1893. — 582 с. — (Записки Русск. Геогр. Общества).
5. **Мушкетов И.В.** Материалы для изучения землетрясений России // Изв. Рус. Геогр. Общества. — 1891. — Вып. 1. — 62 с.
6. **Орлов А.П.** О землетрясениях вообще и о землетрясениях Южной Сибири и Туркестанской области в особенности. — Казань, 1872. — 77 с. — (Тр. Об-ва естествоиспытателей при Казанском университете; Т. 3, № 1, Вып. 1).

II. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ОБЪЕМЫ ОТЛОЖЕНИЙ ИРЕНДЫКСКОЙ И БАЙМАК-БУРИБАЙСКОЙ СВИТ И ИХ АЛЬТЕРНАТИВНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

И. С. Анисимов

ГУП «Башгеолцентр» РБ, г. Уфа

Ирендыкская свита ($D_{1-2}ir$). Об объеме ирендыкской и баймак-бурибайской свит, их расчленении в целом по Западно-Магнитогорской СФЗ нет единого мнения. Рядом исследователей [Маслов, Артющкова, 1993, 1998, 2000, 2002; Серавкин, Косарев, 1986, 1992, 2002, 2003; Биков, Косарев, 1973 г.] принято за незыблемый эталон положение сагитовской толщи, якобы находящейся на границе баймак-бурибайской и ирендыкской свит. Основание ирендыкской свиты (рис. 1) в районе д. Сагитово (Макано-Мамбетовская рудоносная зона) ими определено по конодонтам из кровли сагитовской толщи (уровень конодонтовых зон *patulus* — *serotinus*). Это конодонты *Polignatus* cf. *costatus* Klapper, *Pol.* cf. *serotinus* Telford (Маслов, Артющкова). На берегу руч. Макан у д. Мамбетово, в такой же геологической обстановке найдены конодонты *Polygnatus* cf. *linguiformis bultyncki* Weddige, *Pol.* cf. *serotinus* Telford.

Однако очень важно отметить, что в научном издании «Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии» [5] В.А. Масловым и О.В. Артющковой изложено, что в 1 км восточнее д. Рафиково (южная часть Баймакского рудного района) в слоистой тамаатау-суурганской толще найдены конодонты в первом пункте — *Polignatus* cf. *costatus patulus* Klapp., *Pol.* cf. *foliformis* Snig., *Pol.* *serotinus* Telf., а во втором — *Polignatus* cf. *linguiformis bultyncki* Wedd., *Pol.* *serotinus* Telf., т.е. конодонты «сагитовского комплекса».

Но тамаатау-суурганская толща располагается в основании третьей толщи нижней подсвиты ирендыкской свиты (рис. 2), что доказано работами И.С. Анисимова и др. [1, 2], А.А. Захарова (1978 г.), И.Б. Серавкина [7], А.М. Косарева [4] и др. публикациями разных лет. Толща облекает Кунакайский и Байсуринский палеостратовулканы ирендыкской формации.

На геолого-структурное положение тамаатау-суурганской толщи, приуроченной к центральной части ирендыкской свиты, обращалось внимание авторов упомянутого выше научного издания [5] еще до начала работ по нему, а также в процессе их проведения. Указывалось место на северном склоне г. Суурган, где сложно построенная слоистая толща с обилием вулканитов кислого состава залегает явно согласно под углами 20–24° на вулканокластических образованиях андезибазальтового состава типично ирендыкской свиты, слагающих южный склон г. Карсаклы-Тау.

В составе тамаатау-суурганской толщи, наряду с прослоями яшм, туффигов и туфопесчаников заметная роль принадлежит эффузивным, экструзивным и вулканокластическим породам дацитового и риодацитового состава, видимо, вследствие чего толща ошибочно помещена В.А. Масловым и О.В. Артющковой [5, 6] в верхах баймак-бурибайской свиты в стратиграфической колонке «дд. Богачевка, Рафиково, Подольский» схемы сопоставления девонских отложений Сибай-Баймакского района, т.е. ниже ирендыкской свиты.

Важность находок конодонтов «сагитовского» комплекса на г. Тамаатау и около д. Рафиково явно недооценена указанными исследователями. Находки позволяют по-иному, чем по В.А. Масло-

Рис. 1. Геологическая карта района д. Сагитово, масштаб 1:100000

ву, О.В. Артюшковой и др., проводить расчленение разрезов баймак-бурибайской и ирендыкской свит и, в частности, не отвергать вариант расчленения этих свит, начатый разрабатываться И.С. Анисимовым еще в 1967–1969 гг. и продолженный А.А. Захаровым (1978 г.), а также вариант расчленения ирендыкской свиты, приведенный В.В. Павловым в отчете по ГДП-50 Юлдашевской площади (1988 г.).

В этой же третьей толще нижней подсвиты ирендыкской свиты выше по разрезу тамаатау-суурганской толщи в 2 км южнее д. Новопетровское найдены конодонты *Polignatus* cf. *linguiformis bultyncki* Wedd., *Pol. serotinus* Telf. Комплекс характерен для «сагитовской» толщи, но вмещающие его породы находятся вблизи ярлыкаповской толщи и перекрываются ею. В таком случае нет основания говорить о наличии в этом пункте верхов баймак-бурибайской свиты.

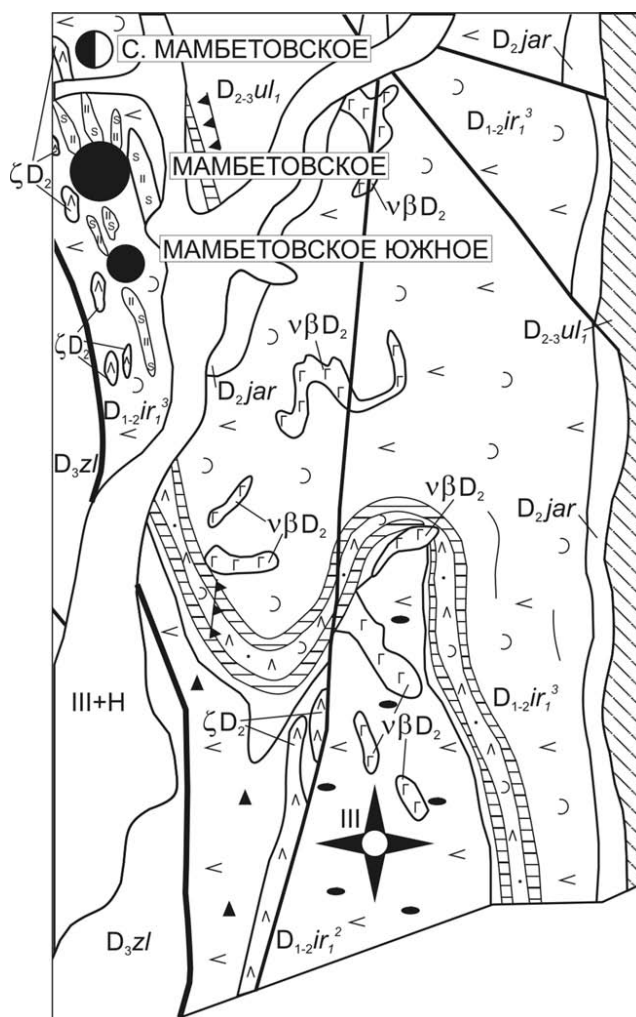
По данным А.А. Захарова [Захаров и др., 1978 г.], слоистые толщи с фауной «сагитовского» типа на восточном берегу оз. Талкас залегают не в основании ирендыкской свиты и по простиранию в южном направлении располагаются внутри ее разреза, находясь в основании третьей толще нижней подсвиты.

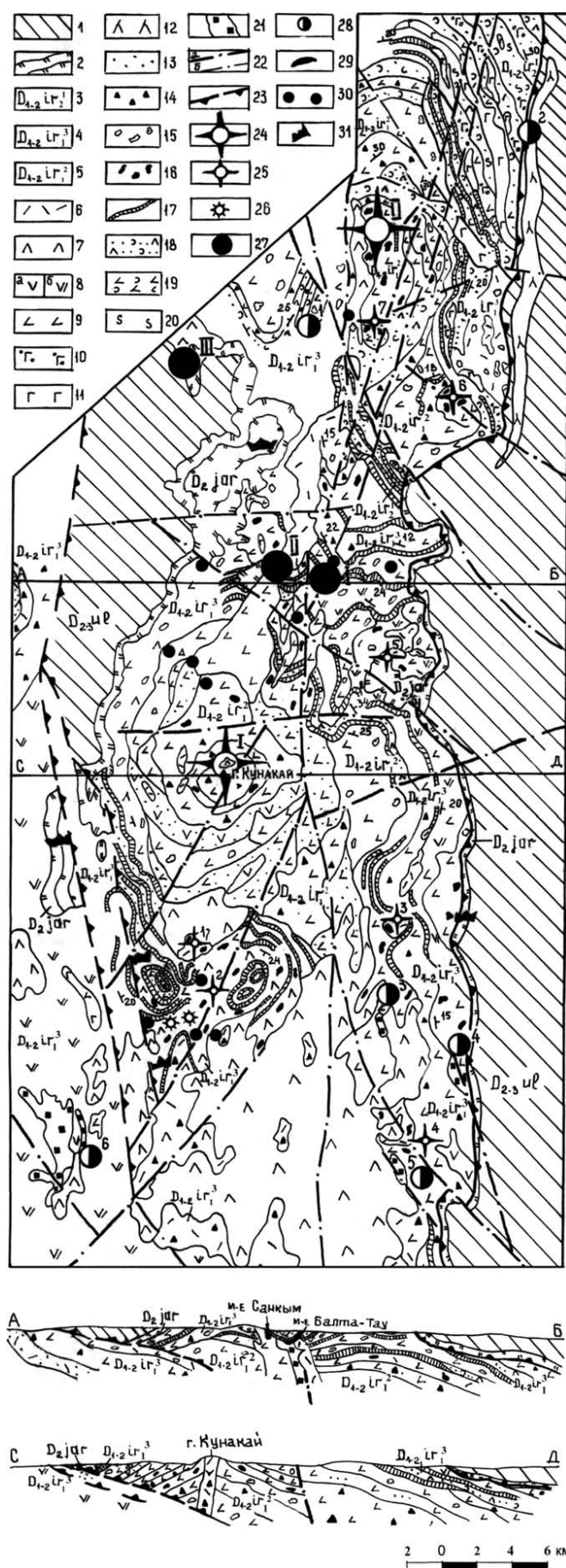
Игнорирование неопровержимых геолого-структурных фактов в районе г. Тамаатау, д. Рафиково, д. Новопетровка, оз. Талкас может привести к потере веры в важность изучения конодонтов, если пользоваться результатами их определения тенденциозно, принимая сомнительные верхнебаймак-бурибайские эталоны типа «сагитовской» толщи за неопровержимую достоверность при расчленении разрезов ирендыкской и баймак-бурибайской свит.

По В.В. Павлову, слоистая толща с выявленными в ней в 80-ые годы комплексами конодонтов в районе бывшего Кулукасовского мелькомбината (Ирендыкская подзона) и в районе д. Юлдашево (Узункыро-Сибайская подзона), сопоставляющихся с комплексами из сагитовской, а теперь и из тамаатауско-суурганской толщи, относится к третьей толще нижней подсвиты ирендыкской свиты, а не к верхам баймак-бурибайской свиты, как это полагают В.А. Маслов, О.В. Артюшкова и А.М. Косарев. Первая толща нижней подсвиты ирендыкской свиты указанными исследователями отнесена на этом участке к рыскужинской толще (D_1rs), а вторая к баймак-бурибайской свите, с чем трудно согласиться.

С учетом изложенных выше данных нами проведена корреляция подразделений ирендыкской свиты Бурибайского, Баймакского, Учалинского и Абзелиловского рудных районов в нашем понимании, с анализом и широким учетом материалов многочисленных исследователей региона.

В Ирендыкской и в Узункыро-Сибайской структурно-формационных подзонах свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя состоит из трех толщ, верхняя — из двух, а восточной части Бурибайского рудного района — из четырех толщ. По нашим данным в основании первой (нижней) толщи в Узункыро-Сибайской подзоне залегает мансуровский олистостромовый горизонт (толща), сложенный туфогравелитами, туфопесчаниками андезибазальтового состава с прослоями кремнистых





туфитов и силицитов [3]. В Ирендыкской подзоне (район д. Рыскужино) первая толща мощностью 450 м залегает выше рыскужинской толщи [Павлов, 1988 г.] и сложена тефрогенными и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами с обломками метабазальтов, метаандезибазальтов, пород андезитового и кислого состава, что не согласуется с высказываниями В.А. Маслова и О.В. Артюшковой об ее амагматичности. Этот комплекс пород необоснованно включен ими в состав рыскужинской толщи нижнего девона.

Остальные толщи нижней и верхней подсвит (кроме двух верхних) выделены по преобладанию грубообломочных и среднеобломочных агломератов, тефроидов базальтового, андезибазальтового состава, тефрогенных песчаников.

Рис. 2. Геологическая карта района гг. Су-Урган, Карсаклы-Тау, Кунакай, Балта-Тау, Байсура, масштаб 1:200000. Составил И.С. Анисимов по материалам собственных исследований 1967–1969 гг. [Биков, Анисимов, 1968 г., 1969 г.] и 1973–1974 гг.

Условные обозначения: 1 — улутауская свита: переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов; 2 — ярлыкская свита: яшмовидные кремнистые сланцы с прослоями туфопесчаников; 3 — ирендыкская свита, вторая подсвита, первая толща: чередование кремнистых сланцев и туфитов с обломками дацитового состава; 4 — ирендыкская свита, первая (нижняя) подсвита, третья толща: псефитовые, среднеобломочные и агломератовые туфы андезибазальтового, андезитового, дацитового и риодацитового состава; 5 — ирендыкская свита, первая подсвита, вторая толща: разнообломочные (до агломератовых) туфы и лавы андезибазальтового и андезитового состава с прослоями тефроидов и туфопесчаников; 6 — риодацитовые порфиры; 7 — дацитовые порфиры; 8 — андезитовые порфириты: а) плагиоклазовые, б) кварцпироксен-плагиоклазовые; 9 — андезибазальтовые порфириты; 10 — метабазальты миндалекаменные; 11 — метабазальты массивные; 12 — субвулканические и экструзивные породы среднего девона; 13 — мелкообломочные туфы; 14 — среднеобломочные туфы; 15 — агломератовые туфы с обломками размером до 20 см; 16 — то же, с обломками размером свыше 20 см; 17 — прослои силицитов; 18 — туфопесчаники и тефроиды дацитового состава; 19 — туфы андезибазальтовых порфиритов; 20 — серицитизация; 21 — зоны вкрапленности пирита; 22 — тектонические нарушения: основные (а), второстепенные; 23 — надвиги; 24 — эродированные крупные палеостратовулканы: I — Кунакайский, II — Байсурийский, III — Сагитовский; 25 — мелкие эродированные вулканические центры; 26 — экструзивные купола; 27 — месторождения золото-колчеданные: I — Балта-Тау, II — Санкым, III — Туба-Каин; 28 — золото-колчеданные рудопоявления; 29 — рудные тела на геологическом разрезе; 30 — точки рудной минерализации; 31 — места находок конодонтов.

Четвертая толща верхней подсвиты представлена трахидацитовыми порфиритами (Сукраковский участок), а пятая — вулканогенно-осадочно-известковыми отложениями (гадилевская толща, по В.А. Маслову).

Баймак-бурибайская свита (D_1). К баймак-бурибайской свите следует относить, с учетом сказанного, только контрастную риолит-базальтовую формацию, отложения которой развиты в западной части Бурибайского и Баймакского рудных районов, на Салаватском участке Абзелиловского рудного района, на Абзаковском и Шариповском участках Учалинского района.

Литература:

1. Анисимов И.С., Биков М.Ш., Косарев А.М., Жданов Г.Ш. О взаимоотношении вулканогенных пород андезит-базальтовой и дацит-андезит-дацитовой формации в южной части Баймакского рудного района // Материалы конференции молодых ученых Башкирского филиала АН СССР / ИГ БашФАН СССР. — Уфа, 1969. — С. 47–48.
2. Анисимов И.С., Рачев И.В. Геологическая структура рудного поля и месторождения Балта-Тау // Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала / ИГ БФАН СССР. — Уфа, 1978. — С. 47–53.
3. Анисимов И.С. Мансуровская толща, ее строение и положение в разрезе девона. // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. IX Межрег. науч.-практ. конф. / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2012. — С. 3–6.
4. Косарев А.М., Сопко Л.Н. Строение и условия формирования дацит-липаритовой толщи ирендыкской свиты в Макан-Бурибайском районе на Южном Урале // Тектоника и магматизм Южного Урала / ИГ БФАН СССР. — Уфа, 1974. — С. 220–232.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии / ИГ УНЦ РАН. — Екатеринбург, 2002. — 198 с.
6. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа, 2010. — 287 с.
7. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986. — 268 с.

О ВОЗРАСТЕ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ, ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ЗИЛАЙСКУЮ СВИТУ В ВОСТОЧНО-ЗИЛАЙСКОЙ ЗОНЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

О. В. Артюшкова, В. А. Маслов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН; E-mail: stpal@ufaras.ru

Кремнисто-терригенная толща, подстилающая зилайскую свиту, изучалась многими исследователями, поскольку она расположена на стыке Восточно-Зилайской и Уралтауской зон. Отложения, слагающие ее, расчленены и метаморфизованы так, что не всегда возможно уловить отличия разновозрастных комплексов. Впервые они были описаны Д.Г. Ожигановым [8, 9] и выделены им в бетринскую свиту в стратиграфическом интервале S_2 – D_1 . Основанием для датировки являлись определения макрофауны из конгломератов и известняков в разрезе на руч. Кызыл-Балык и находки граптолитов в сланцах в Кракинской зоне.

В 1970-х годах появились первые данные по датировкам кремнистых пород по конодонтам [10]. По находкам франских конодонт В.Н. Пучковым из состава бетринской свиты была выделена ибрагимовская толща разноцветных кремней, являющаяся с его точки зрения, маркирующим горизонтом по аналогии с мукасовским на восточном склоне. В низах кремнисто-терригенной толщи у бывшей д. Ибрагимова им же были найдены нижнедевонские конодонты. Известняки в разрезе бетринской свиты не получили конодонтовой характеристики. Позднее [11] в большом скальном выходе известняков на правом берегу р. Бетеря в 0,5 км выше устья руч. Кызыл-Балык В.Н. Пучковым [10] были собраны эмские криноидеи (по схеме 1980 г. эйфельские). И на этом основании эти известняки интерпретировались им как подводно-оползневые отторженцы —

олистоплаки [11, 10]. Об аллохтонной природе этих известняков свидетельствовал также М.А. Камалетдинов [3], считая их останцом шарьяжа. В.Ю. Родионов и В.В. Радченко [13, 14] детально изучали разрез рассматриваемой толщи ниже зилаирской свиты. Ими были обнаружены новые пункты находок конодонтов. Важно, что конодонтовую характеристику у них получили также и известняки из этой толщи на левом берегу р. Бетери, в 0,8 м ниже устья руч. Кзыл-Балык [14]. Кроме того, В.В. Радченко и В.Ю. Родионов [13, 14] вскрывали взаимоотношения известняков с вмещающими отложениями в 0,5 км выше устья руч. Кзыл-Балык на правом берегу. Ими было «установлено, что известняки тесно связаны постепенными переходами через переслаивание с вмещающими образованиями» [14, с. 72] и, стало быть, принадлежат бетринской свите. По совокупности данных по конодонтам из вмещающих кремнистых пород и известной макрофауне из известняков авторы статьи делают вывод о возрасте бетринской свиты D_1-D_2 .

В Легенде к южно-уральской серии государственных геологических карт масштаба 1:200 000 (нов. серия) для девонских отложений Восточно-Зилаирской зоны [7] принято следующее расчленение: в верхней части разреза девона под зилаирской свитой выделена ибрагимовская толща средне-позднефранского возраста и кремнисто-терригенная толща с телами известняков, без названия, в объеме нижнего — среднего девона. Все стратонамы в Легенде связаны постепенными переходами.

В 2002–2011 гг. Лаборатория стратиграфии палеозоя проводила специализированные стратиграфические исследования на листах N-40-XXIII, N-40-XXVIII и N-40-XXXIV [4, 5]. Был накоплен очень большой палеонтологический материал по конодонтам, в том числе по биостратиграфической характеристике отложений Восточно-Зилаирской зоны. Нами были дополнены сборы конодонтов в известных пунктах находок, сделанных ранее [10, 14], обнаружены новые местонахождения [1, 2]. И что не менее важно, конодонтовую характеристику получили известняки, как в стратотипе бетринской свиты, так и в ряде других разрезов [1]. Анализ данных по серии пересечений от широты пос. Сосновка к югу от г. Белорецк и до широтного течения р. Зилаир южнее одноименного поселка позволил нам понять характер разреза отложений, подстилающих зилаирскую свиту, и предложить авторский вариант их расчленения [1]. Обилие и качество палеонтологического материала достаточны для детальной корреляции с соседними зонами.

Первостепенная роль изначально была отведена разрезам на р. Бетеря в окрестностях д. Новоусманово — стратотипической местности бетринской свиты. Нами был посещен разрез с известняками на левом берегу реки в 0,8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык, упомянутый в статье [14]. Авторы приводят список эмских конодонтов [14, с. 72], среди которых обращают на себя внимание не пересекающиеся в своем распространении нижнеэмский зональный вид *Polygnathus dehiscens* и верхнеэмский зональный вид *Pol. serotinus*. Совместное нахождение их можно объяснить только способом отбора пробы, в которую попали образцы из разных частей слоя. Сохранился обр. 235 из сборов В.Ю. Родионова, в котором присутствует комплекс, представленный в основном видом-индексом зоны *serotinus*. Нижнеэмских форм в сохранившейся коллекции не обнаружено. Возможно, они утеряны. Однако подвергать сомнению определения А.М. Микрюкова у нас нет оснований, тем более что нами был выявлен более древний интервал в 300 м выше устья ручья Кзыл-Балык, где в разрезе на правом берегу отмечается пласт полимиктовых известняковых микститов (конгломератов) с кварцево-карбонатным цементом, мощностью 2–2,5 м, содержащим остатки, брахиопод, криноидей и др. организмов. В цементе конгломератов и карбонатных кварцевых песчаниках выделены конодонты (обр. 02015: координаты 53°02,815' с.ш. 57°36,622' в.д.) *Icriodus* sp., *Ozarkodina confluens* (Br. et M), *Panderodus unicostatus* (Br. et M), *Pandorinellina* sp., *Wurmiella excavata* (Br. et M), которые, по заключению Т.М. Мавринской, распространены в нижнем девоне, скорее, в *пражском* ярусе, что согласуется с данными по брахиоподам [9].

Кроме того, было выяснено, что в разрезе на левом берегу в 0,8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык имеются по крайней мере два крупных выхода известняков. Один из них довольно большой мощности, сравнимой с известным скальным выходом на правом берегу в 0,5 км выше устья руч. Кзыл-Балык. Другой находится в 20 м ниже по реке и имеет мощность 3,5 м. Интересным фактом, на который обращали внимание В.В. Радченко и В.Ю. Родионов [14], является наличие в известняках желвачков и линзочек черных кремней. Среди кремнистых сланцев также отмечаются тонкие прослои рассланцованных известняков. Сборы конодонтов были сделаны во втором выходе извест-

няков, расположенном в средней части скального выхода, где из криноидных разностей собран довольно однообразный комплекс конодонтов, представленный единичными деформированными *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, характерными для среднего девона [1] (обр. 02150, координаты: 53°02,609' с.ш., 57°35,786' в.д.).

В известном по литературе мощном скальном выходе известняков (до 25 м) на правом берегу р. Бетери в 0,5 км выше устья руч. Кзыл-Балык в нескольких пробах нами были обнаружены многочисленные конодонты. И хотя они деформированы, сохранность у них хорошая и они уверенно определяются [1]. Здесь в нескольких пробах обнаружен богатый комплекс сугубо франских таксонов конодонтов (обр. 02017, 02142, 02144, координаты 53°03,140' с.ш., 57°36,409' в.д.). Обобщенный список конодонтов представлен *Ancyrodella cf. curvata* (Br. et M.), *Anc. ioides* Zieg., *Anc. nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis barba* Zieg. et Sand., *Pa. ederi* Zieg. et Sand., *Pa. eureka* Zieg. et Sand., *Pa. foliacea* Young., *Pa. proversa* Zieg., *Pa. rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. timanensis* Kl., Kuz. et Ovn., *Polygnathus aspelundi* Sav. et Fun., *Pol. planarius* Klap. et Lane и другими.

Ниже по реке, близко к контакту известняков с вмещающей толщей, наблюдается переслаивание мелкозернистых песчаников, кремнистых сланцев и тонких прослоев алевроитистых известняков. В одном из прослоев нами обнаружены единичные мелкие конодонты, в том числе *Palmatolepis* sp., однозначно свидетельствующие о франском возрасте вмещающих пород.

Аналогичный характер разреза ниже зилаирской свиты наблюдается на правом берегу р. Суваняк в 2,5 км выше д. Байгазино. Здесь в скальных выходах обнажены и откартированы зилаирская свита и подстилающая ее терригенная толща (яумбаевская толща у Д.Г. Ожиганова [9] или бетринская свита у Д.Д. Криницкого и др. [6]). Породы в этом разрезе метаморфизованы, интенсивно рассланцованы до состояния листоватых сланцев. Границы между стратонами литологически не выражены, что очень затрудняет расчленение разреза и свидетельствует в пользу их тесной связи. В коренном выходе выше брода обнажена пачка сланцев, в которой встречено несколько линзовидных прослоев известняков. В нижней части известняки серые и светло-серые среднекристаллические. Мощность этой линзы 1,3 м, длина 5 м. В ней найдены конодонты *Belodella* sp., *Icriodus brevis* Stauff., *Polygnathus dengleri* Bisch. et Ziegl., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype gamma Bult. (обр. 01764, координаты 53°09,620' с.ш., 57°44,542' в.д.). Встреченная фауна, скорее всего, характерна для пограничной живецко-франской части разреза. Выше по склону и по разрезу в слое известковистых песчаников мощностью 1,0 м из верхних 0,4 м обнаружены многочисленные деформированные конодонты очень плохой сохранности, среди которых определены франские формы *Ancyrodella* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis* sp., *Pol. pollocki* Druce, *Pol. timanicus* Ovn., *Pol. cf. uchtersis* Ovn. (обр. 01765). Вверх по склону и разрезу в интервале 10 м продолжают обнажаться аналогичные глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями известковистых алевролитов.

Ниже по р. Суваняк, в средней части деревни, у родника обнажена очень своеобразная пачка, на которой следует остановиться несколько детальнее. Здесь наблюдается зона интенсивного смятия и окварцевания пород шириной 5–7 м север-северо-восточного простирания, юго-восточнее которой обнажаются черные кремнисто-глинистые сланцы, среди которых залегает пачка органогенных мраморизованных тектонизированных известняков серого цвета. Д.Д. Криницкий и др. [6] на основании определений фаменской макрофауны считали ее принадлежащей зилаирской свите. Пачка известняков очень неоднородна по своему строению. Ее мощность около 10,5 м. В восточной (?) части пачки известняки крупнокристаллические с остатками криноидей очень плохой сохранности. В них обнаружены верхнефранские конодонты (обр. 01768, координаты 53°09,854' с.ш., 57°44,529' в.д.) *Palmatolepis cf. semichatovae* Ovn., *Pa. cf. rotunda* Ziegl. et Sandb., *Polygnathus cf. torosus* Ovn. et Kon.

Находки конодонтов показывают, что известняковая пачка занимает довольно большой стратиграфический объем и не принадлежит зилаирской свите, как это закартировано Д.Д. Криницким и др. [6]. На основании находок конодонтов можно говорить о том, что эта толща является более древней, то есть подстилающей зилаирскую свиту. Охарактеризованная фаунистически, в данном разрезе она соответствует франскому ярусу, возможно, в полном объеме, и может содержать и более древние отложения.

Самый северный разрез толщи, подстилающей зилаирскую свиту, располагается в северной части Зилаирского синклиория, юго-восточнее д. Нижняя Ятва. По правому склону руч. Казенный

и его правому безымянному притоку ниже зилаирской свиты разрез сложен кварцитопесчаниками, или просто окварцованными породами, с тонкими прослойками глинистых и углисто-глинистых сланцев, смятыми в лежащие изоклинальные складки. В одном из хороших скальных выходов на правом берегу ручья (правый приток руч. Казенного), примерно в 0,8 км выше его устья, в основании стенки, сложенной микрокварцитами темно-серого цвета, обнажен прослой рыхлых песчанистых известняков мощностью не более 1,5 м. В них обнаружены остатки конодонтов очень плохой сохранности *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. (обр. 01297, координаты 53°60,697' с.ш., 58°22,483' в.д.), однозначно свидетельствующие об их франском возрасте. Выше по притоку выходы известняков и известковистых песчаников встречаются в разрезе неоднократно, но конодонты из них пока не обнаружены.

Изложенный фактический материал очень важен для выводов о возрасте подстилающей зилаирскую свиту толщи и характере положения известняков в разрезе в Восточно-Зилаирской зоне. Они не «чужды» вмещающим отложениям глубоководной кремнисто-терригенной толщи: не являются останцами шарьяжей [3] или отторженцами рифов из зоны шельфа [12]. Упомянутые в сообщении известняки имеют разный возраст и, таким образом, отмечают в разрезе разные стратиграфические интервалы, вероятнее всего, свидетельствующие о фазах обмелений. По совокупности с находками также разновозрастных конодонтов в кремнях [1, 10, 14] в этих разрезах, мы считаем, что под зилаирской свитой мы имеем последовательный разрез в объеме верхней части (?) пражского и эмского ярусов нижнего девона, всего среднего девона и франского яруса верхнего девона. Вряд ли целесообразно расчленять эту толщу на самостоятельные стратоны, поскольку в однотипных кремнистых разрезах без конодонтов это сделать невозможно. В каком объеме следует понимать ибрагимовскую толщу, тоже не понятно — в стратотипическом разрезе она обнажена фрагментарно и не имеет полной палеонтологической характеристики. Вероятно, для толщи, подстилающей зилаирскую свиту, можно принять название новоусмановская толща, но расширить ее стратиграфический объем, включая в нее и франский интервал (рис. 1).

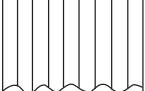
МСШ			Восточно-Зилаирская зона						Западно-Магнитогорская зона [16]				
Система	Отдел	Ярус	Ожиганов [9]	Пучков [10]	Радченко и др. [14]	Садрисламов и др. [15]	Князев и др. [4, 5]	Артошкова, Маслов [1]					
Девонская	Верхний	Фамен	Канская свита	Зилаирская свита	Зилаирская свита	Зилаирская свита	Зилаирская свита	Зилаирская свита	Зилаирская свита				
		Фран		Ибрагимовский гор-г		Сатлинская толща	Ибрагимовская толща	Переходная т.	Бияголинская св. Мукасовская св.				
	Средний	Живет	Яумбайская свита	Бетринская свита	Бетринская свита	?	Новоусмановская толща	Новоусмановская толща	Актауская свита				
		Эйфель											
	Нижний	Эмс	Бетринская свита				Тупоргасская свита	?	Баймак-бурибай				
		Прага											
		Лохков						Мазовская свита					
	Пржидол												
Силурийская	Венлок	Лудфорд				Белекейская свита	Тупоргасская свита	Тупоргасская свита	Сакмарская свита				
		Горстий											
		Гомер											
		Шейнвуд											
	Лландовер	Телих				Тупоргасская свита							
		Аэрон											
		Руддан											

Рис. 1. Сопоставление схем расчленения отложений, залегающих под зилаирской свитой в Восточно-Зилаирской зоне

Литература:

1. **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: Матер. 5-го Всерос. литолог. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. — Т. 1. — С. 35–38.
2. **Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А.** Новые данные о возрасте «бетринской свиты» на севере Восточно-Зилаирской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — С. 53–55.
3. **Камалетдинов М.А.** Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 228 с.
4. **Князев Ю.Г.** (отв. исп.). Отчет о производстве ГДП 1:200 000, создании и подготовке к изданию Гостеолкарты—200 (новая серия) листа N-40-XXIII (Белорецкая площадь) (заключительный отчет) в 2 книгах и 1 папке. — Кн. 1 (текст). — Уфа, Башгеолфонд, 2006. — 280 с.
5. **Князев Ю.Г., Князева О.Ю.** Отчет о производстве ГДП 1:200 000, создании и подготовке к изданию гостеолкарты 200 (новая серия) листа N-40-XXVIII (Бурзянский район). — Уфа, Башгеолфонд, 2008. — Т. 1. — 354 с.
6. **Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. и др.** Геологическое строение верховьев рек Суваняка и Каны на Южном Урале. — Уфа, Башгеолфонд, 1968.
7. Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. — 2-е изд. / *Ред. Ю.Р. Беккер.* — 1:200 000. — СПб: ВСЕГЕИ, 1999. — 160 с.
8. **Ожиганов Д.Г.** Геология хребта Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Крака // Тр. Башкирского геологического управления. — Уфа. 1941. — Вып. 12. — 103 с.
9. **Ожиганов Д.Г.** Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Уч. зап. Башкирского пединститута. — Уфа, 1955. — Вып. 4. — С. 55–92.
10. **Пучков В.Н.** Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. — С. 33–52.
11. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.
12. **Пучков В.Н., Иванов К.С.** Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 276, № 4. — С. 935–939.
13. **Радченко В.В., Родионов В.Ю. и др.** Отчет по теме «Оценка перспектив восточного крыла Зилаирского мегасинклинория и зоны сочленения его с антиклинорием Урал-Тау на сульфидное и другое оруденение» за 1983–1986 гг. — Т. 1. — Уфа, Башгеолфонд. — 1986.
14. **Родионов В.Ю., Радченко В.В.** О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского мегасинклинория и Уралтауского антиклинория // Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1987. — С. 70–75.
15. **Садрисламов Б.М.** (отв. исп.). Отчет по теме: «Биостратиграфия палеозойских отложений южной части мегантиклинория Уралтау и Зилаирского мегасинклинория» за 1991–2001 гг. — Уфа, Башгеолфонд, 2001. — 194 с.
16. Стратиграфические схемы Урала. — Екатеринбург, 1993.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

Ю. П. Безродных¹, С. В. Делия², Б. Ф. Романюк¹, В. М. Сорокин³, Т. А. Янина³

¹ АО «Моринжгеология», Латвия, Рига; e-mail: office Riga@morinzheologia.lv

² «ЛУКОЙЛ-Нижневолжск-нефть», Астрахань

³ Московский государственный университет; paleo@inbox.ru

Стратиграфия четвертичных отложений Каспийского моря разработана на основе смены малакофаунистических комплексов разного иерархического уровня, изученных в осадках, вскрытых естественными обнажениями и скважинами на суше. В силу специфики колебаний уровня моря на суше практически отсутствуют разрезы, в которых была бы прослежена непрерывная последовательность выделяемых стратиграфических горизонтов, представляющих как трансгрессивные, так и регрессивные эпизоды развития бассейна. В последние годы в связи с нефтепоисковыми работами на акватории Северного Каспия получены новые качественные сейсмоакустические данные и пробурено большое количество инженерно-геологических скважин, которые позволяют впервые охарактеризовать стратиграфию непрерывных разрезов вскрытых отложений.

В сообщении приводятся результаты изучения толщи донных отложений, вскрытых несколькими инженерно-геологическими скважинами на структуре Широкая в Северном Каспии (глубины моря 9–12 м). В его основе лежат материалы фациально-литологического, биостратиграфического изучения и радиоуглеродного датирования непрерывных разрезов верхнечетвертичных отложений.

Во вскрытых разрезах нами выделено 6 горизонтов (сверху вниз): новокаспийский (nk), мангышлакский (mg), хвалынский (hv) (с 2-мя подгоризонтами), ательский (at), верхнехазарский (hz₂) (с 2-мя подгоризонтами) и нижнехазарский (hz₁).

Новокаспийский горизонт представлен маломощным слоем мощностью 0,5–2 м, плащеобразно перекрывающим нижележащие отложения и сложенным сверху раковинными и раковинно-песчаными отложениями, внизу — песком. Осадки содержат опресненный комплекс моллюсков с преобладанием представителей разных видов родов *Dreissena*, *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna* и гастропод. Иногда присутствуют пресноводные моллюски *Unio*, *Limnea*. По составу раковин можно выделить три слоя: верхний (современный) включает *Didacna baeri*, *D. longipes*, *D. barbotdemarnyi*, редкие *D. parallela*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*, а также *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*; средний отличается отсутствием последних двух видов; нижний содержит вместе со слабо солоноватоводными и пресноводными видами *D. barbotdemarnyi*. По результатам радиоуглеродного датирования установлено, что низы новокаспийского горизонта имеют возраст менее 7,7 тыс. лет (8,5 тыс. календарных лет).

Мангышлакский горизонт включает комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии севернее отступающего берега моря и заполняющих замкнутые палеопонижения (слабо консолидированные глины, торф, сапропель, алевритово-песчаные осадки, часто включающие растительный детрит). Максимальная мощность составляет 6–9 м. В основании горизонта в торфоподобных осадках содержатся створки *Dreissena polymorpha polymorpha*. В его верхней части появляются виды, получившие распространение в новокаспийских отложениях. Радиоуглеродный возраст низов горизонта составляет около 10 тыс. лет.

Верхнехвалынский подгоризонт хвалынского горизонта представлен двумя фациально-генетическими типами отложений. Верхняя его часть — это пачка дельтовых песков, глинистых и алевритово-глинистых илов разной консистенции, сформированных в мелководных условиях при начавшейся регрессии моря. Ее мощность изменяется от 1–2 м под наиболее глубокими мангышлакскими палеоформами до 10 м и более в местах проявления дельтовых врезов. Нижняя часть — это алевритовый песок местами с прослоями глин. Ее мощность находится в пределах 4–5 м. В составе раковин доминируют монодакны, хипанисы, адакны, монодакны, гастроподы. Из дидакн

в комплексе встречаются *D. praetrigonoides*, *D. parallella*, *D. cristata*, *D. subcatillus*, *D. barbotdemarnyi*. Возраст нижней границы подгоризонта соответствует уровню около 16–17 тыс. лет.

Нижнехвалынский подгоризонт сложен мелководными и глубоководными морскими отложениями. По литологическому составу в нем выделяются две части. Верхняя его часть мощностью 8–10 м сложена глинами с прослоями песка разной мощности. Нижняя часть представляет собой пачку мощностью 2,5–5,0 м, обогащенную раковинным материалом. В ее разрезе наблюдается чередование раковинного материала разной крупности с песчаным либо глинистым заполнителем, а также глинистого грунта с включениями раковин и раковинного детрита. Нижнехвалынские отложения содержат комплекс моллюсков, в котором часто преобладают дидакны. В их составе определены *D. ebersini*, *D. protracta*, *D. zhukovi*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*. Радиоуглеродный возраст подошвы горизонта в изученных скважинах находится на уровне около 29 тыс. лет.

Ательский горизонт сложен смесью песчаного и глинистого материала, содержащего растительные остатки, прослой черного торфоподобного материала, свидетельствующего о континентальном генезисе. Он заполняет ложбинообразные понижения глубиной от 2 до 6 м в толще подстилающих слоев и содержит лишь детрит и редкие мелкие обломки пресноводных моллюсков (*Unio*, *Limnea*).

Верхнехазарский горизонт имеет мощность до 25–28 м. В его основании (верхнехазарский подгоризонт) залегают мелководные каспийские осадки мощностью до 2 м с включениями раковин характерных позднехазарских видов *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. ovatocrassa*, разнообразные монодакны, дрейссены, гастроподы. Они перекрываются песчано-глинистыми отложениями значительной мощности (до 9 м), содержащими, наряду с раковинами указанных видов, пресноводные *Viviparus* и *Valvata*. В кровле толщи обособляется песчано-раковинный слой мощностью около 1 м. В составе раковин *Didacna surachanica* и *D. cristata*, сопровождаемые монодакнами, дрейссенами, разнообразными гастроподами; западнее рассматриваемого района в этом слое довольно многочисленны в совместном залегании *Corbicula fluminalis* и *Didacna nalivkini*. Отложения представляют нижний верхнехазарский подгоризонт одноименного горизонта.

Выше залегает выдержанная по простиранию пачка сравнительно глубоководной глины мощностью до 8 м, с немногочисленными раковинами в виде тонких послойных скоплений. В их составе преобладают *Dreissena rostriformis distincta*, встречаются *Didacna umbonata*, *D. subcatillus*, *D. cristata* — виды, характерные для установленного Г.И. Поповым [1] в Северном Прикаспии гирканского горизонта. Отложения представляют верхний верхнехазарский — гирканский подгоризонт.

Нижнехазарский горизонт пройден инженерно-геологическими скважинами на глубину до 25–30 м. Верхняя его часть мощностью до 14–15 м представлена песками с раковинным и растительным детритом и прослоями глины разной мощности, сформированными в мелководной придельтовой или дельтовой зоне моря. Характерно уменьшение мощности отложений в восточном направлении. Ниже залегает мощная толща плотной глины, в верхней части включающая прослой песка. Вскрытые отложения фаунистически плохо охарактеризованы. Как правило, они содержат детрит и мелкие обломки неопределимых раковин, целые мелкие дрейссены, в некоторых скважинах единичные крупные *D. cf. subcatillus* и *D. cf. subovalis*.

Согласно данным сейсмоакустического профилирования, подошва глин нижнехазарского горизонта располагается в рассматриваемом районе на глубине около 120 м от среднего уровня моря. Соответственно его мощность составляет около 55 м, из которых около 40 м представлены консолидированной глиной.

Таким образом, вскрытая бурением более чем 80-метровая толща осадков на структуре Широкая в Северном Каспии может рассматриваться в качестве стратотипа верхнего плейстоцена Каспийского моря. В ее непрерывном разрезе наблюдается последовательная смена верхнехазарского, ательского, хвалынского, мангышлакского и новокаспийского стратиграфических горизонтов, представленных комплексом морских и континентальных отложений, границы между которыми имеют четкое отражение на региональных сейсмоакустических профилях.

Каждый из морских горизонтов охарактеризован оригинальной фауной моллюсков. Их состав отличается от разновозрастных фаун, изученных на побережьях Каспия, присутствием более

глубоководных видов. Стратиграфические подгоризонты охарактеризованы фаунистическими комплексами, входящими в состав фаун и имеющими с ними общие признаки.

В разрезе верхнечетвертичных отложений, вскрытых морскими скважинами, обнаружены стратиграфические подгоризонты или слои, до настоящего времени не описанные в разрезах побережий: гирканский подгоризонт верхнехазарского горизонта, нижняя часть нижнехвалынского подгоризонта. Это позволяет более полно реконструировать историю развития Каспия в поздне-четвертичное время.

Результаты радиоуглеродного датирования показывают, что накопление отложений новокаспийского горизонта началось около 7,5 тыс. лет назад, мангышлакского — около 10 тыс. лет назад, верхнехвалынского подгоризонта — около 17 тыс. лет назад, нижнехвалынского подгоризонта — более 30 тыс. лет назад.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00242).

Литература:

1. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. — М.: Наука, 1983. — 216 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н. И. Глушанкова¹, А. К. Агаджанян²

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова; ni.glushankova@mail.ru

² ПИН РАН, г. Москва

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего регионального изучения новейших отложений в целях палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съемочных и поисковых работах. Обобщение материалов многолетнего палеопедологического анализа и результатов комплексного палеогеографического исследования опорных разрезов плейстоцена на левобережье Волги, в низовьях Оки, Камы (разрезы Тиганы, Заплатино, Павлово, Варез, Бармино, Городец, Рыбная Слобода, Татарская Чишма, Речное-Остолопово, Коминтерн и др.), по Суре (Чирково, Кученяево, Кивать и др.), Свияге (Аттиково, Апастово), Теше (Березовка), Пьяне (Дубенское), Юнге (Еласы), Сундовика (Шахманово, Баранниково и др.), Ветлуге (Красные Баки) и др. позволило: 1) проследить пространственно-временные закономерности распространения и формирования лессовых отложений; 2) установить особенности строения разновозрастных лессово-почвенных серий; 3) обосновать возраст заключенных в них почв путем анализа их стратиграфического положения с учетом геоморфологической позиции опорных разрезов, данных изотопной геохронологии, микротериологических данных; 4) определить диагностические (морфотипические) признаки, свидетельствующие о генетической неповторимости разновозрастных почв; 5) выполнить климато-стратиграфическое расчленение лессово-почвенной формации; 6) реконструировать не менее семнадцати палеогеографических этапов в развитии природной среды и не менее семи существенных перестроек почвенного покрова за последние 600 тыс. лет.

В основу стратиграфо-хронологического расчленения субаэральных отложений были положены: установленные естественноисторические этапы развития лессово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдель-

ных геохронологических этапов плейстоцена. Выявленное своеобразие позволило уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и их комплексы не только в одном разрезе, но и, благодаря генетической связи между почвами в древних почвенных покровах, проследить неразрывно на значительные расстояния. Пространственная выдержанность палеопочв, наличие в опорных разрезах лессово-почвенных серий, составляющих до 80% их мощности, обнаруживающих черты принципиального генетического сходства в строении средне-верхнеплейстоценовой толщи, разнообразие в проявлении фациальных связей разновозрастных горизонтов лессовидных суглинков и палеопочв с горизонтами аллювиальных комплексов, ледниковых отложений создали необходимые предпосылки для проведения ближней и дальней корреляции. Это позволило установить провинциальные особенности структуры субаэральных отложений Волжско-Камского региона.

Лессово-почвенная формация на исследованной территории характеризуется наличием двух позднеплейстоценовых и трех среднеплейстоценовых горизонтов ископаемых почв, стратиграфическая позиция которых определяется выявленными морфотипическими признаками, присущими разновозрастным почвам, выделенных в качестве реперных горизонтов палеопочв главных эпох интенсивного педогенеза в бассейнах Днепра, Оки, Дона, прослеженных в широтном направлении и проконтролированных с помощью биостратиграфических данных [1, 2]. По сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных, а также результатов непосредственного прослеживания и хроностратиграфической корреляции выделенных горизонтов, имеющих черты принципиального генетического сходства, в лессово-почвенной серии окско-днепровского интервала в бассейне Средней Волги и Нижней Камы установлено три хорошо выраженных горизонта ископаемых почв, сопоставляемых с 11, 9, 7 изотопно-кислородными стадиями и относящихся к теплым эпохам среднего плейстоцена [1, 2, 3]. В основании среднеплейстоценовой лессовой толщи в разрезах Коминтерн, Раздольный, Тиганы, Татарская Чишма и др. выделяется хорошо развитая, сложно построенная, полнопрофильная инжавинская палеопочва лихвинского межледниковья. По микротериологическим данным установлена принадлежность палеопочвы к этапу развития сингильского фаунистического комплекса [4]. Морфологические особенности строения, а также данные исследования вещественного состава сложнопостроенной палеопочвы на ключевом участке Коминтерн свидетельствуют о ведущей роли в ее развитии на ранней стадии процессов элювиально-иллювиальной дифференциации, свойственных широкому спектру современных почв лесного и лесостепного генезиса, а на поздней — интенсивного гумусонакопления.

Залегающая выше по разрезу полигенетическая почва (1,8–2,85 м), нарушенная клиновидными мерзлотными деформациями, по ряду морфотипических признаков и положению в разрезах Чирково, Коминтерн, Раздольный, Татарская Чишма и др. сопоставляется с почвами постлихвинского — каменского межледниковья, ранее изученных авторами в бассейнах Сейма, Оки, Дона, являясь маркирующим горизонтом среднеплейстоценовой лессово-почвенной серии. По своим свойствам и генезису палеопочвы, составлявшие основной фон почвенного покрова на междуречных пространствах в каменское межледниковье, близки брүниземам — почвам прерий суббореального пояса [3].

На вышележащих перигляциальных осадках, почти полностью переработанных педогенными процессами, залегает палеопочва, монолитный профиль которой в большинстве опорных разрезов (Чирково, Татарская Чишма, Раздольный, Коминтерн и др.) сближен с каменной почвой. Микротериофауна, извлеченная из одновозрастной почвы в разрезе Прилуки, отнесена к казарскому фаунистическому комплексу, что свидетельствует о доднепровском возрасте палеопочвы [4]. По своим морфотипическим признакам она сопоставляется с роменской почвой (МИС 7) бассейнов Оки, Сейма, Дона. Аналитически в ней не обнаруживается четкой дифференциации минеральной массы в пределах профиля. Основываясь на морфологических и аналитических данных, можно предположить, что в заключительную эпоху среднеплейстоценового педогенеза почвообразование происходило под воздействием процессов оглинивания, ожелезнения, гумусонакопления и криогенного воздействия. Свидетельством последнего является нарушение кровли палеопочвы криогенными и диагенетическими процессами, связанными с последующей холодной днепровской эпохой. Наиболее близкими современными аналогами могут быть палевые мерзлотные почвы Центральной Якутии [3]. Лессово-почвенная серия первой половины среднего плейстоцена в разрезах перекрывается

толщей литологически неоднородных буровато-коричневых суглинков днепровского возраста, сопоставляемых с 6 ИКС.

В позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии, представленной в большинстве изученных опорных разрезов Волжско-Камского региона, выделено три горизонта ископаемых почв, отвечающих разновозрастным, качественно различным по строению почвенного покрова, эпохам интенсивного педогенеза. Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей палеопочв, подтвержденных биостратиграфическими данными, установлено их соответствие микулинскому (эемскому, рисс-вюрмскому, сангамонскому) межледниковью (ИКС 5e); крутицкому интерстадиалу ИКС 5), соответствующему интерстадиалам бреруп, амерсфорт начала валдайской ледниковой эпохи, в диапазоне 64–55 тыс. лет назад; брянскому интервалу [3]. В основании позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии залегает полигенетический профиль, имеющий наибольшую пространственную и стратиграфическую выраженность среди плейстоценовых почв в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы. В опорных разрезах на междуречьях почвы микулинского межледниковья и крутицкого интерстадиала образуют мощный (1,5–3,0 м) педокомплекс, сопоставляемый с мезинским педокомплексом центральных регионов лессовой области Русской равнины. Почвы педокомплекса нарушены криогенными деформациями смоленской фазы криогенеза ранневалдайского возраста. Структура почвенного покрова в микулинское межледниковье характеризовалась сложным сочетанием нескольких почвенных типов. На водораздельных пространствах формировались почвы, которые можно идентифицировать с современными серыми лесными почвами в сочетании с черноземами (типичными, выщелоченными), лугово-черноземными почвами. В условиях дополнительного увлажнения в древних западинах почвообразование происходило по элювиально-иллювиальному и элювиально-глеевому типам. Такие почвенные комбинации были характерны, подобно современным, и для древних лесостепных ландшафтов.

Выявленные морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества, характеризующие почвообразование крутицкого интерстадиала, указывают на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировало гумусонакопление. Исходя из отмеченного, представляется, что на всей исследованной территории наблюдалась относительная гомогенность и монотонность в строении почвенного покрова, отражающая гиперзональный характер природной среды этого палеогеографического этапа позднего плейстоцена.

Внутри валдайской лессовой толщи, залегающей над мезинским педокомплексом, наиболее четким стратиграфическим горизонтом, выделенным в разрезах Средней Волги и Нижней Камы, является ископаемая почва, которая по сходству основных признаков строения и положению в опорных разрезах относится к почвам брянского интерстадиала ИКС 3). Генезис почв этой эпохи во многом еще неясен и различными исследователями трактуется неоднозначно. Основная трудность при интерпретации фактического материала заключается в отсутствии возможных аналогов в современном почвенном покрове. К тому же криогенез владимирской фазы, приуроченный к заключительным этапам брянской эпохи, способствовал нарушению почвенного профиля, некоторому перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. Сочетание ряда признаков говорит о том, что формирование почв происходило в условиях континентального климата с холодным этапом в конце, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающей провинциальные изменения увлажнения.

Приведенные данные об основных событиях плейстоцена в перигляциальной области Волжско-Камского региона коррелируются с ранее полученными результатами изучения лессово-почвенной формации в бассейнах Днепра, Оки, Дона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372).

Литература:

1. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена бассейнов Днепра, Дона, Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. – М.: Наука, 1989. – С. 103–113.
2. Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Опорные разрезы плейстоцена в перигляциально-лессовых областях бассейнов рек Нижней Камы и Суры // Известия РГО. – 2003. – Т. 135, Вып. 6. – С. 16–29.

3. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. — Смоленск; М.: Изд-во «Маджента», 2008. — 348 с.
4. Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных экосистем. — Ч. 3: Природная среда в плейстоцене. — М.: Изд. дом «Городец», 2004. — С. 583–598.

О ПРИЧИНАХ И ПОСЛЕДСТВИЯХ ЛИКВИДАЦИИ УФИМСКОГО ЯРУСА (ПЕРМЬ) В ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ РОССИИ

Т. А. Грунт

Автономная некоммерческая организация Лаборатория-студия «Живая Земля», г. Москва

В 2015 г. исполняется 100 лет с момента установления А.В. Нечаевым [6] уфимского и казанского ярусов в составе пермской системы. Позднее, в монографии 1921 г. [7], Нечаев более подробно обосновал самостоятельность и привел детальную биостратиграфическую характеристику названных подразделений. В 30-е — 50-е годы большинство исследователей не признавало уфимского яруса, относя соответствующие отложения к кунгурскому или казанскому ярусу из-за отсутствия полноценной палеонтологической характеристики уфимских отложений в стратотипической области. Однако уже начиная с 1965 г. [9] уфимский ярус вошел в унифицированную шкалу пермской системы в объеме соликамского и шешминского горизонтов. Уфимский и подстилающий его кунгурский ярусы получили полноценную характеристику благодаря активным геологическим исследованиям, проводившимся в 60-е — 70-е годы на Европейском севере, где кунгурско-уфимские отложения широко представлены нормально-морскими фациями бореального типа. Самостоятельность уфимского этапа в развитии органического мира подтверждается данными по распространению мелких фораминифер, аммоноидей, двустворчатых моллюсков, брахиопод, остракод, энтомофауны, конодонтов, рыб и рыбообразных, тетрапод, макрофлоры и палинологических комплексов [1, 2, 5, 10]. К началу соликамского времени приурочена отчетливая смена палео- и биогеографического плана строения Европейских бассейнов, связанная, в частности, с их вхождением в зону умеренного климата. Результаты литолого-фациального анализа показали наличие крупного трансгрессивного «соликамского» события, ранг которого значительно выше не только внутри-, но и межъярусного уровня. Полученные данные свидетельствуют о том, что это событие не может интерпретироваться как завершающее артинско-кунгурский регрессивный этап [5], а является началом нового трансгрессивного этапа, получившего развитие в казанское время.

В связи с разработкой Международного хроностратиграфического стандарта (МСШ) Комиссией МСК по пермской системе был принят целый ряд решений направленных на механическое приведение Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ) в соответствие с МСШ. Так, было осуществлено подразделение ОСШ на три отдела взамен двух традиционных. Для удобства корреляции с Североамериканской региональной шкалой нижняя граница кунгурского яруса ОСШ установлена в основании саранинского горизонта (зона *Neostreptognathodus previ*), ранее относившегося к артинскому ярусу и тесно связанного с подстилающими отложениями как в историко-геологическом, так и в палеонтологическом плане. В целях совмещения нижних границ среднего (гваделупского) отдела МСШ и биармийского ОСШ, положение нижней границы последнего определено в основании казанского яруса, а уфимский ярус включен в состав нижнего (предуральского) отдела. Поскольку в МСШ подразделение, отвечающее уфимскому ярусу, отсутствует, было признано целесообразным ликвидировать его и в ОСШ. В Тетической шкале основанием уфимского яруса с большой долей вероятности отвечает подошва кубергандинского яруса (и верхней

тетической подсистемы) [4]. При ликвидации уфимского яруса эта граница оказывается внутри кунгурского яруса и не фиксируется в ОСШ.

В мае 2013 г в ГИН РАН прошла конференция «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства». При подготовке к конференции ГИН РАН по материалам Постановлений МСК опубликовал новую ОСШ России, являющуюся **«стандартом при проведении любых государственных геологических работ на территории Российской Федерации!»** [8]. Уфимский ярус из нее был исключен, несмотря на то, что соответствующее решение, принятое Комиссией МСК по пермской системе в 2007 г., не было утверждено МСК. В этой публикации, предваряющей саму конференцию, полностью проигнорировано мнение многих исследователей, поддерживающих сохранение уфимского яруса. В опубликованном варианте название «кунгурский» (в объеме 5 горизонтов: саранинский, филипповский, иренский, соликамский, шешминский) лишается своего авторского понимания; оказываются нарушенными правила стратиграфической номенклатуры; длительность яруса составляет около 7 млн лет (т.е. по продолжительности более чем вдвое превышает каждое из остальных ярусных подразделений пермской МСШ). Решение об исключении уфимского яруса из ОСШ является беспрецедентным, несомненно находится в противоречии с задачами ее дальнейшей детализации и повышения корреляционного потенциала, нарушает номенклатуру и целостность исторически сложившейся шкалы пермской системы, обесценивает ранее применявшуюся для этого интервала более детальную шкалу.

Нижние границы (ТГС—GSSP) ярусов предуральского отдела (за исключением кунгурского) уже ратифицированы. Фиксация же нижней границы кунгурского яруса встречает значительные затруднения. Группа российских исследователей, ответственных за обоснование этой границы и установление точки ее глобального стратотипа рассматривает в качестве типового разреза пос. Мечетлино по р. Юрюзань (Южное Предуралье). Международная группа исследователей в качестве альтернативы предлагает разрез Рокленд (Rockland), располагающийся в горах Пекоп (Pequop Mts.) в СВ Неваде [12]. Сравнительный анализ двух названных разрезов по десяти различным признакам приводит к выводу о несомненной предпочтительности североамериканского разреза. Надежность корреляции саранинского горизонта Восточноевропейской шкалы и основания серии Ленэрд Североамериканской (зона *Neostreptognathodus pnevi*) сомнений не вызывает [11]. Однако территория распространения кунгурских (в широком смысле) отложений в Южном Предуралье характеризуется сокращением, а затем и полным исчезновением нормально-морских отложений, а потому бесперспективна в плане получения полноценной палеонтологической характеристики. Серия Ленэрд, стратиграфически в полном объеме отвечающая кунгурскому ярусу МСШ, напротив, представлена нормально-морскими отложениями, связанными с принадлежностью к Североамериканской платформе в условиях стабильного тепловодного морского режима. Серия подразделяется на две формации: Скиннер Рэнч (Skinner Ranch) и Каседрал Маунтин (Cathedral Mountain), в составе которых установлено 4 конодонтовых и три аммоидных зоны. В условиях, когда Комиссией по пермской системе МСК России уфимский ярус исключен из ОСШ и признан несуществующим, не приходится сомневаться, что предложение о переносе ТГС кунгурского яруса в Неваду будет официально внесено на рассмотрение во время предстоящего в 2015 г. (г. Казань) Международного конгресса по карбону и перми, а его ратификация является лишь вопросом времени. Вслед за тем, взамен утратившего валидность «кунгурского» яруса, неизбежно должно последовать признание двух североамериканских ярусов по аналогии с тем, как это было сделано для подразделений гваделупского отдела. Фактически это означало бы полное и окончательное изменение содержания самой пермской системы, установленной Р.И. Мурчисоном в 1845 г. на территории Европейской России. В состав МСШ вошли лишь ассельский, сакмарский и артинский ярусы, включенные в состав пермской системы значительно позднее (в 30-е — 60-е годы 20-го столетия).

Невозможно не согласиться с мнением председателя МСК А.И. Жамойды [3], высказавшего сомнение в необходимости внедрения Международного стандарта в отечественную биостратиграфию перми «...учитывая специфику средне- и верхнепермских отложений на территории России, а именно континентальных...» и предложившего пойти по пути доработки ОСШ в редакции 1993 г., в частности, в направлении обоснования положения границ «российских» ярусов. Так, для нижней границы кунгурского яруса в его оригинальном понимании вполне может быть использован разрез

Мечетлино, а для ярусов второй половины пермского периода (в том числе и уфимского) должны быть приняты во внимание и использованы данные по кунгурско-казанским разрезам Европейского севера, детализированные зональные ихтиологическая и тетраподовая шкалы совместно с палеомагнитной шкалой, разработанной в стратотипическом Восточно-Европейском регионе с максимальной детальностью. Существенно, что таким образом удалось бы избежать дорогостоящего и бессодержательного переиздания геологических карт, направить необходимые ресурсы на дальнейшую детализацию пермской шкалы и, тем самым защитить отечественные приоритеты в области установления и изучения пермской системы.

Литература:

1. Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми / Под ред. Т.А. Грунт, Н.К. Есауловой, Г.П. Канева. — М.: ГЕОС, 1998. — 356 с.
2. Верхняя пермь полуострова Канин / Г.А. Афанасьева, М.Ф. Богословская, М.Р. Геккер и др.; Отв. ред. Т.А. Грунт. — М.: Наука, 2006. — 213 с.
3. Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР — России. Ее значение, назначение и совершенствование. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. — 24 с.
4. Левен Э.Я., Богословская М.Ф. Роудский ярус перми и проблемы его глобальной корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2006. — Т. 14, № 2. — С. 67–78.
5. Лозовский В.Р., Миних М.Г., Грунт Т.А. и др. Уфимский ярус Восточноевропейской шкалы: статус, валидность, корреляционный потенциал // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2009. — Т. 17, № 6. — С. 46–58.
6. Нечаев А.В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. вестник. — 1915. — Т. 1. — С. 4–6.
7. Нечаев А.В. Верхнепермские отложения. Геология России. — Петроград: Изд-во Геол. комитета, 1921. — Т. 2, Ч. 5, Вып. 3. — 126 с.
8. Общая стратиграфическая шкала России — 2013. — М.: ГИН РАН, 2013. — 1 с.
9. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. — Л.: ВСЕГЕИ, 1965. — 79 с.
10. Сухов Е.Е. Пермские фораминиферы Биармийской области. — Deutschland, Berlin, Verlag: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. — 454 с.
11. Henderson Ch. M., Davydov V.I., Wardlaw B.R. The Permian Period. Ch. 24. // The Geological Time Scale — 2012. Vol. 2 / Eds. M. Gradstein et al. — Amsterdam: Elsevier, 2012. — P. 666–692.
12. Henderson Ch.M., Wardlaw B.R., Davydov V.I. et al. Proposal for base-Kungurian GSSP // Permophiles. — 2012. — No. 56. — P. 8–20.

НИЖНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ЮЖНОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Г. А. Данукалова, А. Г. Яковлев, Е. М. Осипова

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

В Южноуральском регионе отложения нижнего неоплейстоцена развиты в переуглубленных долинах рек. Выделены минзитаровский, базинский, таныпский, атасевский, чувовской (султанаевская свита) горизонты, соответствующие климатолитам (табл. 1).

Минзитаровский горизонт представлен делювиальными и озерными суглинками (Минзитарово). Мощность 1–3,9 м [6, 7].

Особенности флористического состава. В спектрах постоянно присутствует пыльца елей, сосен, берез, полыней, разнотравья и маревых. Встречена пыльца теплолюбивых видов *Quercus robur* L., *Ulmus glabra* Huds.

Крупные млекопитающие в отложениях минзитаровского горизонта представлены остатками *Archidiskodon trogontherii* Pohlig (= *Mammotus trogontherii*) [8]. В целом по региону из отложений

Таблица
Стратиграфическая схема нижнего неоплейстоцена Южноуральского региона и корреляция со схемами других территорий

Временная шкала, млн. лет	Палеомагнитная шкала			Общая стратиграфическая шкала			Европейская Россия [4,5]		Южное Предуралье [1]		Урал [3]		Нижневольтский регион [4, 5]		Западная Европа (Нидерланды) [12, 13, 14]																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
	Полнрность	Ортозона	Субзона	Система	Нарпазден (Отдел)	Разден (подраздел)	Звено	Надгоризонт	Горизонт / подгоризонт	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
0.43			Бива III Эмперор (Елунно V) Биг Лост (Елунно VI) Дельта (Елунно VII)	Четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Нижнее	Мичурин-ски	Окский	Чуй-атаевский	Чувоской (Султанавская свита)	Карпийский	Бакинский	Верхний	Эльстер Нордбергум Оледенение С Розмален Оледенение В (Нида) Вестерхофен Оледенение А (Хелм)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
		Донской						Атасевский	Чернореченский		Батуринский																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
		Ильинский						Таныпский	Позывинский			Тынынский																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
		Южно-воронежский						Покровский	Минигтаровский	Кундревинский	Горизонт		Надгоризонт																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
		Покровский																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									

Флористический состав характеризуется попеременным доминированием пыльцы травянистых и древесных: роль последних увеличилась к концу интервала. Среди древесных преобладает пыльца берез, присутствует пыльца липы, дуба, граба, вяза, ясеня, сосен, ели. Среди травянистых определены равные доли разнотравья и полыней [10, 11].

Малакофауна представлена широкораспространенными наземными (4 вида) и пресноводными (12 видов) моллюсками современного типа. Большинство пресноводных форм обитали в водоемах застойного типа, но в то же время появляются *Unio* sp., который предпочитает жить в проточных водах.

Мелкие млекопитающие. Фауна из атасевского горизонта моложе, чем фауна из базинского горизонта, так как в ней меньше доля полевок рода *Mimomys*. В разрезах аллювиальные горизонты разделены перигляциальными отложениями таныпского холодного горизонта. Фауна атасевского горизонта уникальна тем, что среди типично раннеленоплейстоценовых видов определены остатки *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, которые морфологически выглядят архаичнее, чем представители этого вида из лихвинского (среднеленоплейстоценового) горизонта Восточной Европы [7].

Чусовской горизонт. За пределами стратотипического региона аналогами чусовского горизонта считаются отложения, выделенные в султанаевскую свиту (Султанаево). Свита представлена озерными и делювиальными суглинками, глинами, алевролитами. Мощность 0,5–3,5 м [2].

Особенности флористического состава. Группа древесных и кустарниковых видов включает *Picea* sp. (в т.ч. *Picea excelsa* Link., *Picea obovata* Ldb.), *Pinus* sp. (в т.ч. *Pinus sylvestris* L., *Pinus* sect. *Cembrae*, *Pinus* sect. *Eupitys*), *Tsuga* sp. (в т.ч. *Tsuga canadensis* (L.) Carrière), *Quercus* sp. (в т.ч. *Quercus robur* L.), *Tilia* sp. (в т.ч. *Tilia cordata* Mill., *Tilia* тип *amurensis* Rupr.), *Fraxinus* sp., *Ulmus* sp. (в т.ч. *Ulmus laevis* Pall.), *Betula* sp. (в т.ч. *Betula pendula* Roth., *Betula pubescens* Ehrh.), *Carpinus* sp., *Alnus* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Nyssa* sp., *Taxodium* sp. Группа травянистых и кустарничковых видов представлена Poaceae, Chenopodiaceae (в т.ч. *Eurotia ceratoides* (L.) C.A.M., *Kochia laniflora* (Gmel.) Borb., *Kochia scoparia* (L.) Schrad., *Chenopodium album* L., *Chenopodium botrys* L., *Chenopodium hybridum* L., *Chenopodium glaucum* L., *Chenopodium rubrum* L., *Atriplex* sp., *Atriplex tatarica* L., *Atriplex hastata* L.), Asteraceae (в т.ч. *Artemisia* spp., Asteraceae типы *Aster*, *Crepis*, *Carduus*, *Cacalia*, *Cichorium*, *Echinops ritro* L., *Centaurea cyanus* L., *Centaurea* sp.), Brassicaceae, Rosaceae, Apiaceae, *Convolvulus* sp., Fabaceae (в т.ч. *Trifolium* sp.), *Urtica* sp., *Polygonum bistorta* L., *Polygonum* sp., *Rumex* sp., *Fagopyrum* sp., *Plantago* sp., Caryophyllaceae, Ranunculaceae (в т.ч. *Thalictrum* sp.), Rubiaceae, Lamiaceae, Cyperaceae, Onagraceae (в т.ч. *Epilobium* sp.); водные растения представлены *Typha latifolia* L., *Alisma* sp. Среди споровых растений определены Polypodiaceae, Ophioglossaceae (в т.ч. *Botrychium lunaria* (L.) Sw.) *Lycopodium* sp., *Sphagnum* sp.

Моллюски представлены широкораспространенными наземными (8) и пресноводными (15) видами современного облика. Пресноводные виды в большинстве являются обитателями слабопроточных и застойных водоемов.

Литература:

1. Данукалова Г.А. Стратиграфия квартера Предуралья // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции: Матер. Всерос. науч. совещ. — М.: ГЕОС, 2007. — С. 40–43.
2. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2010. — Т. 18, № 3. — С. 1–18.
3. Стефановский В.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала: Объяснительная записка. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. — С. 97–139.
4. Шик С.М. О проекте региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений европейской России // Экология антропогена и современности: природа и человек: Сб. науч. докл. Междунар. конф. (Волгоград — Астрахань — Волгоград, 24–27 сент. 2004 г.). — СПб.: Гуманистика, 2004. — С. 21–26.
5. Шик С.М., Борисов Б.А., Зарина Е.П. Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. — 2004. — № 65. — С. 102–114.
6. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сулейманова Ф.И. и др. Фауна и флора плиоцена и плейстоцена (опорный разрез Султанаево — Юлушево). — М.: Наука, 1983. — 152 с.

7. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Яковлев А.Г. Региональные подразделения новой стратиграфической схема плейстоцена Предуралья и некоторые опорные разрезы. — Уфа: БНЦ УрО РАН, 1988. — 65 с.
8. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Алимбекова Л.И. и др. Итоги изучения разрезов плейстоцена Башкирии с остатками элѐфантид. — Уфа: БФАН СССР, 1985. — 79 с.
9. Антропоген Южного Урала // *Под ред. В.Л. Яхимович.* — М.: Наука, 1966. — 268 с.
10. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В. и др. Плейстоцен Предуралья. — М.: Наука, 1987. — 122 с.
11. Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N. et al. Excursion Guide of the INQUA SEQS—2002 conference, 30 June — 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS—2002 conference “The Upper Pliocene — Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe”). — Ufa: Dauria, 2002. — 139 p.
12. Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. — 1998. — V. 47/48. — P. 41–49.
13. Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologie en Mijnbouw. — 1985. — V. 64. — P. 17–24.
14. Zagwijn W.H. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the tegelen — Reuver area of Limburg (The Netherlands) // Mededelingen Nederlands Inst. Toegepaste Geowetenschappen. — 1998. — V. 60. — P. 19–34.

ОСОБЕННОСТИ ИСТОЧНИКА СНОСА НИЖНЕДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ РАЗРЕЗА «ТАЛЫШМАН» (СЕВЕР ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА)

Р. И. Зайнуллин

*Башкирский государственный университет, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа,
E-mail: zri-bgu@mail.ru*

Нижнедевонские отложения распространены фрагментарно в виде отдельных тектонических блоков на границе Западно-Магнитогорской зоны и Главного Уральского разлома. Они представлены вулканомиктовыми кластолитами различного гранулометрического состава, силицитами, вулканитами и известняками. Установление источников сноса вулканокластических образований является основной задачей исследования. Ее решение затрудняется существенными постдиагенетическими преобразованиями отложений и сложным тектоническим строением территории. Разрез по руч. Талышман (юго-восточнее д. Уразово Учалинского района РБ) представляется перспективным для реконструкции раннедевонских событий, поскольку в нем наблюдается постепенный переход отложений ильтибановской толщи нижнего девона к вулканитам ирендыкской свиты среднего девона [2, 3].

В основании разреза залегает пачка, мощностью 120–130 м, светло-серых, серых, черных трещиноватых кремней с тонкими глинистыми прослоями и многочисленными прожилками кварца. Выше следует пачка, мощностью 140–150 м, чередования известняков, преобладающих в нижней части пачки, вулканокластических песчаников и кремней. Известняки светло-серые и серые, с многочисленными прожилками кальцита. Они слагают слои видимой мощностью 2–3 м. Песчаники серо-зеленые крупно- и среднезернистые, трещиноватые, выветрелые, с редкими прожилками кварца. Мощность слоев 0,5–10 м. Кремни аналогичны нижележащим. Выше пачки следуют светло-зеленые, раздробленные, выветрелые гравелито-песчаники с обломками пироксенов. Перекрывают их пироксен-плагиоклазовые порфириды ирендыкской свиты мощностью 120–130 м.

Петрографический состав песчаников изучался на поляризационном микроскопе. Содержание породообразующих и малых элементов определялось по 11 образцам методами РФА (ИГ УНЦ РАН) и ICP-MS (ВСЕГЕИ).

Песчаники разномерные, несортированные, сложены угловатыми обломками полевых шпатов, вулканических пород, незначительным количеством кварца. По классификации В.Д. Шута [7] они относятся к полевошпатовым грауваккам и характеризуются следующими средними содержаниями породообразующих элементов: SiO_2 — 53,8%, TiO_2 — 0,3%, Al_2O_3 — 18,8%, Fe_2O_3 — 6,3%, MnO — 0,1%, MgO — 4,1%, CaO — 4,5%, Na_2O — 4,6%, K_2O — 0,9%, P_2O_5 — 0,1%. Значения индикаторных литохимических параметров соответствуют грауваккам: $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ — 0,7–0,9 и $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ — 0,5–0,6, ФМ — 0,15–0,20 и НМ — 0,25 [8]. Средние значения индекса химического выветривания CIA (52,7) и ГМ (0,47) характеризуют невысокую степень зрелости песчаников [12, 15].

По отношениям редких и редкоземельных элементов Th/Sc — 0,04, La/Sc — 0,3, La/Co — 0,3, Cr/Zr — 1,5, Th/Co — 0,041, Th/Cr — 0,1, Cr/V — 0,97, Th/La — 0,134 состав песчаников близок к магматическим породам основного состава, а по V/Ni — 3,90 и Co/Ni — 0,84 соответствует породам среднего состава.

Расположение фигуративных точек песчаников на диаграммах Zr/Y — Cr/Ti (рис. 1а) [4], La/Sc — Yb/Th (рис. 1б) [11] и F1 — F2 [14] также показывает, что в источнике сноса преобладали породы основного и среднего состава.

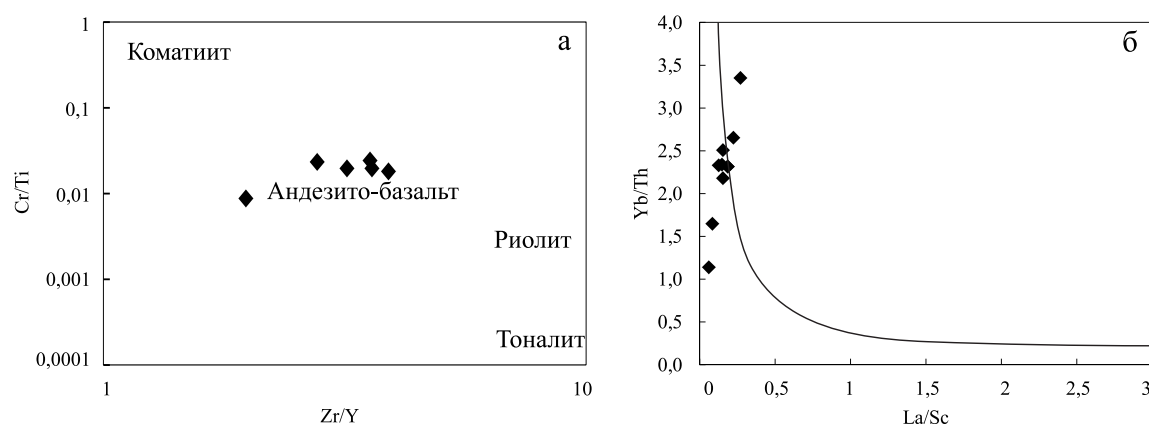


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы с расположением фигуративных точек нижнедевонских песчаников

Распределения микроэлементов на графике порода/N-MORB (рис. 2а) [13] и РЗЭ на графике порода/хондрит (рис. 2б) обычны для толеитовых базальтов островных дуг [1] и низкокальциевых известково-щелочных андезибазальтов вулкана Менделеева Курило-Камчатской островной дуги [6]. Отмечаются отрицательные аномалии Ta – Nb и Ti .

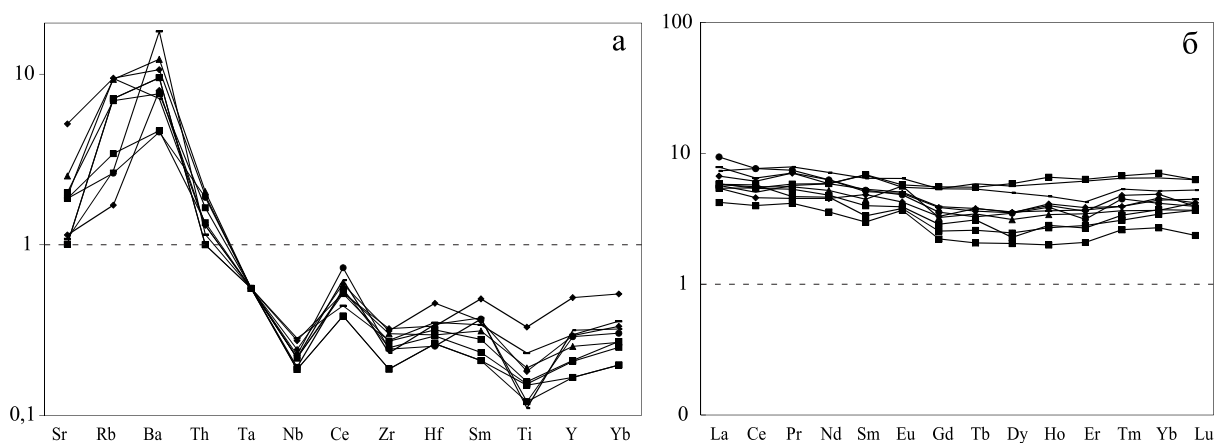


Рис. 2. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (а), и РЗЭ, нормированных по хондриту (б) в нижнедевонских песчаниках

Легкие лантаноиды несут существенно преобладают над тяжелыми за счет повышенных значений $La = 2,23$, $Se = 5,26$, $Nd = 3,60$; $LREE/HREE = 3,4$, $La/Yb = 2,28$. Наблюдается незначительная европиевая аномалия. На дискриминационных диаграммах $La/Sc - La/Y$ (рис. 3а) [5], $F3 - F4$ (рис. 3б) [9] и треугольных диаграммах М.Р. Бхатиа и К.А.В. Крука [10] фигуративные точки песчаников расположились в поле океанических островных дуг.

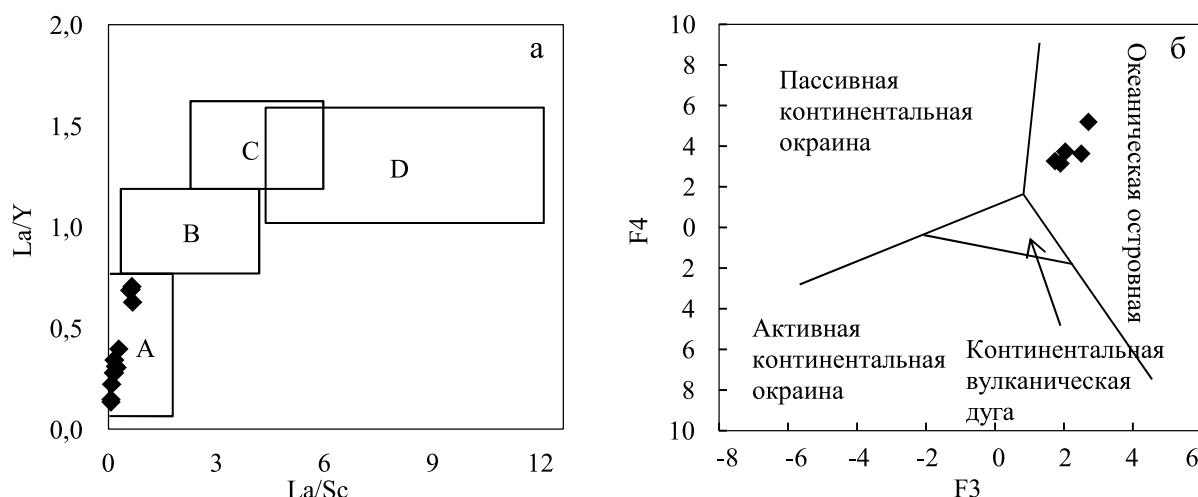


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы с расположением фигуративных точек нижнедевонских песчаников:
 а) А — океанические островные дуги; В — континентальные островные дуги; С — активная континентальная окраина; D — пассивная континентальная окраина

Полученные данные показывают, что базальты и андезибазальты толеитовой и известково-щелочной серии преобладали в источнике сноса. Источником материала являлась островная дуга. Учитывая изложенный материал и широкий интервал датирования данных отложений (ранний девон) можно предположить, что источником сноса могли служить магматические комплексы баймак-бурибаевского времени (начало формирования Магнитогорской островной дуги) или более древние образования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31505) и Республики Башкортостан (грант молодым ученым и молодежным научным коллективам за 2014 г. № 24).

Литература:

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 267 с.
2. Кац Ш.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении в масштабе 1:50 000 Миндякской площади (планшеты № 40-70-Г-6, в, г; № 40-71-А и В; № 40-82-А-6, в, г и Б) по работам Миндякского геологосъемочного отряда и Учалинской геофизической партии за 1975–1980 гг. — Уфа, 1980.
3. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.
4. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. — 306 с.
5. Фазлиахметов А.М., Зайнуллин Р.И. Вариации индикаторных геохимических параметров в вулканитовых песчаниках на примере ниже- и среднедевонских отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник ИРГТУ. — 2014. — № 1(84). — С. 56–62.
6. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 320 с.
7. Шутов В.Д. Классификация песчаников. Литология и полезные ископаемые — 1967. — № 5. — С. 86–103.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб.: Наука, 2000. — 479 с.
9. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. — V. 91. — P. 611–627.
10. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element Characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. — 1986. — V. 92. — P. 181–193.

11. **Langmuir C.H., Vocke R.D.Jr., Hanson G.H., Hart S.R.** A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // *Earth Planet Sci. Lett.* — 1978. — V. 37. — P. 380–392.
12. **Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* — 1982. — V. 299. — P. 715–717.
13. **Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths / C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.).* — Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 1983. — P. 230–249.
14. **Roser B.P., Korsch R.J.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* — 1988. — V. 67. — P. 119–139.
15. **Visser J.N.J., Young G.M.** Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.* — 1990. — V. 81. — P. 49–57.

ИЗОТОПИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

М. И. Закиров, Г. М. Сунгатуллина, Р. Х. Сунгатуллин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

Методы изотопной геохимии с каждым годом приобретают все большую популярность среди геологов. Возможность использования изотопных данных для воссоздания палеогеографических и палеоклиматических условий, выделения трансгрессивно-регрессивных циклов, региональной и глобальной корреляции делает изучение стабильных изотопов неотъемлемой частью современных литологических исследований.

Нами проведено изучение поведения стабильного изотопа углерода в средне-, верхнекаменноугольных отложениях разрезов Басу и Усолка, расположенных на территории Республики Башкортостан на расстоянии 80 км друг от друга. Изотопные исследования проводились на анализаторе изотопного состава углерода, общего количества углерода, содержания органического и неорганического углерода в жидких и твердых образцах iTOC-CRDS (OI Analytical и Picarro, США) в Казанском федеральном университете (аналитики Г.А. Баталин, Б.И. Гареев).

Результаты исследования $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу Усолка приведены нами ранее [1, 3]. В верхнекасимовских и гжельских отложениях здесь обнаружена отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ (от -4 до $-9,32\text{‰}$). Столь низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, по-видимому, связаны с проявлением одной из фаз каменноугольно-пермского оледенения. Данные изотопных исследований пород разреза Басу приводятся впервые (таблица).

Анализ таблицы показывает, что московские отложения разреза Басу характеризуются высокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Формирование подобных изотопно-утяжеленных образований могло происходить в стабильно тепловодных морских условиях [2], что подтверждается большим объемом и разнообразием фаунистических остатков в разрезе.

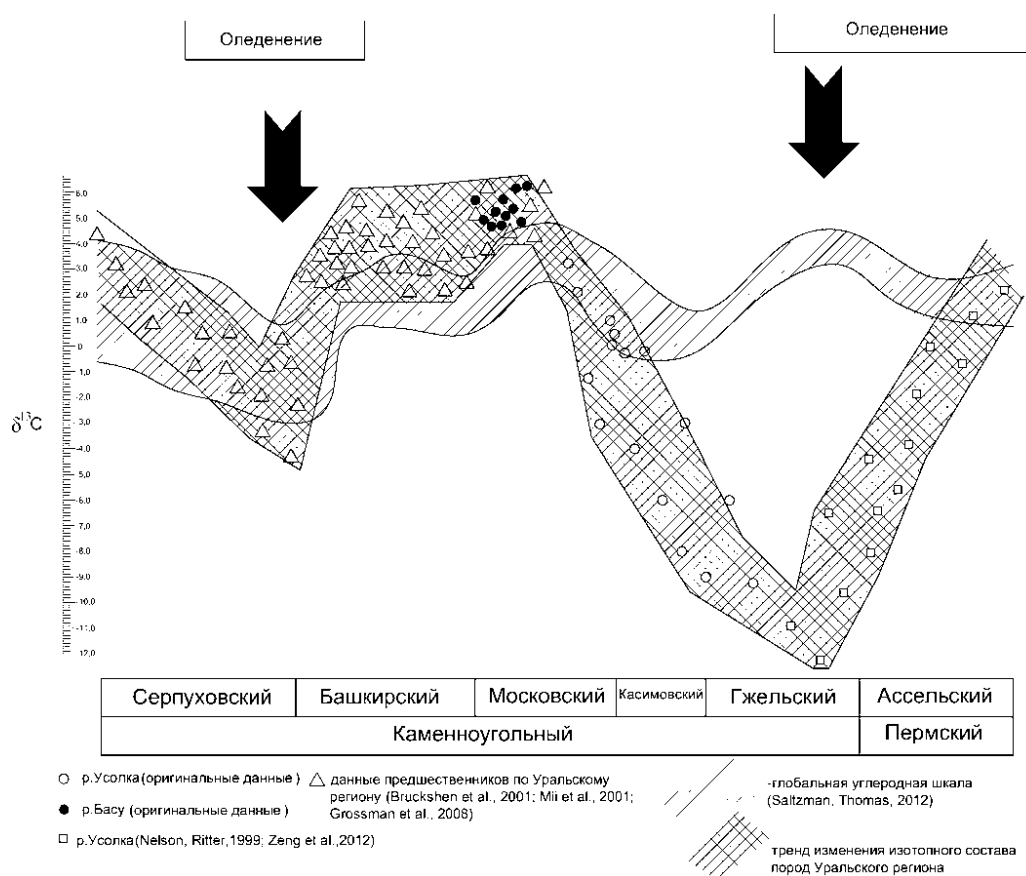
В целом полученные данные хорошо согласуются предыдущими исследованиями в данном регионе [4–9] и подтверждают гипотезу о прерывистом характере каменноугольно-пермского оледенения с чередованием «теплых» (межледниковых) и «холодных» периодов. Так, серпуховско-башкирское и гжельско-ассельское время характеризовалось похолоданием, а московский век — потеплением климата (рис.).

Несколько отличаются данные для границы каменноугольного и пермского периодов. Согласно [5], очередное похолодание в регионе началось в ассельском веке. Наши данные свидетельствуют, что признаки похолодания климата проявляются уже с конца касимовского века.

Таблица

Изотопный состав углерода в породах московского яруса разреза Басу

Обр.	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	Обр.	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)
3	известняк	5,87	12	известняк доломитизированный	6,23
4	известняк	4,56	13	известняк	4,79
5	известняк окремнелый	5,51	19	известняк	5,19
6	известняк	5,60	20	известняк глинистый	4,48
7	известняк глинистый	4,99	21	известняк	5,35
8	известняк окремнелый	5,36	22	известняк глинистый	6,19
9	известняк доломитизированный	5,16	23	известняк глинистый	5,91
10	известняк	4,46	26	известняк глинистый	5,29
11	известняк глинистый	5,02			

**Рис. Изотопная кривая среднего и верхнего карбона Предуральяского прогиба****Литература:**

1. Закиров М.И., Сунгатуллин Р.Х. Геохимическая характеристика каменноугольных пород Предуральяского прогиба (на примере разреза Усолка) // Материалы Российского совещания с международным участием, Сыктывкар, 17–19 мар. 2014 г. — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. — С. 62–64.
2. Захаров Ю.Д., Игнатьев А.В., Борискина Н.Г., Попов А.М. Изотопно-углеродные макоритмы позднего палеозоя и мезозоя и макроциклы солнечной активности // Вестник ДВО РАН. — 2001. — № 2. — С. 3–8.
3. Сунгатулина Г.М., Закиров М.И., Сунгатуллин Р.Х. и др. Палеоклимат позднекаменноугольной эпохи в Предуральском краевом прогибе (по изотопным данным) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Матер. VII Всерос. литол. совещ., Новосибирск, 28–31 окт. 2013 г.: В 3-х т. — Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. — Т. 3. — С. 179–181.

4. Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate, and tectonics // Chemical Geology. — 1999. — V. 161. — P. 127–163.
5. Grossman E.L., Yancey T.E., Jones T.E. et al. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permian–Carboniferous // The isotopic record from low latitudes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2008. — V. 268. — P. 222–233.
6. Mii Horng-Sheng, Grossman E.L., Yancey T.E. et al. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciations // Chemical Geology. — 2001. — V. 175. — P. 133–147.
7. Nelson S.T., Ritter S.M. A large carbon isotope anomaly at the Carboniferous–Permian boundary: the Usolka River section of Russia // Permophiles. — 1999. — V. 33. — P. 19–21.
8. Saltzman M.R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. — 2012. — P. 207–232.
9. Zeng Jun, Cao Chang-qun, Davydov V.I., Shen Shu-zhong. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // Gondwana Research. — 2012. — V. 21. — P. 601–610.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРО-ТАТАРСКОМ СВОДЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

И. П. Зинатуллина

КПФУ, Институт геологии и нефтяных технологий, г. Казань

E-mail: izinatul@yandex.ru

В Татарстане систематическое поисково-разведочное бурение на живетские отложения началось в 50-х годах. Результаты работ показали сложное строение продуктивных горизонтов среднего девона, низкие фильтрационные свойства пластов-коллекторов по сравнению с пашийскими отложениями.

Глубокими скважинами на Северо-Татарском своде вскрыты терригенные отложения вплоть до кристаллического фундамента.

Весь имеющийся информативный материал позволяет представить целостную картину геологического строения Северо-Татарского свода в пределах границ лицензионных участков и определить закономерности седиментогенеза этих пород.

Пересмотр имеющегося материала и новые данные по скважине 667 Привятской площади позволили внести некоторые уточнения геологического строения терригенных отложений на северном куполе Татарского свода.

На Кукморском участке № 2 в районе Кабык-Куперского поднятия была пробурена скважина 667, вскрывшая породы кристаллического фундамента на 12,0 м, керн поднят из интервала 1675,0–1695,0 м продуктивной части разреза, стратиграфически из саргаевского, кыновского и ардатовского горизонтов.

Нефтепроявления по керну выявлены в ардатовском горизонте живетского яруса.

Нижняя часть терригенного девона характеризуется сокращенным по мощности разрезом, но при этом модель литолого-стратиграфического строения, как показывают проведенные нами исследования по пересмотру ГИС, коррелированию разрезов с привлечением макро- и микрофаунистического, литофациального и палеотектонического анализов, претерпела принципиальные изменения: а именно в разрезе многих скважин четко прослеживаются ранее не выделяемые в этой

части Северо-Татарского свода отложения эйфельского яруса, а породы живетского комплекса по каким-то причинам были отнесены к кыновским отложениям.

Анализ макрофауны и спорово-пыльцевого комплекса из аргиллитов и вышележащей известковистой пачки, относимых по данным ГИС к кыновскому горизонту, подтвердили их принадлежность к данному стратиграфическому уровню. С размывом они лежат на нефтеносных отложениях ардатовского горизонта, меняясь по мощности в интервале 0–10 м.

Ранее И.А. Антроповым, Г.П. Батановой отмечалось, что «в связи с нарушением непрерывности процесса осадконакопления» на площадях северной части Северо-Татарского свода происходит уменьшение толщины саргаевского горизонта до 9,0–4,0 м за счет размыва нижних и верхних частей свиты на северном куполе Татарского свода. О проявлениях размывов в районе исследования свидетельствует выпадение из разреза верхних слоев саргаевской свиты и наличие «брекчированных» известняков в основании.

1. В большинстве скважин граница между саргаевским и кыновским горизонтами на каротажных диаграммах относительно четко отбивается по подошве пачки известняков, залегающих несколько выше подошвы репера «аяксы». В некоторых скважинах, где эти прослои карбонатных пород на каротажных диаграммах сливаются с репером «аяксы», нижнюю границу саргаевского горизонта, соответственно, верхнюю — кыновского горизонта мы отбивали по смене фаунистических комплексов.

2. На крайнем северо-западе Татарстана достаточно широко отмечаются признаки несогласного, трансгрессивного налегания кыновских слоев на нижележащие верхнеживетские и докембрийские образования.

Нижняя граница кыновского горизонта проводится по подошве «верхнего известняка». Верхняя граница отбивается по подошве пачки известняков, залегающих несколько выше подошвы электрического репера «аяксы».

3. Кыновские отложения в районе исследования развиты повсеместно, однако строение и толщина их претерпевают значительные изменения. Отмечается относительно резкое колебание толщин на коротком расстоянии от 3 до 15–25 м.

В скважине 667 кыновские отложения вскрыты в интервале 1678,0–1684,5 м толщиной 6,5 м, что подтверждается макрофаунистическим анализом. Известняки и аргиллиты зеленовато-серого цвета относятся к верхней части кыновского горизонта. Нижняя часть пород кыновского возраста отсутствует, а верхняя с размывом залегает на породах ардатовского горизонта. А в скважинах 40, 98, расположенных в том же районе, кыновские отложения с размывом залегают на породах кристаллического фундамента. Толщина кыновского горизонта составляет 10,0 м.

Таким образом, скважины, расположенные на территории Кукморского участка № 2, Шадкинского участка № 2, вскрыли кыновские породы, по литологическим особенностям, стратиграфической полноте и толщинам характерные для Кукморского типа [1].

Как уже отмечалось выше, отложения кыновского горизонта в скважине 667 с размывом залегают на породах ардатовского горизонта. Глубина залегания последних 1684,5–1694,0 м. При проходке 9,5 м полный вынос керна 9,5 м. Отложения горизонта представлены в верхней части пачкой (толщиной 1,6 м) алевролитов светло-буроватых, с ржавым оттенком, плотных, неяснослоистых, с многочисленными включениями обугленных органических остатков и неразложившейся органики. Прослоями алевролит более светлый, за счет присутствия каолинита. Кроме кварцевых, встречаются отдельные зерна полевых шпатов. Отмечаются многочисленные охристые образования причудливой формы, возникшие, по-видимому, в результате вторичных изменений. Цемент карбонатный, частично глинистый.

Подстиляет данную пачку прослой нефтенасыщенного песчаника толщиной 1,7 м тонкозернистого, плотного за счет окварцевания, редких выделений кальцитовых бляшек, желваков пирита и многочисленных включений ОРО.

В мелкозернистых песчаниках живетского яруса довольно часто (до 20%) встречаются включения пирита в виде мелких рассеянных наростов на зернах кварца, агрегатных выделений в единичных породах и послойно с локальными выделениями кальцита и сидерита. Породы живетского яруса по литолого-петрографическим особенностям отличаются от кыновских отложений. Так, высокое

содержание пирита в живетском ярусе снижает показания сопротивления. Низкоомные нефтенасыщенные пласты ардаговского горизонта, по данным ГИС, интерпретируются как водонасыщенные, либо остаточно нефтенасыщенные. В скважине 667 нефтенасыщенный пласт толщиной 1,7 м, по данным ГИС, определен как остаточно нефтенасыщенный с показаниями сопротивления 1,5 Ом.

По данным ГИС, в интервале 1691,0–1693,0 м выделяется продуктивный пласт-коллектор терригенный с остаточным нефтенасыщением, пористость 19,0%, сопротивление пласта 1,5 Ом.

Макроописание керна позволяет с уверенностью утверждать, что пласт нефтенасыщен, а низкое сопротивление пласта связано с высоким содержанием пирита, характерным для ардаговского горизонта.

В скважине 667 в интервале 1694,0–1695,0 м вскрыта пачка глинистых пород ярко-зеленого цвета, с прослоями алевролитов, известковистых и оолитовых сидерито-шамозитовых руд, каолинита. Керн разбит тектонической трещиной под углом 60°, на сколе породы наблюдаются хлоритизация и вкрапления калиево-полевых шпатов.

Как известно [2], к прослоям шамозито-сидеритовых руд приурочены выделения вторичного каолинита (по оолитам и по трещинкам) и сульфидов цветных металлов. К выдержанным прослоям оолитовых шамозито-сидеритовых образований приурочена активная пиритизация, скопления обугленных растительных остатков и гелевидное органическое вещество. Подавляющее большинство морских железистых руд приурочено либо к началу крупных и длительных волн погружений, к эпохам трансгрессий, либо к концу этих волн, отчетливо избегая их срединных моментов. Следовательно, можно уверенно относить данную пачку пород к кровельной части воробьевских отложений, являющейся разделом между воробьевским и ардаговским горизонтами.

Толщина данной пачки в скважине 667 составляет 3,0 м, в скважине 66 — 4,0 м, в целом не превышает 6,0 м. Зачастую некоторые исследователи принимают эту пачку пород за кору выветривания. Изучение алеврито-глинистой пачки пород под микроскопом подтвердило, что это породы литологически неизменные и не могут быть корой выветривания.

С глубины 1695,0 м породы керном не охарактеризованы. На каротажном материале в интервале 1697,0–1670,0 м выделяются водоносные песчаники воробьевского возраста.

Эта пачка пород охарактеризована в скважине 165 Привяточной площади.

В подошве горизонта залегают галечно-гравийные породы, сложенные обломками, размеры которых превышают 1 мм, с отдельными гальками размером 8–12 мм. По составу они кварцевые, реже обломки представлены кварцитом. Цемент представлен несортированным псаммитовым материалом, состоящим из неправильных угловатых и полуугловатых зерен кварца, реже полевых шпатов размером от 0,08 до 2 мм.

Цементом служит буроватое чешуйчато-волокнистое глинистое вещество, тип цемента контактовый и поровый. Кроме сингенетичного глинистого цемента, участками развит эпигенетичный кварцевый цемент, прослоями кальцитовый по типу — пойкилитовый, участками базальный.

Галечно-гравийные породы вверх по разрезу сменяются неравномернозернистыми песчаниками очень светлыми, участками почти белыми, неслоистыми, содержащими отдельные угловатые обломки кварца размером 3–8 мм и крупные (3–5 мм) чешуйки слюды. Обломочный материал, слагающий породу, не отсортирован, форма зерен угловатая, полуугловатая, и угловато-окатанная. Зерна алевритовой размерности (менее 0,1 мм) составляют не более 10%. В составе обломков в основном кварц, встречаются зерна турмалина, кварцита, циркона, много чешуек мусковита, реже биотита, полевые шпаты.

На песчаниках залегают алевролиты желтовато-светло-серые и зеленовато-серые, крупнозернистые, песчаные, неравномерно глинистые, плотные, неяснослоистые.

Минеральный состав и отсортированность песчаников заметно изменяется вниз по разрезу.

В интервале 1700,0–1704,0 м залегает пачка алевролитов, аналог нижней воробьевской песчаной пачки D_{IV6}. Воробьевские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Таким образом, микро и макрофаунистический анализ кернового материала, исследование литолого-петрографических особенностей пород позволили более детально и несколько по-иному, чем ранее стратифицировать осадки терригенного девона в районе Кукморского и Шадкинского участков.

Литература:

1. **Аверьянов В.И.** Стратиграфия терригенной формации девона Волго-Камского края // Вопросы геологии и нефтеносности Среднего Поволжья. — Вып. II—III. — 1970. — С. 14.
2. **Зинатуллина И.П.** Литолого-минералогическая характеристика живецких отложений на юго-востоке Татарстана в связи с перспективой их нефтеносности: Дис... канд. геол.-мин. наук. — Казань, 2001. — 191 с.

БИОСТРАТИГРАФИЯ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА РАЗРЕЗА КУГАРЧИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Е. И. Кулагина

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Введение. Разрез Кугарчи наряду с разрезом Мурадымово является наиболее полным разрезом бухарчинской свиты Зилаирского синклиория. Бухарчинская свита (название по р. Бухарча, притоку р. Сакмары) выделена И.В. Хворовой [7] первоначально как горизонт, соответствующий верхней части визейского и намюрского ярусу. В настоящее время возраст соответствует серпуховскому ярусу — сюранскому подъярусу башкирского яруса [3, 5, 6]. В отличие от разреза Мурадымово [9], представленного преимущественно известняками, в разрезе Кугарчи значительное распространение имеют пачки тонкослоистых глинисто-кремнистых пород, а также присутствуют прослои известняковых конгломератов. Осадки накапливались в обстановке глубоководного прогиба, наложенного на континентальную окраину Восточно-Европейской платформы [1].

Разрез бухарчинской свиты в 2 км восточнее д. Кугарчи на правом берегу р. Ямашла прослеживается вдоль тракта Уфа — Зилаир и привлекает внимание геологов прекрасно обнаженной складчатой толщей. В верхней части обнажения, на вершине холма, находится стратотип богдановского горизонта башкирского яруса (его нижняя составная часть) [8].

В связи с разработкой Международной стратиграфической шкалы каменноугольной системы и актуальностью работ по обоснованию нижней границы серпуховского яруса разрез Кугарчи заслуживает специального внимания для корреляции с разрезом Верхняя Кардаилловка (р. Урал), претендентом на глобальный стратотип границы визейского и серпуховского ярусов [11].

Полевое описание разреза Кугарчи было сделано автором совместно с В.Н. Пазухиным в начале восьмидесятых годов, однако оно не было опубликовано, а дана только корреляция его с разрезом Мурадымово [3] и распространение фораминифер и конодонтов верхней части разреза, начиная с протвинского горизонта [4]. В настоящей статье приводится полное описание разреза и комплексы фораминифер нижней его части.

Описание разреза. На юго-западном склоне холма в 3 м над трактом стратиграфически и гипсометрически снизу вверх залегают:

Серпуховский ярус. Косогорский горизонт.

1. Известняки серые, темно-серые, микритовые и микритово-тонкозернистые, тонкослоистые, иногда глинистые, микрослоистые, часто окремненные, с прослоями глинисто-кремнистых сланцев. Фораминиферы (обр. 122, 124): *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endostaffella* cf. *fucoides* Ros., *Howchinia* cf. *gibba* (Moell.), *Archaeodiscus* cf. *krestovnikovii* Raus., *A. timanicus* Reitl., *Permodiscus syzranicus* N. Tschern., *P. vetustus* Dutk., *Asteroarchaeodiscus pustulus* (Groz. et Leb.), *Neoarchaeodiscus regularis* (Sul.). Мощность 3,2 м.

2. Тонкое переслаивание известняков и кремней. Известняки темно-серые, микритовые, сильно окремненные и тонкозернистые биокластовые пакстоуны с пахисферами (участками довольно многочисленными), биокластами криноидей, мшанок, водорослей. Фораминиферы: (обр. 126, 128, 129): *Palaeonubecularia* sp., *Endothyra* ex gr. *paraprisca* Shlyk., *Endostaffella pauperis* (Durkina),

E. asymmetrica Ros., *E. cf. fucoides* Ros., *Permodiscus vetustus* Dutk., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. parvus* (Raus.), *Neoarchaediscus regularis* (Sul.), *Mediocris evolutis* Ros., *M. breviscula* (Gan.). Азимут падения пород 80°, угол 45–50°. Мощность 5,6 м.

3. Известняки темно-серые, тонкослоистые, микритовые, глинистые, сильно окремненные, с прослоями алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев. Азимут падения 75–80°, угол 25°. Мощность 4 м.

4. Известняки темно-серые, среднеслоистые, вакстоуны и пакстоуны с пахисферами, прослоями окремненные, с фораминиферами (обр. 132): *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Pseudoglomospira elegans* (Lip.), *Endothyra parapriscia* Shlyk., *Endostaffella parva* (Moell.), *End. fucoides* Ros., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. ovalis* (Viss.), *M. evolutis* Ros., *Archaediscus pauxilus* Schlyk., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. parvus* (Raus.). Мощность 2,3 м.

Пачки 1–4 отнесены к серпуховскому ярусу по сопоставлению с разрезом Мурадымово. Эти отложения содержат обедненный эврифашиальный комплекс фораминифер, имеющий ряд общих видов с комплексом слоев *Endostaffella asymmetrica* разреза Верхняя Кардаилловка [10], который появляется в верхней части верхнего визе и проходит в нижнюю часть серпухова. Конодонты в этих пачках не встречены.

5. Известняки серые, светло-серые, толстослоистые, грейнстоуны, криноидные и криноидно-биокластовые, разнотекстурные. В составе биокластов присутствуют фораминиферы, криноидеи, мшанки, брахиоподы, водоросли. Известняки образуют хорошо выраженную антиклинальную складку над дорогой. Из данного слоя определено более 20 видов фораминифер (обр. 133, 134, 135), появляющихся в визейском ярусе, а также *Eostaffella amabilis* Grozd. et Leb., *Eolasiodiscus dilatatus* Pot. (рис.). Представители рода *Eolasiodiscus* появляются в серпуховском ярусе [2]. В этом слое В.Н. Пазухиным определены конодонты (обр. 134) *Gnathodus girtyi* Hass, *Lochriea commutata* (Br. et Mehl), характеризующие серпуховский ярус. Мощность 1,5 м.

6. Известняки темно-серые, микритовые, средне- и тонкослоистые, сильно окремненные, с прослоями кремней и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность 3,8 м.

7. Известняки серые, толстослоистые, органогенно-обломочные, переходящие в верхней части слоя в брекчию, содержат прослои кремнисто-глинистых сланцев до 0,15 м мощности, линзы и желваки темных кремней. Среди известняков по микроструктуре выделяются две разновидности. 1). Грейнстоуны разнотекстурные, биокластовые с литокластами известняков разных типов размером до 1 см. Биокласты составляют 15% породы, представлены фораминиферами, мшанками, криноидеями, водорослями. Цемент — вакстоун и мелкозернистый пакстоун. 2). Известняки мелко-биокластовые, более однородные, с цементом микритовым и вторичным спаритовым, тонко-мелкозернистым. В верхней части пачки прослеживается карбонатная брекчия с микритовым цементом, включающая крупные литокласты известняков, алевролитов, кремней, составляющих до 20% породы. В пачке многочисленны фораминиферы хорошей сохранности, из которых определено 30 видов (обр. 136, 137, 138, 139). Они появляются с верхнего визе и переходят в серпуховский ярус. Многочисленны конодонты (обр. 137, 138, 139) зоны *L. ziegleri* и переотложенные верхне-девонские формы. Мощность 7 м.

Пачки 5–7 по комплексам фораминифер и конодонтов соответствуют косогорскому горизонту серпуховского яруса. Известняки этого слоя обнажаются как в западной, так и в восточной части южного склона холма, откуда продолжено описание разреза в 100 м к востоку от начальной точки.

Протвинский горизонт

8. Тонкое переслаивание известняков, кремней, реже кремнисто-глинистых сланцев и известковистых песчаников. Известняки обычно темно-серые, микритовые, почти лишенные органических остатков. В нижней части слоя — грейнстоун (обр. 141), сложенный окатанными и полуокатанными зернами кварца, плагиоклаза, кремнистых сланцев, редко глауконита, чешуйками слюды, гематита. Размеры зерен 0,05–0,2 мм, преобладают 0,1 мм. Цемент микритовый, составляет от 30 до 70% породы. В известняках встречены редкие фораминиферы, мшанки, криноидеи. В 5 и 15 м от основания пачки фиксируются прослои мелкозернистых спаритовых биокластовых пакстоунов (0,65 и 0,25 м по мощности) с частыми пахисферами, фораминиферами, криноидеями, водорослями. Фораминиферы (обр. 143, 144) представлены 30-ю видами, из которых важными для стратиграфии

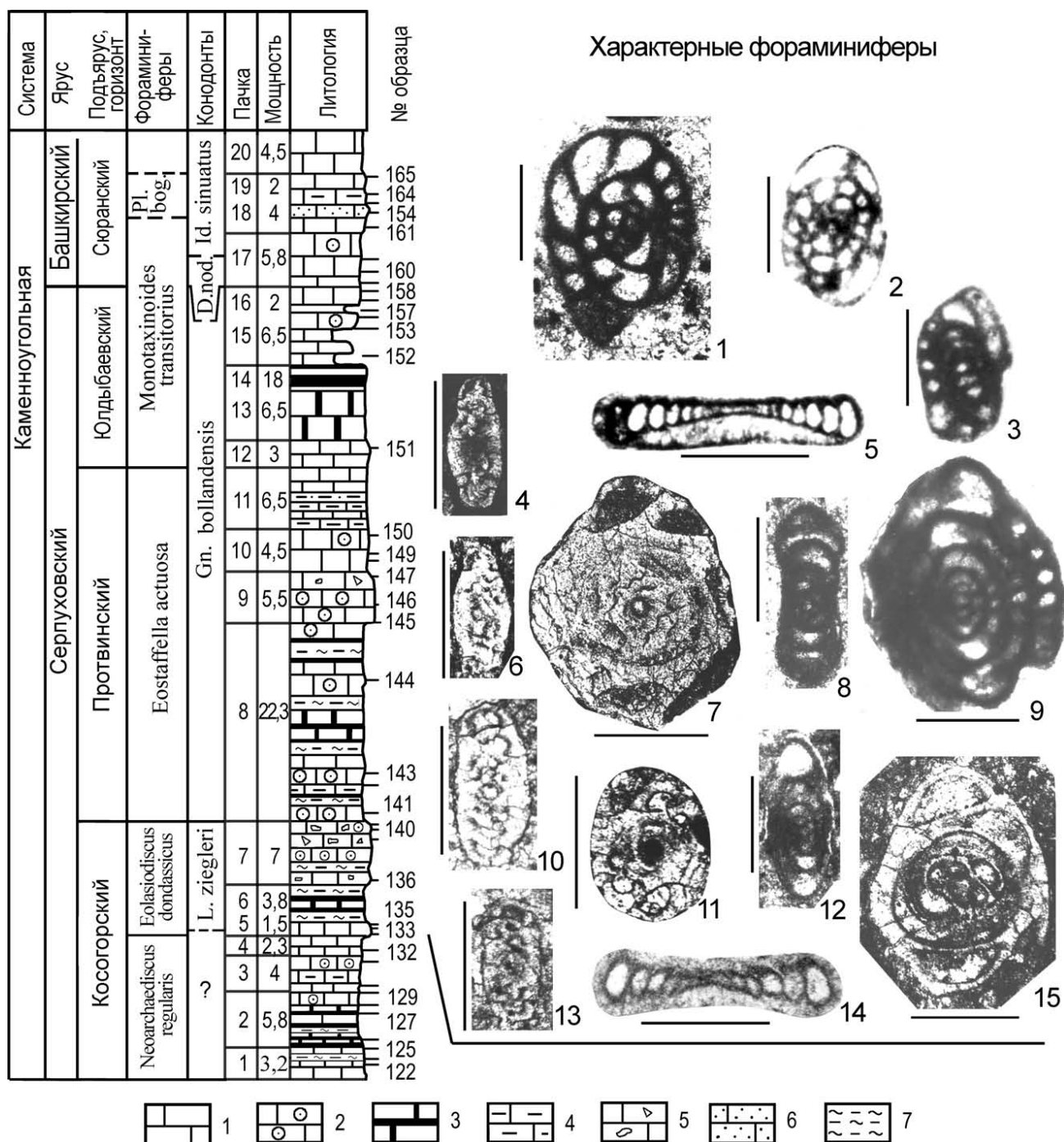


Рис. Разрез бухарчинской свиты в 2 км восточнее д. Кугарчи (по Е.И. Кулагинной и др. [4], с изменениями)

Условные обозначения. 1–6 — известняки: 1 — микритовые, 2 — криноидные, 3 — с прослоями кремней, 4 — глинистые, 5 — известняковые конгломераты, 6 — литокластовые, 7 — глинисто-кремнистые сланцы.

Фораминиферы из серпуховских отложений разреза Кугарчи. Масштабная линейка во всех случаях = 0,2 мм. В скобках указан номер шлифа. 1. *Plectostaffella* ex. gr. *bogdanovkensis* Reitlinger, 1980, экз. 121/1194, обр. 162(7). 2. *Plectostaffella* sp., экз. 121/841, обр. 154(1). 3. *Plectostaffella* ex gr. *primitiva* Rumjanzeva in Kulagina et al., 1992 (= *Pl.* ex gr. *varvariensis* (Brazhn. et Pot) [4, табл. 4, фиг. 31], экз. 121/843, обр. 151(9). 4. *Neoarchaediscus regularis* (Suleimanov, 1948), экз. 121/102, обр. 147(2), 6 — экз. 121/103, обр. 145(1). 5. *Monotaxinoides transitorius* Brazhnikova et Jarzeva, 1961, экз. 121/844, обр. 151(9). 7. *Neoarchaediscus* (*Rugosoarchaediscus*) *tumefactus* R. Ivanova, 1972, экз. 121/106, обр. 145(3). 8. *Endostaffella pauperis* (Durkina, 1959), обр. 143(8). 9. *Eostaffella actiosa* Reitlinger, 1963, экз. 121/96, обр. 143(3). 10. *Archaediscus timanicus* Reitlinger, 1950, экз. 121/105, обр. 143(6). 11. *Archaediscus moelleri* Raus., 1948, экз. 121/62, обр. 133(1). 12. *Eostaffella amabilis* Grozdilova et Lebedeva, 1954, экз. 121/53, обр. 135. 13. *Archaediscus parvus* Rauser-Chernousova, 1948, экз. 121/70, обр. 133. 14. *Eoliasiodiscus dilatatus* Potievskaya, 1964, экз. 121/65, обр. 133(10). 15. *Archaediscus gigas* Rauser-Chernousova, 1948, экз. 121/1203, обр. 136(10).

являются *Eostaffellina actiosa* Reith., *E. paraprotvae* Raus., позволяющие отнести их к зоне *E. actiosa*. В этих же образцах В.Н. Пазухиным определены конодонты *Gnathodus bollandensis* (Higg. et Bouck.), маркерный вид протвинского горизонта [4]. Мощность 22,5 м.

9. Известняки толстослоистые, биокластовые, в основании слоя микрослоистые, в верхней части переходящие в конгломераты. В шлифах (обр. 145, 146, 147) — биокластовый грейнстоун, состоящий из зерен фораминифер, криноидей, брахиопод и других организмов, редких окатанных и слабоокатанных литокластов размером до 1 см. В верхней части пачки количество литокластов увеличивается. Цемент составляет более 50% породы, микритовый с мелким детритом. Определено 23 вида фораминифер [4]. Мощность 5,5 м.

10. Пачка обнажена на вершине склона, куда выведена по простирацию. Известняки биокластовые, с конкрециями кремней, с прослоем глинистого известняка в основании. Фораминиферы (обр. 148, 149, 150) представлены видами широкого распространения. Мощность 4,5 м.

11. Переслаивание известняков микритовых, глинистых, окремненных и алевролитов. Мощность 6,5 м.

Юлдыбаевский горизонт

12. Известняки серые, микритово-тонкозернистые и тонкозернистые, органогенные, с фораминиферами, мшанками, криноидеями, остракодами, брахиоподами, водорослями. Фораминиферы, представленные пятнадцатью видами (обр. 151), в том числе *Monotaxinoides transitorius* (Brazhn. et Jar.), *Endothyra (Rectoendothyra) donbassica* Brazhn., *Plectostaffella ex gr. primitiva* Rum., характерными для верхней части серпуховского яруса, и конодонты (обр. 152, 155) из подстилающих слоев. Мощность 3 м.

13. Известняки темно-серые, пелитоморфные, тонко- и среднеслоистые, окремненные, с прослоями кремней. Мощность 6,5 м.

14. Кремни светло-серые, слабо полосчатые, тонкоплитчатые. Мощность 1,8 м.

15. Известняки серые и темно-серые, среднеслоистые, микритовые, тонкоплитчатые, с прослоями мелкозернистых пакстоунов. Последние под микроскопом имеют темно-коричневую окраску, сильно битуминозные, состоят из раковин и обломков фораминифер, криноидей, брахиопод, водорослей, составляющих от 10 до 30% породы, а также содержат средней величины окатанные обломки известняков. Иногда наблюдается слабая ориентировка зерен по микрослоистости. Фораминиферы представлены редкими формами, переходящими из нижележащих слоев (обр. 152, 153). Мощность 6,5 м.

16. Известняки темно-серые, тонко-среднеслоистые, микритовые и тонкозернистые, плитчатые, с конодонтами (обр. 156). Мощность 2 м.

Вышележащие пачки (17–20) относятся к башкирскому ярусу по появлению конодонтов (обр. 160) *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Grav.) и *D. lateralis* (Higg. et Bouck.) и фораминифер *Plectostaffella bogdanovkensis* Reith. [4]. Мощность сюржанских отложений более 16 м.

Выводы. В разрезе Кугарчи в серпуховском ярусе по фораминиферам выделяются следующие подразделения: локальная зона *Neoarchaediaceus regularis*, субрегиональная зона *Eolasiodiscus donbassicus*, локальная зона *Eostaffellina actiosa* и зона ОСШ России *Monotaxinoides transitorius*. Косогорский горизонт включает зоны *N. regularis* (условно) и *E. donbassicus*, протвинский — *E. actiosa*, юлдыбаевский — *M. transitorius*

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00774.

Литература:

1. Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н. Этапы активизации геодинамических процессов в позднедевонское — среднекаменноугольное время на западном склоне Зилаирского мегасинклинория и их датирование по фауне конодонтов // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2007. — С. 55–64.
2. Кулагина Е.И. Эволюция ховчинииид (фораминиферы) в серпуховском веке // Материалы 2-го Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле», 12–15 ноября 2001 г., Томск / Отв. ред. В.М. Подобина. — Томск: Изд-во НТЛ, 2001. — С. 177–180.
3. Кулагина Е.И., Пазухин В.Н. К биостратиграфии серпуховских отложений Зилаирского мегасинклинория // Докембрий и палеозой Южного Урала / БФАН СССР. — Уфа, 1986. — С. 70–79.

4. Кулагина Е.И., Румянцева З.С., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. Граница нижнего — среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. — М.: Наука, 1992. — 112 с.
5. Пазухин В.Н., Масагутов Р.Х. Стратиграфия и палеогеотермия девонских и каменноугольных отложений Зилаирского мегасинклинария // Новое в геологии и разработке нефтяных месторождений Башкортостана: Сборник научных трудов. — Уфа: Изд-во Башгеопроект, 2008. — Вып. 120. — С. 83–93.
6. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург, 1993. — 151 л. схем.
7. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 352 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).
8. Эйнон О.Л., Фурдуй Р.С., Александров В.А. Сюранский горизонт и проблема границы нижнего и среднего карбона на Южном Урале // Материалы по геологии, гидрогеологии, геохимии и геофизике Украины, Белоруссии, Армении, Урала, Казахстана и Сибири: Сб. науч. работ, № 9. — Киев: Изд-во КГУ, 1973. — С. 92–102.
9. Kulagina E., Nikolaeva S., Pazukhin V., Kochetova N. Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Mid-Carboniferous boundary beds in the Muradymovo section (South Urals, Russia) // Geological Magazine. — 2014. — No 151 (2). — P. 269–298.
10. Nikolaeva S.V., Alekseev A.S., Kulagina E.I. et al. New microfacies and fossil records (ammonoids, conodonts, foraminifers) from the Viséan-Serpukhovian boundary beds in the Verkhnyaya Kardailovka section // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. — 2014. — No 31. — (in print).
11. Richards B.C. The Visean/Serpukhovian boundary — an overview and progress report // XVI International Congress on Carboniferous and Permian: Abstracts. June 21–24. 2007. — Nanjing, China, 2007. — P. 99.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИНЕЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ (СКВ. 38) В ДОЛИНЕ Р. БЕЛОЙ (УФИМСКИЙ РАЙОН)

Р. Г. Курманов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Впервые отложения кинельской свиты на территории Уфимского района были обнаружены в долинах рек Шугуровка и Дема в 1937 г. А.В. Смирновым. В 1942–43 гг. наиболее глубокий участок древней погребенной долины выявлен скважинами Гидропроекта в долине р. Уфы у д. Базиловки. Позднее кинельские отложения обнаружены скважинами и на ее притоках. Спорово-пыльцевые составы кинельских отложений р. Уфы и ее притоков детально изучены и описаны В.К. Немковой [1, 2]. Кинельская свита также была вскрыта несколькими скважинами в долине р. Белой в пределах Уфимского района: на правом берегу реки между деревнями Зинино и Исаково (скв. 4, 5, 6) и у д. Нагаево (скв. 8), но палинологически эти отложения остались не охарактеризованными. Данная работа была проведена с целью получения дополнительной информации о спорово-пыльцевом составе кинельских отложений в долине р. Белой в указанном регионе.

Всего палинологическим методом было исследовано 19 образцов, отобранных из керна скважины 38, пробуренной в январе 2012 г. на правом берегу р. Белой в районе моста на автодороге Уфа — Оренбург. Образцы на анализ предоставлены ООО «Архстройизыскания». Лабораторная обработка проб проводилась по стандартной методике [3]. Весь мацерат просматривался полностью.

В результате палинологического анализа отложений долины р. Белой получено 7 репрезентативных палиноспектров (более 50 зерен), в 7 пробах содержание пыльцы и спор было низким (от 1 до 42 зерен), в остальных 5 образцах палиноморф не обнаружено.

Образец желтовато-серого плотного алевролита с пятнами ожелезнения с глубины 30 м (СП 19) содержит единичные пыльцевые зерна *Ulmus* sp. и *Picea* sp., а также переотложенную пыльцу *Vittatina* sp.

В образце темно-серой вязкой тонкослоистой глины (гл. 22 м, СП 18) выявлен палиноспектр с преобладанием пыльцы древесно-кустарниковых видов растений (78%). При этом высока доля хвойных пород: *Picea* sp. (47%), *Abies* sp. (22%), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (5%) и *P.* subgen. *Haploxylon* (2%). Среди травянисто-кустарничковых растений (17%) встречена пыльца Asteraceae (7%), в т.ч. *Artemisia* sp., Rosaceae (5%), Chenopodiaceae (4%), Apiaceae (1%). Споровые представлены спорами Polypodiaceae (6%).

В образце пятнистой (пятна темно-коричневого и синевато-серого цвета) плотной вязкой глины с волнообразной слоистостью с глубины 21 м (СП 17) идентифицировано небольшое количество спор Polypodiaceae.

В образцах темно-коричневой плотной вязкой глины с нечеткой слоистостью с тонкими прослойками черного цвета и примесью песчаного материала (гл. 19, 20 м, СП 15, 16) обнаружен репрезентативный спорово-пыльцевой спектр (СП 16) с доминированием пыльцы хвойных (88%): *Picea* sp. (59%), *Abies* sp. (25%), *Tsuga* sp. (4%), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (1%). Травянисто-кустарничковые растения (9%) представлены Rosaceae (6%), Asteraceae (2%), Poaceae (1%). Группа споровых растений представлена Polypodiaceae (2%). В образце (СП 15) выявлена единичная пыльца *Tsuga* sp.

В образце темно-серой с темно-коричневым оттенком плотной вязкой глины с тонкими прослойками черного цвета (гл. 18 м, СП 14) получен палиноспектр также с доминированием пыльцы хвойных пород: *Picea* sp. (60%), *Tsuga* sp. (12%), *Abies* sp. (9%), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (8%). Широколиственные породы представлены *Carpinus* sp. (2%). Группа травянисто-кустарничковых видов растений (4%) включает Rosaceae (2%), Scrophulariaceae (1%), Poaceae (1%). Споровые представлены спорами Polypodiaceae (5%).

Доля пыльцы хвойных пород в спектре, выделенном из образца темно-серой плотной вязкой тонкослоистой глины (гл. 17 м, СП 13), продолжает расти: *Picea* sp. (69%), *Abies* sp. (13%), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (11%). Также обнаружены единичные пыльцевые зерна *Ulmus* sp. (1%). Группа травянисто-кустарничковых видов растений (4%) представлена Rosaceae (3%), Asteraceae (1%). Споровые представлены спорами Polypodiaceae (4%).

В образце темно-коричневой плотной вязкой глины (гл. 16 м, СП 12) выявлена пыльца только хвойных пород: *Picea* sp. (76%), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (13%), *Abies* sp. (11%).

Полученные спектры (СП 12–19) характеризуют развитие еловой тайги с большим количеством пихты и тсуги, с примесью сосен и широколиственных пород (вяз и граб). Изученные отложения отнесены к кумурлинскому горизонту.

Образцы коричневой плотной вязкой глины (гл. 14, 15 м, СП 10, 11) и желтовато(охристо)-коричневой плотной вязкой глины (гл. 12, 13 м, СП 8, 9) практически не содержат палиноморф. В образце (СП 10) обнаружены единичные зерна Asteraceae, а в пробе (СП 9) единичные споры Polypodiaceae.

В составе образцов серовато-охристо-светло-коричневой пластичной вязкой глины (гл. 9, 10, 11 м, СП 5–7) обнаружены единичная пыльца и споры *Pinus* subgen. *Diploxylon*, Asteraceae, Chenopodiaceae, Polypodiaceae.

Среди проб светло-коричневой (бурой) глины с прослоем мелкозернистого светло-коричневого песка (гл. 3, 5, 7, 8 м, СП 1–4) выделен один палиноспектр. В составе спектра (СП 4) обнаружена пыльца Asteraceae (80%) и споры Polypodiaceae (20%). В остальных образцах выявлены лишь споры грибов Peronosporales, пыльца и споры растений отсутствуют.

Растительный покров времени формирования данных отложений (СП 1–11) восстанавливается в виде открытых пространств, занятых лугово-степными сообществами растений. Сосновое редколесье сохранялось лишь в понижениях рельефа. Эти отложения отнесены к зилим-васильевскому горизонту.

Таким образом, в кинеле (кумурлинский горизонт) растительность исследуемого участка была представлена еловой тайгой с большим количеством пихты и тсуги, с примесью сосен и широколиственных пород (вяза и граба). К концу кумурлинского времени отмечено похолодание климата, на что указывает увеличение площадей еловых лесов и полное исчезновение широколиственных пород. В зилим-васильевское время наблюдается развитие открытых пространств, занятых лугово-степной растительностью с сосновыми колками.

При сопоставлении полученных результатов с палинологическими данными, характеризующими кумурлинские и зилим-васильевские отложения в долинах р. Уфы и ее притоков, можно увидеть заметные различия как в составе растительности, так и в степени облесенности территории (табл.).

Таблица

Палинологическая характеристика верхних горизонтов кинельской свиты

Горизонт	Долина р. Белой (скв. 38) (Уфимский район)	Долина р. Уфы с притоками (скв. 22, 23, 41, 77, 102, 105, 117) (Уфимский район)	Долина р. Белой (скв. 4, 5, 6, 7, 9, 10) (Кармаскалинский район)
Зилим-васильевский		Темнохвойная тайга, еловая с пихтой и тсугой, с ничтожной ролью сосен и травянистых	Темнохвойная тайга с господством елей и пихт при незначительной роли листовенных пород и травянистого покрова
	Открытые пространства с сосновыми колками	Елово-сосновый лес с листопадными и значительной ролью травянистых	Елово-сосновые леса с заметной примесью листопадных пород. Наличие значительных открытых пространств
Кумурлинский	Еловая тайга с большим количеством пихты и тсуги, с примесью сосен и широколиственных пород (вяз и граб). Широколиственные породы в верхних слоях горизонта полностью исчезают	Еловая тайга с примесью сосен, пихты и тсуги при небольшом содержании травянистых и резком сокращении широколиственных пород до полного исчезновения их в верхних слоях горизонта	Еловая тайга с большим количеством пихты и тсуги; наличие незначительного количества широколиственных пород. Местами развита травянистая растительность, заселяющая каменистые склоны и рудеральные места

При дальнейшем сопоставлении обнаружены сходные палиноспектры, описанные В.К. Немковой [1] для кумурлинских и зилим-васильевских отложений в долине р. Белой в пределах Кармаскалинского района. Данный факт подтверждает существование в конце кинельского времени широтной зональности в распределении растительности. В результате проведенной работы удалось установить значительно большее распространение открытых пространств в Уфимском районе в зилим-васильевское время, чем указывалось ранее.

Литература:

1. Яхимович В.Л., Немкова Б.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. Плиоцен Башкирского Предуралья. — М.: Недра, 1965. — Т. 2, Ч. 1. — 316 с.
2. Немкова В.К. Флора и растительность Южного Предуралья в кинельское время // Антропоген Южного Урала. — М.: Наука, 1965. — С. 143–163.
3. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. — М.: Географгиз, 1948. — 224 с.

О СТРАТИГРАФИИ МАШАКСКОЙ СВИТЫ В ПАРАСТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ НА ХРЕБТЕ БОЛЬШОЙ ШАТАК

Н. Н. Ларионов

Башкирский государственный университет, г. Уфа; E-mail: larionovnn@rambler.ru

Машакская свита ($RF_2m\check{s}$) выделена А.И. Ивановым [1] на хр. Машак и г. Ямантау. Южнее на хр. Бол. Шатак (Баштау) аналогичные отложения были названы шатакской свитой [4]. В результате геологосъемочных работ установлено [Ротарь и др., 1974 г.; Ротару и др., 1983 г.], что шатакская и машакская свиты — суть одно и то же и могут картироваться как единая машакская свита, сформированная в период среднерифейского рифтогенеза [2, 5]. До 1984 г. на геологических картах разного масштаба [7] машакская свита расчленялась на 3 подсвиты: ерикташскую, шакитарскую и кувышскую, которые в районе хр. Бол. Шатак образуют «сдвоенный» разрез. При ГДП-50 Белорецко-Авзянской площади было выделено 8 подсвит, последовательно залегающих друг на друге (снизу вверх): кузьелгинская, казавдинская, быковская, калпакская, куянтавская, каранская, шакитарская и ямантауская. Подобное расчленение свиты отражено в стратиграфических схемах Ю. Урала и на некоторых геологических картах [3, 6]. Основанием для выделения подсвит послужили следующие признаки:

- особый литологический состав каждой подсвиты, резко отличающийся от наблюдающихся в подстилающих и покрывающих образованиях;
- залегание каждой из подсвит на определенном стратиграфическом уровне;
- существенное отличие петрографического состава подстилающих и покрывающих образований;
- выдержанность по простиранию на больших расстояниях;
- хорошая опознаваемость в разрезе и специфические картировочные признаки каждой подсвиты в отдельности.

Однако дальнейшее изучение показало, что восьмичленное деление свиты небезупречно. Многие из перечисленных выше признаков противоречат самому понятию рифтогенных формаций, в которых уже по определению не может существовать хорошо выдержанных по простиранию слоев и пачек, следовательно, отсутствует возможность послойного сопоставления стратиграфических уровней не только различных грабеновых структур (как это сделано авторами), но и в рамках одной структуры. Это хорошо подтверждается на примере машакской свиты хребта Бол. Шатак (рис. 1).

Описанные по отдельным разрезам слои конгломератов, гравелитов, песчаников, а также мощные лавовые потоки представляют собой крупные линзы (десятки и сотни метров, реже первые километры), которые по простиранию достаточно быстро выклиниваются и так же быстро появляются вновь на другом стратиграфическом уровне. Именно эти «раздувы», как правило, хорошо выделяются в рельефе и лучше обнажены. В условиях «лавиной» седиментации в рифтовой структуре такой характер осадконакопления является нормальным явлением. Детальная стратиграфия машакской свиты, несмотря на многочисленные попытки ее изучения, разработана недостаточно. Попытки подробных описаний фрагментов разрезов чаще всего дают представление лишь о строении крупных линз грубообломочных пород и субвулканических тел, в то время как общая последовательность не всегда улавливается. Картину осложняют и крупные разрывные нарушения взбросо-надвигового (в ряде случаев поддвигового) характера, которые изучены слабо или не изучались вовсе. Именно из-за слабой структурно-тектонической изученности района хребта Бол. Шатак возникли серьезные стратиграфические проблемы, и прежде всего — разночтения в вопросе о сдвоенности разреза машакской свиты. В условиях резкой изменчивости и невыдержанности состава по простиранию стратификация разреза на литологической основе по признаку «хорошей опознаваемости» представляется нам не совсем корректной. Гораздо более важными следует считать литолого-петрографические и петрохимические характеристики (последние незаменимы при характеристике вулканогенной составляющей разреза). Основываясь на этих характеристиках,

машакская свита при ГДП-200 «Авзянской площади» расчленена на четыре подсвиты (толщи), образующие на хр. Бол. Шатак сдвоенный разрез. Первые три практически совпадают с ранее выделенными кузьелгинской, казавдинской и быковской подсвитами. Верхняя (четвертая) толща была показана (со значительными оговорками) как нерасчлененные калпакская, куянтавская, каранская, шакитарская и ямантауская. Стратиграфический объем этой толщи лишь частично соответствует объему перечисленных подсвит и, следовательно, она должна иметь собственное название. Достоверный контакт верхней толщи с вышележащими кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты вскрыт скважиной № 67 на хребте Малый Шатак, поэтому предлагается название толщи — малошатакская.



Рис. 1. Линзообразная макрослоистость в породах машакской свиты на хр. Бол. Шатак (по результатам дешифрирования аэрофотоснимка м-ба 1:50 000)

Переходя к характеристике разреза машакской свиты на хребте Бол. Шатак отметим некоторые особенности ее строения и распространения:

- видимое залегание пород в Шатакском грабене преимущественно моноклиналиное с достаточно пологим восточным и юго-восточным падением;
- в ряде случаев установлена интенсивная приразломная складчатость (часто запрокинутая), свидетельствующая о широком проявлении тектонических процессов в породах свиты;
- полевым изучением элементов тектоники в сочетании с дешифрированием дистанционной основы (разномасштабные АФС и КС) установлено сегментное строение машакской свиты. Простираие хребтов и пород различно в пределах каждого сегмента (рис. 2);

- границы сегментов совпадают, как правило, с зонами разрывных нарушений преимущественно надвигового характера;
- в пределах отдельных сегментов разрез свиты следует рассматривать обособлено, так как в каждом последующем сегменте возможно повторение разреза предыдущего.

В общем виде разрез машакской свиты на хр. Бол. Шатак представляется следующим:

1. *Кузьелгинская подсвита* ($RF_2m\check{s}_1$). Метапесчаники граувакковые и олигомиктовые, металевролиты. Линзовидные прослои гравелитов, конгломератов и пелитовых сланцев. Потоки лав базальтоидов, кислых и субщелочных пород. Контакт с подстилающими породами юшинской свиты стратиграфический, несогласный. Несогласие угловое и азимутальное. Последнее практически не улавливается по отдельным обнажениям, так как различие в азимутах и углах падения составляет всего $5-7^\circ$. Общая мощность подсвиты оценивается в 400–450 м.

2. *Казавдинская подсвита* ($RF_2m\check{s}_2$). Песчаники граувакковые и олигомиктовые, прослои металевролитов и филлитизированных пелитовых сланцев. Потоки лав и кластолав базальтоидного состава. Мощность подсвиты на хр. Бол. Шатак меняется от 250 до 450 м.

3. *Быковская подсвита* ($RF_2m\check{s}_3$) развита локально только в структуре Шатакского грабена пределах Большешатакского и Куткурусканского сегментов. Представлена подсвита филлитизированными углеродисто-глинистыми сланцами, с тонкими прослойками кварцевых алевролитов мелкозернистых и слюдисто-глинистых сланцев. Породы смяты в микроскладки и имеют пloyчатую текстуру, кливажированы. Мощность 150–200 м.

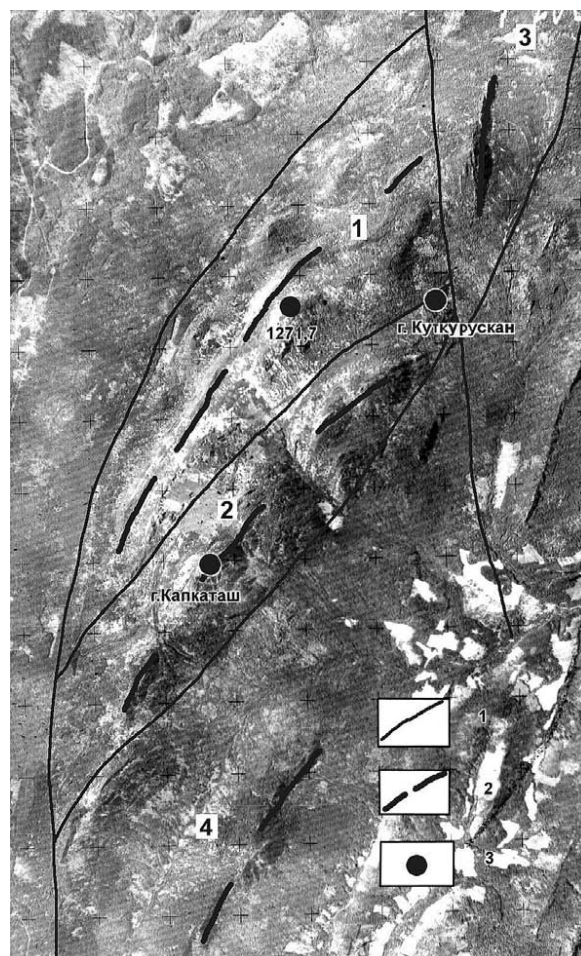
4. *Малешатакская (верхняя) толща* ($RF_2m\check{s}_4$) распространена преимущественно в приводораздельной части хр. Бол. Шатак и в верховьях р. Мал. Авзян. Обнаженность пород толщи крайне неравномерная, фрагментарная. Хорошо обнажены груботерригенные разности (песчаники, конгломераты) и базальтоиды. Тонкотерригенные породы, как правило, слагают понижения на склонах, в пределах которых обнажения отсутствуют или перекрыты крупноглыбовыми развалами. В целом толща сложена филлитизированными пелитовыми разностями, обычно железистыми часто с алевроитовой кварцевой примесью, кварцевыми металевролитами и кварцевыми песчаниками. Среди средне- и мелкозернистых граувакковых песчаников отмечаются базальтовые потоки мощностью до 15 м. Общая мощность верхней толщи в районе Шатакского грабена достигает 1000–1300 м.

В заключение отметим основные петрографические особенности машакской свиты в Шатакском грабене:

1. Вулканогенные породы претерпели региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой стадии.
2. В вулканогенных породах в базальтовых потоках в покровах развиты обычно интенсивно хлоритизированные разности с гиалиновыми структурами.
3. В базальтовых лавах в основной ткани присутствуют в одних случаях включения магнетита, в других — лейкоксенизированного ильменита и сфена.

Рис. 2. Схема геологического строения отложений машакской свиты на хребте Бол. Шатак

1 — границы сегментов; 2 — направление простирания хребтов (в основном совпадает с простиранием пород); 3 — основные вершины, их высотные отметки или названия. Цифры в белых квадратах — номера сегментов: 1 — Большешатакский, 2 — Куткурусканский, 3 — Яракташский, 4 — Малешатакский.



4. Верхние части покровов по простиранию неравномерно размыты, поэтому характерная зональность отмечается не всегда.

5. Осадочные породы претерпели постдиагенические изменения стадии начального метаконсолидации. Песчаники преобразованы в кварцитопесчаники с шиповидными структурами (бесцементные) или в метаконсолидированные кварцевые с серицитовым, серицит-хлоритовым или хлоритовым цементом. Алевролиты с гидрослюдистым цементом преобразованы в металевролиты с серицитовым или хлоритовым (ярко-зеленым) цементом. Пелитовые сланцы филлитизированы и имеют серицитовый или серицит-хлоритовый состав.

6. Вблизи лавовых потоков в песчаниках кроме кварца присутствуют (в переменных количествах) фрагменты базальтовых лав с неровными ограничениями ярко-зеленого цвета. Содержание их достигает 50%. В приразломных зонах в олигомиктовых песчаниках, конгломератах и гравелитах развиты пластинчатые порфиробласты хлоритоида.

Литература:

1. Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала // Труды Башкирского геол. треста. — Уфа: Башгосиздат, 1937. — Вып. 7. — С. 1–28.
2. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1986. — 248 с.
3. Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А. К вопросу о строении и расчленении машакской свиты среднего рифея Южного Урала // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 21–32.
4. Львов К.А., Олли А.И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте «немых» толщ западного склона Урала // Записки ВМО. — 1935. — Ч. 64, № 2. — С. 277–314.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 145 с.
6. Серия Южно-Уральская. Л. N-40-XVII: (Тирлянский): Объяснительная записка [Составитель В.М. Мосейчук и др.]. — 2011. — 337 с.
7. Яковлев Г.Б. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа N-40-XXII. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1962.

КОМПЛЕКСЫ РАННЕТРИАСОВЫХ ТЕТРАПОД ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

И. В. Новиков^{1,2}, А. Г. Сенников¹

¹ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

² Университет Додома, Додома, Танзания

Остатки наземных позвоночных играют ведущую роль при расчленении и корреляции континентальных триасовых отложений Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба, при этом они служат основой для унификации стратиграфических схем в первой из указанных структур [1, 6].

Прослеженная на территории Восточной Европы история развития тетрапод в раннем триасе по дробности выделяемых эволюционных этапов (до восьми) не имеет аналогов в мире и может использоваться в качестве эталонной. Другой уникальной особенностью раннетриасовых тетраподных сообществ этого региона является возможность датировки некоторых из них при непосредственной корреляции вмещающих отложений со стандартной (морской) стратиграфической шкалой, благодаря присутствию отдельных характерных родов амфибий в прибрежно-морских отложениях с фауной аммонитов [10].

В составе нижнего триаса Восточно-Европейской платформы выделяются шесть последовательных горизонтов (снизу вверх): вохминский, рыбинский, слудкинский, усть-мыльский, фодо-

ровский и гамский, объединяемых в два надгоризонта — ветлужский (первые четыре из указанных горизонтов) и яренский [1]. Вохминский горизонт сопоставляется с индским ярусом, рыбинский, слудкинский и усть-мыльский — с нижнеоленекским подъярусом, а федоровский и гамский — с верхнеоленекским. Ветлужский надгоризонт охарактеризован тремя последовательными фаунами тетрапод, названными по доминирующим родам амфибий: *Tupilakosaurus* (вохминский горизонт), *Benthosuchus* (рыбинский горизонт) и *Wetlugasaurus* (слудкинский и усть-мыльский горизонты). Для яренского горизонта типичной является фауна *Parotosuchus*. Каждая из указанных фаун, в свою очередь, подразделяется на две сменяющие друг друга по времени группировки [3].

Нижний триас Южного Приуралья расчленен (в восходящем порядке) на копанскую, старицкую, кзылсайскую и петропавловскую свиты [8]. Последняя сводка по фаунистической характеристике (в том числе наземным позвоночным) каждого из этих местных стратиграфических подразделений была опубликована почти двадцать лет назад [8]. Проведенное за последние годы Палеонтологическим институтом РАН при поддержке ОАО «Оренбургэнерго» комплексное изучение триасовых отложений этого региона и его раннетриасовой фауны тетрапод позволило: а) дополнить эти характеристики, б) уточнить возраст копанской свиты и обосновать двучленное строение петропавловской, в) на основании различий, наблюдаемых в развитии местных раннетриасовых тетраподных сообществах, выделить территории Южного Приуралья и соседней возвышенности Общий Сырт в качестве самостоятельного биогеографического ареала [7, 9].

Остатки наземных позвоночных в копанской свите относительно редки. Ее нижняя часть характеризуется присутствием брахиоподного темноспондила *Tupilakosaurus* sp., пролацертилии *Microcnemus* sp. и протерозухидного архозавра *Blomosuchus*(?) sp. (все находки — из местонахождения Астрахановка III). Этот комплекс тетрапод по наличию в нем *Tupilakosaurus* уверенно сопоставляется с одноименной фауной (возможно, с верхней ее группировкой) вохминского горизонта Восточно-Европейской платформы. Верхняя часть свиты в стратотипической области (местонахождение Блюменталь I) охарактеризована остатками трематозавроидного темноспондила *Benthosuchus sushkini* (первоначально описанного В.Г. Очевым [4] как *Benthosuchus uralensis*) и протерозухида *Chasmatosuchus* sp. [2, 7, 8], которые позволяют отнести эту ассоциацию тетрапод к верхней группировке фауны *Benthosuchus* (группировка *Benthosuchus sushkini*), типичной для верхней части рыбинского горизонта (верхи каменнаярской свиты) Общего Сырта [3]. Таким образом, возраст копанской свиты определяется нами как индский — раннеоленекский.

Определимые остатки тетрапод в старицкой свите известны только из стратотипического обнажения (местонахождение Кон-Су I), откуда происходят фрагмент черепа трематозавроидного темноспондила *Trematotegmen* sp. (сборы авторов 2013 г.) и верхнечелюстная кость *Chasmatosuchus* sp. Первая из этих форм также встречена в верхней части рыбинского горизонта Общего Сырта совместно с индекс-видом верхней группировки бентозуховой фауны — *Benthosuchus sushkini* (местонахождение Прокаевка).

Кзылсайская свита характеризуется присутствием капитозавридного темноспондила *Wetlugasaurus* sp. (формы, первоначально описанной В.Г. Очевым [5] в качестве самостоятельного вида *Wetlugasaurus* — *W. kzilsajensis*) и проблематичного протерозухида *Exilisuchus tubercularis* в местонахождении Кзыл-Сай III, а также трематозавроида *Benthosuchus bashkiricus* (местонахождение Мурапталово I). Эта ассоциация тетрапод относится к фауне *Wetlugasaurus* в целом [8]. Установление ее принадлежности к одной из двух группировок этой фауны, распознаваемых на территории Восточно-Европейской платформы, пока не представляется возможным.

Комплекс тетрапод петропавловской свиты на основании широкого присутствия в нем капитозавридного темноспондила *Parotosuchus* уверенно относится к одноименной фауне [8]. Полученные новые данные по систематическому составу этого комплекса позволили разделить его на две части, соответствующие группировкам фауны *Parotosuchus*, выделенным на территории Восточно-Европейской платформы. Известный из нижней части свиты комплекс наземных позвоночных, относимый нами к группировке *Inflectosaurus*, включает *Parotosuchus orientalis* (местонахождение Кзыл-Сай III), *P. sp.* (местонахождения Кзыл-Сай I, Мурапталово II, Петропавловка I), трематозаврида *Inflectosaurus* sp. (местонахождения Кзыл-Сай II, Мурапталово II, Петропавловка I), ритидостеида *Rhytidosteus uralensis* (местонахождения Кзыл-Сай I, III), плагиозавра *Melanopelta antiqua*

(местонахождения Кзыл-Сай II), брахиопида *Batrachosuchoides lacer* (местонахождение Кзыл-Сай I) и неопределимых до рода хронизухий-быстровианид (местонахождение Кзыл-Сай III) среди амфибий, а среди рептилий — раннего эритрозухида *Garjainia prima* (местонахождения Кзыл-Сай I, II) и *G. sp.* (местонахождения Березовый овраг, Мурапталово II), проколофона *Burtensia burtensis* (местонахождение Кзыл-Сай II) и ближе не определимых пролацертид (местонахождение Кзыл-Сай III).

Верхняя часть петропавловской свиты охарактеризована группировкой *Trematosaurus*. Отсюда происходят находки *Parotosuchus cf. komiensis* (местонахождение Донгуз IX), *Parotosuchus cf. panteleevi* (местонахождение Петропавловка II), *P. sp.* (местонахождения Астрахановка II, Бакас, Мещеряковка), трематозаврида *Trematosaurus(?) sp.* (местонахождения Астрахановка II, Бакас, Донгуз IX), *Batrachosuchoides sp.* (местонахождения Астрахановка II, Бакас, Донгуз IX, Мещеряковка, Петропавловка II), быстровианида *Synesuchus(?) sp.* (местонахождение Донгуз IX), *Garjainia sp.* (местонахождения Астрахановка II, Бакас, Донгуз IX, Петропавловка I), ранних рауизухид *Jaikosuchus magnus* (местонахождения Бакас, Донгуз IX), проколофонов *Kapes majmesculae* (местонахождение Петропавловка I) и *Kapes sp.* (местонахождения Бакас, Петропавловка II, Мещеряковка) и неопределимых пролацертилий (местонахождение Донгуз IX).

Наиболее значимым в биогеографическом отношении является появление в петропавловское время как на территории Южного Приуралья, так и Общего Сырта двух семейств тетрапод, имеющих несомненно гондванское происхождение. Среди темноспондильных амфибий это — ритидостеиды, представленные южноафриканским родом *Rhytidosteus*, а среди архозавров — ранние эритрозухиды (*Garjainia*). Присутствие этих форм указывает на отчетливые фаунистические связи Южного Приуралья и Общего Сырта с гондванскими областями в позднеолеченское время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 13-05-00274, 14-04-00185).

Литература:

1. Лозовский В.Р., Олферьев А.Г., Новиков И.В. и др. Уточненная субрегиональная стратиграфическая схема триасовых отложений запада, центра и севера Восточно-Европейской платформы (Польско-Литовская, Московская и Мезенская синеклизы, Вятско-Камская впадина). — М.: Изд-во ПИН РАН, 2011. — 32 с.
2. Новиков И.В. Новые данные по трематозавроидным лабиринтодонтам Восточной Европы. 4. Род *Benthosuchus* Efremov, 1937 // Палеонтол. журн. — 2012. — № 4. — С. 68–79.
3. Новиков И.В., Сенников А.Г. Биостратиграфия триаса Общего Сырта по тетраподам // Бюллетень РМСК по Центру и Югу Русской платформы. — 2012. — Вып. 5. — С. 89–103.
4. Очев В.Г. Новые данные по фауне триасовых позвоночных Оренбургского Приуралья // Докл. АН СССР. — 1958. — Т. 122, № 3. — С. 485–488.
5. Очев В.Г. Капитозавроидные лабиринтодонты юго-востока европейской части СССР. — Саратов: Изд-во СГУ, 1972. — 269 с.
6. Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (Саратов, 1979 г.) — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1982. — 64 с.
7. Сенников А.Г., Новиков И.В. К палеонтологической характеристике пограничных отложений перми и триаса в Южном Приуралье и на Общем Сырте // Палеострат—2014. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (27–29 янв. 2014 г., Москва): Тезисы докладов / Ред. А.С. Алексеев. — М.: ПИН РАН, 2014. — С. 61–63.
8. Шишкин М.А., Очев В.Г., Твердохлебов В.П. и др. Биостратиграфия континентального триаса Южного Приуралья. — М.: Наука, 1995. — 205 с.
9. Шишкин М.А., Сенников А.Г., Новиков И.В., Ильина Н.В. Дифференциация тетраподных сообществ и некоторые особенности биотических событий в раннем триасе Восточной Европы // Палеонтол. журн. — 2006. — № 1. — С. 3–12.
10. Shishkin M.A., Ochev V.G., Lozovsky V.R., Novikov I.V. Tetrapod biostratigraphy of the Triassic of Eastern Europe // The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia / M. Benton et al. (Eds.). — Cambridge University Press, 2000. — P. 120–139.

ГУБКИ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД ЮЖНОГО БАШКОРТОСТАНА

Е. М. Первушов¹, Г. А. Данукалова²

¹ Национальный исследовательский Саратовский госуниверситет имени Н.Г. Чернышевского

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Находки скелетов кремниевых губок на территории Башкирского Приуралья известны из пород сантона и, реже, кампана [1]. Спикеры кремниевых губок встречаются в породах более широкого стратиграфического интервала. В начале двадцать первого века при поисково-разведочных работах на нерудные компоненты было открыто местонахождение «Суракай», где среди морских беспозвоночных заметное место занимают губки — гексактинеллиды. К настоящему времени это самая северо-восточная точка, где найдены скопления скелетов губок в породах верхнего мела в пределах Русской плиты. Ближайшие местонахождения спонгий из относительно одновозрастных образований расположены на территории Оренбургской области («Новокиевка») и Западного Казахстана («Чилисай»), известны более удаленные разрезы на правом берегу р. Волги в Ульяновской области («Шиловка», «Сенгилей», «Языково»).

Видовой состав спонгиокомплекса. Из 26 экземпляров скелетов — 25 форм — представители отряда Lychniscosa, и это только представители семейства вентрикулитид, в представлении автора [2], и всего 1 экземпляр — представитель отряда Hexactinosa [3]. Среди вентрикулитид установлены губки родов *Ventriculites* sp. — 4 экз., *Cephalites* (*Ortodiscus*) sp. — 5 экз., *Lepidospongia* sp., *Porocyclus* sp., *Rhizopoterion cervicorne* (Goldfuss, 1833) — 3 экз., (?) *Schizorabdus* sp. ind. и *Sororistirps tubiformis* (Schrammen, 1912) — 5 экз. Вид *S. tubiformis* (Schrammen, 1912) больше известен в отечественной литературе как *Ventriculites infundibuliformis* (Woodw.). Не детальнее семейства Ventriculitidae установлено 4 экземпляра. Единственным представителем отряда Hexactinosa и семейства Leptophragmidae оказалась *Guettardiscyphia quadrangulata* (Mantell, 1822). Отсутствуют демоспонгии.

Тафономические аспекты. Скелетов полной сохранности нет. Остатки губок представлены фрагментами и сильно фрагментированными скелетами. Проявляется дифференциация биогенных терригенных включений, среди которых доминируют плоские фрагменты крупноразмерных скелетов, как тонкостенные, так и толстостенные. Некоторые формы сохранились только в виде стержня (*Rhizopoterion*, *Schizorabdus*) и конусовидного основания (*Ventriculites*). Фосфатизация скелетных форм различна, в наименьшей степени были подвержены фоссилизации некоторые *Sororistirps tubiformis* и *Rhizopoterion cervicorne*. Многие фосфатизированные остатки подвергались последующему окатыванию, первичному растворению еще до окончательного захоронения в осадке. Явных следов биоэрозии не установлено. Скульптура многих губок замыта и покрыта цементирующей фосфатно-псаммитовой массой. У звездообразных, лопастных форм (*Guettardiscyphia*) обломаны маргинальные части лопастей и пространство между ними заполнено фосфатной массой, что при окатывании превращало скелет в угловатую гальку. Рецентная сохранность также плохая. Возможно, на предварительных результатах анализа ориктоценоза сказывается обычная в таких случаях выборочность полевых сборов, когда при первых сборах извлекаются визуально воспринимаемые и крупные фоссилии.

Концентрированное скопление фосфоритовых включений, среди которых встречаются остатки губок, сформировано при неоднократном размыве и переотложении, фосфатизации фоссилий, располагавшихся на поверхности субстрата. Проекция скелетных элементов губок на поверхности осадка, пропитываемого фосфатными соединениями, была частой, но кратковременной. Окончательное захоронение остатков губок под воздействием штормовых процессов и сгонно-нагонных течений сопровождалось дифференциацией по удельному весу, размерности и габитусу. Тафоценоз составляли формы нескольких поколений спонгиосообщества, существовавших в несколько удаленных друг от друга биотопах, скелеты и фрагменты губок были привнесены с участков пологих западин и пологих возвышенностей.

Биостратиграфическая приуроченность. Сохранность скелетов губок неудовлетворительная, и выводы о стратиграфическом положении вмещающих пород носят предварительный характер.

Биостратиграфическое расчленение и положение рассматриваемого интервала пород предложено на основе изучения фораминифер и белемнитов [1]. Среди губок установлены транзитные формы (*Guettardiscyphia quandrangularata*), которые известны из сеноманских, туронских, сантонских и кампанских пород юга Русской плиты. Представители родов *Ventriculites*, *Cephalites* (*Ortodiscus*) и *Lepidospongia* также отличаются продолжительным существованием на протяжении позднемеловой эпохи. Многие кампанские вентрикулитиды отличаются значительными размерами скелетов с широкими субгоризонтальными отворотами стенки, некоторые из них известны именно по крупноразмерным и толстостенным фрагментам (*Cephalites* (*Ortodiscus*) *fragmentalis* Schrammen, 1924; *C. (O.) explanatus* Perv., 1998). Немногочисленные тонкостенные представители родов *Porocyclus* и (?) *Schizorabdus* известны только из пород кампана — маастрихта юго-востока Русской плиты и чаще — на территории Скифской плиты.

Виды *Rhizopoterion cervicorne* (Goldfuss, 1833) и *Sororistirps tubiformis* (Schrammen, 1912) рассматриваются автором в качестве руководящих для кампана Правобережного Поволжья, где выделены слои с губками *Rhizopoterion cervicorne* — *Sororistirps tubiformis* — *Ortodiscus poculum*. Начало формирования этого спонгиокомплекса в правобережном Поволжье (Ульяновская, Саратовская и Волгоградская области) рассматривается как диахронное, что обусловлено продвижением водных масс и губок в регионе. Различна и продолжительность существования губковых поселений в разных структурно-фациальных зонах. Образование спонгиокомплекса связывается с поздними этапами раннего кампана и, возможно, с началом позднего кампана (биозоны *Belemnellocaamax mammilatus* и *Belemnitella mucronata mucronata*), при двучленном варианте его расчленения. В Поволжье губки и «губковые» горизонты распространены в образованиях рыбушкинской и пудовкинской, реже — ардымской свит, в Башкортостане — это верхние интервалы пород кугарчинской свиты.

Губки и их массовые скопления в породах кампана, часто в основании образований верхнего подъяруса, распространены и в пределах бывшей западноевропейской провинции. Достоверно сопоставить спонгиофауну и вмещающие их образования кампана западной и восточной провинций Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) затрудняет слабая изученность этой группы беспозвоночных и выявляемые различия в таксономическом составе сообществ. Тем не менее кампанский этап в развитии спонгиофауны, так же как и сеноманский, сантонский и маастрихтский этапы, прослеживается в истории позднемеловой морской биоты Европы.

Палеоэкология и палеогеографические заметки. В формировании спонгиокомплекса предполагается несколько поколений (фаз). В структуре «пионерского» сообщества доминировали крупные париформные вентрикулитиды [4] с широкими отворотами и изгибами стенки (*Ventriculites*, *Cephalites* (*Ortodiscus*)), занимавшими значительные участки поверхности субстрата. Это обитатели верхней сублиторали, за счет широкого основания и часто развитой системы ризоидов, тяжеловесности скелета обитавшие в условиях подвижного песчаного осадка, при активной придонной динамике водной среды. Последующее поколение губок составляли относительно тонкостенные и высокие губки *Lepidospongia*, *Porocyclus*, *Sororistirps* и *Guettardiscyphia* — обитатели более приглубых зон сублиторали с низкой скоростью ламинарных придонных перетоков. Третье и завершающее поколение спонгиосообщества — это монотипные поселения (луга) губок двух видов: *Rhizopoterion cervicorne* и *Sororistirps tubiformis*, среди которых иногда были заметны представители рода *Schizorabdus*. Скелеты губок обычно очень высокие, стержневидные и с развитой системой ризоидов или площадкой прикрепления. Сообщества этих губок широко распространены на территории современного правобережного Поволжья, отражая зоны пологих возвышенных участков дна бассейна с ламинарными придонными течениями. С этими сообществами губок ассоциируются поселения устриц и гастропод [3], ареалы нектонных форм.

При сравнении спонгиокомплекса «Суракай» с ориктоценозами губок из относительно синхронных образований Оренбургской области, Западного Казахстана и Поволжья можно отметить следующее. 1. Спонгиокомплекс «Суракай» отличается ограниченным видовым составом. Установлено присутствие только гексактинеллид, среди которых преобладают *Lchniscosa*, представленные исключительно вентрикулитидами. Не установлены формы, типичные для мелководий, в том числе и прикреплявшиеся к элементам вторичного субстрата: *Etheridgea*, *Plocoscyphia* и *Becksia*. 2. Некоторые формы отличаются необычно большими размерами, что свойственно губкам, оби-

тавшим в зонах прибрежных полос со стабильной активной гидродинамикой и обилием питательной взвеси. Предполагается, что в «Суракае» существовали специфические температурные и гидродинамические условия водной среды, с учетом характера поверхности субстрата и рельефа поверхности дна, ограничившие если не массовое расселение губок, то их видовое разнообразие.

Предполагается, с учетом небольшой выборки материала, что отсутствие в составе ориктокомплекса «Суракай» губок отряда Hexactinosa объясняется наиболее северным расположением этой точки в составе юго-восточной палеобиохории ЕПО. Ареалы Hexactinosa начиная с альба — сеномана больше приурочены к южным районам ЕПО и к переходной Польско-Азовской провинции, проникая в более северные акватории с трансгрессирующими водными массами. Возможно, температура придонных вод и их активная динамика ограничили расселение здесь и обычных для кампанских бассейнов губок Lychniscosa: *Microblastium* и *Coeloptychiidae*, *Etheridgea* и *Becksia*.

Интерес к местонахождению «Суракай», кроме сугубо прагматичного смысла геологических изысканий и разработки асимптотически достоверных биостратиграфических построений, обусловлен возможностью обоснования издавна высказывавшегося предположения о существовании проливов, соединявших крупные морские бассейны, принадлежавшие южным и северным палеобиохориям. События геологической истории уничтожили эти коридоры жизни, но детальные комплексные исследования позволяют реконструировать явления прошлого и подойти к разрешению открытых много лет назад вопросов региональной геологии.

Литература:

1. Вахрушев Г.В. Меловые отложения Башкирского Приуралья // Геология СССР. — Т. 13, Ч. 1. — М.: Недра, 1964. — 655 с.
2. Беньямовский В.Н., Александрова Г.Н., Данукалова Г.А., Малышкина Т.П. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии позднего мела — раннего палеогена башкирского Урала по материалам вновь изучаемых опорных разрезов // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеогеография: Матер. 2-й науч.-практ. стратиграф. конф., 6 дек. 2004 г., Саратов, НВ НИИГГ. — Саратов, 2004. — С. 11–15.
3. Первушов Е.М. Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья. — Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1998. — 168 с. — (Труды НИИ Геологии Саратовского государственного университета; Т. 2).
4. Первушов Е.М. Позднемеловые скелетные гексактинеллиды России. — Ч. 2: Морфология и уровни организации. Семейство Ventriculitidae (Phillips, 1875), partim; семейство Coeloptychiidae Goldfuss, 1833 — (Lychniscosa); семейство Leptophragmidae (Goldfuss, 1833) — (Hexactinosa) // Труды НИИ Геологии Саратовского государственного университета. — Нов. сер., Т. 12. — Саратов: Изд-во «Научная книга», 2002. — 274 с.

ПОГРАНИЧНЫЕ СТРАТОНЫ РИФЕЯ И ВЕНДА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ. ДОПОЛНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЧЕСКУЮ СХЕМУ

В. Н. Пучков¹, Н. Д. Сергеева¹, А. А. Краснобаев²

¹ Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

В качестве пограничных стратонов рифея — венда на Южном Урале нами рассматриваются аршинская (завершающий рифей) и ашинская (венд) серии, отложения которых слагают крылья Башкирского мегантиклинория (рис. 1).

Новый стратон — *аршиний* (завершающий, или терминальный рифей RF₄ar) [10, 11, 18, 19] в возрастном интервале 600–750 млн лет [13] выделен на восточном крыле Башкирского меганти-

клинория в Тирлянской синклинали (см. рис. 1) с учетом геологических, аналитических и геохронологических данных: U-Pb изотопных SHRIMP-датировок цирконов из аршинских вулканитов $709,9 \pm 7,3$ млн лет [10], $707,0 \pm 2,3$ млн лет и $732,1 \pm 1,7$ млн лет [13]. Место нового стратона — **аршиния (аршинской серии)** отражено в предлагаемой нами Региональной стратиграфической шкале верхнего протерозоя Урала (табл. 1) и сводной стратиграфической колонке верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория (рис. 2).

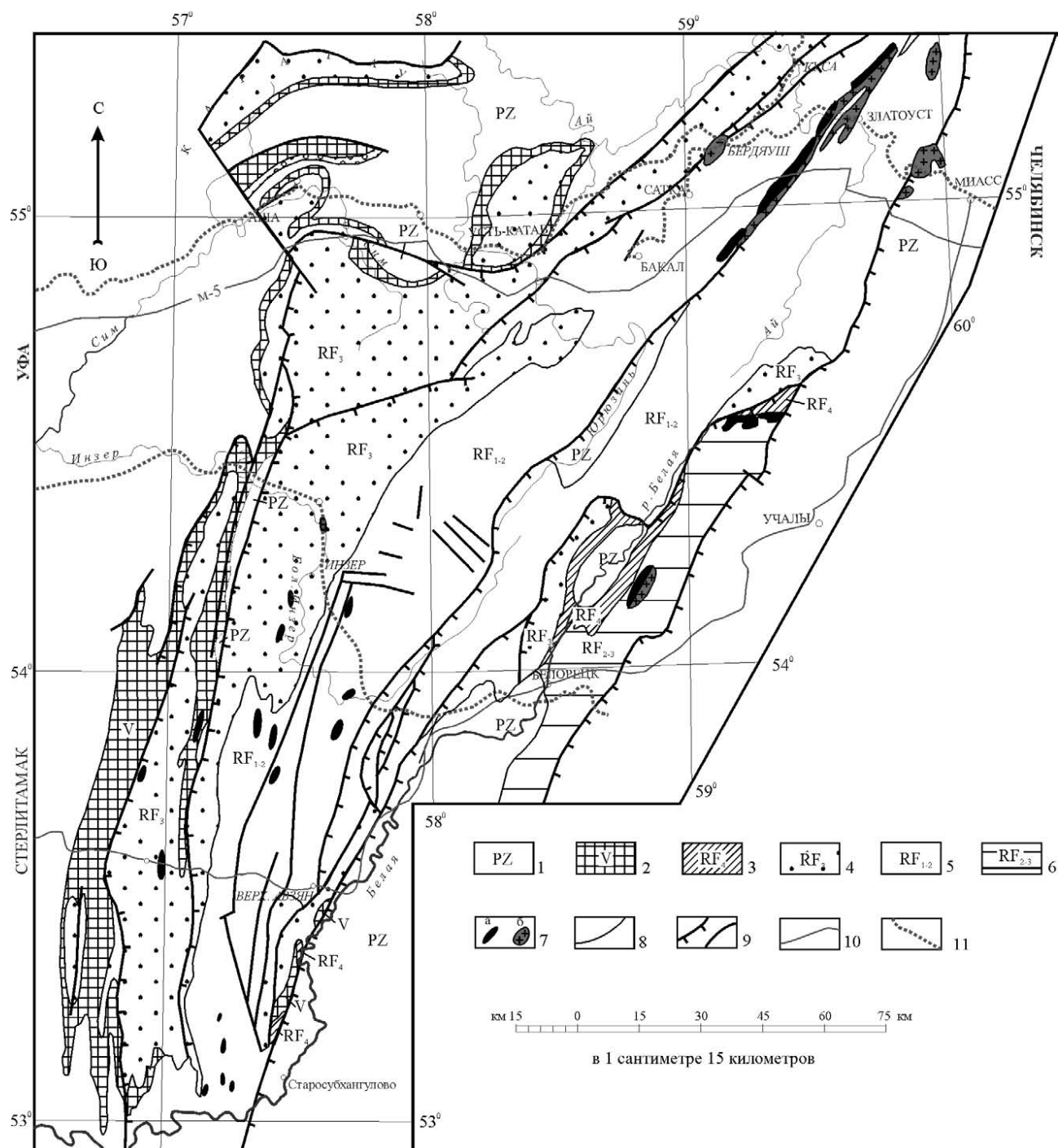


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория Южного Урала

По В.И. Козлову [3] с изменениями и дополнениями. 1–5 — нерасчлененные отложения: 1 — палеозоя, 2 — венда, 3–5 — рифея (3 — терминального — аршинский, 4 — верхнего, 5 — среднего и нижнего); 6 — метаморфические образования Уфалейского и Уралтауского антиклинориев; 7 — магматические образования: габбро-долериты (а), граниты (б); 8 — геологические границы; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — автомагистрали; 11 — железные дороги.

Таблица 1

Региональная стратиграфическая шкала верхнего протерозоя Урала

Акротема	Эонотема	Эратема	Система / отдел		
	Фанерозойская	Палеозойская	Ордовикская		
Протерозойская	Верхнепротерозойская	535	Вендская	Верхний	
				570-555	
		600		Нижний	
		Рифейская (RF)	Завершающая рифейская (RF ₄) (Аршиний)		
			750		
			Верхнерифейская (RF ₃) (Каратавий)		
1030					
	Среднерифейская (RF ₂) (Юрматиний)				
	1400				
	Нижнерифейская (RF ₁) (Бурзяний)				
		1800			
Архей - ранний протерозой (тараташский комплекс)					

Примечание: при определении возраста нижних рубежей бурзяния, юрматиния и аршиния использованы результаты определения возраста цирконов (SRIMP-II) из вулканитов [14, 15, 17, 18], каратавия и венда — заимствованы из Стратиграфического кодекса России [24].

Аршинская серия в ранге свиты впервые была выделена А.И. Ивановым [4] в Тирлянской синклинали со стратотипом по р. Арша, севернее пос. Тирлян. По положению в разрезе аршинская свита сопоставлялась с ашинской серией западного склона Южного Урала и была включена в вендский комплекс [22], изотопный возраст нижней границы которого принят в настоящее время как 600 ± 10 млн лет [24]. С получением в последние годы U-Pb датировок (SHRIMP-II) по цирконам из аршинских вулканитов: $709,9 \pm 7,3$ млн лет [10] и $707,0 \pm 2,3$ млн лет и $732,1 \pm 1,7$ млн лет [13], отложения аршинской серии выделены в самостоятельный стратон — аршиний (RF_{4ar}). В структурном отношении рассматриваемые образования приурочены к зоне сочленения Башкирского мегантиклинория, Уралтауского антиклинория и Зилаирского синклинория и распространены в Верхнебельском синклинории, на территории Тирляно-Криволукского и Кириябинского районов (см. рис. 1).

В Тирлянской синклинали (страторегионе) отложения аршинской серии прослеживаются вдоль долины р. Белой: от руч. Буркутья на севере (широта д. Карагузино) через горы Акбиик и Улу-Байнас полосой в 1,5–3 км доходят до руч. Городского (Махмутовского). Южнее, на широте хребтов Бол. и Мал. Баштур, полоса расширяется до 18 км. К северу от руч. Черный Ключ на юг полоса выходов аршинской серии раздваивается вследствие перекрытия палеозойскими отложениями Тирлянкой синклинали и прослеживается на востоке по ручьям Теронакскому, Кульбакскому, Городскому, Вишневному, Черемуховому и Матинскому (на широте последнего она срезана Безымянным сбросом), а на западе — по руч. Черный Ключ, Половинный, Приютский, по рр. Арша

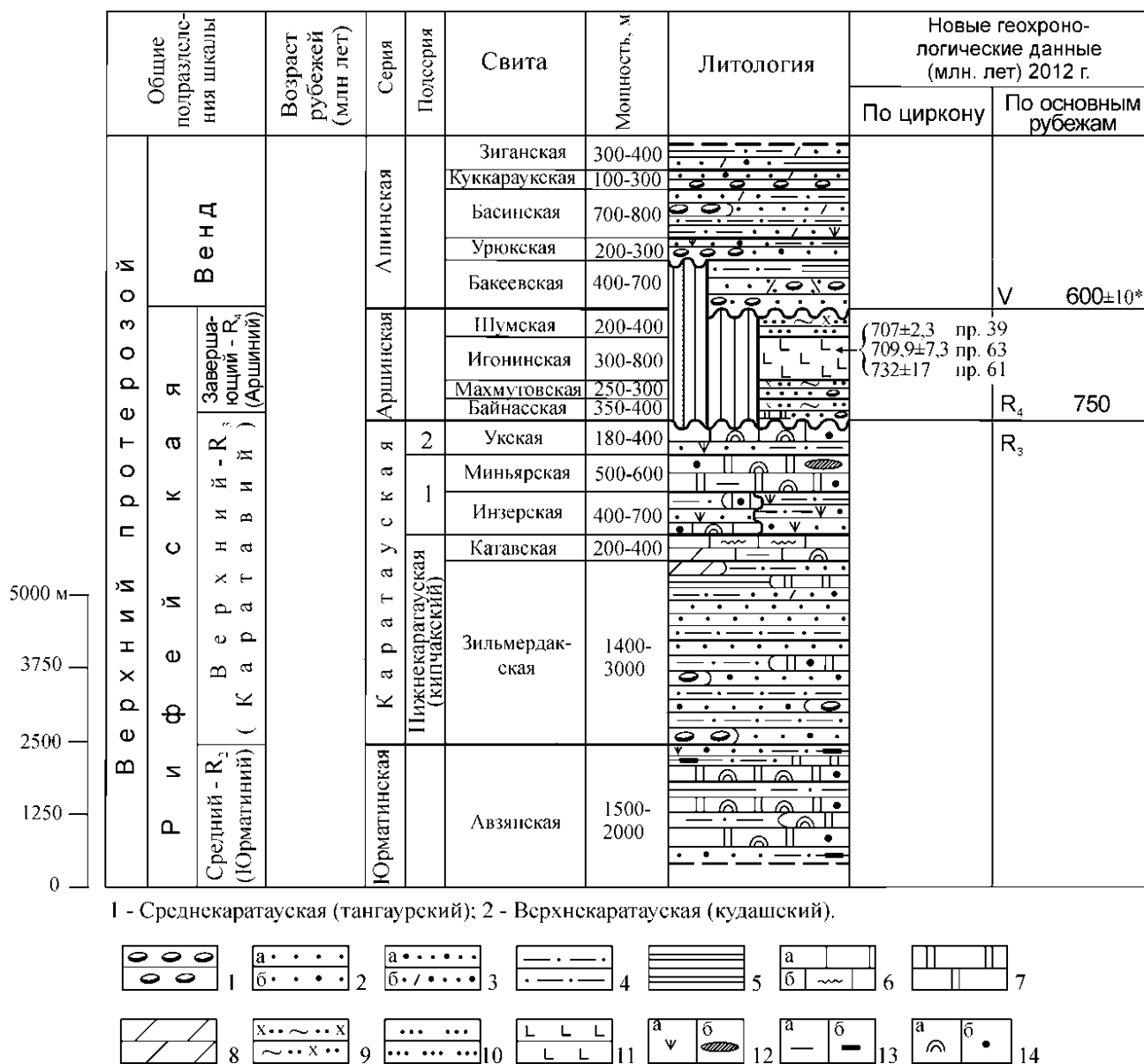


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка пограничных стратонів рифея и венда Башкирского мегантиклинория (Южный Урал)

По В.И. Козлову [11] с дополнениями и изменениями. 1 — конгломераты; 2–3 — песчаники: 2 — кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б), 3 — аркозовые (а), полимиктовые (б); 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки массивные (а), струйчатые (б); 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — сланцы переменного слюдисто-хлорит-кварцевого состава; 10 — кварциты; 11 — вулканогенные породы; 12–13 — характеристика породы: 12 — глауконит (а), кремни (б), 13 — глинистость (а), углеродистость (б); 14 — органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б). * 600 ± 10 млн лет [24].

и Тирлян, руч. Церковный Ключ и более мелким безымянным притокам. Ширина выходов на востоке от 700 м до 1,5–2 км, на западе — от 1 до 2,5–3 км (рис. 3).

Стратиграфическое положение аршинской серии определено достоверно: она перекрыта с угловым несогласием фаунистически охарактеризованными песчаниками тирлянской свиты среднего — верхнего ордовика. На восточном крыле Тирлянской синклинали аршинская серия залегает с разрывом на метаморфических образованиях (мазаринская и арвянская свиты) верхнего рифея Уралтауского антиклинория, которые прорваны габбро и гранитами Барангуловского комплекса с возрастом 725 ± 5 млн лет [12], а на западном крыле синклинали — на уксской свите верхнего рифея (обломки известняков в тиллитах аршинской серии отвечают уксской свите по составу, струк-

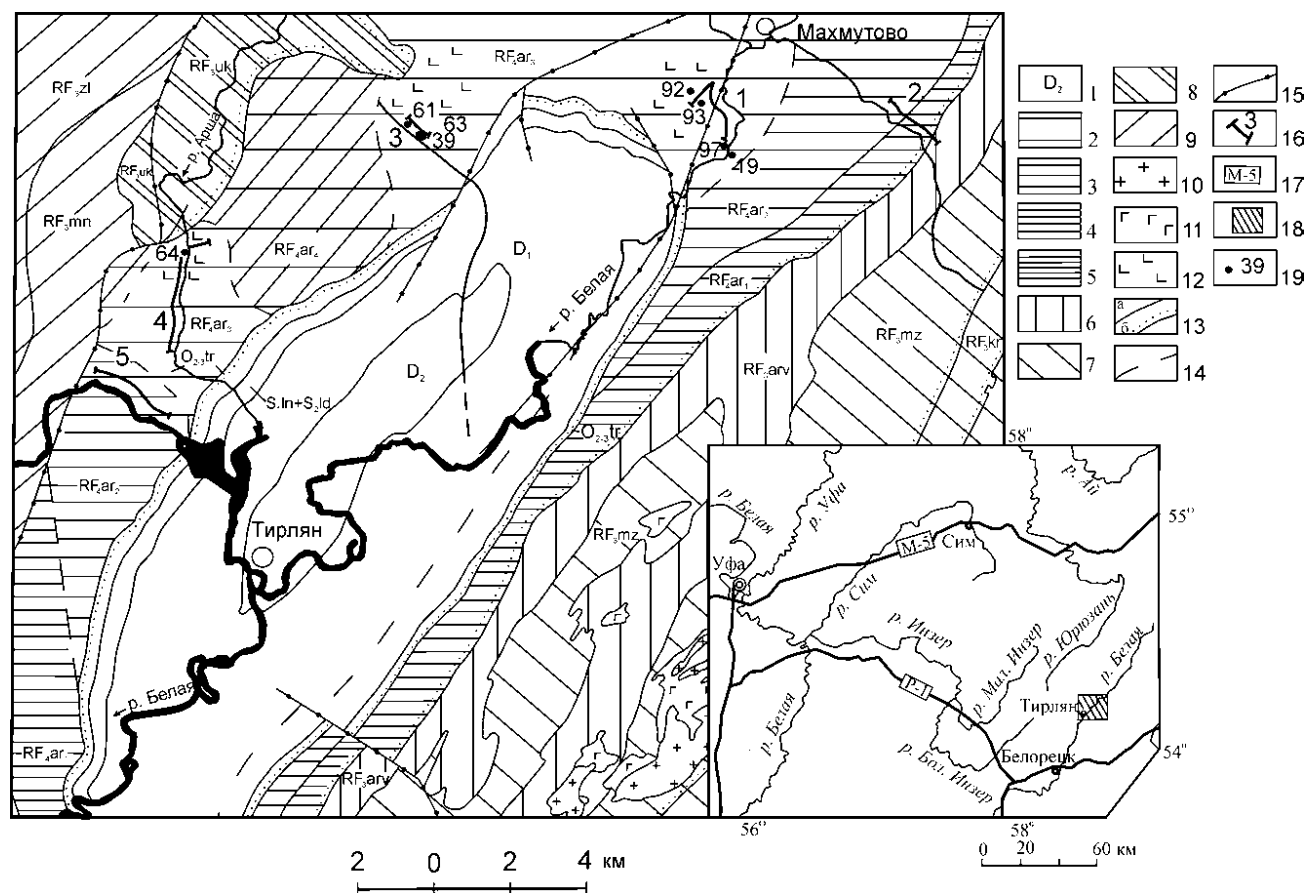


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Тирлянского района (Южный Урал)

По В.И. Козлову [10] с дополнениями и изменениями. 1–6 — стратиграфические подразделения: 1 — палеозой [D_2 — средний и D_1 — нижний девон; $S_{1ln}-S_{3ld}$ — нижний (ландовери) и верхний (лудлов) силур; O_{2-3tr} — средний — верхний ордовик, тирлянская свита]; 2–9 — рифей: завершающий (RF_4), верхний (RF_3), средний (RF_2); 2–5 — аршинская серия (RF_{4ar}); свиты: 2 — шумская (RF_{4ar_4}), 3 — игонинская (RF_{4ar_3}), 4 — махмутовская (RF_{4ar_2}), 5 — байнасская (RF_{4ar_1}), 6 — арвякская (RF_{3arv}), 7 — мазаринская (RF_{3mz}), курташская (RF_{3kr}) и утальская (RF_{2ut}), 8 — укская (RF_{3uk}), 9 — миньярская (RF_{3mn}) и зильмердакская (RF_{3zl}); 10 — граниты; 11 — габбро; 12 — метабазальты; 13 — геологические границы: согласные (а) и несогласные (б); 14 — предполагаемые; 15 — разрывные нарушения; 16 — местоположение и номера изученных разрезов (1 — г. Мал. Баштур, р. Белая; 2 — Махмутовский; 3 — руч. Половинный, г. Крутая; 4 — г. Игонин Камень); 17 — автодороги; 18 — район исследований; 19 — местоположение и номера цирконовых проб.

турно-текстурным особенностям и содержанию микрофитолитов из групп *Vesicularites* и *Radiosus*. Последние вместе со строматолитами типа *Linella* и *Tungussia* определяют биостратиграфическую характеристику укской свиты [5, 25]).

Предыдущими исследователями [4, 2, 5, 17] аршинская серия, как отмечено выше, трактовалась как свита и не расчленялась. В.И. Козлов с соавторами [10, 11] предложил перевести аршинскую свиту в серию, а обособляющиеся по литологии и хорошо стратифицируемые толщи в ней выделить в самостоятельные свиты (снизу): байнасскую, махмутовскую, игонинскую и шумскую. **Байнасская свита** (RF_{4bn}) сложена сланцами переменного серицит-хлорит-кварцевого состава, часто известковистыми, с прослоями карбонатно-кварцевых разностей; в основании свиты отмечаются разногалечные конгломераты и кварцевые песчаники. На востоке отложения байнасской свиты залегают на подстилающей арвякской свите с разрывом (контакт фиксируется конгломератами, вскрыт шурфами и имеет западное падение 275° , угол $30-40^\circ$). Свита впервые выделена [6, 7], в качестве стратотипа предложен разрез по правому берегу руч. Городского (Махмутовского) в 4,6 км выше его устья. Мощность байнасской свиты в стратотипическом разрезе 400 м, по площади меняется от 250 м до 400 м. **Махмутовская свита** (RF_{4mh}) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, тиллитами, кварцитовидными серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами. На под-

стилающей байнассской свите залегает согласно. Свита впервые выделена [11] со стратотипом в разрезе правого берега руч. Городского (Махмутовского) в 4 км выше д. Махмутово и имеет мощность в стратотипе 300 м, а по площади распространения составляет от 250 до 300 м. Нижняя граница махмутовской свиты проводится по подошве тиллитовой толщи, основная масса которой представлена серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-графит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами и их карбонатными разностями, реже песчаниками. В матриксе тиллитов рассеяны гравий, галька и валуны размером от долей до 40–60 см (обычно 2–5 см), большинство галек окатанные, причем крупные из них, как правило, окатаны лучше мелких. В общем составе породы гальки играют подчиненную роль (в пределах 15–20%) и распространены в ней неравномерно — в толще сланцев обособляются участки то почти лишенные галек, то очень обогащенные ими. Крупные гальки и валуны встречаются единично, реже образуют скопления. Гальки в тиллитах состоят из доломитов светло-серых, черных и серых; доломитизированных известняков; темно-серых и черных битуминозных крупнокристаллических известняков; кварцевых сланцев, жильного кварца и филлитов; реже встречается галька кварцитов и кварцито-песчаников светло-серых, слюдистых. В составе галек преобладают карбонатные породы, которые слагают также и все наиболее крупные глыбы (до 1,2 м по длинной оси). Вокруг известняков и доломитов наблюдаются вторичные светлые карбонатные корки или залеченные вторичным карбонатом трещинки сдвиговых деформаций. Подобный характер строения тиллитовой толщи сохраняется на всей площади распространения махмутовской свиты, а мощность тиллитов колеблется от 30 м по руч. Городской (Махмутовский) до 150 м по р. Тирлян. **Игонинская свита** (RF_{4ig}) сложена вулканогенными породами (метабазами, их туфами и туфобрекчиями) с прослоями вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовых песчаников и алевролитов) и осадочными породами (песчаниками, алевролитами, гравийно-псаммитовыми микститами (?) с карбонатными прослоями). Впервые выделена В.И. Козловым [11] со стратотипом в разрезе г. Игонин Камень, а также гор Крутая и Мал. Баштур и руч. Половинный, где известны наиболее полные и обнаженные разрезы аршинских вулканитов. Мощность свиты 200–800 м.

Работами М.В. Рыкуса [20], В.И. Козлова [5, 8, 9, 11], В.П. Парначева [16, 17] и А.А. Алексеева [1] было установлено, что магматические породы включают продукты лавовой, лавокластической, пирокластической и вулканогенно-осадочной фаций. Лавы и кластолавы андезитового и андезит-дацитового состава образуют серии потоков, количество и мощности которых из-за плохой обнаженности определить в конкретных разрезах трудно. Вулканогенные породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации хлорит-эпидотовой субфации, часто окремнены и рассланцованы. Первичные структуры в них большей частью не сохранились или отмечаются в реликтах. С подстилающей махмутовской игонинская свита связана постепенным переходом (обнажение на хр. Мал. Баштур и юго-западном склоне г. Игонин Камень). **Шумская свита** (RF_{4ш}) представлена кварцито-песчаниками и сланцами серицит-хлорит-кварцевыми. Свита впервые выделена [11] со стратотипом в междуречье Арши и руч. Половинный и на северных отрогах горы Шум. Мощность отложений 200–400 м. Контакт кварцито-песчаников шумской свиты с вулканитами подстилающей игонинской свиты четкий, резкий и хорошо обнажен в левобережье р. Арши восточнее горы Игонин Камень на вершине с отметкой 761,0 м. Выше контакта кварцито-песчаники свиты смяты в пологие складки с амплитудой в первые десятки метров.

Суммарная мощность отложений аршинской серии в Тирлянской синклинали изменяется от 1100 до 1900 м и определяется наличием и мощностью вулканитов и тиллитов в конкретных разрезах.

В Криволукской синклинали в составе каратауской серии верхнего рифея в принятых Стратиграфических схемах докембрия Урала [22] рассматривалась криволукская свита, сложенная алевролитами и песчаниками преимущественно кварцевого состава с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев в верхней части. Мощность отложений 100–250 м. Впервые свита, как самостоятельное стратиграфическое подразделение, была выделена М.И. Гаранем [2]. Распространена свита преимущественно в восточном борту Криволукской синклинали, где ее разрозненные выходы примыкают к полосе развития укской свиты, с которой, по мнению В.И. Козлова [5], криволукская связана постепенным переходом. Непосредственного контакта укской и криволук-

ской свит из-за плохой обнаженности не наблюдалось. Криволукская свита имеет своеобразное положение в разрезе: терригенная по составу, она завершает осадочный цикл верхнего рифея на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, залегает стратиграфически выше укских известняков и перекрывается с размывом груботерригенными отложениями кургашлинской свиты, которые относятся к ашинской серии венда. По своему положению криволукские отложения аналогичны аршинским образованиям Тирлянского района. В ней, в отличие от аршинской серии, нет вулканитов, но она прорывается дайками долеритов, причем на Кривой Луке крупная дайка долеритов рвет криволукскую свиту, не проходя в кургашлинскую; в последней отмечена галька долеритов. Вышесказанное позволяет сопоставить криволукскую свиту с частью отложений аршинской серии и отнести к завершающему рифею.

В Кирябинском районе аршинские отложения обнажены слабо (небольшие гривки и редкие скалы на вершинах гор Ворошовская, Долгая, Нажим и др.), где представлены сланцами мусковит-хлорит-кварцевыми, альбит-мусковит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми. Отмечаются метаморфизованные вулканиты основного состава, гравелиты, песчаники, конгломераты, прослои кварцитов и линзы известняков. Эти отложения с юга прорываются Кирябинским полиформационным пироксенит-габбровым комплексом, возраст которого $T = 680 \pm 3,4$ млн лет [14] позволяет отнести его к завершающему рифею (RF_4 — аршинию) и уточнить возрастное положение отложений аршинской серии рассматриваемого района. По простиранию на юго-запад эти отложения переходят в полосу распространения аршинской серии Тирлянской синклинали.

Образования аршиния перекрывают вендскими осадками в Криволукской синклинали (на юго-востоке Башкирского мегантиклинория). Здесь выше криволукской свиты со значительным стратиграфическим перерывом залегают отложения кургашлинской свиты, отнесенные к венду и содержащие пачки тиллитоподобных конгломератов.

На западе Башкирского мегантиклинория ашинская серия в составе бакеевской, урюкской, басинской, кукаркаульской и зиганской свит была выделена в верхний венд [22], но, вероятно, на самом деле она отвечает всему венду. Стратотипической местностью (страторегионом) для вендской системы являются западные и центральные районы Русской плиты. Здесь по палеонтологическим и историко-геологическим данным венд расчленяется на нижний (лапландский горизонт, где основными маркерами служат тиллиты и вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования) и верхний (редкинский, котлинский и ровенский горизонты) отделы [21]. Нижняя граница венда в страторегионе проводится по подошве лапландского горизонта.

Выделение отложений нижнего (лапландский горизонт) отдела на Южном Урале представляет собой сложную проблему. В Стратиграфических схемах докембрия Урала [22] на восточном крыле Башкирского мегантиклинория аршинские и кургашлинские тиллитосодержащие образования, распространенные соответственно в Тирлянской и Криволукской синклиналях, были отнесены к нижнему венду. На западном крыле Башкирского мегантиклинория (Алатауский антиклинорий) наличие диамиктитов и тиллитоподобных конгломератов в бакеевской свите (точнее, в ее аналогах — толпаровской и суировской свитах) дало основание В.И. Козлову отнести эти свиты также к нижнему венду [23]. С учетом полученных в настоящее время датировок по аршинским вулканитам, в составе нижнего венда (аналоги лапландского горизонта) на Южном Урале могут рассматриваться только бакеевская, включая суировскую и толпаровскую свиты, (Алатауский антиклинорий) и кургашлинская свита (Криволукская синклиналь), соответственно на западном и восточном крыльях Башкирского мегантиклинория. Что же касается верхнего венда, то недавно опубликованные датировки цирконов из прослоев туфов в зиганской свите — $548,2 \pm 7,6$ и $547,6 \pm 3,8$ млн лет [27, 28] — всего лишь на несколько млн лет древнее нижней границы кембрия. Новые материалы изотопно-геохронологических исследований верхнедокембрийских образований Южного Урала позволяют внести существенные изменения и дополнения в Региональную стратиграфическую схему докембрия Урала и Общую стратиграфическую шкалу России. Предлагаемые дополнения и изменения в существующие Стратиграфические схемы докембрия Южного Урала [22] представлены в таблицах 2 и 3.

1. На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Тирлянском районе выделен новый стратон — аршиний (завершающий рифей). Возраст стратона согласно изотопным SHRIMP-

датировкам цирконов из аршинских вулканитов определен в интервале времени 600 ± 10 млн лет (нижняя граница венда [24]) — 750 млн лет (нижняя граница завершающего рифея) [13]. Как уже говорилось, в прежней стратиграфической схеме докембрия Урала [22] эти отложения были сопоставлены с ашинской серией и относились к венду (см. табл. 2). Положение нового стратона в Региональной стратиграфической шкале докембрия Урала см. табл. 1.

Таблица 2

**Сопоставление стратиграфических схем пограничных стратонов
рифея и венда Южного Урала**

Общая стратиграфическая шкала				Стратиграфические схемы [1993]		Настоящая работа				Региональная стратиграфическая шкала			
Эратема	Система	Отдел	Региональный стратон	Ямантау-Нугушский район	Иремель-Криволукский район	Ямантау-Нугушский район	Иремель-Криволукский район	Региональный стратон	Отдел	Система	Эратема		
Верхний рифей	Вендская	Верхний	Ашинский	Зиганская		Зиганская		Ашинский	Верхний	Вендская			
				Куккараукская		Куккараукская							
				Басинская	Басинская	Басинская	Басинская						
				Урюкская	Урюкская	Урюкская	Урюкская						
		Нижний	Серебрянский	Бакеевская		Бакеевская	Кургашлинская	Аршинский	Нижний?		Завершающий рифей		
							Криво-Шумская						
					Кургашлинская (Аршинская)		Игонинская						
					Криволукская		Махмутовская						
							Байнасская						
				Укская	Укская	Укская	Укская	Арвякская					
				Миньярская	Миньярская	Миньярская							
542±10 млн. лет								542±10 млн. лет					
650±20 млн. лет								600±10 млн. лет					
								750±7 млн. лет					

2. Для Ямантау-Нугушского, Криволукского и Тирлянского районов в пределах Башкирского мегантиклинория с учетом новых материалов предложена новая схема стратиграфической корреляции пограничных стратонов рифея и венда (см. табл. 3).

3. Криволукская свита в Стратиграфической схеме докембрия Урала [22] рассматривалась в составе каратауской серии верхнего рифея. Отложения свиты выделялись только в Криволукской синклинали. По положению в разрезе (подстиляется карбонатными отложениями укской или миньярской свит и перекрывается образованиями венда или ордовика), особенностям состава пород, криволукская свита сопоставлена нами с верхней частью отложений аршинской серии Тирлянской синклинали. Исходя из предложенной корреляции предлагается включить криволукскую свиту в состав завершающего рифея (аршиния), а каратаускую серию (каратавий) верхнего рифея в Башкирском мегантиклинории рассматривать в объеме зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит (см. табл. 2 и 3).

4. Тиллиты в махмутовской свите аршиния, залегающие стратиграфически ниже игонинской свиты с вулканитами, датированными в возрастном интервале 707–732 млн лет, позволили связать

климатические события махмутовского времени с одной из ранних эпох оледенения, соответствующей в международной хроностратиграфической шкале Криогению [29]. Таким образом, на Южном Урале выделяется два разновозрастных уровня ледниковых образований: вендский, соответствующий лапландскому горизонту, в качестве аналогов которого ориентировочно рассматриваются бакеевская (включая толпаровские и суировские образования) и кургашлинская свиты, содержащие ледниковые отложения, и рифейский (ледниковые отложения махмутовской свиты), отвечающий в схеме Н.М. Чумакова [26], вероятнее всего, самому древнему, Кайгасскому гляциопериоду Африканской гляциоэры позднего протерозоя.

Таблица 3

**Корреляция стратиграфических схем пограничных стратонов
рифей и венда Южного Урала**

Ямантау-Нугушский район	Криволукский район	Тирлянский район	Региональный стратон	Отдел	Система	Эра
				542 млн. лет -		
Зиганская			Ашинский	Верхний	Вендская	
Куккараукская						
Басинская	Басинская					
Урюкская	Байназаровская (Урюкская)					
Бакеевская (Суировская, Толпаровская)	Кургашлинская		Аршинский	Нижний ?	Вендская	600 млн. лет -
	Криволукская	Шумская				
		Игонинская				
		Махмутовская	Каратауский	750 млн. лет -	Верхний рифей	Заканчивающий рифей
		Байнасская				
Укская	Укская	Арвякская				
Миньярская	Миньярская					

Литература:

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 136 с.
2. Гарань М.И. Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2: Верхний докембрий. – М.: ГОНТИ, 1963. – С. 114–204.

3. 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.
4. **Иванов А.И.** Древние «немые» свиты Южного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы: Тез. докл. — Л.: 1956. — С. 57–59.
5. **Козлов В.И.** Верхний рифей и венд Южного Урала — М.: Наука, 1982. — 128 с.
6. **Козлов В.И.** К вопросу о стратиграфическом расчленении метаморфических образований северной части антиклинория Уралтау (Южный Урал) // Материалы 2-й научной конференции молодых ученых: Тез. докл. — Уфа, 1971. — С. 9.
7. **Козлов В.И.** О возрасте древних свит антиклинория Уралтау в Тирлянском районе Южного Урала // Сов. геология. — 1972. — № 8. — С. 66–77.
8. **Козлов В.И.** Рифей Уралтауского антиклинория // Корреляция докембрия. — М.: Наука, 1977. — Т. 2. — С. 210–223.
9. **Козлов В.И., Краев Ю.П., Богатырева Г.И.** Вулканогенные и интрузивные породы Тирлянского района (Южный Урал) // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Вып. 21. — Уфа: ИГ БФАН СССР, 1973. — С. 98–104.
10. **Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др.** Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 52–56.
11. **Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н.** К вопросу о строении пограничных слоев верхнего рифея и венда в Тирлянском районе на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 7-й Межрег. науч.-практ. конф. — Уфа, ДизайнПолиграфсервис, 2008. — С. 112–117.
12. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. — 2007. — Т. 416, № 2. — С. 241–246.
13. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. — 2012. — № 4. — С. 127–140.
14. **Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Лепехина Е.Н.** Цирконология пироксенитов Кириябинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. — 2013. — Т. 450, № 2. С. 1–5.
15. **Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др.** Цирконология навыйшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. — 2013. — Т. 448, № 4. — С. 437–442.
16. **Парначев В.П.** Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала. — Свердловск, 1980. — С. 40–60.
17. **Парначев В.П., Козлов В.И., Титунина И.В.** Новые данные о строении, составе и условиях формирования аршинского метавулканического комплекса Южного Урала (поздний докембрий) // Древний вулканизм Южного Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. — С. 69–86.
18. **Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др.** Предварительные данные о возрастных рубежах неогено-мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — 288 с.
19. **Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д.** Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 9-й Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, ноябрь, 2012. — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 52–56.
20. **Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А.** Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. — Уфа: Изд-во БГУ, 2002. — 256 с.
21. **Соколов Б.С.** Очерки становления венда. — М.: КМК Лтд, 1997. — 156 с.
22. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. — 151 схема.
23. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области: Объяснительная записка / *В.И. Козлов, Е.М. Аксенов*. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. — 81 с.
24. Стратиграфический кодекс России. — 3-е изд. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. — 96 с.
25. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983. — 183 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
26. **Чумаков Н.М.** Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия и геологическая корреляция. — 2011. — Т. 19, № 1. — С. 3–23.
27. **Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J. et al.** Kotlin Regional Stage in the South Urals // Dokl. Earth Sciences. — 2011. — V. 440, Part 1. — P. 1222–1226.

28. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J. G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Prec. Res. — 2013. — V. 236. — P. 16–20.
29. The Geologic Time Scale // F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. — 2012. — Vol. 2. — P. 5.

ПАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ КОНОДОНТОВ РОДА *PALMATOLEPIS* ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ ФРАН-ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Р. Ч. Тагариева

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, E-mail: trezeda88@mail.ru

Истирание, регенерацию поломанных частей и патологические изменения конодонтовых элементов отмечали многие исследователи [1–4, 6–8]. Первым обратил внимание на важность этих явлений в понимании модели органа питания конодонтового животного К. Веддиге [8]. Он проанализировал около ста экземпляров патологических форм конодонтов рода *Polygnathus* из различных разрезов нижнего и среднего девона Германии, Чехии и Новой Зеландии и выделил 13 типов патологий. Их большинство имеет травматическое, рудиментарное и дегенеративное происхождение.

Коллекция конодонтов из 4733 экземпляров видов рода *Palmatolepis* из пограничного фран-фаменского (F/F) интервала карбонатных разрезов западного склона Южного Урала (разрезы Большая Барма, Аккыр, Рязук и Кук-Караук) содержит всего 7 патологически измененных форм конодонтов (рис.). Главным образом они встречены в интервалах зон *linguiformis* и *crepida*, где наблюдается богатое количественное и таксономическое разнообразие конодонтов.

Первые 4 патологические формы конодонтов выявлены в интервале зоны *linguiformis* аскынского горизонта франского яруса. Это виды *Palmatolepis gigas* Mill. & Young. из разреза Кук-Караук, *Palmatolepis rhenana* Bisch. и *Palmatolepis hassi* Müll. & Müll. из разреза Аккыр (см. рис.). У *Palmatolepis gigas* Mill. & Young. сглажены зубцы карины и стерта орнаментация поверхности платформы. По классификации К. Веддиге [8], это признаки патологии **Abrasio**. Дополнительный скульптурный элемент на внешней задней части платформы у *Palmatolepis rhenana* Bisch. характеризует патологию **Accessio** [8]. У *Palmatolepis hassi* Müll. & Müll. нарушено строение передней карины. Возможно, она была раздроблена, вплоть до образования коленообразного излома и цементирована на поверхности платформы — подобие патологии **Fractio** [8].

В кровле зоны *linguiformis* (на границе F/F) во всех изученных разрезах франские таксоны рода *Palmatolepis* полностью вымирают. Восстановление биоразнообразия конодонтов с началом фаменского века происходит очень медленно и поэтому комплекс конодонтов зоны *triangularis* барминского горизонта фаменского яруса таксономически очень скудный и не содержит патологических форм конодонтов.

Остальные 3 патологические формы конодонтов встречены в интервале зоны *crepida* макаровского горизонта фаменского яруса (см. рис.). Необходимо отметить, что в этом интервале выявленные морфологические изменения у конодонтов сосредоточены на заднем конце платформы. Так, у конодонтов *Palmatolepis* aff. *praeterita* Schül. из разреза Кук-Караук и *Palmatolepis* sp. из разреза Большая Барма задний конец платформы дублирован (или раздвоен) — патология **Duplicatio** [8]. А у *Pa. triangularis* Sann. из разреза Большая Барма задний конец платформы расплюсчен — вариант патологии **Impressio** [8]. Возможно, это связано с эволюционными изменениями в строении заднего конца платформы у таксонов рода *Palmatolepis* (направленность из положения вниз во франское время меняется вверх в фаменском веке).

Патологических форм конодонтов в отложениях пограничного фран-фаменского интервала западного склона Южного Урала очень мало и практически все они (патологии **Abrasio**, **Duplicatio**,

Impressio и Fractio) имеют травматическое происхождение. Это, скорее всего, связано с трофическими взаимоотношениями конодонтовых животных [1–4, 6–8] и характеризует в нашем случае не условия среды обитания, а индивидуальность каждого организма. Считается, что эуконодонты с аппаратом типа F («многозубы» — типовой представитель род *Palmatolepis*) относятся к пелагическим формам животных, которые питались подвижными объектами, обладающими твердыми

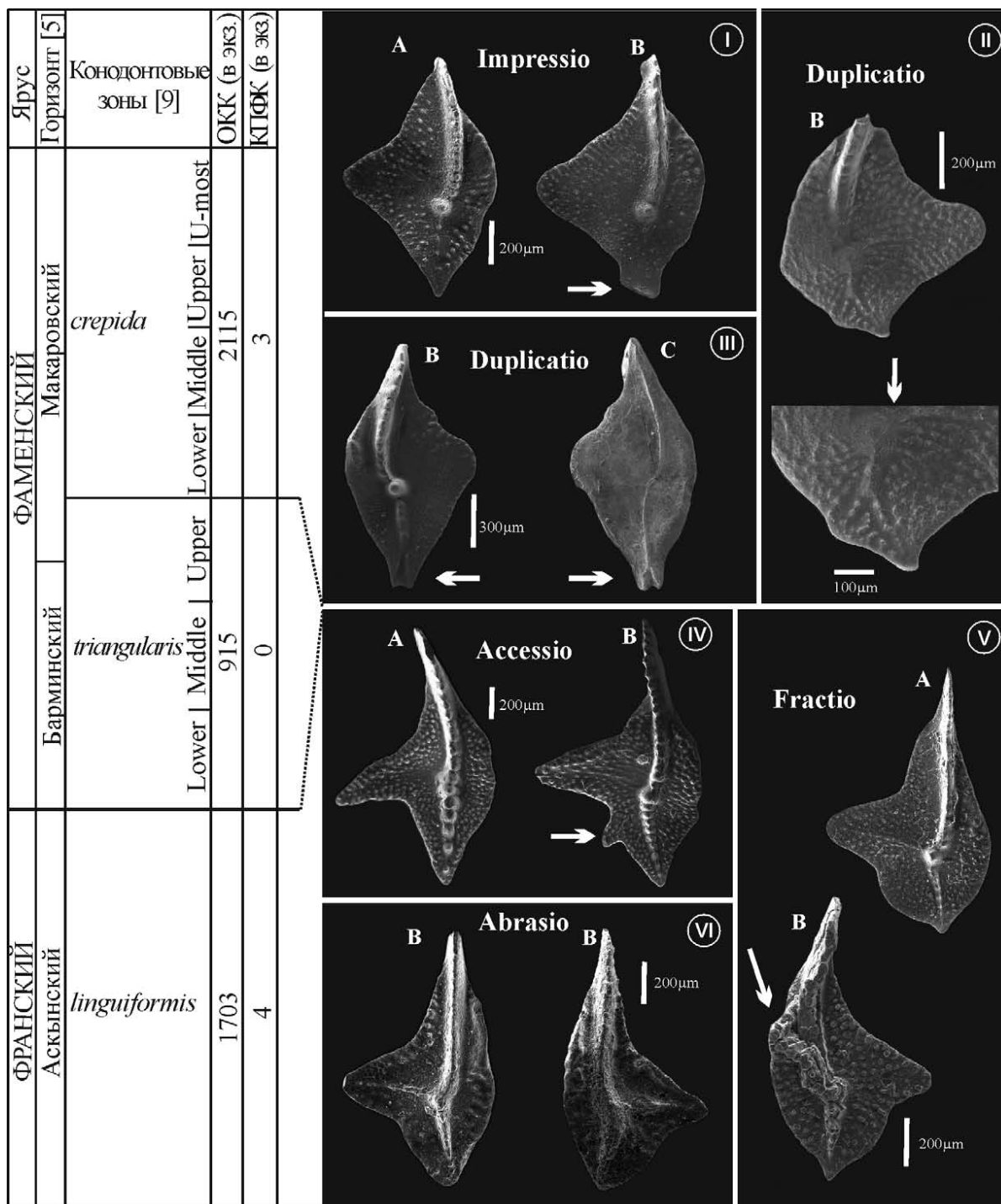


Рис. Патологические формы конодонтов из пограничных F/F отложений западного склона Южного Урала

Принятые сокращения: ОКК — общее количество конодонтов, КПФК — количество патологических форм конодонтов; А — нормальный Ра-элемент, В — Ра-элемент с патологией; А и В — вид сверху, С — вид снизу; I — *Palmatolepis triangularis* Sann., II — *Palmatolepis* aff. *praeterita* Schül., III — *Palmatolepis* sp., IV — *Palmatolepis rhenana* Bisch., V — *Palmatolepis hassi* Müll., VI — *Palmatolepis gigas* Mill. & Young. Стрелка указывает на патологию.

оболочками [1]. Возможно, это главная причина получения механических повреждений. Только патология *Accessio*, проявленная у *Palmatolepis rhenana* Bisch., скорее всего, является рудиментарной. Проявленный признак не имеет дальнейшего развития у представителей этого вида и не относится к изменчивости, как, например, у таксонов рода *Icriodus* [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 14-05-31214.

Литература:

1. Барсков И.С., Назарова В.М. О жизненных формах конодонтов // Современная микропалеонтология: Тр. XV Всерос. микропалеонтол. совещ., 12–16 сент. 2012 г., Геленджик. — Москва, 2012. — С. 198–202.
2. Бикбаев А.З., Снигирева М.П. Патологические формы верхнедевонских конодонтов // Ежегодник—2002 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2003. — С. 14–20.
3. Журавлев А.В. Регенерация конодонтовых элементов: морфологические и гистологические аспекты // Палеонтологический журнал. — 2004. — № 3. — С. 75–75.
4. Назарова В.М., Кононова Л.И. Следы прижизненного повреждения поверхности конодонтовых элементов // Науч. конференция Ломоносовские чтения—2012. http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1186421&uri=pdf%2fnazarova_kononova_2012.pdf
5. Стратиграфические схемы Урала. — Екатеринбург, 1993.
6. Hass W.H. Morphology of conodonts // Journal of Paleontology. — 1941. — V. 15. — P. 71–81.
7. Lindström M. Conodonts. — Amsterdam; L.; N-Y.: Elsevier. — 1964. — 196 p.
8. Weddige K. Pathological Conodonts // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, — 1990. — V. 118. — P. 563–589.
9. Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. — 1990. — V. 121. — P. 1–115.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ РАЗРЕЗА «ТАЛЫШМАН» (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

А. М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Нижнедевонские известняки широко распространены в области сочленения Главного Уральско-го разлома и Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала (окрестности деревень Шарипово, Ильтибаново, Уразово, Рыскужино и др.) [5]. В большинстве случаев их структуры и текстуры затушеваны вторичными процессами, а контакты с вмещающими отложениями нарушены. До настоящего времени остается непонятным, залегают известняки *in situ* или представляют собой блоки оползневого происхождения. Данные обстоятельства не позволяют с необходимой детальностью реконструировать обстановки седиментации в раннедевонском бассейне и восстановить историю его формирования.

Объектом исследований стали известняки разреза «Талышман», расположенного на юго-западном склоне горы с вершиной 512,3, на правом берегу ручья Талышман, в четырех километрах к юго-востоку от д. Уразово Учалинского района РБ. Его краткая характеристика приведена в [2, 5]. Расположение известняков и точек опробования схематично изображено на рисунке 1а.

Согласно В.А. Маслову и О.В. Артюшковой [5] в разрезе «Талышман» обнажаются отложения ильтибановской толщи (нижний девон) и ирендыкской свиты (нижняя часть эйфельского яруса среднего девона). Важно отметить, что данное заключение является условным, поскольку не подтверждено в полной мере находками фауны. Лишь в вулканомиктовых песчаниках средней части разреза обнаружен комплекс спор, характерный для нижнего девона — эйфеля [Кац и др., 1980 г.].

Несмотря на этот недостаток, разрез «Талышман» обладает несколькими преимуществами. Во-первых, контакты известняков могут быть расчищены без существенных трудозатрат и описаны. Во-вторых, не исчерпана возможность найти фауну, позволяющую уточнить возраст отложений. В третьих, помимо известняков могут быть изучены иные породы, присутствующие в разрезе, что позволит получить более обоснованные выводы.

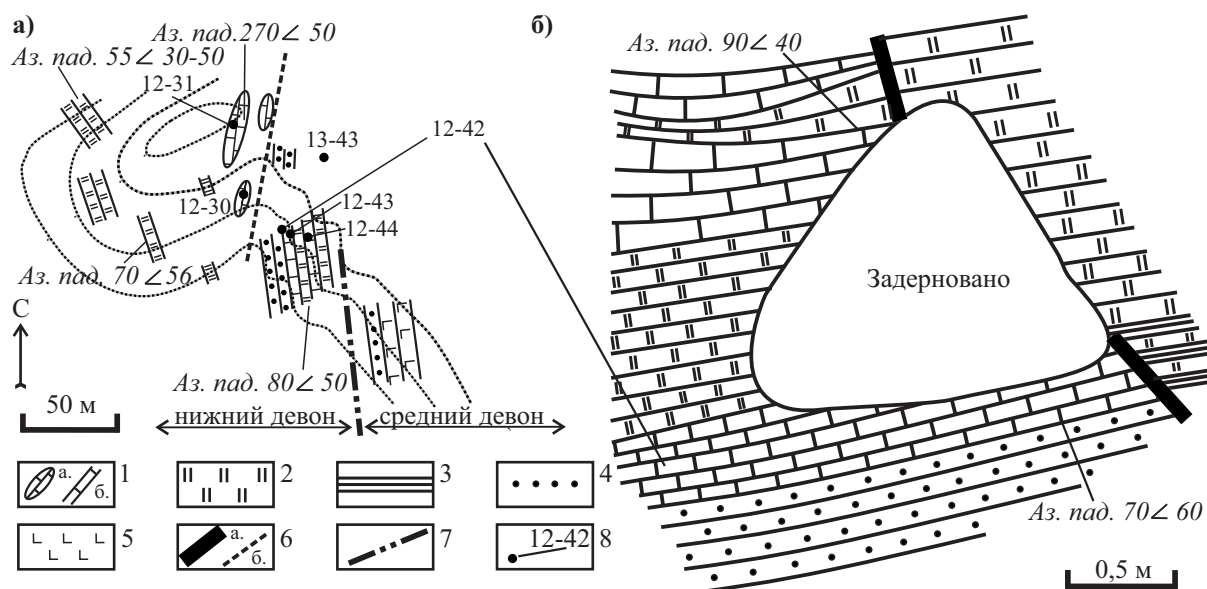


Рис. 1. Схематический план разреза «Талышман» (а) и зарисовка расчистки (б)

Условные обозначения: 1 — выходы известняков первой (а) и второй (б) группы; 2 — кремнистые и кремнисто-глинистые отложения; 3 — аргиллиты; 4 — песчаники вулканомиктовые; 5 — порфириды; 6 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 — предполагаемое положение границы нижнего и среднего девона; 8 — положение точек отбора проб и их номера.

Известняки по структурно-текстурным особенностям, условиям залегания и нахождения делятся на три группы.

К первой группе относятся известняки серые с многочисленными разноориентированными прожилками белого кальцита (образцы 12-30, 12-31). На спилах отчетливо определяются стилолитовые швы и округлые светло-серые участки размером до 5 мм, которые, вероятно, являются реликтами фауны. Редко в обнажениях встречаются тонкослоистые известняки с текстурами, напоминающими оползневые складки. Микроскопически в промежутках между кальцитовыми прожилками определяется микрокристаллический кальцит и редкие агрегаты крупных кристаллов кальцита.

Выходы известняков первой группы сосредоточены на небольшом расстоянии друг от друга (см. рис. 1а). Это позволяет предположить, что они относятся к одному крупному телу (линзе) с размерами в плане около 10×50 м. Простираение его, судя по расположению выходов и элементам залегания слоистости, отличается от залегания выше- и нижележащих слоистых отложений.

Известняки второй группы участками схожи с вышеописанными, но в основном объеме являются тонкослоистыми (образцы 12-42, 12-43, 12-44). Мощность слойков не выдержана и варьирует от 0 до 3–4 мм. Их цвет меняется от темно- до светло-серого. Характерны оползневые текстуры. Прожилки кальцита встречаются реже, чем в известняках первой группы, и ориентированы параллельно и субпараллельно слоистости. Сложены известняки микрокристаллическим кальцитом. Отличия отдельных слойков сводятся лишь к разнице среднего размера кристаллов, несмотря на то, что она в целом несущественная. Отдельные слойки имеют раздувы от 1 до 5 мм, сложенные двумя-тремя крупными кристаллами кальцита.

Залегают известняки второй группы в виде слоев мощностью от 0,3 до 1,0 м, находясь в ассоциации с кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами и вулканомиктовыми песчаниками (рис. 1б).

Элементы залегания слоистости и контакты известняков с вмещающими породами, измеренные в расчистке и в обнажениях, совпадают.

Известняки третьей группы (образец 13-43) представлены лишь одним образцом, найденным в закопашке, расположенной по простиранию к северу от обнажений известняков второй группы (см. рис. 1а). Образец размером 12×5×4 см находился в рыхлой песчано-алевритовой массе, сформированной, вероятно, при выветривании кластических пород. Его редкие трещины и углубления поверхности заполнены невыветрелым вулканомиктовым песчаником. Учитывая изложенное, предполагается, что найденный образец известняка представляет собой отпрепарированный обломок из вулканомиктовых кластолитов.

Известняки третьей группы коралловые, серого цвета и массивного сложения. Прожилки кальцита отсутствуют, трещины редки. Под микроскопом отчетливо видно внутреннее строение кораллов, пространство между которыми заполнено микрокристаллическим кальцитом.

Содержание нерастворимого в соляной кислоте остатка во всех образцах колеблется в пределах 0,6–1,4%, в среднем составляя 1,0%, что позволяет считать известняки чистыми и применить методику реконструкции обстановок формирования карбонатных пород на основе геохимических данных по [3].

Согласно представлениям [3, 4], Ti, Zr и Mn имеют тенденцию к накоплению в наиболее мелководных условиях. Во всех пробах содержания этих элементов существенно ниже кларков в карбонатных породах, по А.А. Беусу [1975] [6] (рис. 2а), что, по всей вероятности, свидетельствует об относительно глубоководных обстановках. Данный вывод подтверждается и дополняется другими данными, в частности, отсутствием в известняках признаков мелководья, их ассоциацией с глубоководными отложениями — кремнями. Наличие оползневых текстур свидетельствует о склоновых обстановках.

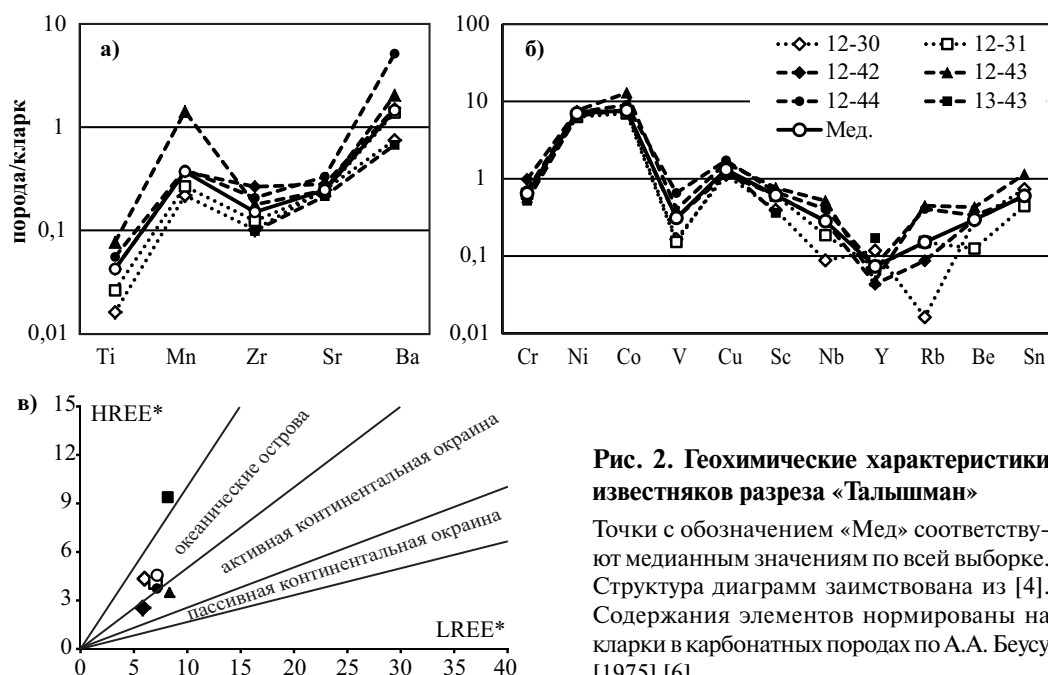


Рис. 2. Геохимические характеристики известняков разреза «Тальшман»

Точки с обозначением «Мед» соответствуют медианным значениям по всей выборке. Структура диаграмм заимствована из [4]. Содержания элементов нормированы на кларки в карбонатных породах по А.А. Беусу [1975] [6].

Вышекларковые содержания в известняках Co и Ni при относительно низкой концентрации прочих примесных элементов (рис. 2б) указывают на принос в область карбонатакопления материала преимущественно ультраосновного состава, а отношение $LREE^*/HREE^*$ (в среднем 1,8) — на обстановки, близкие к таковым на океанических островах (рис. 2в). Эти выводы противоречат данным Р.И. Зайнуллина [2], показавшего, что источником сноса вулканомиктовых песчаников этого же разреза служила островная дуга. Возможной причиной данного несоответствия является оползневое происхождение известняков. Это предположение может быть верным в отношении известняков первого типа, поскольку ориентация слагаемого ими тела не совпадает с элементами

залегания выше- и нижележащих отложений. С другой стороны, разрез осложнен несколькими разрывными нарушениями и в нижней своей части складками. При формировании данных дислокаций могла измениться ориентация известняков первой группы и появиться система трещин, по которым впоследствии были развиты характерные прожилки кальцита. Объяснить появление в разрезе известняков второго типа путем сползания блоков по склону не представляется возможным, поскольку слои залегают параллельно друг другу, элементы залегания в них совпадают с таковыми в других разностях, а кремни, залегающие между известняками, не нарушены. Следовательно, причина упомянутого выше противоречия иная.

В позднем девоне начинается формирование Магнитогорской островодужной системы [1, 5 и др.]. Этот процесс в отложениях разреза «Талышман» проявлен следующими изменениями: появляются вулканомиктовые песчаники с островодужным геохимическим трендом [2]; вверх по разрезу они становятся более грубыми; разделяющие их прослои кремнистых пород и известняков постепенно сокращаются по мощности и исчезают; венчают разрез порфириды. На составе известняков смена геодинамического режима отразилась лишь ростом отношения $LREE^*/HREE^*$ с величины 1,4, характерной, по данным [4], для океанических островов, до значений, свойственных карбонатным отложениям активных континентальных окраин — 2,4. Содержания иных элементов, чувствительных, по данным [4, 5], к составу питающей провинции, практически не изменились. Данные особенности позволяют предположить, что накопление известняков протекало в периоды наименьшей активности вулканизма или иных процессов, обуславливающих мобилизацию обломочного материала. С ростом островной дуги увеличились ареалы вулканизма и объемы кластики, поступающей в область седиментации. Это исключило существование условий, благоприятных для накопления известняков.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы. Известняки разреза «Талышман» залегают *in situ*. Их формирование протекало в относительно глубоководных склоновых условиях. Появление в разрезе кластолитов обусловлено проявлениями в прилегающих областях островодужного вулканизма, ареал которого постепенно расширялся. Наличие явных геохимических признаков островодужных обстановок в песчаниках и их отсутствие в известняках показывает, что разные индикаторы обстановок (наличие/отсутствие кластолитов, их состав и структурные особенности, геохимические характеристики известняков и др.) реагируют по-разному (не одновременно), на изменения, происходящие в седиментационном бассейне.

Работа выполнена при поддержке гранта Республики Башкортостан молодым ученым и молодежным научным коллективам за 2014 г. № 24.

Литература:

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. — М.: Наука. — 1992. — 197 с.
2. Зайнуллин Р.И. Особенности источника сноса нижнедевонских песчаников разреза «Талышман» (север Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала) // В настоящем сборнике.
3. Летникова Е.Ф. Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис.... д-ра геол.-мин. наук. — Новосибирск, 2008. — 39 с.
4. Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. — 2005. — № 2. — С. 192–204.
5. Маслов В.А., Аргюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.
6. Перельман А.И. Геохимия. — М.: Высшая школа. — 1989. — 528 с.

ДИНАМИКА СОСТАВА СООБЩЕСТВ ЗЕМНОВОДНЫХ ЗАПАДНОГО МАКРОСКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА В ГОЛОЦЕНЕ

Т. И. Яковлева¹, А. Г. Яковлев²

¹ Башкирский государственный педагогический университет им. М. Акмуллы, г. Уфа

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН

В работе использованы оригинальные данные из 26 пещерных местонахождений, которые содержат 8020 определимых костных остатков земноводных. Из-за значительной меридиональной протяженности и градиента современных природных условий территория исследований разделена на северную и южную части по 54° с.ш. [1, 2].

Для раннеголоценового этапа установлено обитание 4 видов земноводных, которые принадлежат к отряду бесхвостых и относятся к трем семействам (табл.). В северной и южной частях района исследований обитало по 3 вида, из них 2 вида — общие, это остромордая и травяная лягушки. В южной части, кроме того, в состав сообществ входила обыкновенная чесночница, а в северной — серая жаба.

В среднем голоцене на территории западного макросклона обитали по крайней мере 6 видов земноводных из двух отрядов — хвостатые (1 семейство, 1 вид) и бесхвостые (2 семейства, 5 видов). Только для этого периода установлено обитание обыкновенного тритона. В северной части зафиксировано 4 вида, в южной — 5 видов. По всей территории западного макросклона Южного Урала в это время обитали серые жабы, остромордые и травяные лягушки. Только для северной части территории установлена озерная лягушка, а для южной — тритон обыкновенный и зеленая жаба.

В конце среднего и начале позднего голоцена в состав сообществ земноводных северной части изученной территории входило 3 вида из двух семейств отряда бесхвостых.

Наиболее детально охарактеризованы сообщества позднего голоцена. В этот промежуток времени обитали 6 видов земноводных из четырех семейств отряда бесхвостых. В позднеголоценовых сообществах северной и южной частей макросклона было по крайней мере по 4 вида. Общими для этих сообществ были только серые жабы и травяные лягушки. В сообществах северной части макросклона, кроме того, обнаружены жерлянки и озерные лягушки, южной части — обыкновенные чесночницы и остромордые лягушки.

В конце позднего голоцена северные территории заселяло 3 вида из двух семейств отряда бесхвостых.

В составе сообществ земноводных, непосредственно предшествующих настоящему времени, определены 3 вида из двух отрядов, в том числе гребенчатый тритон.

В настоящее время в состав сообществ земноводных на территории исследования входят 5 видов из двух отрядов, 4 вида встречаются повсеместно, и только обыкновенный тритон обнаружен в северной части западного склона Южного Урала.

Таким образом, начиная с раннего голоцена и до современности включительно, на западном макросклоне Южного Урала сообщества земноводных были образованы 2 видами, принадлежащими семейству Salamandridae из отряда хвостатых и 7 видами из отряда бесхвостых, принадлежащими четырем семействам: Bombinatoridae, Pelobatidae, Bufonidae, Ranidae. Максимальное видовое разнообразие (6 видов) было характерно для среднегоголоценовых и позднеголоценовых сообществ. Минимальное разнообразие (3 вида) установлено для конца среднего — начала позднего голоцена.

Наибольшее количество видов (5) было характерно для среднегоголоценовых сообществ земноводных южной части макросклона. Голоценовые сообщества северной части района исследований содержали 3–4 вида.

Таксономический состав земноводных конца среднего — начала позднего голоцена и этапа, непосредственно предшествующего современности, установлен по относительно небольшому количеству остатков, поэтому, вероятно, в список таксонов попали только многочисленные и обычные виды.

Таблица

**Состав голоценовых сообществ земноводных
западного макросклона Южного Урала**

Таксоны	Ранний голоцен	Средний голоцен	Средний – поздний голоцен	Поздний голоцен	Конец позднего голоцена	Современность субрецентные / рецентные
Отр. CAUDATA						
Сем. Salamandridae						
<i>Lissotriton vulgaris</i>	–/–*	–/+	–/–	–/–	–/–	–/–
<i>Triturus cristatus</i>	–/–	–/–	–/–	–/–	–/–	+/–
Отр. ANURA						
Сем. Bombinatoridae						
<i>Bombina</i> sp.	–/–	–/–	–/–	+/–	–/–	–/–
Сем. Pelobatidae						
<i>Pelobates fuscus</i>	–/+	–/–	–/–	–/+	–/–	–/–
Сем. Bufonidae						
<i>Bufo bufo</i>	+/–	+/+	+/–	+/+	+/–	+/+
<i>B. viridis</i>	–/–	–/+	–/–	–/–	–/–	+/–
Сем. Ranidae						
<i>Rana arvalis</i>	+/+	+/+	+/–	–/+	+/–	–/+
<i>R. ridibunda</i>	–/–	+/–	–/–	+/–	–/–	–/+
<i>R. temporaria</i>	+/+	+/+	+/–	+/+	+/+	+/+
Видов:	3/3	4/5	3/–	4/4	3/1	3/4
Всего видов:	4	6	3	6	3	4
Всего остатков:	565	230	143	6691	337	54

Примечание: * — северная часть / южная часть.

Результаты анализа видового состава сообществ земноводных голоцена западного макросклона Южного Урала показали, что на данной территории на протяжении голоцена, вплоть до современности, постоянно обитали следующие виды: серая жаба, остромордая лягушка и травяная лягушка. К видам с флуктуирующей динамикой наличия — отсутствия в сообществах земноводных в течение голоцена отнесены: обыкновенная чесночница и озерная лягушка. Редкими голоценовыми видами, каждый из которых обнаружен только в одном из локальных сообществ земноводных, являются: обыкновенный тритон, гребенчатый тритон, жерлянка и зеленая жаба.

Современный видовой состав сообществ земноводных западного макросклона Южного Урала сформировался в конце позднего голоцена, вероятно в историческое время, когда в горную часть по открытым антропогенным биотопам стали проникать виды, более характерные для Южного Предуралья — тритоны, жерлянки, озерные лягушки. Причем, наиболее ярко это проявилось в северной части изученной территории.

Литература:

1. **Яковлева Т.И., Яковлев А.Г.** Голоценовые земноводные западного макросклона Южного Урала // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 12–23 окт., 2009 г. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. — С. 652–654.
2. **Яковлева Т.И., Яковлев А.Г.** Характеристика местонахождений голоценовых остатков земноводных и пресмыкающихся западного макросклона Южного Урала // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. — 2011. — Т. 20, № 1. — С. 2–48.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОРДОВИКСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНО-ЗИЛАЙСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Р. Р. Якупов, Т. М. Мавринская

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Ордовикские отложения в Западно-Зилайской зоне впервые были установлены Н.Н. Дингельштедтом [1] на основании находок макрофауны в разрезах Тирлянской мульды. В последующие годы исследованиями ордовика занимались Д.Г. Ожиганов [8], А.И. Ключихин [3], А.И. Иванов [2], С.Н. Краузе, В.А. Маслов [5] и другие.

Состав ордовикских образований Западно-Зилайской зоны меняется по простиранию: в северных разрезах они представлены преимущественно кварцевыми песчаниками, в южных доминируют карбонатные породы с подчиненным количеством доломитистых кварцевых песчаников. Мощность ордовикских отложений Западно-Зилайской зоны также сильно варьирует. Наиболее мощный разрез отмечен в самой северной части зоны в Юрюзанской синклинали (рис. 1А), где мощность ордовика оценивается в ~700 м [2] или даже ~1200 м [7]. В Тирлянской структуре его мощность, согласно С.Н. Краузе, В.А. Маслову [5] составляет ~90 м, по последним данным В.М. Мосейчука и др. она достигает 200 м [7]. В центральной части зоны мощность карбонатно-терригенных пород в основании палеозойской последовательности не превышает 40–60 м [8, 5, 12]. Такая значительная разница мощностей ордовикских разрезов и непостоянство литологического состава приводили к различному пониманию стратиграфического объема отложений ордовика в различных районах Западно-Зилайской зоны. Превалировало мнение о перерыве в осадконакоплении на границе ордовика/силура и разной степени размыва ордовикских толщ [8, 3].

Наиболее полным разрезом ордовика считали разрез в Юрюзанской синклинали. А.И. Ивановым [2] эти отложения были описаны как бактинская свита и разделены на четыре подсвиты: нижнюю, сложенную массивными косослоистыми кварцевыми песчаниками, и три верхних, последовательно представленных известковистыми кварцевыми алевролитами (вторая), кварцито-видными песчаниками (третья) и известковистыми аргиллитами (четвертая). С учетом находок средне-верхнеордовикской макрофауны во второй и четвертой подсвитах стратиграфический объем свиты в целом принимался в диапазоне лланвирнского яруса среднего – ашгиллского яруса верхнего ордовика в соответствии с Общей стратиграфической шкалой – 2006 (далее ОСШ) [9], что соответствует дарривильскому ярусу среднего – хирнантскому ярусу верхнего ордовика по ОСШ–2012 [10]. По макрофаунистическим данным было установлено, что на территории современной Тирлянской структуры и южнее, в районе меридионального течения р. Белой от г. Белорецк до с. Кага, аккумуляция палеозойских отложений началась в карадокское время позднего ордовика по ОСШ–2006 (в сандбийском веке – начале катийского по ОСШ–2012) [8, 5]. Терригенно-карбонатная толща в основании палеозойского разреза была отнесена к тирляно-кагинской свите [8]. Предполагалось, что в центральной части зоны ордовик был полностью размыт и на докембрийские породы ложатся карбонатно-терригенные отложения лландоверийского яруса нижнего силура, выделяемые в набиуллинскую свиту [8, 3]. В то же время существовало и другое мнение: С.Н. Краузе, В.А. Маслов [5] считали, что нижняя часть набиуллинской свиты имеет, скорее, ордовикский возраст.

Проблема корреляции отложений, залегающих в основании палеозойского разреза Западно-Зилайской зоны, была решена в последние десятилетия нашей группой, благодаря современным микропалеонтологическим методам, основанным на поиске и анализе ортостратиграфических групп фауны конодонтов и хитинозой. Были проведены исследования по всей территории Западно-Зилайской зоны.

Находки и определения конодонтов в нижней доломитовой толще набиуллинской свиты доказали ее ордовикский возраст. Набиуллинская свита была расчленена на две толщи: нижнюю тирляно-кагинскую и верхнюю южнобайназаровскую ранне-среднелландоверийского возраста раннего силура [12]. Тирляно-кагинская толща набиуллинской свиты, мощность которой не превышает 60 м, включает в себя фауну конодонтов трех верхнеордовикских ярусов: верхов сандбий-

ского яруса, катийского и хирнантского (карадокского и ашгиллского ярусов по ОСШ–2006) [6] (рис. 2).

В Юрюзанской синклинали Р.Р. Якуповым был изучен стратотип бактинской свиты с отбором проб на конодонты и хитинозои. Он расположен вдоль бывшей узкоколейки Юрюзань–Арша и по руч. Гремячий.

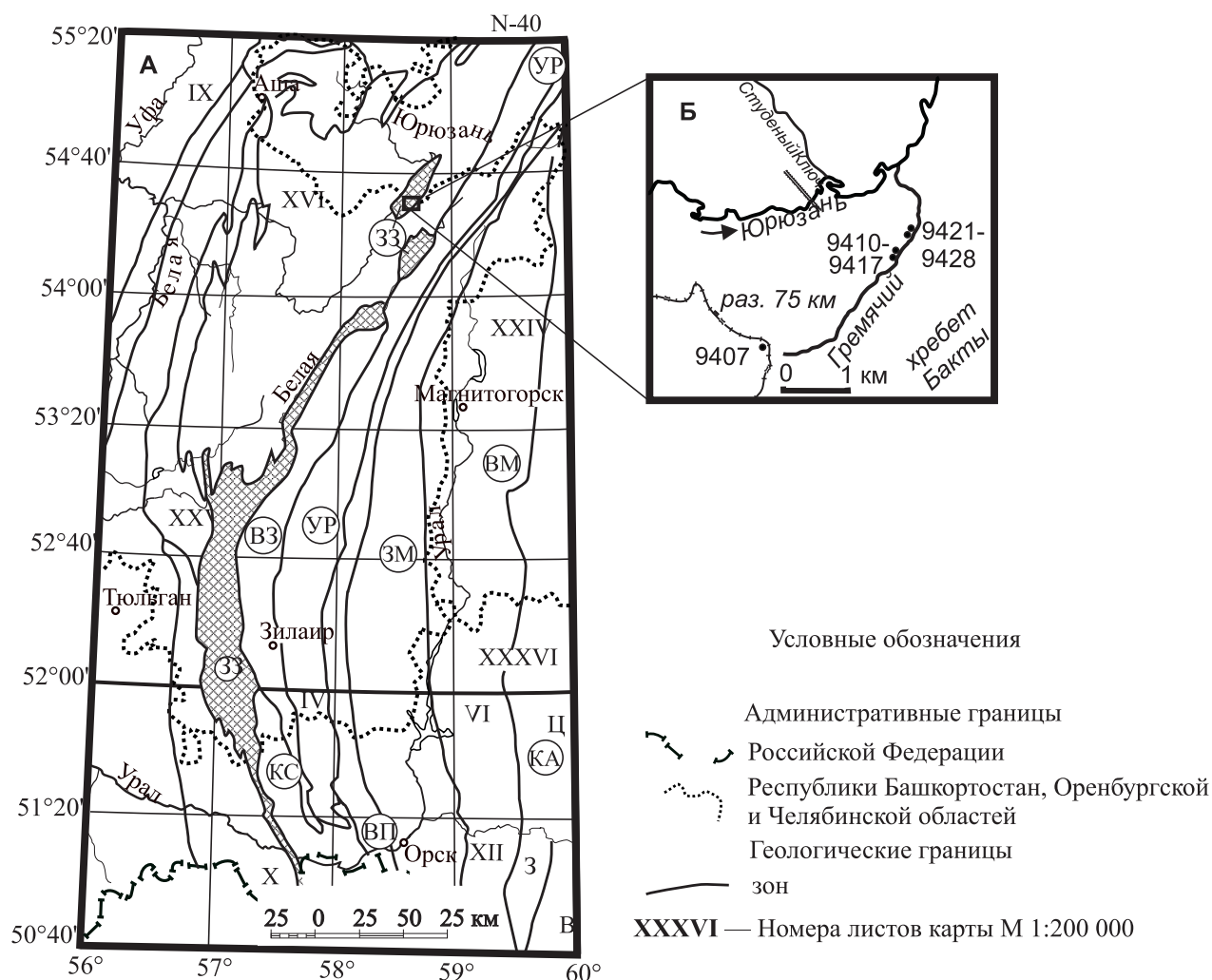


Рис. 1. А: Структурно-фациальное районирование Южного Урала. 33 — Западно-Зилаирская (выделена штриховкой); ВЗ — Восточно-Зилаирская; УР — Уралтауская; КС — Курагано-Сакмарская; ЗМ — Западно-Магнитогорская; ВМ — Восточно-Магнитогорская зоны. Б: Схема расположения точек с фауной в обнажениях стратотипа бактинской свиты

В 1 км к юго-востоку от разъезда 75 км выходят скальные обнажения красноватых песчаников первой подсвиты бактинской свиты. Песчаники кварцитовидные, массивные, с линзами мелкогалечных конгломератов. Породы слагают скальную гряду хр. Бакты северо-восточного простирания. По южному склону песчаники образуют крупноглыбовые курумные развалы. На подстилающие рифейские отложения свита налегает с угловым несогласием. Фауна в песчаниках не обнаружена. Мощность первой подсвиты около 150 м.

Через задернованный интервал, в 30 м к северу в искусственной выемке у ж/д насыпи наблюдаются коренные выходы серых известковистых алевролитов второй подсвиты бактинской свиты с отпечатками макрофауны (трилобиты и раковинная фауна). Мощность 180 м. Здесь в обр. 9407 (рис. 1Б) были найдены хитинозои: *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *Conochitina* sp., *Belonechitina* sp., *Lagenochitina baltica* Eisenack, *Desmochitina* sp. и конодонты: *Eocarniodus gracilis* (Orchard).

Система	Отдел	Ярус		Зональные стандарты		Западно-Зилаирская зона			
		ОСЦ, 2006	ОСЦ, 2012	Конодонты Gradstein et al., 2012 [13]	Хитинозои Gradstein et al., 2012 [13]	Западное крыло Зилаирского синклинория	Юрюзанская структура		
ОРДОВИКСКАЯ	Верхний	Ашгилский	Хирнантский		oulebsiri — — elongata	Тирляно-кагинская толща набиуллинской свиты	Бактинская свита Кварцевые песчаники, кварцито-песчаники с пачками аргиллитов и алевролитов иногда известковистых. В низах свиты линзы конгломератов и гравелитов, в основании конгломераты.		
			Катийский	ordovicicus	merga			Кварцевые песчаники , доломиты,доломитистые алевролиты и аргиллиты В основании свиты маломощные конгломераты.	
					nigerica				
				superbus	barbata				
					fistulosa				
					robusta				
	Средний	Карадокский	Сандбийский	anserinus	alobatus	до 60 м			
					gerdae			dalbyensis	
					variabilis			deunffi — — —	
				Лланвирнский	Дарривильский			anaequalis	ponceti
								kielcensis	pissotensis
								serra	clavata
		suecicus	armoric.-jenkinsi						
		variabilis	formosa						
		norrlandicus	calix-protocalix						
		Ареннигский	Далинский	originalis	henryi				
				navis	omensis — — —				
				triangularis	brevi				
	Тремадокский		Флоский	evae	baculata				
				elegans					
				elong.-deltatus	symmetrica				
		gracilis		brevicollis					
		amoensis		conifundus — — —					
		delifer		destombesi					
	Нижний	Тремадокский	Тремадокский	angulatus					
				fluctivagus					

Рис. 2. Корреляция ордовикских отложений Западно-Зилаирской зоны

На левом обрывистом склоне долины руч. Гремячий вскрыты отложения четвертой подсвиты бактинской свиты (рис. 1Б). В 2 км выше устья ручья, в 25 м выше уреза воды в небольшом обнажении мощностью 6 м, представленном ритмичным переслаиванием среднеплитчатых тонкополосчатых кварцевых алевролитов и аргиллитов с известковистым цементом с тонкими (до 5 см) прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников, с выветрелыми ожелезненными отпечатками раковинной фауны, в алевролитах найдены обломки конодонтов и хитинозой ордовикского облика (обр. 9410). Ниже по течению, в 1,2 км от устья ручья, по его левому берегу наблюдаются скальные обнажения аналогичных пород. Мощность подсвиты около 100 м. В ней собраны: обр. 9414 — конодонты: *Amorphognathus* sp., *Eocarniodus gracilis* (Orchard), *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen); обр. 9417 — конодонты: *Eocarniodus gracilis* (Orchard), *Protopanderodus* cf. *liripipus* Kenedy, Barnes et Uyeno; обр. 9421 — хитинозои: *Cyathochitina calix* Eisenack, *Rhabdochitina gracilis* Eisenack, *Rhabdochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Conochitina* sp., *Cyathochitina* cf. *calix* Eisenack; обр. 9424 — хитинозои: *Conochitina* sp., *Lagenochitina* cf. *baltica* Eisenack. обр. 9427 — хитинозои: *Desmochitina* sp., *Belonechitina* sp., *Lagenochitina* cf. *baltica* Eisenack.

Выделенные в отложениях 2—4 подсвит бактинской свиты хитинозои и конодонты распространены в верхнем ордовике. Присутствие в конодонтовых комплексах вида *Eocarniodus gracilis* ограничивает диапазон распространения выделенных комплексов верхней частью катийского — хир-

нантским (ашгиллским по ОСШ—2006) ярусами верхнего ордовика (конодонтовая зона ordovicicus) (см. рис. 2).

Суммарная мощность описанных отложений бактинской свиты около 600 м.

Таким образом, на основании новых биостратиграфических данных удалось доказать предположение С.Н. Краузе, В.А. Маслова [5], что ордовикские отложения развиты по всей территории Западно-Зилаирской зоны. Изменения их состава по латерали объясняются существованием особых микрофациальных условий в шельфовой зоне Южно-Уральского палеобассейна на фоне преимущественно мелководных обстановок [5]. Бактинская свита, несмотря на свою большую мощность, имеет небольшой стратиграфический объем и по времени своего образования практически синхронна маломощной тирляно-кагинской толще набиуллинской свиты. Это подтверждает мнение ряда исследователей, что большая мощность бактинской свиты, является следствием ее быстрого формирования в условиях сравнительно интенсивно прогибавшейся конседиментационной структуры, каковой являлась Юрюзанская синклиналь в ордовикское время [5, 11, 4].

Литература:

1. Дингельштедт Н.Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала // Труды ВГРО. — 1933. — Вып. 227. — 52 с.
2. Иванов А.И. Геологическое строение окрестностей Тирлянского завода: Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 и 1:100 000 и маршрутных исследований, проведенных в 1947–1948 гг. Лист N-40-XVII, планшеты N-40-58, -59, -70. — Уфа, ЮГУ, отдел фондов, 1950. — 869 с.
3. Ключихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. Геологическое строение северной части Зилаирского мегасинклинория // Тектоника Южного Урала и Предуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — Вып. 25. — С. 42–47.
4. Кочергин А.В. Перспективы фосфоритоносности нижнепалеозойских отложений Зилаирского синклинория // Литология и полезные ископаемые. — 2009. — № 5. — С. 1–9.
5. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон Западного Башкирского Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1961. — 94 с.
6. Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Биостратиграфическая характеристика набиуллинской свиты. // Палеозой России: региональная стратиграфия, гео- и биособытия: Матер. 2 Всерос. совещ., 24–28 сент. 2012 г. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. — СПб, 2012. — С. 131–133.
7. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Шалагинов А.Э. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 Лист N-40-XVII: Объяснительная записка. — Уфа: Баш. филиал ФГУ ТФГИ ПФО, 2010. — 169 с.
8. Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. // Уч. записки Башпединститута. — 1955. — Вып. 4. — С. 55–92.
9. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — СПб: ВСЕГЕИ, 2006. — Вып. 36. — 74 с.
10. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — СПб: ВСЕГЕИ, 2012. — Вып. 41. — 45 с.
11. Шефер В.А. (отв. исп.). Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 с общими поисками на Канской площади в пределах листов N-40-103-A-a, б, г; N-40-103-Б; N-40-103-B-б, г; N-40-103-Г. — Уфа, Баш-геолфонд, 2001. — 298 с.
12. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. — Екатеринбург, 2002. — 158 с.
13. The Geologic Time Scale 2012 / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds.) — Amsterdam et al.: Elsevier, 2012. — Vol. 1, 2. + chart. — 1146 p.

III. ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

ПРОЯВЛЕНИЕ УВ В ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

В. М. Горожанин¹, К. Холлман², Н. Б. Кузнецов³

¹ *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

² *Университет г. Бремен, Германия*

³ *Геологический институт РАН, г. Москва*

Верхнедокембрийские отложения, составляющие около 4/5 мощности платформенного чехла Башкирской части Южноуральской периферии Восточно-Европейской платформы, рассматриваются многими исследователями как потенциальный, еще мало изученный резерв для поисков углеводородов (УВ). Наличие крупных зон нефтенакопления в верхнем докембрии Юрубчено-Тахомской зоны Восточной Сибири [7] свидетельствует о перспективности докембрийских толщ для поисков УВ.

Проявления УВ в отложениях докембрия Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна отмечались ранее многими исследователями на разных стратиграфических уровнях — от нижнего рифея до венда. Сведения об этом суммированы в [1, 5] и других, более ранних работах. Эти данные нельзя признать многочисленными из-за ограниченного числа скважин, вскрывших разрез рифея и венда на достаточно большую глубину.

В связи с этим представляет интерес анализ распределения нефтепроявлений или следов их бывшего присутствия в толщах верхнего докембрия в горной области Южного Урала. Здесь в пределах Башкирского мегантиклинория в результате более поздних складкообразующих процессов обнажены деформированные отложения платформенного Камско-Бельского авлакогена.

Некоторые исследователи Башкирского мегантиклинория отмечали проявления УВ в породах в виде пиробитума, антраксолита и других твердых углеводородов, испытавших метаморфизацию и деградацию вследствие нагрева и окисления [2, 8]. В.А. Филиппов [8] предположил, что в неметаморфизованном виде проявления УВ можно ожидать только в зоне Каратауского структурного комплекса, в частности в среднерифейских отложениях, т.к. докембрийские отложения в пределах этой части мегантиклинория характеризуются наименьшей степенью вторичных преобразований.

В 2013 г. во время проведения полевых работ по изучению биомаркеров в верхнедокембрийских отложениях, проведенных совместно с К. Холлманом (Университет г. Бремен, Германия), нами обнаружено новое, ранее не известное проявление УВ в отложениях верхнего рифея северо-восточной части Аджигардакской антиклинали.

Оно представляет собой небольшой, около 1 м мощности, прослой темно-серого с буровато-коричневым оттенком тонкослоистого доломита, который при раскалывании издает сильный углеводородный запах, что свидетельствует о высокой остаточной газонасыщенности, вероятно, запечатанной в изолированных порах. Порода залегает среди обычных светло-серых строматолитовых известняков и доломитов миньярской свиты верхнего рифея, не имеющих подобного запаха углеводородов. Точка проявления УВ находится в стратотипическом разрезе пород миньярской свиты, обнажающихся по правому берегу пруда на р. Миньяр, примерно в 1 км выше горнолыжной базы. Стратиграфически доломиты относятся к верхам нижней, миньской части миньярской свиты.

Простираение пород в этой части разреза здесь совпадает с положением излучины р. Миньяр, вследствие чего выходы подсыты, обнажающиеся в виде отдельных фрагментов, редко посещаются исследователями.

Темно-бурые, с запахом УВ доломиты имеют слоистый, тонкоплитчатый облик, они залегают на более светлых, массивных породах строматолитового биогерма, облекая его. Породы мелкокристаллические, обладают слабой трещиноватостью и, вероятно, тонкой пористостью. Темно-бурую окраску доломитов и сильный запах УВ в них мы связываем с остаточным нефтегазонасыщением. Генезис и время образования его без проведения специальных исследований определить пока представляется проблематичным.

В качестве гипотезы можно высказать два предположения. Первое — сохранение УВ с докембрийского времени — представляется слишком оптимистичным, учитывая неоднократные тектонические деформации в течение геологической истории Урала. Второе — миграционное, вторичное нефтенасыщение из нижележащих палеозойских отложений по разломным зонам. Существующие геологические представления о тектонике Каратауского структурного выступа как раз предполагают существование отложений платформенного палеозоя под «шарьяжем» тектонических пластин, сложенных рифеем и вендом [3, 4]. Такие масштабные тектонические перемещения, представляются, однако, слишком проблематичными, и пока не подтверждаются имеющимися на сегодняшний день сейсмическими профилями, подходящими к структурному комплексу Каратау со стороны Предуральяского прогиба. Следует также отметить, что УВ вещество в зонах надвигов обычно превращено в достаточно высокотемпературные пиробитумы вследствие термического разогрева, в нашем же случае сохранившиеся углеводородные газы, а возможно, и присутствующая жидкая фракция свидетельствуют об отсутствии прогрета. Об этом же говорит нам и относительно слабая деструкция хорошо известной палеозалежи нефти в палеозойских отложениях в районе Киселева Ключа (г. Аша) [6], где потерявшая легкие фракции нефть превращена в битум, который легко экстрагируется органическими растворителями и имеет невысокую температуру плавления.

На наш взгляд, наиболее достоверна модель, учитывающая миграцию УВ из нижележащих рифейских отложений по разломным зонам во время последней, неотектонической активизации Урала и восточной периферии платформы.

Дешифрирование космофотоснимков на территорию Каратау выявляет сеть разрывных нарушений, укладывающихся в закономерную схему трещин отрыва, оперяющихся Ашинский и Юрюзанский сдвиги, которые тектонически ограничивают зону Каратау. Долина р. Миньяр в районе г. Миньяра вероятно представляет собой выход плоскости одного из таких неотектонических разломов на дневную поверхность (рисунок). По этому разлому во время неотектонического блокового

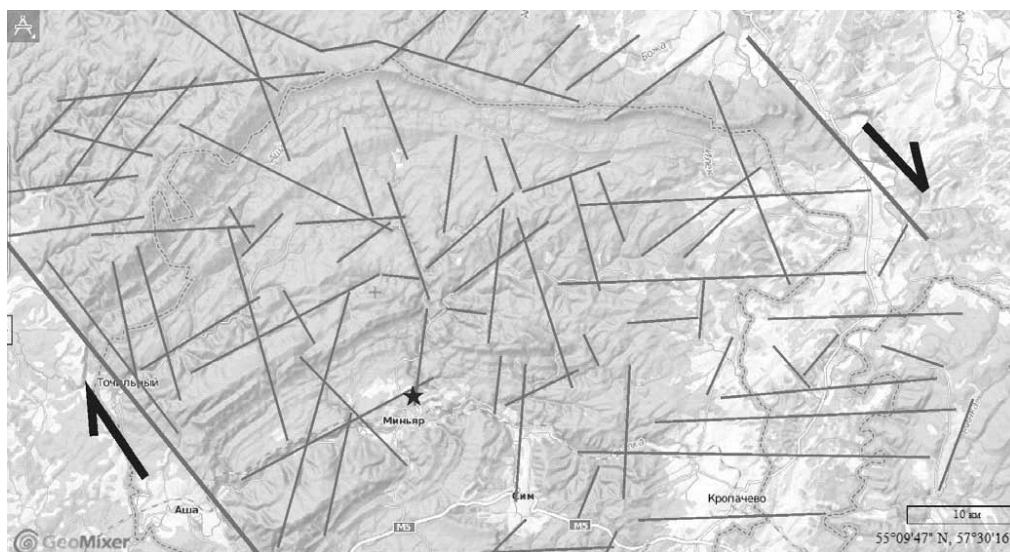


Рис. Схема дешифрирования космоснимка на территорию Каратау. Звездочкой отмечено положение газонасыщенного доломита миньярской свиты. Использованы материалы с <http://www.kosmosnimki.ru>

воздымания территории произошла частичная деструкция коробчатой Аджигардакской складки, сопровождаемая миграцией УВ.

Дальнейшее изучение количественной стороны остаточной газонасыщенности, а также качественного состава углеводородного вещества и биомаркеров в нем позволит более точно установить генезис этого проявления.

Литература:

1. Белоконов Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. — Пермь: ИПК «Звезда», 2001. — 108 с.
2. Грановская Н.В., Ларионов Н.Н. Перспективы нефтегазоносности автохтонных рифейских комплексов Башкирского антиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 8-й Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, 19–21 ноября, 2008 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 242–243.
3. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. — М.: Наука, 1984. — 185 с.
4. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.
5. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. — М.: Недра, 2002. — 224 с.
6. Тимергазин К.Р. Бывшее нефтяное месторождение на западном склоне Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1960. — Вып. 6. — С. 61–66.
7. Трофимук А.А. Концепция создания крупных баз газонефтедобычи в Восточной Сибири / РАН, СО, ОИГГиМ. — Новосибирск, 1994. — 192 с.
8. Филиппов В.А. Башкирский мегантиклинорий как зона деструкции нефтегазоносного бассейна // Докл. РАН. — 2008. — Т. 422, № 6. — С. 798–801.

ОРИЕНТИРОВАНИЕ КЕРНА ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИН ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ

К. Н. Данукалов¹, А. Ф. Кадыров^{1, 2}, А. Н. Грицук³

¹ Институт геологии Уфимского научного центра РАН

² Башкирский государственный университет, г. Уфа

³ ОАО БашНИПИнефть, г. Уфа

В процессе изучения и разработки трещиноватых пластов-коллекторов углеводородов часто возникают проблемы, обусловленные неоднородностью строения и свойств этих толщ. С развитием трещинообразования в породах связаны емкостные качества коллектора, направление миграции флюидов и интенсивность битуминизации пустотного пространства. От характера трещиноватости горных пород зависят геолого-промысловые характеристики месторождений; она оказывает существенное влияние на технологию извлечения углеводородов и на динамику движения флюидов в процессе разработки месторождения [4]. Поэтому наблюдение систем трещиноватости в продуктивных интервалах имеет большое значение для понимания их коллекторских свойств и нуждается в установлении принципов и законов, описывающих динамику этого явления в трещинных коллекторах.

Пространственная ориентация керн параметрических скважин дает точную информацию не только об углах падения пластов, направлениях их простирания, пространственном распределении характеристик коллекторов, тенденциях изменения пористости и проницаемости; но и позволяет определить направление миграции флюидов по трещинам в пластах и тем самым способствует выбору наиболее рационального метода и режима нефтедобычи [5]. Таким образом, ориентирование

керна позволяет повысить эффективность комплексных исследований при решении геологических и технологических задач, стоящих перед параметрическими скважинами.

Для получения параметров трещиноватости применяются прямые наблюдения на обнажениях, исследования керна в лабораториях и целый комплекс методов геофизических исследований скважин. Существующие методы [3], такие как метод регистрации углов падения маркирующих горизонтов по данным изучения керна нескольких близко расположенных скважин (по Виейра) или скважинный акустический телевизор позволяют получать надежные результаты, однако они достаточно сложны в применении и дорогостоящи. В этой ситуации использование палеомагнитного метода ориентирования скважин, о котором пойдет речь в данной статье, может стать универсальным и дешевым способом пространственного ориентирования керна параметрических скважин. Суть метода состоит в установлении ориентации трещиноватости относительно магнитного диполя Земли.

Минералы, способные приобретать и сохранять остаточную намагниченность называют магнитными минералами. Они содержатся практически во всех горных породах в виде аксессуарных минералов. К ним относятся магнетит и его разновидности (титаномагнетит, магномагнетит и др.), маггемит, гематит, гемоильменит и другие. В осадочных горных породах немаловажную роль играют также минералы гидроокислов железа (гетит, гидрогетит, гидрогематит, лепидокрокит).

В терригенных породах минералы — носители магнитной информации встречаются в трех формах.

1. Терригенные рудные зерна магнетита и его разновидностей, мартита и гематита. По своим размерам эти зерна относятся к песчано-алевритовой фракции (от 0,01 до 2 мм), к этой же фракции относятся зерна кварца и чешуйки биотита с магнетитовыми включениями.

2. Тонкорассеянные в породе гематит, магнетит и маггемит терригенного и аутигенного (раннедиагенетического) происхождения. Размеры зерен этих частиц колеблются от долей до десятков микрон, все они попадают в аргиллитовую фракцию.

3. Позднедиагенетические и эпигенетические продукты окисления и замещения сидерита, пирита и магнетита.

Намагниченность горной породы зависит не только от ее состава и приложенного постоянного магнитного поля, но от времени этого приложения, давления, температуры и метаморфических изменений. В зависимости от того, какой из этих факторов оказывал наибольшее воздействие на породу, процесс намагничивания породы происходит по тем или иным законам и носит соответствующее название. Таким образом, в процессе «жизни» породы она приобретает естественную остаточную намагниченность (ЕОН), которая представляет собой векторную сумму нескольких намагниченностей, возникших под действием различных факторов.

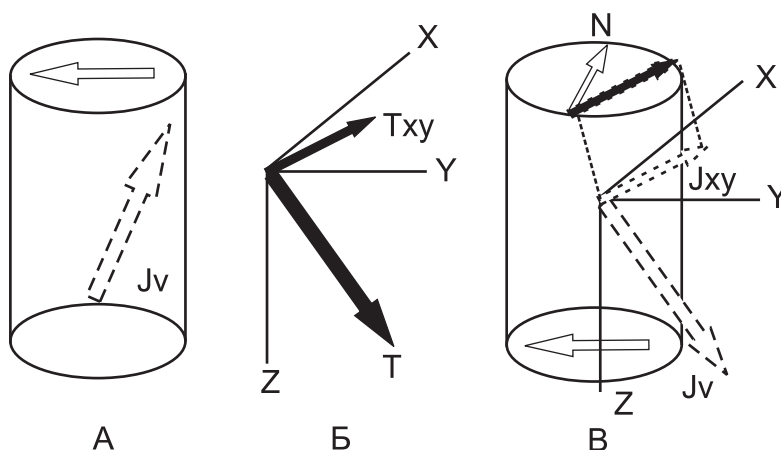
Объектом для палеомагнитного метода ориентировки керна является вектор вязкой остаточной намагниченности (ВОН), которая присутствует во всех горных породах благодаря продолжительному воздействию на них современного геомагнитного поля и совпадает с его направлением. По направлению природной вязкой остаточной намагниченности в горных породах можно восстановить ориентировку в пространстве неориентированных образцов из керна параметрических скважин. Ориентация керна проводится по горизонтальной проекции вязкой намагниченности, которая указывает на северный магнитный полюс (рис. 1).

Чтобы получить направление вязкой остаточной намагниченности в керне, необходимо отобрать образец (образцы) из каждой литологической разности (стратиграфического уровня), представленной в керне. Так как палеомагнитные данные имеют статистический характер, то для получения более объективной информации, необходимо отбирать из керна такое количество образцов на палеомагнитные исследования, которое позволит сгладить разброс векторов ЕОН горных пород, а также случайные и систематические ошибки при расчетах. Равномерный отбор образцов из керна является необходимым условием значимости среднего палеомагнитного направления. Для контроля над возможным лабораторным подмагничиванием из каждого уровня в процессе подготовительных работ выпиливается не менее двух образцов.

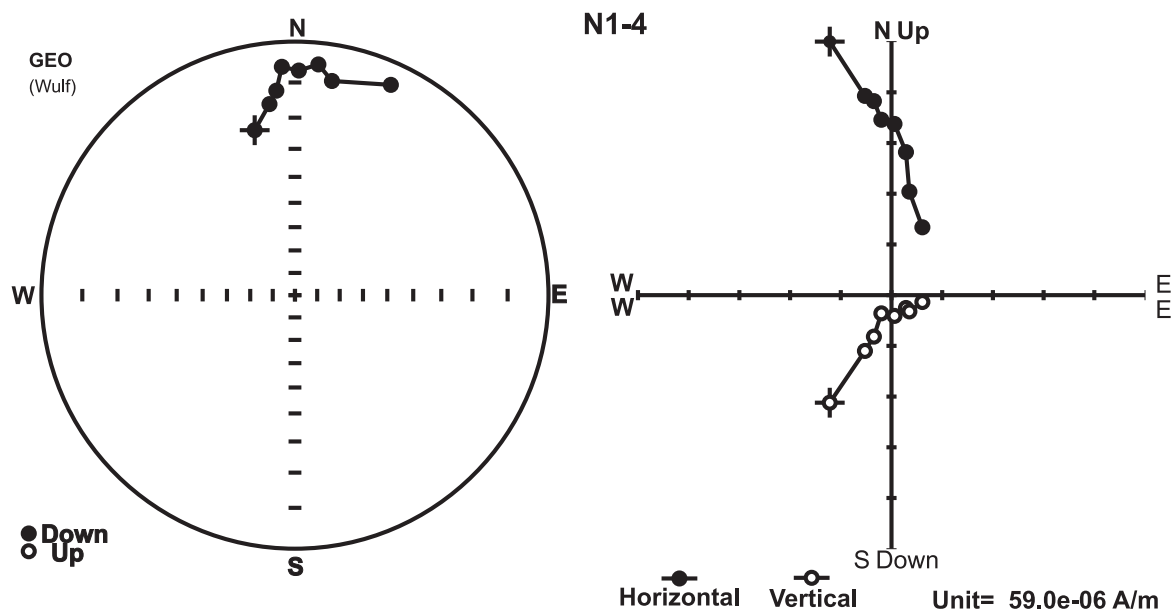
Когда палеомагнитная коллекция получена, можно приступать к лабораторным исследованиям, в ходе которых ставится задача выделения вязкой остаточной намагниченности. Лаборатор-

Рис. 1. Ориентировка керна в пространстве [2]

А) белая стрелка — произвольно выбранная маркировка керна; штрих-пунктирная стрелка — вектор вязкой остаточной намагниченности (J_v). Б) черная стрелка — вектор современного магнитного поля (T) с проекцией на горизонтальную плоскость (T_{xy}). В) штрих-пунктирная линия — вектор ВОН (J_v) и его горизонтальная составляющая (J_{xy}) и вектор — направление на север.



ные испытания образцов, заключающиеся в воздействии на них размагничивающих факторов (температуры или переменного поля), называются магнитными чистками. Режим температурных чисток включает в себя разное количество ступеней, оно зависит от времени, прошедшего между моментом отбора керна и его палеомагнитным анализом [1]. Для применения математических методов выявления ВОН необходимо несколько шагов ступенчатой магнитной чистки с постепенным повышением температуры нагрева. После каждого шага магнитной чистки измеряется направление вектора остаточной намагниченности на магнитометре. В результате завершения этих операций мы будем располагать измерениями естественной остаточной намагниченности на каждом этапе чистки в виде тройки декартовых координат x , y и z и сферических координат вектора намагниченности (склонение, наклонение и величину вектора) [7] (рис. 2). Затем в полученных системах координат проводится выделение направления вязкой остаточной компоненты путем определения геометрической разности векторов намагниченности, выделенных на всех этапах размагничивания (рис. 3), и отношений между ними. ВОН, как правило, выделяется в диапазоне температур 25–250°C.

**Рис. 2. Представление вектора остаточной намагниченности в сферической и декартовой системах координат**

Точность ориентировки керна определяется параметром α_{95} (радиус круга, внутри которого лежит истинное направление вектора с вероятностью 95%). Допустимыми значениями параметра α_{95} являются значения $< 20^\circ$ [2]. К примеру, если $\alpha_{95} = 12^\circ$, значит, полученное направление, совпа-

дающее с направлением горизонтальной проекции вектора вязкой остаточной намагниченности, будет указывать на географический север (с учетом магнитного склонения) с точностью $\pm 12^\circ$. Оптимальными значениями параметра α_{95} являются $\pm 10^\circ$ и ниже.

Естественную остаточную намагниченность и ее компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измеряют на спиннер-магнитометрах, для проведения магнитной чистки используются терморазмагничивающие печи. В конструкции печи соблюдаются следующие условия: материалы, из которых изготовлена печь, немагнитны; низкая внешняя теплоотдача; обеспечение равномерного прогрева каждого образца; неоднородности температуры в рабочем объеме, не превышающие 10°C ; измерение и поддержание температуры с погрешностью до нескольких градусов.

Осадочными горными породами, наиболее предпочтительными для подобных исследований, являются темноокрашенные полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, не подвергавшиеся процессам метаморфизма и гипергенеза. Также для палеомагнитных исследований подходят карбонатные породы с примесью терригенных частиц, среди которых встречаются зерна гематита и магнетита, но из-за низкой концентрации магнитных зерен остаточная намагниченность карбонатных пород очень низка, что не всегда позволяет получить значимый результат.

Успех магнитной ориентировки керна существенно зависит от времени, прошедшего от бурения до магнитометрических измерений. Этот промежуток времени должен быть сведен к минимуму т.к. чем дольше поднятый керн находится под воздействием современного магнитного поля, тем больший процент так называемой «лабораторной» вязкой намагниченности он приобретает. «Истинная» вязкая составляющая естественной остаточной намагниченности, сохраняемая в породе до момента извлечения керна, при этом «гасится» [1, 6] (рис. 4).

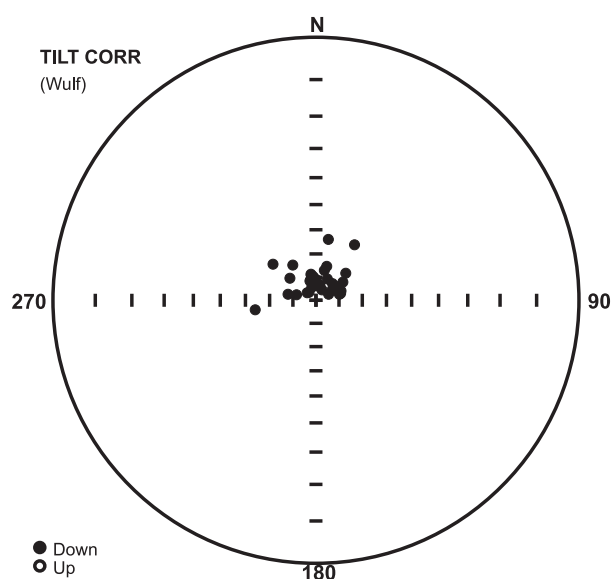


Рис. 3. Близкая к идеальной картина распределения данных о вязкой остаточной намагниченности для группы образцов (черные точки)

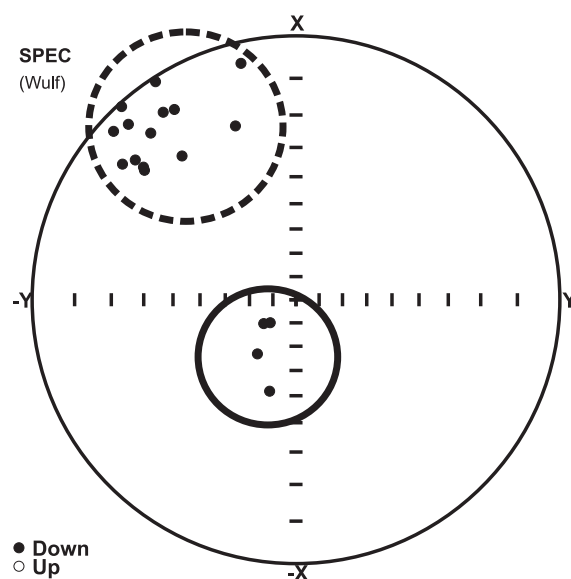


Рис. 4. Распределение направлений «истинной» и «лабораторной» (обведено штрих-пунктиром) компонент вязкой остаточной намагниченности

Соответственно, чем больше проходит времени от подъема керна до первого замера ЕОН, тем меньше вероятность выделить «истинную» ВОН и успешно сориентировать керн.

Литература:

1. Способ ориентирования керна скважин в пространстве / Б.В. Буров, Ю.П. Балабанов, П.Г. Ясонов, А.Н. Храмов, Ю.С. Ржевский. — А.с. № 606151 СССР. — Оpubл. 05.05.1978. Бюл. № 17.
2. Гужиков А.Ю. Геологическая информативность магнетизма керна и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин // Приборы и системы разведочной геофизики. — 2013. — Т. 46, № 4. — С. 51–61.

3. Голф-Рахт Т.Д. Основы нефтепромысловой геологии и разработки трещинных коллекторов. — М.: Недра, 1986. — 608 с.
4. Данукалов К.Н., Черников А.П., Кондручева Л.С., Данукалов Д.Н. Ориентирование трещиноватости керна продуктивных толщ магнитометрическим методом: Отчет по х/д с АО Татнефть. — Уфа, ИГ УфНЦ РАН, 1995. — 50 с.
5. Ошкордин О.В., Мецгер А.А. Технология и технические средства бурения с отбором ориентированного керна: Уч. пособие. — Свердловск: Изд-во СГИ, 1987. — 89 с.
6. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. — Л.: Недра, 1982. — 312 с.
7. Шипунов С.В. Элементы палеомагнитологии. — М.: ГИН РАН, 1994. — 64 с.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ВАНКОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Е. М. Елисеева

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Геолого-технологические исследования (ГТИ) — составная часть геолого-геофизических исследований нефтяных и газовых скважин.

В настоящее время, развиваясь, ГТИ становятся информационным центром во время строительства скважины, включая наблюдение за буровыми параметрами, анализ выбуренной породы, в том числе различные виды исследований шлама и керна, исследование газового состава бурового раствора и выделение пластов, перспективных на нефть и газ [8].

При проведении ГТИ и газового каротажа исследуют и анализируют геологическую информацию, получаемую из выбуренной породы и промывочной жидкости, для того, чтобы выявить следы содержания газа и нефти в процессе бурения скважины. ГТИ служит также важным инструментом, обеспечивающим безопасность работ в процессе строительства скважины, а также соблюдение экологических норм путем контроля и расчета давлений, контроля притоков и поглощений флюидов, а также проведения качественного и количественного анализов газов, экстрагированных из промывочной жидкости [6].

Ванкорская площадь расположена на северо-восточной окраине Западно-Сибирской плиты. В тектоническом отношении месторождение приурочено к Ванкорскому поднятию в северной части Лодочного вала, осложняющего южную часть Большехетской структурной террасы, являющейся восточной частью Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты. Ванкорское месторождение является многозалежным: выявлены одна газовая, две газонефтяных и одна нефтяная залежи [1, 5].

На этапе эксплуатации месторождения актуальной является возможность применения комплексного метода для решения геологических задач, направленных на оперативное выделение в разрезе бурящейся скважины перспективных на нефть и газ пластов-коллекторов, изучение их фильтрационно-емкостных характеристик и характера насыщения [2]. Таковыми являются геолого-технологические исследования. Одной из важнейших задач ГТИ является оперативное выявление продуктивных пластов в процессе бурения. Геолого-технологические исследования на Ванкорской площади успешно проводятся с 2009 г. На примере одной из скважин Ванкорского газонефтяного месторождения предлагается рассмотреть наиболее информативные геолого-технологические и геохимические методы.

При бурении поисково-разведочной скважины было применено максимально возможное количество методов ГТИ. Наиболее информативными методами при выделении коллектора являются следующие: газометрия (газовый каротаж); детально-механический каротаж (ДМК); макро-

и микроописание по шламу; люминесцентно-битуминологический анализ (ЛБА); скорость бурения; давление на входе; плотность на входе; температура на выходе; нагрузка на долото [3, 8].

Проведенные геолого-технологические исследования позволили выделить продуктивный горизонт, приуроченный к нижнемеловым отложениям яковлевской свиты. Продуктивная нефтенасыщенная часть разреза, вскрытая по данным ГТИ в интервале 1820–1865 м в песчаниках, сопровождается на отдельных участках суммарными газопоказаниями до 2,58% абс., содержанием метана до 99% при проявлении этана и люминесцентно-битуминологическими вытяжками БЖЗ МБ.

Продуктивный интервал 1820–1865,0 м сложен песчаниками кварцевыми, светло-серыми, мелко- и среднезернистыми, на глинисто-карбонатном цементе с прослойками алевролитов кварц-полевошпатовых, серых, плотных, с включениями углей черных, хрупких. Бурение проводилось при средней нагрузке на долото — 2,85 т, давлении бурового раствора — 184,5 атм., плотности бурового раствора на входе — 1,23 г/см³, температуре бурового раствора на выходе — 29,7°С, скорости бурения — 61,5 м/ч, скорости ДМК 0,825 мин/м, фоновых газопоказаниях (сум. газ) — 0,0141%.

На глубине 1820 м произошло резкое увеличение скорости бурения до 91,7 м/ч, связанное со сменой литологии, переходом из плотных аргиллитов в пористые кварцевые песчаники. При вскрытии пласта произошли изменения и остальных параметров. Люминесцентно-битуминологические вытяжки, которые в алевролитах и аргиллитах составляли БГЗ ЛБ, в продуктивном интервале изменились на БЖЗ МБ, что указывает на появление в шламе нефти и битумоидов с низким содержанием смол. В продуктивном пласте наблюдалось также снижение скорости ДМК до 0,431 мин/м и падение показаний следующих параметров: нагрузки на долото до 1,48 т, плотности бурового раствора до 1,14 г/см³, давления бурового раствора до 160,7 атм. и температуры раствора на выходе до 23,9°С [4]. Вместе с тем газопоказания, как было сказано выше, увеличились с 0,0141 до 0,3 (в среднем по коллектору), на отдельных участках составляя 2,58% абс.

Таким образом, в сложных геологических условиях, связанных с частой сменой горных пород и коллекторских свойств в разрезе скважины, удалось решить задачи литолого-стратиграфического расчленения разреза и выделить перспективный нефтенасыщенный интервал. Использование методов геолого-технологических исследований позволяет значительно упростить задачу своевременного обнаружения продуктивных интервалов [8].

Литература:

1. **Алейников А.Н., Куцман А.Н., Будников И.В., Краснов В.И.** Биостратиграфия нижнехетской свиты Ванкорского нефтегазового месторождения // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири: Сборник научных трудов / СНИИГГ и МС. — Новосибирск, 2009 — С. 130–141.
2. **Булгаков Р.Б.** Геофизические исследования и работы в скважинах: в 7 т. Т. 2: Исследования геологического разреза скважин — Уфа: Информреклама, 2010. — 240 с.
3. **Вадецкий Ю.В.** Справочник бурильщика: Уч. пособие. — М.: Изд. центр «Академия», 2008 — 416 с.
4. **Добрынин В.М.** Интерпретация результатов геофизических исследований нефтяных и газовых скважин: Справочник. — М.: Недра, 1988. — 240 с.
5. **Касаткин В.Е.** Предварительная оценка запасов нефти и газа Ванкорского месторождения / ТОО «Енисей-нефть». — Красноярск, 1997. — 39 с.
6. **Лукьянов Э.Е., Стрельченко В.В.** Геолого-технологические исследования в процессе бурения. — М.: Нефть и газ, 1997. — 688 с.
7. **Орлов В.П., Конторович А.Э., Сурков В.С.** Геология и полезные ископаемые России. Западная Сибирь: В 6 т. Т. 2. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. — 477 с.
8. **Шматченко С.Н.** Геофизические исследования и работы в скважинах: В 7 т. Т. 7: Геолого-технологические исследования в скважинах — Уфа: Информреклама, 2010. — 248 с.

РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В ПРОЦЕССЕ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е. М. Елисеева

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Геолого-технологические исследования (ГТИ) — составная часть геолого-геофизических исследований нефтяных и газовых скважин, проводятся с целью изучения геологического разреза, контроля за состоянием скважины, а также обеспечения выполнения природоохранных требований. Одной из важнейших задач геолого-технологических исследований является оперативное выявление продуктивных пластов в процессе бурения [4].

Геологические задачи решаются в процессе проведения геолого-технологических исследований с помощью исследований шлама, отобранного на поверхности, керна, проб промывочной жидкости. Для более точной интерпретации используются данные об изменении некоторых технологических параметров режима бурения, регистрируемых соответствующей компьютерной программой [4].

Шлам и керн являются источниками прямой, непосредственной информации о свойствах и строении геологического разреза, вскрываемого скважиной [3]. Шлам отбирается по всему исследуемому интервалу в строго определенном месте одним и тем же способом. Отбор шлама производится у устья скважины, при исследовании по всему разрезу интервал отбора проб шлама не должен превышать 5 м, на перспективных участках разреза — не более 1–2 м. Керн из колонкового снаряда извлекается без нарушения его ориентировки, очищается от глинистого раствора и укладывается в специальные ящики в строгой последовательности, затем проводится его макроскопическое описание.

Разбуренная порода в виде шлама поднимается с забоя на поверхность вместе с промывочной жидкостью по кольцевому пространству скважины [1]. Пробы шлама, отобранные в процессе бурения скважины, отмываются от промывочной жидкости, после чего производится первый визуальный просмотр шлама под лупой. Ископаемые органические остатки (микрофауна и флора, мелкие обломки моллюсков и т.п.) извлекаются из шлама и используются для уточнения в пробе шлама основной породы от обвальная. Фракционный анализ основан на изучении размеров частиц, составляющих пробы шлама. Фракционный анализ проводится по всему исследуемому разрезу. Для его исследования используют различные сита [2]. Литологическое расчленение разреза по изменению фракционного состава базируется на том, что при неизменяющемся режиме бурения, обеспечивающем объемное разрушение пород, размер частиц выбуренного шлама зависит от литологии разбуриваемых пород [4].

Просматривается весь интервал, и предварительно намечаются границы слоев по изменению состава пород, их цвета или других физических свойств. Обязательно выделяются прослои пород, пропитанных нефтью или издающих сильный запах нефти и газа. Каждый выделенный слой описывается отдельно, перед описанием слоя ставится его порядковый номер в данном долблении и длина керна этого слоя. При описании шлама записывается глубина начала слоя и конца [4].

Карбонатность горных пород определяется с целью построения литологической колонки горных пород, вскрываемых скважиной. Определение карбонатности горных пород осуществляется путем измерения объема или давления углекислого газа, выделившегося при взаимодействии исследуемой породы с соляной кислотой, и проводится с целью определения литологического состава пород [4].

Определение плотности пород по шламу и керну проводится с целью выявления коллекторов и приближенной оценки их пористости, а также для выделения зон аномально высоких поровых давлений. В практике геолого-технологических исследований рекомендуется применять пикнометрический, гидростатического взвешивания и ареометрический способы измерения. При интерпретации кривой изменения плотности следует иметь в виду, что значения плотности горных пород колеблются в довольно широких пределах и зависят от многих факторов: минерального состава пород; плотности минералов, составляющих твердую часть породы; жидкости и газов, заполняющих ее поровое пространство; пористости породообразующих минералов; структурно-текстурных

особенностей породы. С глубиной плотность осадочных горных пород возрастает, так как она обусловлена главным образом пористостью [3].

Результаты всех вышеперечисленных методов исследований заносятся в специальный планшет геолого-геохимических исследований. Планшет представляет собой графическое изображение параметров, нанесенных в масштабе глубины по мере углубления забоя. Планшет является рабочим документом, куда по мере проведения исследований (углубления забоя) заносятся результаты. Все исследования проводятся по мере отбора шлама, т.е. через 2 м в потенциально продуктивных интервалах ствола скважины и через 5 м в остальных [1].

Таким образом, в геологических условиях, связанных с частой сменой горных пород в разрезе скважины, удастся оперативно решить геологические задачи, привязать описание пород и их свойств к реальной глубине, что в свою очередь особенно важно для своевременного обнаружения продуктивного горизонта.

Литература:

1. **Артемов Д.** Описание программы «GeoData» / ИПЦ «Геотест»; ОАО НПФ «Геофизика». — Уфа, 2006. — 48 с.
2. **Вадецкий Ю.В.** Справочник бурильщика: Уч. пособие. — М.: Изд. центр «Академия», 2008. — 416 с.
3. **Лукьянов Э.Е., Стрельченко В.В.** Геолого-технологические исследования в процессе бурения. — М.: Нефть и газ, 1997. — 688 с.
4. **Шматченко С.Н.** Геофизические исследования и работы в скважинах: В 7 т. Т. 7: Геолого-технологические исследования в скважинах — Уфа: Информреклама, 2010. — 248 с.

СТРОЕНИЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ЧАСТИ ПКП ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Н. А. Иванова, А. О. Сафонов

НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс»

Предуральский краевой прогиб (ПКП) осложняет восточное окончание платформы на границе со складчатым Уралом и выделяется субмеридиональным простиранием в отличие от структур платформы, где чаще всего проявляются субширотные и диагональные тектонические элементы. Оренбургский фрагмент прогиба на западе сочленяется с супракрустальными структурами ВУА — Восточно-Оренбургским и Соль-Илецким поднятиями, а южнее, на территории Казахстана, граничит с Прикаспийской впадиной. Граница Прикаспийской впадины и западная граница Предуральского прогиба имеют тектоно-седиментационный генезис и выражены флексурами по подсольевой поверхности, сопровождаясь в высоком борту развитием ассельско-артинских органогенных построек. Флексора на западе ПКП в плане выражается извилистым заливообразным характером, что, видимо, отражает развитие вдоль границы мелкоблоковой тектоники в фундаменте. Высота флексуры достигает 700 м. На востоке граница прогиба с Западно-Уральской зоной складчатости проходит по Сюренскому разлому, имеющему взбросово-надвиговый характер.

Г.В. Леоновым (ЮУО ВНИГНИ) в 1996 г. была создана структурно-тектоническая схема Предуральского прогиба с выделением на ней отдельных блоков, или ступеней, структуроконтролирующих разломов, флексур в подсольевом рельефе, отображающих границы крупных структурных единиц в осадочном чехле. Дизъюнктивы, ограничивающие отдельные ступени ПКП, на схеме Г.В. Леонова характеризуются преимущественно диагональным простиранием — северо-западным и северо-восточным. Проведение на территории Оренбургского Предуралья в последние 6 лет региональных сейсморазведочных работ, в том числе по методике «широкого профиля» (ОАО «ОГЭ»), позволило скорректировать схему прогиба, предложенную в свое время Г.В. Леоновым.

Оренбургская часть Предуральяского прогиба по тектоническому районированию 70-х годов XX в. относилась к Бельской (Бельско-Актюбинской, Бельско-Оренбургской) впадине, протягивающейся от р. Белой (Башкортостан) до северных границ Казахстана. В настоящее время в южной части башкирского Предуралья выделяется Мраковская депрессия, а оренбургский фрагмент прогиба разные исследователи называют по-разному, в том числе используя и старые названия. Предлагаемое ниже тектоническое районирование ПКП устраняет возникшие нестыковки в терминологии.

За основу структурно-тектонического расчленения прогиба нами взяты субширотные линейменты, проявляющиеся в геофизических полях, как правило, менее отчетливо, чем диагональные, и диагностируемые как тектонические разломы (зоны разломов), контролирующие основные блоки фундамента и заложившиеся еще в докембрии. Анализ результатов региональных сейсморазведочных работ последних лет позволил выделить в оренбургской части ПКП с севера на юг 8 ступеней (рис. 1, 2):

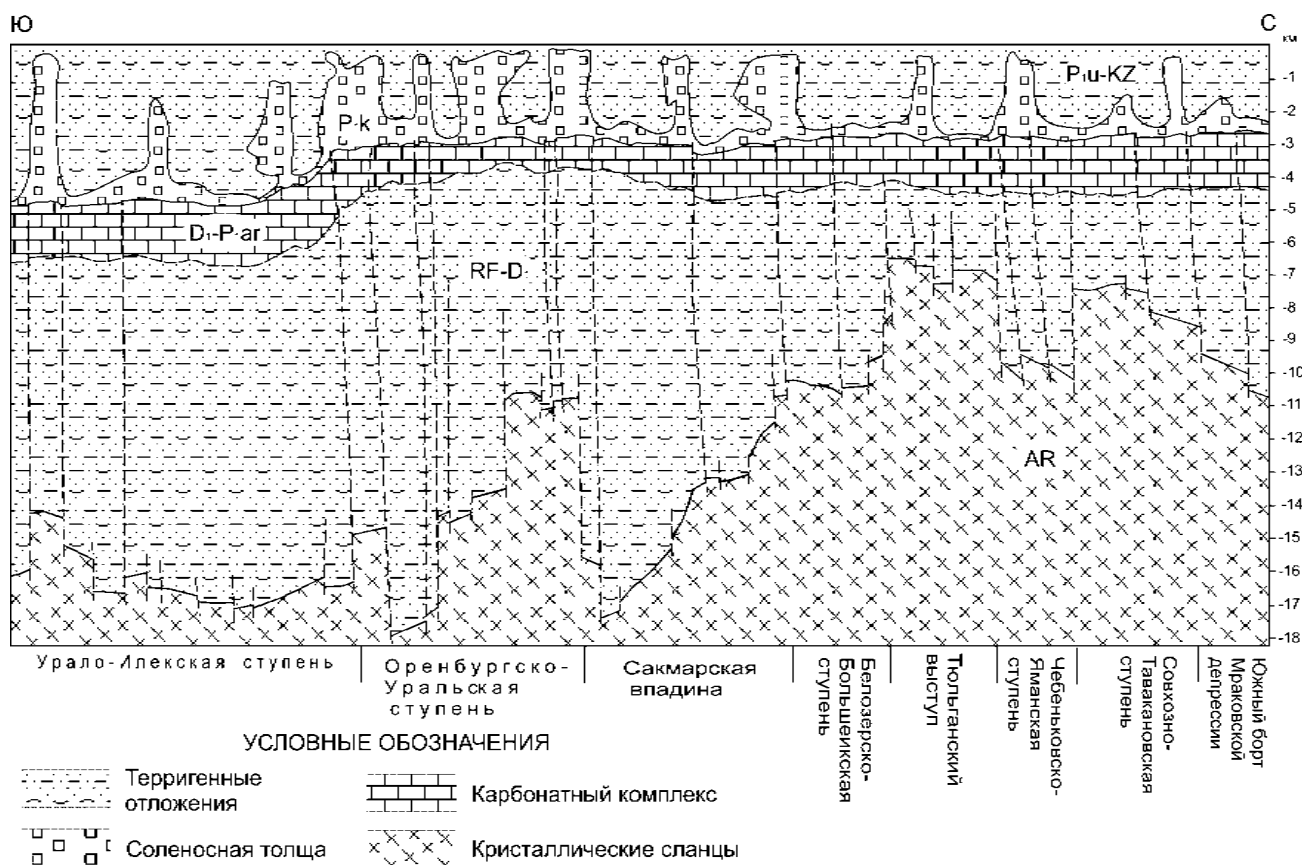


Рис. 1. Строение западной части ПКП по субмеридиональному сечению. Схематический геологический разрез по региональному профилю 40

1. **Южный фланг Мраковской депрессии** в пределах Оренбургской области характеризуется абсолютными отметками кровли фундамента на границе с южным блоком от -8720 м (по региональному профилю 40, пройденному по западному борту ПКП) до -10020 м (по профилю 41, отрабатанному в 30 км восточнее). На север фундамент ступенчато погружается (рис. 1), и на северном конце профиля 41 (на территории Башкортостана) достигает абсолютной глубины -15300 м.

2. **Совхозно-Тавакановская ступень** представляет собой выступ фундамента, наиболее высоко поднятый в западной части ПКП ($-7600 \div -7800$ м) и слабо проявляющийся на востоке.

3. **Чебеньковско-Яманская ступень** представляет собой прогиб, разделяющий Совхозно-Тавакановскую ступень на севере и Тюльганский выступ на юге. Отметки кровли фундамента в самой низкой части ступени колеблются от -9600 м до -10600 м.

4. На **Тюльганском выступе** кровля фундамента залегает на абсолютных отметках $-5750 \div -7450$ м в западной части ПКП и $-6100 \div -7000$ м на востоке, в районе профиля 41. Далее в сторону ЗУЗС

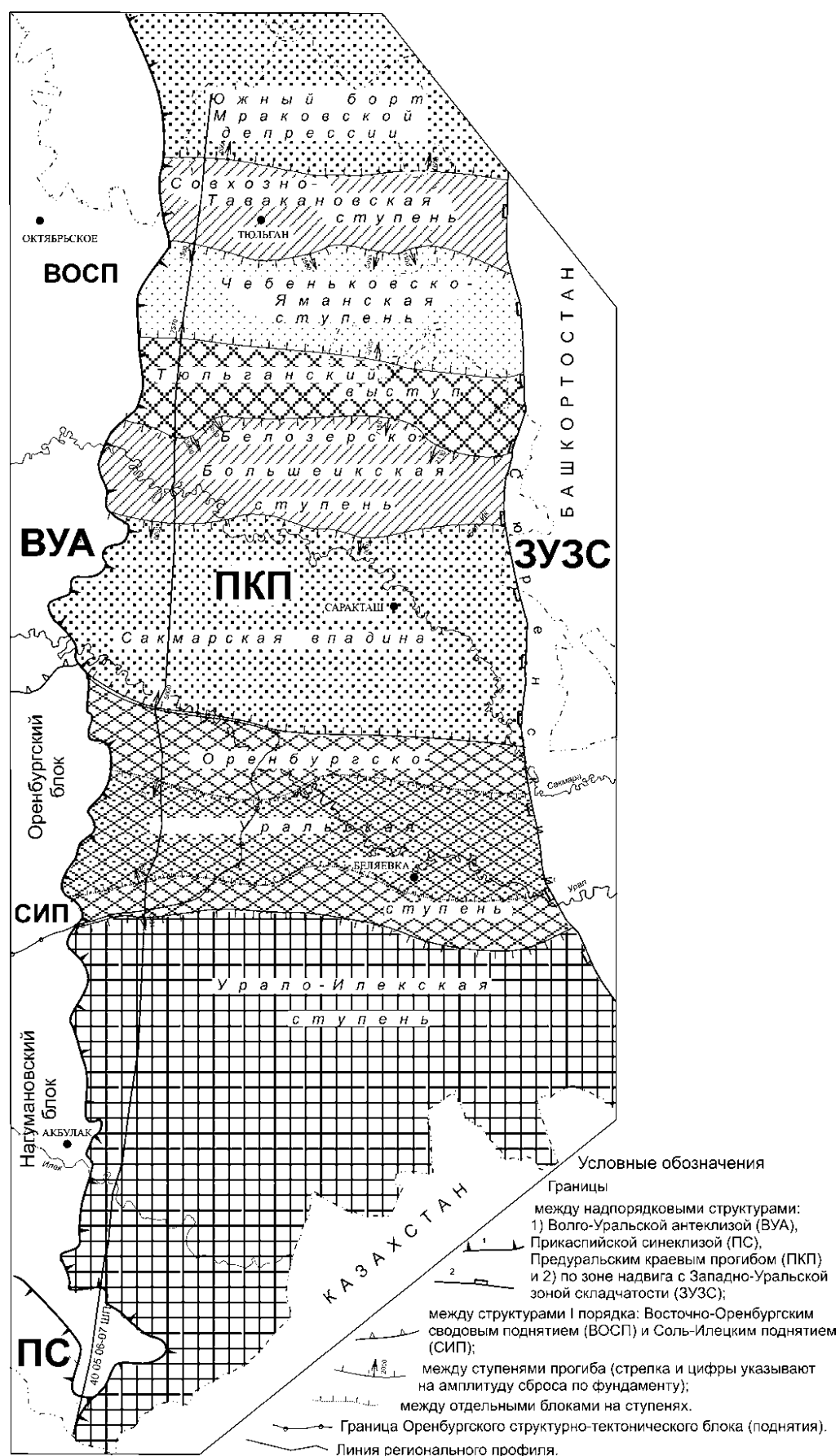


Рис. 2. Структурно-тектоническое строение оренбургского фрагмента ПКП

фундамент на выступе погружается до $-10000 \div -11000$ м. Тюльганская структура круто обрывается на юг, амплитуда южного борта достигает 3800–3850 м в западной части прогиба и 7180 м на востоке, севернее Староказлаировской площади.

5. **Белозерско-Большеикская ступень** представляет собой террасу на сочленении Тюльганского выступа и Сакмарской впадины. Амплитуда борта на южном погружении ступени составляет около 1000 м.

6. Наиболее погруженная часть фундамента в междуречье Сакмары и Урала выделяется в качестве **Сакмарской впадины**. Глубина залегания фундамента в пределах Сакмарской ступени достигает в ее южной части 18–19 км ниже уровня моря.

7. **Оренбургско-Уральская ступень** прогиба является продолжением Оренбургского блока Соль-Илецкого поднятия. Южное ограничение ступени выражается в палеозойском осадочном комплексе флексурами, следящимися с территории СИП. На западе предполагаемый фундамент Оренбургско-Уральской ступени находится на 3 км ниже примыкающего блока СИП. Центральная часть ступени прогнута, а краевые приподняты, в особенности северная, амплитуда которой на границе с Сакмарской впадиной равна 5000 м в районе р. Урал. На южном погружении структуры максимальная глубина фундамента на западе достигает $-17000 \div -18000$ м.

8. **Урало-Илекская ступень** — самая южная часть оренбургского Предуралья и самая обширная из ступеней. Характеризуется достаточно сложным рельефом фундамента — серией перемежающихся поднятий и впадин, следящихся лишь на западе прогиба, по профилю 40. Максимальное погружение фундамента в пределах профиля, до глубины -17450 м, фиксируется на широте пос. Акбулак, минимальное — -14800 м характеризует западную часть прогиба на левобережье р. Илек. Для более подробного расчленения этой ступени имеющихся сейсморазведочных данных недостаточно.

Следует отметить, что выделение на региональных профилях отражающего горизонта «Ф» к югу от р. Урал менее уверенное, чем на севере (интенсивная соляная тектоника, отсутствие южнее широты Урала скважин, вскрывших фундамент), поэтому тектоническое районирование этой части прогиба в значительной степени условное.

К ПЕРСПЕКТИВАМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАШКИРИИ

Т. Т. Казанцева

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: ktt@ufaras.ru

Изучение и освоение трудноизвлекаемых источников углеводородного сырья является одной из приоритетных задач нефтегазовой геологии страны сегодняшнего дня.

В образованиях палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции таким объектом являются хорошо изученные и давно известные битуминозные породы доманика франского яруса верхнего девона. Основными характерными чертами их являются: многокомпонентность состава (кроме преобладающего в количественном отношении карбонатного материала присутствует значительный объем глинистого вещества, свободный кремнезем в концентрациях 10–15% и органическое вещество — 3–5%); определенные структурные особенности (тонкослоистость и сланцеватость); депрессионность фациальных условий. Среди нефтедобывающих районов страны ресурсы Башкирии в этом плане определяют как наиболее высокие. Выделены зоны, представляющие особый интерес для постановки поисково-разведочных работ в отложениях доманика и в сопряженных с ними платформенного типа формациях.

Вместе с тем давно известны толщи, которые можно отнести к доманикитам иного возраста. Одним из таких образований является афонинский горизонт эйфельского яруса среднего девона. Известен он восточнее, на западном склоне Южного Урала (рис. 1), где описаны отложения,

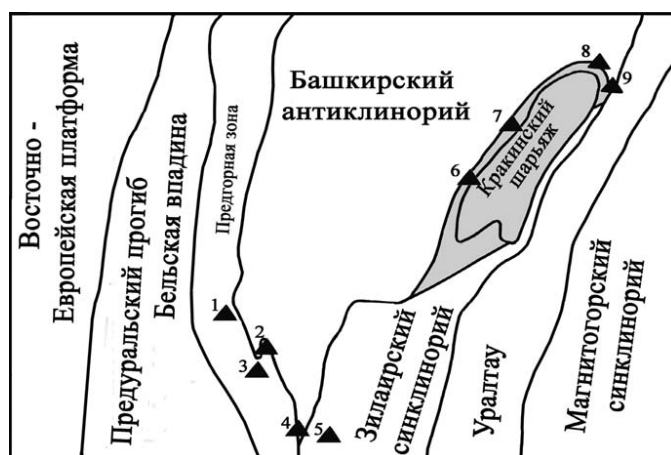


Рис. 1. Фрагмент схемы тектонического районирования Южного Урала

Условные обозначения: 1, 2, 3, 4, 5 — пункты изучения: 1 — р. Большой Ик; 2 — р. Кайнуй; 3 — д. Узян; 4 — д. Новобельский; 5 — д. Шигаево; 6 — с. Табынск. Серым цветом закрашена площадь развития инфрадоманика.

являющиеся литолого-фациальным аналогом франского доманика. Их называли инфрадомаником. По составу и строению — это типичный доманилит.

Его наблюдали в пределах юго-восточных районов Предуральского передового прогиба,

где он представлен толщей чередующихся серых органогенно-обломочных известняков и темноокрашенных битуминозных глинистых сланцев. Такие отложения инфрадоманика присутствуют и в самой восточной части Предуралья, в зоне передовых складок. В пределах северной части Зилаирского синклинория они были известны лишь в единичных пунктах. В последние годы мы обнаружили их и в нескольких других пунктах, где описали в составе разрезов субплатформенного типа возрастного интервала от ордовика до позднего девона включительно. Здесь разрезы представлены: ордовиком терригенного состава, силуром: доломитами лландовери, темноокрашенными глинистыми сланцами большой мощности венлока, карбонатно-терригенным лудловом; нижним девонem: ваяншкинским горизонтом эмского яруса, глинисто-карбонатным вязовским горизонтом, рифогенными карбонатами бийского горизонта; средним девонem: карбонатно-глинистыми образованиями афонинского горизонта эйфельского яруса, чувовским и чеславским горизонтами терригенного и карбонатного состава живетского яруса. Нарастает разрез карбонатами франского яруса, либо одновозрастной им кремнистой толщей. Отложения афонинского горизонта эйфельского яруса среднего девона здесь и называют инфрадомаником. Все перечисленные стратиграфические единицы этих разрезов прекрасно охарактеризованы руководящей фауной. Представляется, что эти отложения, в т. ч. и горизонт инфрадоманика, имеют площадное распространение (см. рис. 1).

Афонинский горизонт (инфрадоманик) легко узнаваем по темной окраске, тонкослоистой структуре, повышенной битуминозности, развитию глинисто-карбонатных сланцев и линз кремней среди карбонатных осадков, присутствию ископаемой фауны *Coniconchia* и хорошо выраженной сланцеватости. Он изучался нами в разрезах западного склона северной части Зилаирского синклинория, по р. Кайнуй (рис. 2), у д. Узян, и др., его центриклинальной зоны — хут. Новобельский и восточного склона, в районе д. Шигаево (рис. 3) по Т.Т. Казанцевой [1].

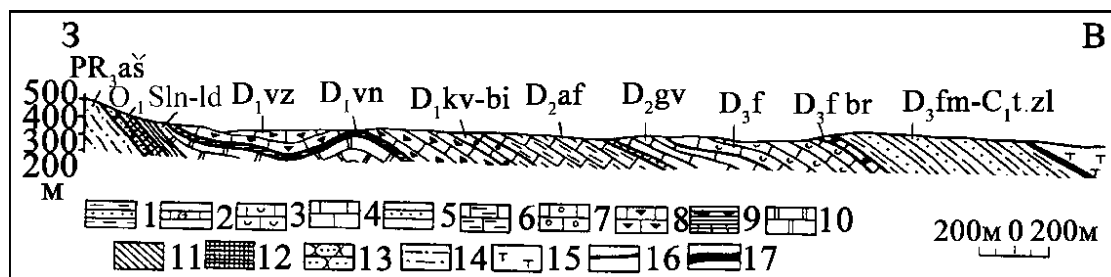
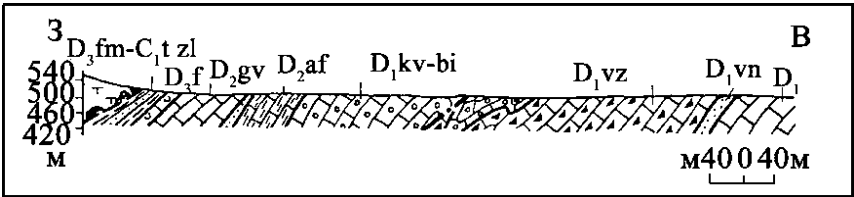


Рис. 2. Геологический разрез по рекам Большой Аппаш и Кайнуй

Условные обозначения: Верхний девон, фаменский ярус: 1 — граувакки зилаирской свиты; франский ярус: 2 — известняки барминского слоя, 3 — известняки массивные. Средний девон, живетский ярус: 4 — известняки чеславского горизонта, 5 — песчаники чувовского горизонта; эйфельский ярус: 6 — тонкослоистые глинистые известняки афонинского горизонта. Нижний девон, эмский ярус: 7 — известняки койвенского и бийского горизонтов, 8 — известняки вязовского горизонта, 9 — песчаники ваяншкинского горизонта; 10 — доломиты лудловского яруса силура; 11 — сланцы венлоковского яруса силура; 12 — кремнисто-карбонатные породы лландоверийского яруса силура; 13 — песчаники ордовика; 14 — песчаники ашинской серии венда; 15 — серпентиниты; 16 — стратиграфические границы; 17 — тектонические контакты.

Рис. 3. Геологический разрез в районе д. Шигаево
Условные обозначения см. рис. 2.



Следует обратить внимание на залегающий несколько ниже по разрезу вязовской горизонт (рис. 4), также представленный темноокрашенными глинисто-карбонатными породами повышенной битуминозности, переполненный ископаемой органикой, особенно остракодами.

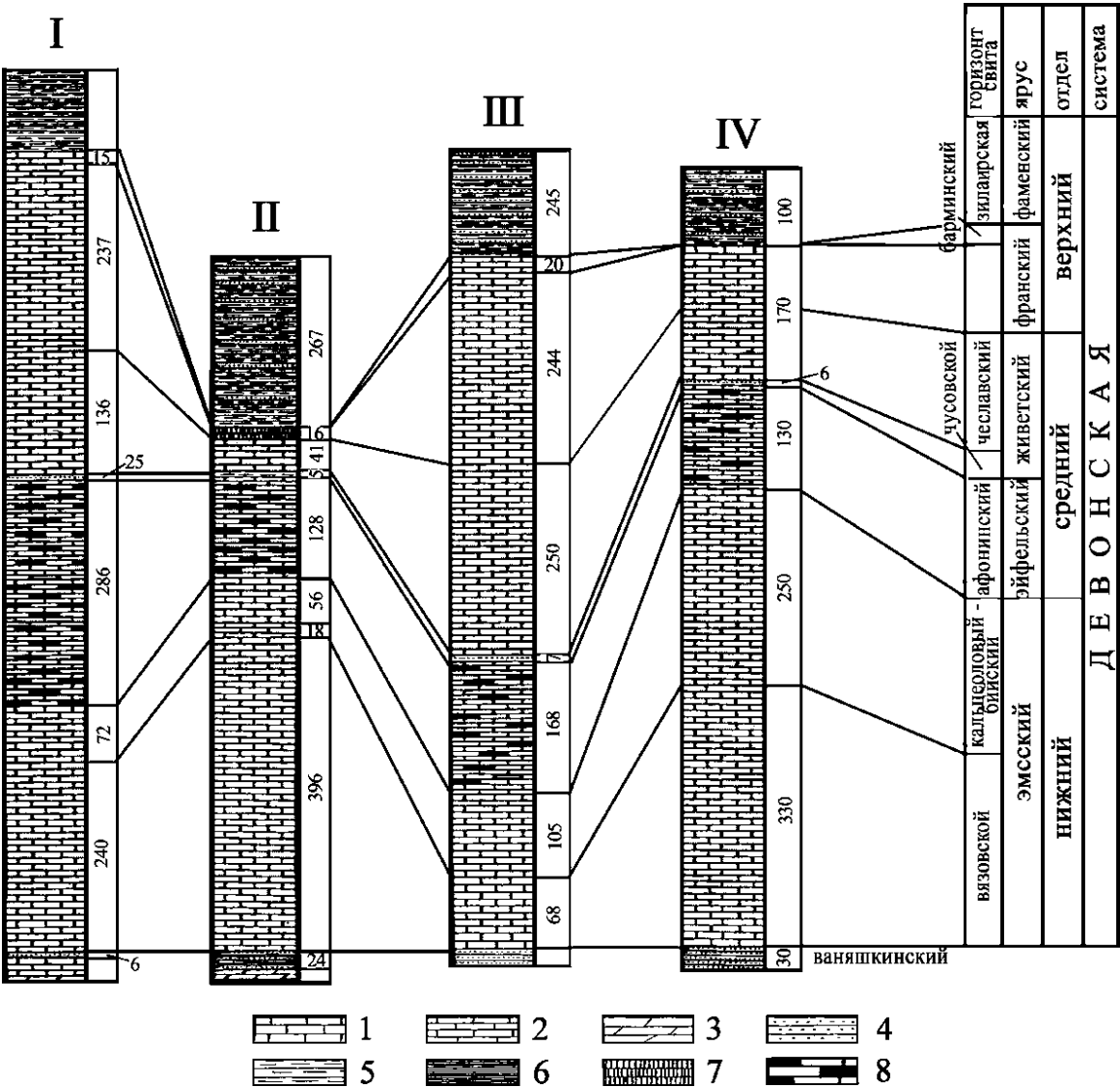


Рис. 4. Сопоставление стратиграфических колонок девонских отложений северной части Зилаирского синклиория
Условные обозначения: I — р. Кайнуй (по М.А. Камалетдинову, Т.Т. Казанцевой); II — р. Узян (по Т.Т. Казанцевой); III — д. Новобельский (по Т.Т. Казанцевой); IV — д. Шигаево (по Т.Т. Казанцевой). 1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — песчаники; 5 — аргиллиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — кремни; 8 — инфрадоманик.

Создание модели происхождения нефтегазогенерирующих горизонтов предполагает задействование комплекса исследований. Среди них важно выявление общих закономерностей состава и строения доманикитовых горизонтов. Необходимы сведения о характере смены структурных

особенностей разновозрастных отложений в широтном пересечении: Восточно-Европейская платформа и Предуральский прогиб — платформенные фации, западный склон Южного Урала — субплатформенные фации, активная складчатая область или восточный склон Южного Урала — вулканогенно-осадочные формации. Это позволит определить качественные геодинамические режимы для каждой из названных зон, в том числе и для нефтегазогенерирующих горизонтов; выявить характер направленности тектонических условий по площади; составить схемы распространения геодинамической интенсивности для разновозрастных образований во времени и пространстве.

Литература:

1. **Казанцева Т.Т.** К перспективам нефтегазоносности северной части Зилаирского синклинория // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». — 2013. — № 1. — С. 93–113. — URL: http://www.ogbus.ru/authors/KazantsevaTT/KazantsevaTT_1.pdf.

ЭПИГЕНЕЗ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД БАШКИРСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО КАРБОНА АКОБИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

З. А. Канипова, Е. Н. Горожанина, Е. И. Кулагина, В. М. Горожанин

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Акобинское месторождение расположено в южной, наиболее погруженной части Предуральского прогиба. Оно было открыто в 2006 г. скважиной № 171, которая вскрыла залежь газоконденсата на глубине свыше 5 км в шельфовых известняках башкирского яруса среднего карбона [1].

Акобинская структура, по данным сейсморазведки, представляет собой узкое субмеридиональное валообразное поднятие по кровле артинского яруса под Сагарчинской соляной грядой. В этой зоне зафиксировано также поднятие по кровле фундамента — Перовско-Корниловский вал [3]. Западную часть его занимает Акобинская структура.

Вторичные изменения и коллекторские свойства пород имеют большое практическое значение при прогнозировании перспектив нефтегазоносности. Нами изучены пористость и эпигенетические изменения пород башкирского яруса, вскрытых скважиной № 174, расположенной на площади Акобинского месторождения. Она была пробурена в 2013 г. и вскрыла разрез пограничных отложений карбона и перми в интервале 5174–5300 м.

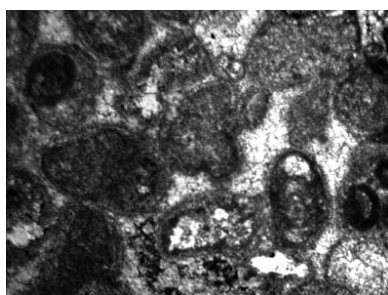
Отложения представлены светлыми, светло-буровато-серыми и белыми оолитовыми криноидно-фораминиферовыми известняками башкирского яруса среднего карбона. Отложения асельского и артинского ярусов нижней перми представлены глубоководными депрессионными осадками — черными мергелями, спонголитами и радиоляритами с маломощными прослойками карбонатных брекчий с фузулинидами. Контакт между депрессионными осадками нижней перми и шельфовыми известняками среднего карбона резкий. Перекрывающие их глинисто-туфо-алевритовые породы характеризуются трещиноватостью, наличием зеркал скольжения, что указывает на постседиментационные срывы в глинистых отложениях близ контакта разнофациальных пород. Из разреза выпадают отложения верхней части башкирского яруса, всего московского яруса и верхнего карбона. Разрез башкирского яруса также неполный, отсутствует верхняя часть яруса в объеме мелекесского, черемшанского и прикамского горизонтов.

В башкирском ярусе отмечаются две фации известняков: оолитовые и биокластические. Наиболее распространенными типами являются оолитовые известняки. Сложены они в основном оолитами слабосортированными с мелкоспаритовым цементом. Другим типом фаций башкирского

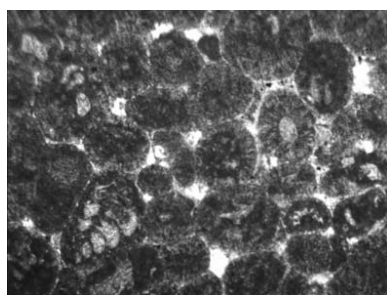
яруса являются ооидно-биокластовые известняки. Они образуют прослои среди оолитовых известняков и более распространены в основании краснополянского горизонта. Первичная пористость в этих известняках обычно отсутствует.

Стратиграфическое положение пористых прослоев и типы микрофаций известняков в скважине № 174 показаны на рисунке. Пористые прослои приурочены к участкам выщелачивания известняков разной фациальной принадлежности — как оолитовых, так и пелоидно-биокластовых. Оолитовые и биокластические известняки, распространенные в основании вскрытого разреза — в низах краснополянского горизонта, не содержат пористых прослоев. Вся первичная межоолитовая и внутризерновая пористость в них залечена кристаллическим кальцитом (спаритом). Положение пористых прослоев близко к уровням газо-водяного контакта.

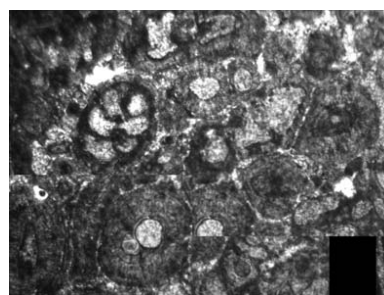
Северокельтменский горизонт



а) Оолитовый грейнстоун, пористость 1%, гл. 5221,65 м

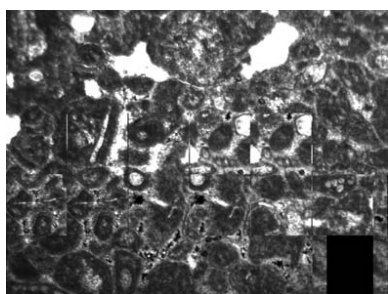


б) Оолитовый грейнстоун, пористость 5%, гл. 5222,45 м

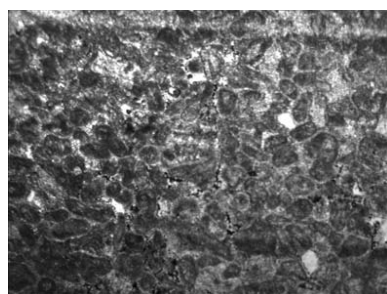


в) Фораминиферово-оолитовый пакстоун, пористость 1%, гл. 5237 м

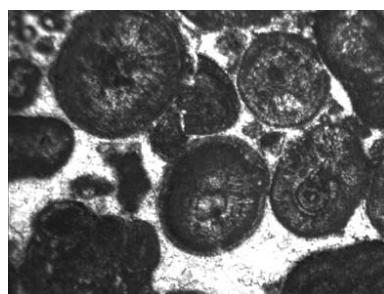
Краснополянский горизонт



г) Пелоидно-биокластовый пакстоун, пористость 10%, гл. 5255,2 м



д) Пелоидно-биокластовый вакстоун, пористость 5%, гл. 5259,5 м



е) Оолитовый грейнстоун, поры залечены, гл. 5298,3 м

Рис. Микрофации и пористость известняков башкирского яруса в скважине № 174

Эпигенетические преобразования известняков башкирского яруса, вскрытых скважинами на Акобинской площади, включают выщелачивание и перекристаллизацию, а также развитие стилолитов. Эти процессы считаются главными, влияющими на продуктивную пористость и проницаемость пород [2].

Выщелачивание цемента и зерен в карбонатных породах приводит к развитию пористости. Прослои с пористостью 1–5%, установленной при микроскопическом изучении, отмечаются в оолитовых известняках северокельтменского горизонта башкирского яруса (рис. а–в). Поры встречаются в межзерновом пространстве, а также внутри оолитов. Они имеют изометричную форму размером около 0,02 мм. Ниже встречаются прослои более плотных микритовых известняков. Известняки с пористостью 5–10% и выше отмечаются в краснополянском горизонте (рис. г, д). Размеры пор в них от мелких (0,02–0,1 мм), расположенных между зернами спаритового кальцита, до крупных (0,2–0,5 мм), изометричной формы, размещенных между оолитами, частично залеченные кальцитом. Иногда в порах развиты примазки битума.

Процесс перекристаллизации затронул только межoolитовый цемент, с образованием в межзерновых участках более крупнозернистых агрегатов кальцита. Вторичный кальцит практически нацело заполняет все межзерновые промежутки (рис. е).

В оолитовых известняках башкирского яруса отмечается процесс стилолитизации. Стилолитизация — уплотнение пород с сокращением первичного объема под влиянием давления — является одним из показателей того, что карбонатная толща подверглась действию вторичных, эпигенетических процессов. Обычно стилолитовые швы выполнены углисто-битуминозным веществом и различаются по степени амплитудности: в малоамплитудных зубцы имеют высоту 0,2–0,7 мм, в высокоамплитудных высота их достигает 2–3 см. Стилолиты нередко разграничивают светлые и более темные, битуминизированные участки известняков. Это указывает на то, что стилолиты являлись определенным препятствием для миграции углеводородов.

Фациальная обстановка формирования пород башкирского яруса — открытый мелководный шельф — обширная карбонатная платформа с активной циркуляцией воды, с образованием отмелей и намывных валов при периодическом осушении, вызывающем активное оолитообразование на глубинах от 0 до 10 м. Цикличность карбонатных фаций башкирского яруса проявлена в чередовании крупнооолитовых грейнстоунов, мелкооолитовых пакстоунов и мелкобиокластовых пакстоунов. В приконтактной зоне известняки карбона слабо перекристаллизованные и частично выщелоченные, участками пористые, с субгоризонтальными разноамплитудными стилолитами. В начале перми в результате развития трансгрессии башкирский карбонатный шельф был затоплен, известняки были перекрыты алевроглинистыми и кремнисто-карбонатными осадками с прослоями туфогенного материала.

Таким образом, при изучении вторичных изменений и коллекторских свойств в скважине № 174 Аюбалинской площади установлено, что первичная пористость в известняках башкирского яруса (внутриоолитовая, межoolитовая, межгранулярная) не сохранена. Известняки перекристаллизованы и имеют вторичный спаритовый цемент, запечатывающий первичные поры. В известняках проявлены процессы выщелачивания, что привело к образованию вторичной пористости. На развитие процессов уплотнения и сжатия в отложениях башкирского яруса указывают участки, ограниченные стилолитами.

Уровни выщелачивания, от которых зависят коллекторские свойства, определяются не столько первичными фациальными особенностями известняков, сколько наложенными процессами. Интенсивность вторичных преобразований известняков в большей степени связана с постседиментационными процессами, обусловленными тектоническими воздействиями.

Литература:

1. Днистрянский В.И., Побережский С.М., Гореликов В.И. Проблемы поисков месторождений газа на больших глубинах в сложных горно-геологических условиях и возможные пути их решения (на примере работ в Предуральском прогибе) // Территория нефтегаз. — 2007. — № 4. — С. 26–30.
2. Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. — Казань: ПФ Гарт, 2008. — 182 с.
3. Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н. и др. Новые данные о строении южной части Башкирского Предуралья по результатам сейсмических работ // Доклады РАН. — 2008. — Т. 423, № 4. — С. 502–506.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В. В. Киселев

ОАО «Башнефтегеофизика», НПП «Геостра», г. Уфа

На основании геолого-геофизических исследований и работ с 1929 по 1970 гг. на территории Предуральского прогиба открыты многочисленные месторождения углеводородов в палеозойских отложениях.

1. Начиная с 1990 г. в течение 10 лет в пределах западной части Юрюзано-Айской впадины проводились поисковые сейсморазведочные работы на локальных участках, в результате которых изучено структурно-тектоническое строение палеозойских и додевонских отложений, выявлен ряд структурно-тектонических зон, осложненных локальными сейсмическими поднятиями, подготовлено несколько поднятий к поисковому бурению и потом открыто одно небольшое месторождение нефти — Каракульское [1].

В 2000 г. на севере Башкортостана отработан в широтном направлении региональный профиль № 1 протяженностью 369,7 км, восточная часть которого располагается в Юрюзано-Айской впадине. В результате работ установлено, что мощность осадочного чехла в Юрюзано-Айской впадине составляет 12,5 км. По рифейско-вендским отложениям на территории Башкирского свода и впадины выявлено три поднятия: Каировское, Южно-Каировское, Южно-Улькундинское. Все три поднятия рекомендуются для дальнейшего изучения с целью оценки перспектив нефтеносности. Подтверждена ранее выявленная Леузинская структура [2].

В пределах Юрюзано-Сылвенской депрессии имеется только одна скважина, вскрывшая на большую глубину додевонские отложения. В 2000 г. на крупной и рельефной Леузинской складке пробурена параметрическая скважина № 1 Леузы. По данным бурения выяснилось, что под карбонатными отложениями верхнего девона (ниже глубины 3818 м) обнаружено отсутствие вендских отложений, а верхнепротерозойские отложения представлены в составе пород леузинской, шиханской и приютовской свит верхнего рифея и ольховской и тукаевской свит среднего рифея. Отложения тукаевской свиты залегают от 5009 м до 5180 м. В песчаниках тукаевской свиты по газовому каротажу выделено два интервала с газопоказаниями, превышающими фоновые. По данным сейсморазведки свод структуры осложнен тектоническими нарушениями, что в дальнейшем было подтверждено данными пластовой наклонотрии.

К северу от Республики Башкортостан, на территории Свердловской области с 1992 по 2010 гг. проводились региональные сейсморазведочные работы, а с 2007 по 2011 гг. — площадные сейсморазведочные работы МОГТ-2D и 3D. В результате уточнено строение Бухаровского вала и одноименного месторождения газа в среднекаменноугольных отложениях, а также закартированы новые валообразные поднятия с прогнозируемыми ловушками газа в среднекаменноугольных отложениях. В 2011 г. пробурена параметрическая скважина 1 АРК, в которой обнаружены залежи УВ в мячковских, башкирских и серпуховских отложениях среднего и нижнего карбона. Перспективные территории изучены сейсморазведкой не более чем на 40%. Протяженные валообразные поднятия субмеридиональной ориентировки приближаются к границе с Башкортостаном в восточной зоне Юрюзано-Айской впадины, которая пока совсем не изучена [3].

В 2014 г. на территории Башкортостана здесь планируется проведение региональных сейсморазведочных работ по Федеральной программе с целью изучения общих закономерностей геологического строения и подготовки участков для лицензирования. В Юрюзано-Айской впадине могут быть ловушки УВ в средне-верхнекаменноугольных отложениях, а также перспективны рифейские комплексы терригенно-карбонатных пород. Здесь, несомненно, имеются протяженные валы в среднекаменноугольных отложениях, аналогичные по строению Бухаровскому и Артинскому, что и подтверждается профилем № 1 (рис.).

2. В пределах Бельской впадины, Шихано-Ишимбайской седловины, Мраковской депрессии Предуральского прогиба и смежной Салмышской впадины на основании сейсморазведки, струк-

турного и глубокого бурения открыто 40 месторождений нефти и газа в палеозойских отложениях. С 1986 г. по 2005 г. в этой зоне Предуральяского прогиба только на территории Башкортостана отработано 8 субширотных региональных сейсмических профилей МОГТ-2D, на основании которых выявлены поднятия и потенциальные ловушки УВ в рифейско-вендских и палеозойских отложениях. До сих пор на территории Башкортостана остается недоизученной непосредственно бортовая часть прогиба (по артинским отложениям), параллельно которому в палеошельфовой зоне открыты многочисленные рифовые ловушки с залежами нефти и газа. А на территории Оренбургской области, кроме Совхозного месторождения, приуроченного к рифогенной ловушке в артинском ярусе, вплоть до Соль-Илецкого свода пока не найдено ни одного объекта по причине недоизученности как бортовой части прогиба, так и депрессионной.

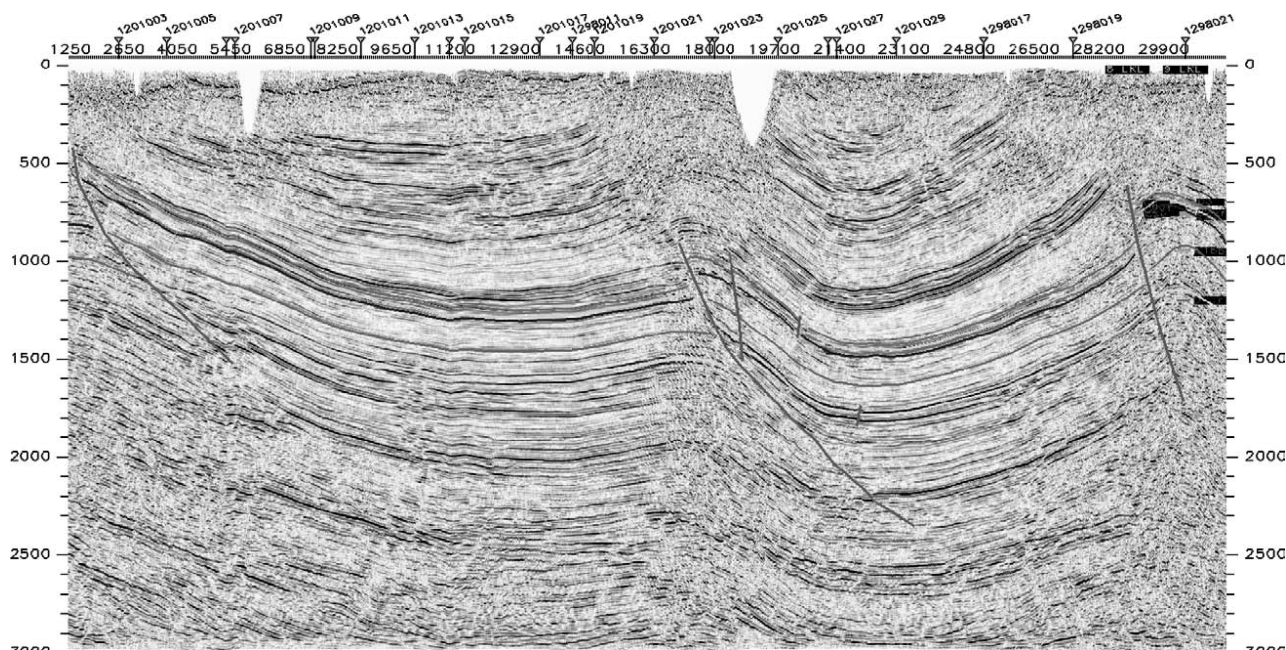


Рис. Антиклинальные складки на временном разрезе через восточную часть Юрюзано-Айской впадины

3. В восточной части Мраковской депрессии ранее были открыты 4 месторождения газа (Подгорновское, Саратовское, Исимовское, Беркутовское) в среднекаменноугольных отложениях, приуроченные к ловушкам надвигового типа. Однако практически не изучены поднадвиговые части геологического разреза, где также имеются ловушки углеводородов. Эти ловушки обнаружены по результатам сейсморазведочных работ МОГТ-3D. Причем заполнены они, скорее всего, нефтью. Размеры ловушки в районе Подгорновской структуры составляют 8×3 км, амплитуда 200 м [4]. В настоящее время южнее проводятся новые сейсморазведочные работы на лицензионных участках Башнефти, на основании которых будет детально изучено геологическое строение Исимовско-Беркутовской зоны надвиговых структур, которая имеет явное продолжение на территорию Оренбургской области.

4. Надо полагать, что Белоглинское месторождение нефти, находящееся совсем рядом западнее, не единственное. На этом месторождении продуктивными являются карбонатные коллекторы ардатовского горизонта. Эффективная толщина весьма значительная — 26,4 м. Южнее по данным сейсморазведки закартирована Суракаевская структура, имеющая продолжение на территории Оренбургской области. Бурением она так и не проверена. Далее на юг вся эта зона перспективна в нефтегазоносном отношении по девонским и среднекаменноугольным отложениям. На территории Оренбургской области по данным сейсморазведки и бурения прослеживается структурно-тектоническая терраса в палеозойских отложениях вплоть до Акобинского месторождения. Но ниже башкирского яруса разрез бурением не изучен.

5. Салмышская впадина, примыкающая к прогибу с запада, глубоким бурением практически не изучена. По данным сейсморазведки здесь закартирован Ишимбайский грабенообразный прогиб

в девонских отложениях. Южнее, в Оренбургской области, вдоль этого прогиба открыто Преображенское месторождение нефти в терригенном девоне. И далее эта зона имеет продолжение на юго-запад, где в ее пределах открыты месторождения Золотовское, Соболевское, Китаямско-Благодаровское. На территории Республики Башкортостан вдоль Ишимбайского грабена пробурено всего 3 скважины, но результаты обнадеживающие. В скв. 60 Тмс из кыновско-пашийских отложений получен приток пластовой воды с нефтью (6,8 куб. м/сут). В скв. 63 Тмс при опробовании этих же коллекторов получена безводная нефть 5,1 куб. м/сут. Толщина пласта 2,6 м. В скв. 9 Ден отмечена остаточная нефтенасыщенность в пашийском песчанике. Здесь, несомненно, имеются и месторождения.

Помимо залежей нефти в девонских отложениях, на обширной территории Салмышской впадины могут быть открыты газовые и нефтяные залежи в пермских породах. Примером является открытие Юлдашевского месторождения, где имеются 4 залежи в кунгурских коллекторах на относительно небольших глубинах до 1 км. На основании переобработки и переинтерпретации данных сейсморазведки здесь рекомендовано к лицензированию 6 участков.

6. Таким образом, перспективы нефтегазоносности отложений Предуральского прогиба достаточно высоки. Несмотря на то, что здесь уже открыто свыше 50-ти месторождений углеводородов, палеозойские и, особенно, вендско-рифейские отложения изучены недостаточно. Оценка сырьевой базы углеводородов Предуральского прогиба может быть произведена на основании результатов изучения региональных особенностей геологического строения и нефтегазоносности осадочной толщи палеозойского и рифейско-вендского комплексов и последующего выбора перспективных объектов под лицензирование и бурение скважин. Особенно малоизученной по данным комплексам отложений остается восточная часть Юрюзано-Айской впадины, северная часть Бельской депрессии, бортовая зона Бельской депрессии, территории, прилегающие к Павловской седловине и Соль-Илецкому своду Оренбургской области. На всех указанных территориях требуется проведение детальных сейсморазведочных работ с целью выявления новых нефтегазоперспективных объектов, которые, несомненно, еще имеются.

Структурно-тектоническая схема и схема нефтегазогеологического районирования Предуральского прогиба в настоящее время изрядно устарела. Настало время их существенно перестроить с учетом новых данных сейсморазведки и бурения.

Новые геолого-поисковые работы на новом техническо-методическом уровне, несомненно, позволят в пределах Предуральского прогиба найти новые месторождения углеводородов.

Литература:

1. Отчет «Поисковые сейсморазведочные работы методом общей глубинной точки на Месягутовском участке». С.П.12/95 / В.С. Бурова. — Уфа, 1995.
2. Комплексные геофизические работы по объекту «Региональный профиль через Башкирский свод» (сейсморазведка МОГТ-2D, гравиразведка, магниторазведка). Отчёт партии 1/2000-Р за 2000—2001 гг. / Т.С. Ардашева. — Уфа, 2001.
3. Отчет «Сейсморазведочные работы 3D, Михайловская площадь» / Г.В. Бурдыгина, К.К. Тимергазин. — Уфа, 2011.
4. Отчет «Сейсморазведочные работы МОГТ-3D/2D на Подгорновско-Саратовском и Суракаевском лицензионных участках» / О.В. Чернова. — Уфа, 2008.

1 — изопахиты, м; 2 — контуры месторождений нефти и газа; 3 — административная граница РБ; 4 — зоны развития коллекторов.

Отмеченные тенденции обусловлены:

- геолого-физическими и гидродинамическими условиями осадконакопления из-за большей глубинности осадкообразования по сравнению с отложением терригенных осадков;
- вторичной пустотностью, которая нарастает во времени в связи с уплотнением и консолидацией карбонатных пород, их растрескиванием и циркуляцией агрессивных вод по трещинам;
- тектонической трещиноватостью, которая проявлялась в зонах грабенообразных прогибов, горстовидных образований и погребенных палеодепрессиях Камско-Кинельской системы.

Уплотнению пород, вероятно, способствовала коллизионная стадия развития Урала, что находит свое выражение в субуральской направленности (полу) региональных дизъюнктивов и угасании ФЕС коллекторов в восточном направлении.

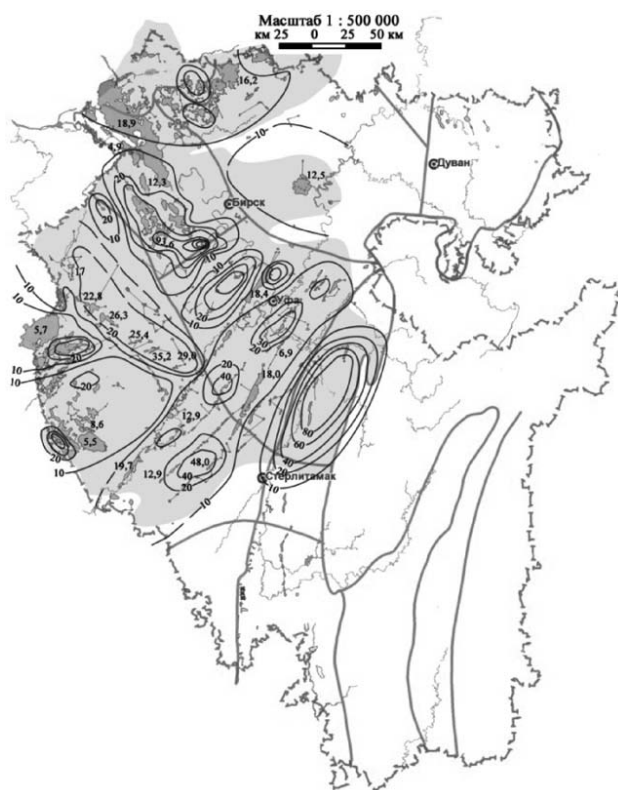


Рис. 2. Карта изопакт общей толщины коллекторов турнейского яруса

Условные обозначения на рис. 1.



Рис. 3. Карта изопакт общей толщины коллекторов среднего карбона

1 — изопакты, м; 2 — границы тектонических элементов; 3 — контуры месторождений нефти и газа; 4, 5, 6 — зоны развития коллекторов: башкирского яруса, верейского горизонта, каширского горизонта; 7 — административная граница РБ.

ПОГРЕБЕННЫЙ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ — НОВЫЙ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

В. И. Попков

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, E-mail: geoskubsu@mail.ru

В последние годы получены новые сейсмические данные, которые позволяют вносить серьезные коррективы в сложившиеся представления о геологическом строении западных районов Скифской плиты. Прежде всего, это касается относительно слабо изученной акватории Азовского моря, под водами которого находят продолжение такие крупные разновозрастные тектонические структуры, как южный склон древней Восточно-Европейской платформы, молодая Скифская плита преимущественно с эпигерцинским фундаментом, наложившийся на ее южную окраину кайнозойский Индоло-Кубанский краевой прогиб, смыкающийся на юге с альпийскими складчатыми сооружениями Крыма и Кавказа.

В северной части Азовского моря вплоть до Главного Азовского нарушения на юге расположен мел-кайнозойский Северо-Азовский прогиб, осложненный серией узких поднятий и впадин. Антиклинальные складки сложены меловыми и палеоцен-эоценовыми отложениями. Размеры структур от 20 до 150 км², амплитуды от 100 до 800 м. Отложения майкопской серии облекают и сглаживают складчатый рельеф, а более поздние толщи практически не деформированы. Своим происхождением они обязаны субширотной системе надвигов, определяющих их асимметричность и ориентацию. Амплитуда смещения по разрывам достигает 1500 м [1, 4].

Центральную часть моря занимает Азовский вал — крупная асимметричная структура, южный пологий склон которой постепенно переходит в северный борт Индоло-Кубанского прогиба, а северный крутой и узкий оборван Главным Азовским надвигом с амплитудой по подошве платформенного чехла от 800 до 1000 м. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья на расстояние более чем 200 км при ширине до 50 км. Пространственно Азовский платформенный вал совпадает с центральной частью Северокрымско-Ейско-Березанской раннекиммерийской складчато-надвиговой системы, сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород позднепалеозойско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры [3, 4]. В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера районы Украинского щита с образованием протяженного краевого прогиба, более хорошо изученного в Крыму и получившего там название Предскифийского [6]. Масштаб тектонического перекрытия примерно соответствует ширине названного вала и составляет около 25–30 км.

Северная часть краевого прогиба частично совпадает в плане с платформенным Северо-Азовским прогибом, южная перекрыта аллохтонными пластинами Азовского вала. Ниже отложенный платформенного чехла здесь выделяется мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных отложений. В верхней его части отражающие горизонты в целом имеют южный наклон, в нижней — залегание пологое. Исходя из характера волновой картины, можно полагать, что на завершающей стадии своего развития Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй (рис.). Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций. Дислокации Предскифийского прогиба представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной vergentности. Между ними практически отсутствуют синклинали в обычном виде: на южное пологое крыло накладывается более южная тектоническая пластина с фронтальной асимметричной антиклиналью по принципу укладки черепицы. Многие из надвигов проникают в перекрывающий платформенный чехол, контролируя строение и развитие мел-палеогеновых антиклиналей [4, 5].

Нижележащая часть осадочного выполнения палеозойского прогиба, возможно, исходя из аналогий с одновозрастным Преддобруджинским краевым прогибом, представлена предшествующим

перикратонным шельфовым пассивноокраинным терригенно-карбонатным комплексом силура — раннего карбона. Не исключено присутствие в разрезе и более древних осадочных толщ.

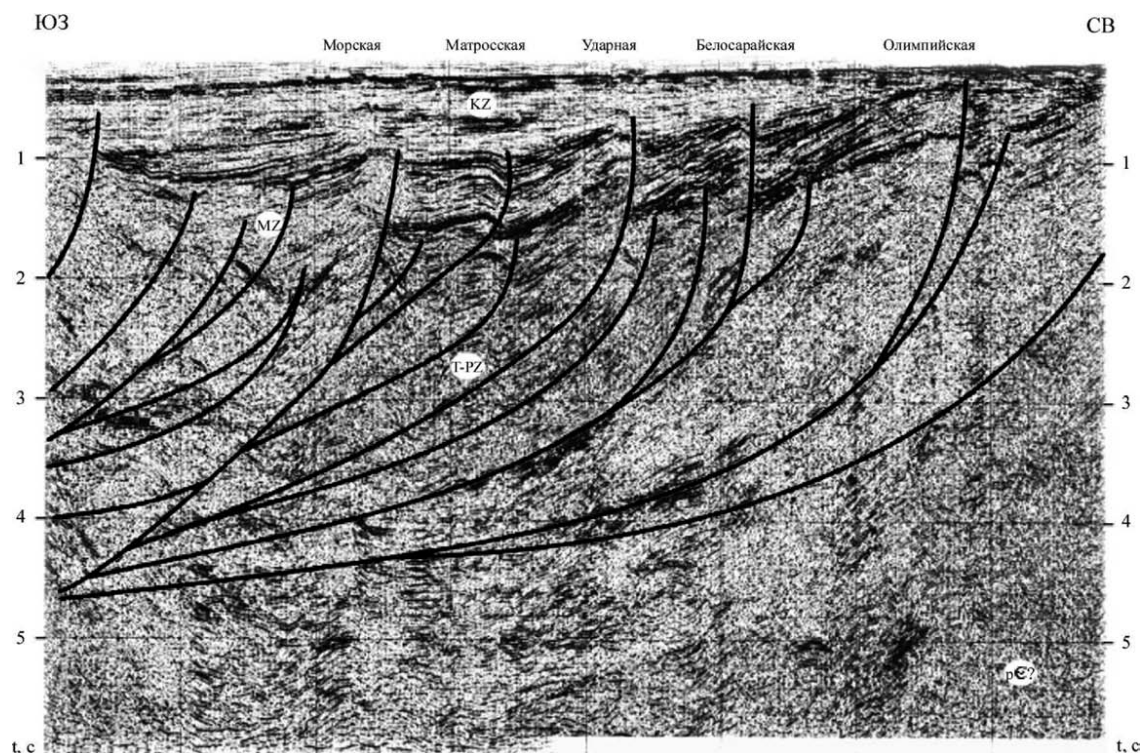


Рис. Фрагмент временного разреза по профилю 59847 (по [2], интерпретация В.И. Попкова), иллюстрирующий строение Предскифийского прогиба. В левой части рисунка — фронтальная часть Азовского аллохтона

Продолжением Азовского вала на востоке является Каневско-Березанский вал протяженностью около 300 км. Как и Азовский, он имеет принадвиговую природу и подстилается складчатым комплексом пермо-триаса. Вместе они формируют гигантскую раннекиммерийскую складчато-надвиговую систему протяженностью около 500 км [3], сопряженную с одновозрастным краевым прогибом.

Погребенный Предскифийский краевой прогиб может стать новым перспективным региональным объектом геологоразведочных работ как на акватории Азова, так и сопредельных территориях. Учитывая его тектоническую природу, можно предполагать присутствие в основании осадочного разреза платформенных формаций. В нормальном залегании они будут находиться на достаточно больших глубинах, но во фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций, широко развитых в прогибе, они могут быть существенно приближены к дневной поверхности. В составе мощного комплекса орогенных формаций могут быть широко представлены терригенные и карбонатно-терригенные отложения, содержащие в хорошо изученных краевых прогибах крупные скопления нефти и газа. В прогибах подобного рода обычно представлен практически весь известный спектр ловушек УВ.

Таким образом, на основании комплексного анализа геолого-геофизических материалов в западной части Скифской плиты выделен краевой прогиб позднепалеозойского возраста [5, 6]. Он имеет ширину 20–60 км и длину более 500 км. Несмотря на большие глубины залегания и значительный катагенез палеозойских пород, Предскифийский краевой прогиб перспективен для поисков месторождений нефти и газа. Кроме того, осадочные комплексы прогиба можно рассматривать как дополнительный, возможно даже основной, источник УВ для вышележащих ловушек в мезозойско-кайнозойских отложениях, что повышает их нефтегазовый потенциал. Большой интерес представляет южное крыло прогиба, перекрытое аллохтонами Азовского вала, где могут быть сосредоточены значительные запасы нефти и газа в поднадвиговой зоне.

Установление погребенного палеозойского Предскифийского прогиба вносит существенные коррективы в представления о перспективах нефтегазоносности акватории Азова, поскольку это позволяет говорить о появлении не только нового направления геологоразведочных работ, но и дает основание более оптимистично оценить перспективы открытия в переходном комплексе Азовского вала и мезозойско-кайнозойском чехле центральной и северной частей Азовского моря не только газовых, но, что весьма существенно, и нефтяных залежей. Источником УВ могут служить палеозойско-нижнемезозойские отложения, выполняющие Предскифийский прогиб, которые в силу своих формационных особенностей и термобарических условий залегания потенциально нефтегазоматеринских толщ могли генерировать нефть и газ.

Последние при наличии благоприятных условий могли мигрировать в вышележащие отложения и сформировать в них залежи УВ. Более активному протеканию процессов генерации нефти и газа, а также их миграции способствуют тангенциальные тектонические напряжения, проявлявшиеся неоднократно в рассматриваемом регионе [4]. Следы возможной вертикальной миграции флюидов могут являться сейсмические аномалии типа «флюидный прорыв».

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края, грант 13-05-96507 р_юг, а также РНФ, грант 14-17-00089.

Литература:

1. Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Аллохтонные структуры Азовского моря // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 313, № 4. — С. 792–795.
2. Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Открытие протерозой-палеозойского прогиба в северной части Азовского моря // Разведка и охрана недр. — 2001. — № 8. — С. 34–40.
3. Попков В.И. Стресс-тектоника Скифской плиты // Тр. СевКавГТУ. Серия нефть и газ. — Ставрополь, 2001. — Вып. 4. — С. 17–29.
4. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника. — 2009. — № 4. — С. 84–93.
5. Попков В.И. Погребенный верхнепалеозойский краевой прогиб на западе Скифской плиты // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. — Казань, 2009. — С. 78–83.
6. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. — Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. — С. 177–183.

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ОТЛОЖЕНИЯХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШАИМСКОГО НГР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

К. К. Тимергазин

ОАО «Башнефтегеофизика», ООО НПЦ «Геостра» г. Уфа

До настоящего времени доюрский нефтегазоперспективный комплекс Западной Сибири (далее ЗС) является слабоизученным. Выявленные запасы составляют примерно 1% от общих оценок его потенциала. Вместе с тем залежи нефти и газа открыты в доюрских отложениях в разных районах ЗС. Как известно, коллектора доюрского основания — кавернозно-порово-трещинные, имеющие достаточно высокую пористость и проницаемость. Такие резервуары в принципе могут вмещать крупные высокодебитные залежи УВ. А низкая эффективность поискового бурения на доюрские образования обусловлена сложным строением ловушек, недостаточным знанием закономерностей их развития, а также отсутствием однозначных сейсмических образов этих ловушек и залежей.

Надо отметить, что нефтегазоносность доюрского комплекса ЗС связана с широким спектром петрографических разновидностей, поэтому на первый план выступают вопросы изучения закономерностей развития и прогнозирования кор выветривания на тектонических структурах II–III порядков.

Учитывая то, что перерыв между формированием доюрского фундамента и накоплением юрских осадков продолжался в разных районах ЗС от 10 до 200 млн лет, в принципе вся территория ЗС могла быть затронута в той или иной степени процессами корообразования, тем более, что климат триаса и ранней юры был достаточно теплым и влажным [1].

В нашем случае в пределах изучаемого месторождения проявления нефти доюрского основания связаны со сланцевым комплексом пород, вскрыты более чем в тридцати скважинах, установленные эффективные нефтенасыщенные толщины при этом варьируют от 1 до 10,6 м.

Согласно геологической карте доюрского основания, изучаемое месторождение расположено в пределах позднепалеозойской гранитно-сланцевой оси, известной как Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий, а доюрские отложения сложены преимущественно сланцами глинисто-кремнисто-серицитового состава. Отмечается развитие интрузивных тел гранитов и гранито-гнейсов. Время формирования сланцев различными исследователями принимается от докембрия до ордовика – силура.

В тектоническом плане изучаемая площадь относится к Шаимскому мегавалу (структура I порядка), а месторождение приурочено к куполовидному поднятию, являющемуся структурой III порядка, в эрозионно-тектонических ложбинах которого развиты продуктивные отложения трехозерной и вогулкинской толщ келловей-волжского времени формирования.

Проницаемые отложения коры выветривания нефтеносны в присводовых частях структуры и на склонах поднятия. Промышленно продуктивные отложения коры выветривания имеют, по данным подсчета запасов, ограниченное распространение, локальные залежи большей частью вскрыты 1–3 скважинами.

В ООО НПЦ «Геостра» с целью прогнозирования областей развития коллекторов в коре выветривания был выполнен динамический анализ в интервале отражающего горизонта «А», сопоставляемого с кровлей доюрского основания. Прогноз был основан на различии акустических жесткостей разуплотненных трещинно-кавернозных зон и относительно плотных пород фундамента.

В процессе динамического анализа наилучшая корреляционная зависимость между динамическими характеристиками и скважинными данными была получена по карте акустического импеданса, построенной во временном окне 12 мс, охватывающем верхнюю часть разреза доюрского основания.

Таким образом, по признаку пониженных значений акустического импеданса были выделены предполагаемые границы областей развития коллекторов. Помимо залежей, подтвержденных скважинными данными, выделены прогнозные области развития коллекторов, скважинами не вскрытые. Выделенные прогнозные залежи и зоны потенциальных коллекторов охватывают сводовые части, а также склоны структур.

Анализ площадного распространения пласта P_0 трехозерной толщи и выявленных скважинами залежей нефти в коре выветривания показывает, что практически все залежи коры выветривания вскрыты скважинами возле зон выклинивания пласта, при этом отсутствуют выявленные залежи в доюрском основании в областях гипсометрически пониженного ложбинного залегания пласта P_0 на удалении от зон выклинивания, несмотря на то, что доюрское основание здесь вскрыто большим количеством эксплуатационных и разведочных скважин. Потенциально перспективными по данным МОГТ-3D остаются возвышенные области доюрского основания, хотя пробуренными скважинами коллектора в прикупольных его частях пока не установлены.

Совместный анализ временного поля и данных по скважинам, вскрывшим нефтенасыщенные пропластки доюрского основания, позволяет предположить, что нефть коры выветривания является результатом латеральной миграции из пласта P_0 . Рисунок иллюстрирует возможные направления латеральной миграции УВ из пласта P_0 вверх по восстанию коллекторов.

На рисунке представлены фрагменты временных разрезов в интервале развития юрских отложений и доюрского комплекса. Отражающий горизонт « P_0 », соответствующий кровле одноименного

пласта, из-за маломощности последнего интерферирует с отражением «А», сопоставляемым с кровлей доюрских отложений, и только по рисунку сейсмической записи не представляется возможным определить область выклинивания пласта Π_0 или выделить границы развития коллекторов в коре выветривания.

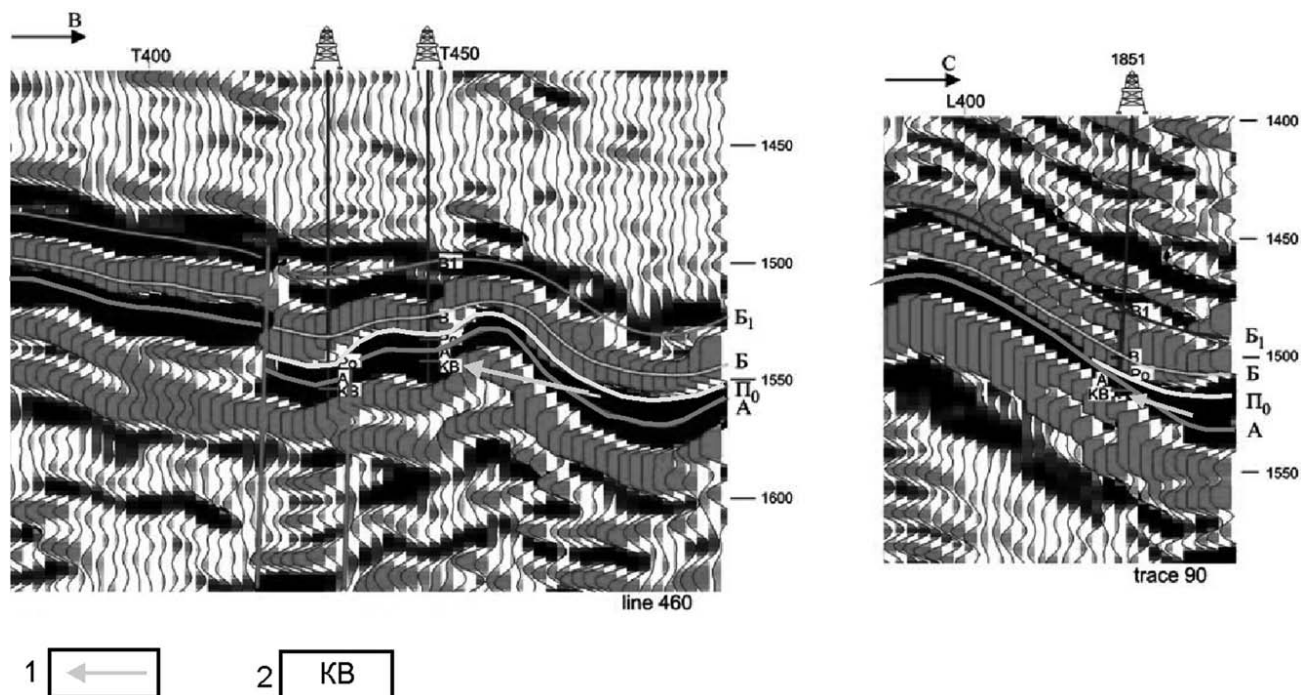


Рис. Фрагменты временных разрезов

1 — направление миграции УВ; 2 — отбивки кровли нефтенасыщенных пластов коры выветривания, вскрытых скважинами.

Миграция углеводородов могла осуществляться в наиболее разуплотненных трещиновато-кавернозных зонах с повышенной проницаемостью пород доюрского основания. Такие зоны, по-видимому, тяготеют к периферийным частям пласта Π_0 вблизи зон его выклинивания, а также могут быть развиты на сводах поднятий, поскольку в течение верхнеюрской эпохи эти открытые участки поверхности фундамента более длительное время подвергались процессам выветривания.

Механизм (или один из механизмов) латеральной миграции мог быть связан с тем, что при полном заполнении ловушек пласта Π_0 более тяжелые фракции нефти вытесняются более легкими по принципу дифференциального улавливания¹ и мигрируют в вышележащие ловушки, формируя залежи, расположенные во фронтальной части латерального ряда. Согласно принципу дифференциального улавливания, если кровля резервуара имеет наклон в одну сторону, то в нем возникают условия для боковой (латеральной) миграции нефтяных и газовых углеводородов вверх по восстанию пластов.

В нашем случае коллектора пласта Π_0 и коры выветривания представляют собой гидродинамически связанный резервуар, и, вероятно, происходило выдавливание нефти из пласта Π_0 вверх по восстанию коллекторов в проницаемые породы доюрского основания. При этом происходит увеличение тяжелых УВ-фракций и плотности нефти в направлении подъема продуктивных пластов [2]. Вышесказанное подтверждается данными по плотностям нефти из пласта Π_0 и коры выветривания в скважинах изучаемого месторождения. В одной из скважин (29 ТОЛ), вскрывшей нефтяную залежь коры выветривания доюрского основания на уровне абсолютной отметки –1721 м в зоне

¹ Он установлен канадским геологом В. Гассоу и советским геологом С.П. Максимовым (директор ВНИГНИ с 1955 по 1987 г.).

отсутствия пласта P_0 , плотность нефти составляет 866 г/см^3 ; в другой скважине (1504), расположенной в 1,3 км от первой и вскрывшей нефтяную залежь пласта P_0 в зоне его выклинивания на отметке -1729 м , плотность нефти составляет 828 г/см^3 .

С учетом вышеописанной возможности латеральной миграции углеводородов потенциально перспективной на обнаружение залежей нефти в отложениях доюрского основания оказывается вся периферийная область развития пласта P_0 вдоль зон его выклинивания, а основным поисковым признаком зон повышенных ФЕС в пределах коры выветривания являются аномалии пониженных значений импеданса, полученные в результате динамического анализа материалов МОГТ-3D с учетом данных акустического и плотностного каротажа по скважинам.

Литература:

1. Нежданов А.А., Скрылев С.А., Горбунов С.А. и др. Поиски крупных и уникальных залежей УВ в фундаменте Западно-Сибирского бассейна — актуальная задача нефтегазовой геологии // Фундамент, структуры образования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Матер. Всерос. науч. конф. с участием иностр. ученых (Тюмень, 29 сент. — 2 окт. 2008 г.). — Тюмень, 2008. — С. 156–159.
2. Степанов К.И., Вешев С.А. Влияние латеральной миграции углеводородов на изменение микроэлементного состава нефтей Калининградского вала // Геология нефти и газа. — 2000. — № 1. — С. 23–26.

ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ДОБЫЧИ НЕФТИ СЕЙСМИЧЕСКИМ ЗОНДИРОВАНИЕМ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ

И. В. Халилов

ООО «Центр экологических технологий», г. Уфа

Знание фильтрационно-емкостных характеристик продуктивных пластов является одним из важных условий эффективной разработки нефтяных месторождений. Существующие методы не дают точного значения интегральной проницаемости горных пород, что является важным для оценки дебита скважин на нефтепромыслах.

Однако оценка фильтрационных характеристик горных пород и их нефтенасыщенности в естественном залегании является сложной задачей и требует серьезного теоретического и экспериментального обоснования. Создание надежной методики, позволяющей по изменению кинематических и динамических характеристик волны судить о фильтрационных характеристиках нефтеносных пластов актуально для достоверной оценки.

Предлагается новая технология сейсмического зондирования нефтенасыщенности, предназначенная для проведения волнового межскважинного каротажа в эксплуатационных или вводимых в эксплуатацию, а также в бурящихся или восстанавливаемых из консервации скважинах [4].

Методика зондирования заключается в инициировании пакета взрывных волн ступенчатой амплитуды в скважине возбуждения и регистрации скорости и времени прохождения волны в скважинах приема сигнала. По изменению скорости распространения волны в межскважинном пространстве в зависимости от амплитуды судят о наличии и составе флюида в порах либо о проницаемости пористой среды.

Установлено, что при распространении упругой волны по насыщенной флюидом пористой среде на ее фронте происходит явление фильтрационных перетоков, которые определяют изменение упругих свойств среды, тем большее, чем больше интенсивность волнового воздействия [2, 5].

На основе проведенных теоретических и экспериментальных исследований установлено, что величина смещения жидкости в порах прямо пропорциональна амплитуде волнового возмущения,

проницаемости пористой среды, и обратно пропорциональна вязкости флюида и скорости распространения волны. Таким образом, из этой зависимости следует, что скорость распространения волны уменьшается при увеличении амплитуды волны в зависимости от проницаемости пористой среды [3].

Оценка проницаемости нефтяного пласта может быть произведена с помощью волновых зондирований различной амплитуды и регистрации изменений кинематических и динамических параметров волны, т.е. ее скорости и затухания.

Данное явление может быть положено в основу методики оценки проницаемости нефтяного пласта с помощью сейсмического межскважинного зондирования. Использование данных геофизических исследований скважин и их взаимосвязь с полученными результатами сейсмического зондирования позволит получить более информативные сведения об интегральных величинах межскважинной проницаемости нефтяного пласта [1].

Опробование методики на Александровской площади Туймазинского месторождения проведено в пластах кыновско-пашийского горизонта. Выбор пластов для сеймопросвечивания сделан по данным стандартного и акустического каротажа в паре смежных скважин — 2466 и 2446. Для сравнения использованы данные акустического каротажа в сеймопросвечиваемых скважинах. При разнице в глубинах залегания просвечиваемых пластов около 35 м и расстоянии между ними 372 м, средний угол их наклона не превышает $5,4^\circ$. Таким образом, залегание пластов близко к нормальному, при котором влиянием коэффициента анизотропии скоростей распространения сейсмических волн можно пренебречь.

Межскважинное сеймопросвечивание проведено в нефтенасыщенной (над ВНК) и водонасыщенной (ниже ВНК) частях песчаника соответственно на парных глубинах 1645 и 1700 м и 1670 и 1705 м, а также в пласте аргиллита 1645 и 1678 м. Сейсмограммы первых вступлений волн в приемной скв. 2466 от взрывов ВВ разной массы (до 93 г) в соседней (взрывной) скв. 2446 на вышеуказанных глубинах против идентичных пластов приведены на рис. 1.

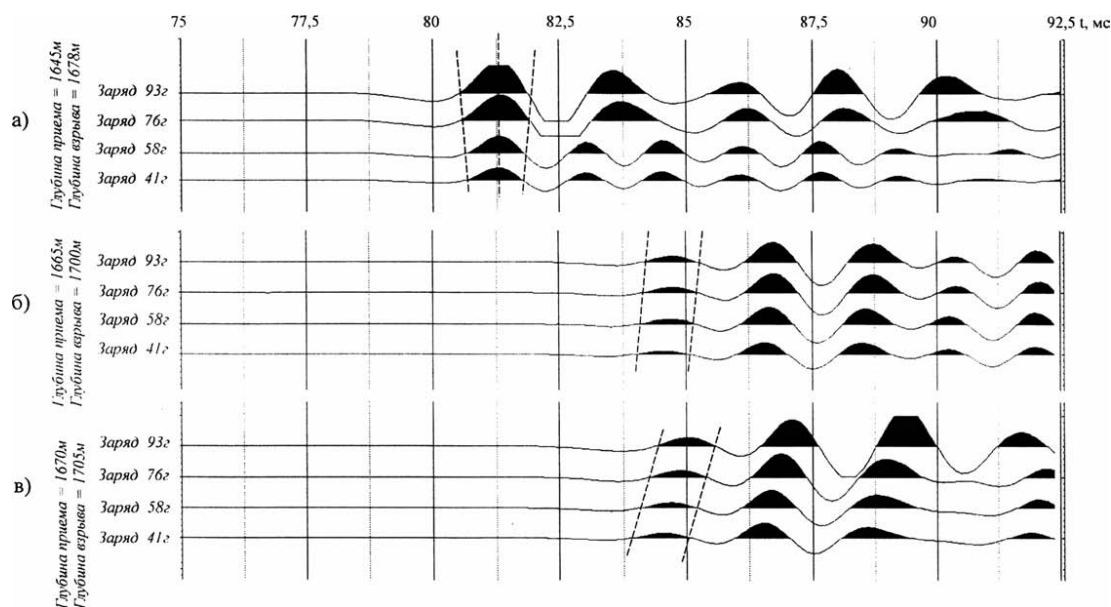


Рис. 1. Результаты межскважинного сеймопросвечивания пластов в скважинах 2446 и 2466 Александровской площади Туймазинского месторождения

а) проницаемого пласта, б) нефтенасыщенного пласта песчаника, в) водонасыщенного пласта.

Обобщая результаты опробования методики в паре скважин на Александровской площади, можно отметить, что приращение Δt_p или уменьшение ΔV_p действительно является функцией амплитуды воздействия на проницаемый пласт, параметром (показателем) которой является эффективная проницаемость, т.е. $K_{пр} = f(\Delta t_p, \Delta A_p)$. Но для определения проницаемости $K_{пр}$ целесообразно

использовать не абсолютную или относительную величину полного приращения Δt_p или уменьшения ΔV_p , а ее градиент, т.е. величину, приведенную к единице изменения амплитуды ΔA_p продольных волн, так как абсолютное значение амплитуды ΔA_p зависит не только от массы заряда, но и от условий возбуждения и приема сейсмических колебаний в просвечиваемых скважинах и прочих факторов. Для установления тарировочной зависимости $K_{np} = f(\Delta t_p, \Delta A_p)$ на конкретной площади или месторождении необходимо иметь 2–3 опорных пласта с неизвестными по керну значениями коэффициентов проницаемости (непроницаемый, средний и максимальной проницаемости) и нефтенасыщенности.

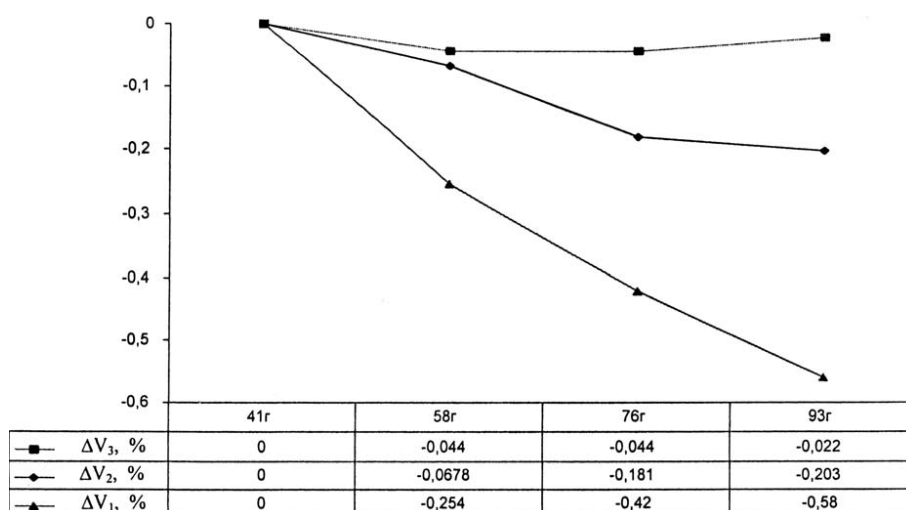


Рис. 2 Зависимость относительного уменьшения скорости в зондируемых пластах водонасыщенного, нефтенасыщенного песчаника и непроницаемого аргиллита – известняка от массы заряда

Литература:

1. Бандов В.П., Халилов В.Ш. Микроструктурные особенности распространения волн в насыщенной пористой среде // Акустический журнал. — 1992. — Т. 38, Вып. 6. — С. 975–983.
2. Кузнецов О.Л., Халилов В.Ш., Антонов К.В. и др. О возможности использования сейсмоакустических методов для оценки проницаемости горных пород // Геофизика. — 2001. — № 1. — С. 42–48.
3. Кузнецов О.Л., Халилов В.Ш., Гафуров Р.Р. и др. Обоснование использования сейсмоакустических методов для оценки проницаемости горных пород // Геология нефти и газа. — 2001. — № 6. — С. 41–48.
4. Патент № 2132560 РФ. Способ оценки проницаемости горных пород / В.Ш. Халилов, Р.Р. Гафуров, К.В. Антонов и др. — № 97104988. Заявлено 24.03.97.
5. Khalilov V.Sh., Gafurov R.R. The acoustic Method of Rock Permeability Determination // Chalk and Shale: Abstracts of the International Conference EAGE. — Brussels, 1995. — V 1. — P. 601–612.

СИМСКАЯ МУЛЬДА — К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Р. К. Шакуров

Башкирский госуниверситет, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Симская мульда занимает центральную часть Каратауского структурного комплекса. Как часть Каратау его происхождение объясняли в составе горстового сооружения Каратау. В связи с тем, что в центральной части этой структуры находятся более молодые отложения чем по краям, данная структура имеет название мульды. В свое время слишком увлекшись шарьяжами и надвигами, геолог Н.Г. Фредерикс [3] происхождение Симской мульды объяснял как тектоническое окно. Симская мульда является наложенной структурой на теле Каратауского структурного комплекса.

Разрез палеозоя по краям Симской мульды начинается терригенной толщей эйфильского яруса — такатинскими слоями, залегающими с разрывом на породах ашинской серии венда. Такатинский горизонт прослежен в южном и восточном обрамлении Симской мульды. Пористость такатинских [1] крупно- и среднезернистых кварцево-полевошпатовых песчаников в пределах Каратауского структурного комплекса достигают 14,8%, проницаемость — 535 мД (миллидарси). По данным [1] мощность такатинских слоев у г. Усть-Катава составляет 3–4 м, в них наблюдаются следы легкого маслянистого битума. Промышленно нефтеносными песчаники являются на Куль-тубинском месторождении.

На такатинском горизонте залегают с постепенным переходом породы ваяшкинского горизонта. Представлены они песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и доломитами песчано-глинистыми. При отсутствии такатинского горизонта, ваяшинские породы залегают непосредственно на отложениях ашинской серии. Мощность колеблется в пределах 15–25 м. Как и такатинские слои, они выклиниваются в северном направлении [1]. В них отмечается маслянистый битум.

Покрышкой для потенциально продуктивных песчаников такатинского и ваяшкинского горизонтов в пределах КСК являются глинистые и глинисто-карбонатные образования вязовского и койвенского (кальцеолового) горизонтов. Мощность первого составляет 6–20 м, а второго 6,8 м (у д. Орловки на р. Катав). В них обнаружен мелкий маслянистый битум.

Чусовской горизонт залегающий в основании живетского яруса представлен кварцевыми песчаниками мощностью от 2 до 7 м. Пористость песчаников достигает 20%, проницаемость — 935 мД. Содержание маслянистого битума 0,0018%. Они развиты на соседних с Каратау площадях и скопления нефти не содержат.

Покрышкой для потенциально продуктивных песчаников чусовского горизонта являются плотные серые тонконаслоенные известняки чеславского горизонта мощностью до 13 м. В нем отмечен легкий маслянистый битум до 0,0003%.

Пашийский горизонт в пределах Симской мульды описан А.П. Тяжевой по западному, восточному и южному обрамлению ее. В разрезах у дд. Серпеевки, Кочкари и Ивановки они лежат на чеславских, у д. Орловки и г. Усть-Катава — на бийских, на г. Россыпной — на вязовских слоях. В разрезах по рекам Ук и Сим, восточнее города Миньяр, пашийские слои залегают [1] на различных толщах миньярской свиты, а в остальных разрезах — на ашинской свите. Сложен пашийский горизонт крупно- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность горизонта от 2 до 12 м. Пористость песчаников достигает 14,8% (на юге и западе Симской мульды), проницаемость — 535 мД. Содержание маслянистого битума в порах песчаников колеблется от следов до 0,04%. Пашийские слои на востоке Симской мульды выклиниваются севернее д. Жеребчик, восточнее бывшей д. Покосного на южном склоне хребта Каратау. На соседних с Каратау площадях (Башкирский свод, Бымско-Кунгурская впадина, Юрюзано-Сылвенская депрессия) промышленные притоки нефти получены на Кызылбаевской, Усть-Айской, Нуримановской, Кушкульской площадях. Покрышкой являются глинисто-карбонатные осадки кыновского, саргаевского, доманикового и самсоновского горизонтов, общей мощностью отложений до 100 м. Распространены они там же, где и пашийские слои.

Орловский горизонт франского яруса трансгрессивно залегает на породах ашинской серии до среднефранского подъяруса. Представлены песчаниками, алевролитами, известняками, нижняя часть разреза сложена бокситами и бокситовидными породами. Пористость песчаников горизонта достигает 13,4–15,4%, проницаемость до 1248 мД. В порах песчаников содержится легкий маслянистый битум от следов до 0,002%. Мощность орловского горизонта составляет на рассматриваемой территории от 16 до 25 м. На Кушкульском месторождении (Башкирский свод) выявлена залежь нефти, приуроченная к эрозионному останцу карбонатов среди поля развития терригенных пород орловского горизонта. В скв. № 62 из интервала 1627–1644 м получена нефть дебитом 3,34 т/сутки. В скв. № 36 Тавтиманово при испытании нижней части верхнефранских карбонатов получена нефть дебитом 3 т/сутки в интервале 2616,8–2682,7 м. Получена нефть и на Усть-Аязовском месторождении.

Усть-катавский горизонт залегает на отложениях орловского горизонта, слагают его известняки и доломиты. Мощность горизонта сильно уменьшается с юга на север. Так, в разрезе на р. Сим (выше г. Сим), он равен 360, а в районе хр. Кряж — 180 м. Пористость карбонатных пород достигает 2%, проницаемость 0,02 мД. Содержание в порах осмоленного битума до 0,0037%.

Фаменский ярус сложен толстослоистыми, сильно трещиноватыми доломитизированными известняками, сменяющимися в верхней части разреза доломитами. Мощность отделений достигает 300 м. Пористость пород от 2,76 до 9,15%, проницаемость от 0,009 до 2,49 мД. Битум встречается 2-х типов — маслянистый и осмоленный. Содержание его от 0,0006 до 0,0025%, иногда до 0,005%.

В некоторых скважинах Юрюзано-Айской впадины отмечены газопоказания. Промышленно нефтеносными фаменские карбонаты являются на Усть-Лемезинском месторождении, расположенном к юго-западу от КСК на границе платформы и Бельской впадины. Здесь в скв. № 55 Тавтиманово дебит нефти составил 2,2 т/сутки.

Турнейский ярус нижнекаменноугольного возраста сложен известняками и доломитами общей мощностью до 30 м. В Юрюзано-Айской впадине в разрезе яруса выделяются пласты-коллектора. Пористость карбонатов от 0,15 до 12%, проницаемость от 0 до 327 мД. Покрышкой для потенциально продуктивных фаменского и турнейского ярусов являются плотные глинистые карбонаты низов визейского яруса.

Башкирский ярус представлен известняками и доломитизированными известняками. Известняки пелитоморфные и органогенно-обломочные битуминозные, трещиноватые. Доломиты кавернозные, трещиноватые. Пористость карбонатов меняется от 0,20 до 20%, проницаемость от 0 до 756 мД. Содержание осмоленного битума достигает 0,015%. Промышленные притоки нефти газа получены на Метелинском, Алегазовском, Апутовском, Муслюмовском месторождениях.

Покрышкой (локальной), по-видимому, можно предположить пласт плотных карбонатов самой верхней части башкирского яруса, прослеживающийся во многих скважинах Юрюзано-Айской впадины. В случае отсутствия этого пласта и московского яруса покрышкой могут быть верхнекаменноугольные и нижнепермские осадки.

Отложения московского яруса среднего карбона на крыльях Симской мульды отсутствуют, что, вероятно, связано с размывом этих осадков. Осадки этого возраста могут быть встречены при бурении в центральной части Симской мульды. На юго-западной части Каратауской антиклинали отложения московского яруса достигают мощности 210 м. В пределах Юрюзано-Айской впадины в московском ярусе (верейский горизонт) прослеживаются 2 продуктивных пласта мощностью 15–20 и 8–10 м. Пористость верейских известняков варьирует от 0,18 до 24%; проницаемость от 0 до 237 мД. Промышленные притоки нефти и газа получены на Метелинском, Алегазовском, Усть-икинском месторождениях. Начальные дебиты нефти колеблются от 2,6 до 20,16 м³/сутки, газа — от 64,4 до 250,5 тыс. м³/сутки.

Покрышкой для возможных залежей нефти и газа в предполагаемых карбонатах московского яруса (в центральной части Симской мульды) является толща мощных отложений нижнепермского возраста, а в пределах южного склона Каратауской антиклинали глинисто-терригенные породы позднекаменноугольного возраста.

Тастубский горизонт Сакмарского яруса нижней перми трансгрессивно залегает на отложениях башкирского яруса. Он представлен глыбовым горизонтом — (так называемая «брекчия Доменной горы»), мы выделяем ее как олистострому [2]. В сложении ее участвуют не окисленные и

плохо окатанные мелко- и крупнообломочные трещиноватые известняковые брекчии с возрастом пород от визейского яруса нижнего отдела до верхов среднего отдела карбона. Свободное пространство между глыбами и обломками заполнено известняково-глинистой рассланцовой массой. Глибовый горизонт, по нашему мнению, обладает хорошими коллекторскими свойствами.

Региональной покрывкой для потенциально возможных, залежей нефти и газа в глибовых отложениях тастубского горизонта являются вышележащие сакмаро-артинские отложения, состоящие из переслаивания песчаников, алевролитов, мергелей и известняков.

Залегающие выше тастубского горизонта стерлитамакский горизонт сакмарского яруса и артинская свита, представлены терригенными осадками. Мощность их в южной части достигает 1470 м, в северной части уменьшается до 200–250 м (разрез Илек). С юга на север уменьшается и размерность обломков терригенных пород — если на юге больше песчаники, алевролиты, то на севере Симской мульды — аргиллиты и мергели с прослоями известняков, реже песчаников. Ложе Симской мульды к северу воздымается. На это указывает и выклинивание среднедевонских, верхнедевонских отложений до орловского горизонта. Такое положение в разрезе Симской мульды верхнепалеозойских осадков создает благоприятные условия для образования ловушек стратиграфического и литологических типов вкупе со структурными, закартированными в пределах Симской мульды по артинским отложениям. Промышленные притоки нефти и газа получены с артинских известняков Лемезинского месторождения Бельской впадины.

Для потенциально возможных залежей терригенных толщ сакмаро-артинского возраста покрывкой могут служить плотные алевролитоглинистые пласты в артинских осадках.

Таким образом, в пределах Симской мульды КСК перспективным [2] на углеводородное сырье представляется разрез верхнерифейско-палеозойских отложений как аллохтона, так и автохтона — региональная нефтегазоносность данных отложений установлена для востока ВЕП. При этом необходимо отметить, что пермский структурный план не совпадает со структурным планом нижележащих палеозойских отложений. Необходимо в будущем провести детальную сейсморазведку 3D.

Благоприятные геологические условия, близость к нефтедобывающим районам и переработки нефти выдвигают этот район в число первоочередных для разведки нефти и газа.

Литература:

1. Камалетдинов Р.А., Хамзин А.З., Габдрахманов Р.М. Перспективы нефтегазоносности Симской мульды на Южном Урале // Известия ВУЗов, геология и разведка. — 1970. — № 8. — С. 57–61.
2. Шакуров Р.К. Нижнепермская олистострома Симской мульды // Тектоника и нефтегазоносность. — Уфа, 1988. — С. 16–21.
3. Фредерикс Г.Н. Вопросы тектоники Урала // Вестник геологического комитета. — 1927. — № 4. — С. 7–15.

К ГЕОХИМИИ ГРАНАТОВ ИЗ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНИТОВЫХ ПОРОД МАССИВА МИНДЯК (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г. И. Беликова¹, Т. Н. Мороз²

¹ *Институт геологии Уфимского научного центра РАН, tagm@ufaras.ru*

² *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, moroz@igm.nsc.ru*

Гранатовые высокобарические породы массива Миндяк всесторонне изучались многими исследователями [1–5, 7, 19]. Рассматривались химические составы пород, геологическое положение, петрология, минералогия, возраст пород, Р-Т условия формирования, геодинамические обстановки. Одной из причин, побуждающих исследователей детальнее рассматривать некоторые аспекты микроэлементного состава высокобарических пород массива, является наличие граната в качестве одного из породообразующих минералов.

Петрологическому изучению пород, где достоверно установлено присутствие гранатов, уделяется много внимания из-за особой информативной роли минерала. Гранат — минерал-индикатор, своего рода минералогический сенсор. Особенности его структуры таковы, что весьма разнообразные замещения могут происходить в трех структурных позициях: двухвалентный катион (кч 8) может быть замещен как двух-, так и трехвалентными ионами: Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Cd^{2+} , элементами группы $HREE^{3+}$, Y^{3+} , в позициях трехвалентного катиона (кч 6) могут размещаться, кроме главных ионов Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , такие как Ga^{3+} , In^{3+} , Sc^{3+} , Co^{3+} , Ti^{4+} , а также элементы группы HFSE. В кремнекислородный тетраэдр вместо кремния (кч 4) могут входить Al^{3+} , Fe^{3+} , Ge^{4+} , Ga^{4+} , изредка — Nb^{5+} , V^{5+} , As^{5+} . Широкий диапазон замещений достаточно детально изучен на синтезированных гранатах. Во всех видах замещений только щелочноземельные элементы Ca, Mg, Sr проявляют неизменную валентность.

В природных кристаллах из разнообразия микропримесей наибольшее внимание привлекает распределение REE.

Нами изучались гранаты из ксенолита гранатовых пироксенитов массива Миндяк. Ксенолит — небольшое (в поперечнике ~20 см) слегка вытянутое тело с контрастной освещенной каймой (шириной ~7–10 мм) во внешней части. Внутренняя часть тела названа «ядром», вытянутое направление — условная «ось», вдоль которой отбирались пробы для аналитических работ. Диаметрально противоположные участки периферийной зоны, соответствующие выходам «оси», условно обозначены как «верхний» и «нижний» края.

Гранатовые пироксениты массива Миндяк детально охарактеризованы Е.В. Пушкаревым [3, 4, 5]. Зону освещения высокобарических гранатовых пород по периферии блоков Е.В. Пушкарев объясняет проявлением родингитизации. Аналогичное освещение породы по периферии наблюдается и в изучаемом нами ксенолите. Гранаты в ксенолите представлены либо отдельными изометричными кристаллами от 1 до 3 мм, либо образуют агрегаты неправильной формы. Для изучения использовались отобранные под микроскопом монофракции граната.

Составы и некоторые особенности свойств кристаллов гранатов исследовались комплексом локальных инструментальных методов: электронного микрозондирования (анализатор JXA 8100 JEOL, ИГМ СО РАН); колебательной спектроскопии (ИК, спектрометр Bruker FT-LR, VERTEX 70) и комбинационного рассеяния (КР, спектрометр Lab Ram HR 800, микроскоп Olympus, ИГМ СО РАН).

Содержания главных компонентов в кристаллах гранатов из гранат-пироксенитовых пород Миндяка приведены в виде кристаллохимических формул в табл. 1. Для сравнения дан состав зонального кристалла из эклогитов Максютковского метаморфического комплекса (С — центр, r1 — край).

Составы изоморфных компонентов изучаемых гранатов (табл. 2) свойственны Сг-содержащим пиральспитам, причем ведущим компонентом является пироп, что указывает на их глубинное происхождение.

Таблица 1

Кристаллохимические формулы гранатов из гранат-пироксенитовых пород массива Миндяк

Обр.	CaO/Al ₂ O ₃	(Mg...Ca...Mn...) (Al...Fe...Cr...) Si...O ₁₂
А верх	0,512	(Mg _{0,567} Ca _{0,422} Mn _{0,010}) ₃ (Al _{0,673} Fe _{0,322} Cr _{0,005}) ₂ Si _{3,024} O ₁₂
1a	0,541	(Mg _{0,540} Ca _{0,449} Mn _{0,010}) ₃ (Al _{0,679} Fe _{0,319} Cr _{0,002}) ₂ Si _{3,025} O ₁₂
В	0,5118	(Mg _{0,574} Ca _{0,413} Mn _{0,013}) ₃ (Al _{0,685} Fe _{0,314} Cr _{0,001}) ₂ Si _{3,0187} O ₁₂
1b центр	0,516	(Mg _{0,559} Ca _{0,426} Mn _{0,017}) ₃ (Al _{0,682} Fe _{0,316} Cr _{0,0077}) ₂ Si _{3,033} O ₁₂
С низ	0,495	(Mg _{0,593} Ca _{0,402} Mn _{0,011}) ₃ (Al _{0,688} Fe _{0,311} Cr _{0,0015}) ₂ Si _{3,021} O ₁₂
1c	0,502	(Mg _{0,557} Ca _{0,411} Mn _{0,012}) ₃ (Al _{0,679} Fe _{0,319} Cr _{0,0014}) ₂ Si _{3,023} O ₁₂
6	0,542	(Mg _{0,564} Ca _{0,428} Mn _{0,008}) ₃ (Al _{0,690} Fe _{0,304} Cr _{0,005}) ₂ Si _{3,027} O ₁₂
6a	0,504	(Mg _{0,567} Ca _{0,423} Mn _{0,0091}) ₃ (Al _{0,671} Fe _{0,325} Cr _{0,003}) ₂ Si _{3,027} O ₁₂
7	0,510	(Mg _{0,532} Ca _{0,433} Mn _{0,045}) ₃ (Al _{0,659} Fe _{0,338} Cr _{0,0017}) ₂ Si _{3,021} O ₁₂
7a	0,558	(Mg _{0,542} Ca _{0,447} Mn _{0,010}) ₃ (Al _{0,683} Fe _{0,313} Cr _{0,0059}) ₂ Si _{3,018} O ₁₂
*33/08-4-2a2	с	(Mg _{0,146} Ca _{0,271} Fe _{0,542} Mn _{0,020}) ₃ (Al _{0,957} Fe _{0,040} Cr _{0,003}) ₂ Si _{3,04} O ₁₂
*33/08-4-2a1	r1	(Mg _{0,161} Ca _{0,273} Fe _{0,545} Mn _{0,020}) ₃ (Al _{0,973} Fe _{0,024} Cr _{0,002}) ₂ Si _{3,05} O ₁₂

Примечание: * — зональный гранат из эклогитов Максютковского комплекса.

Таблица 2

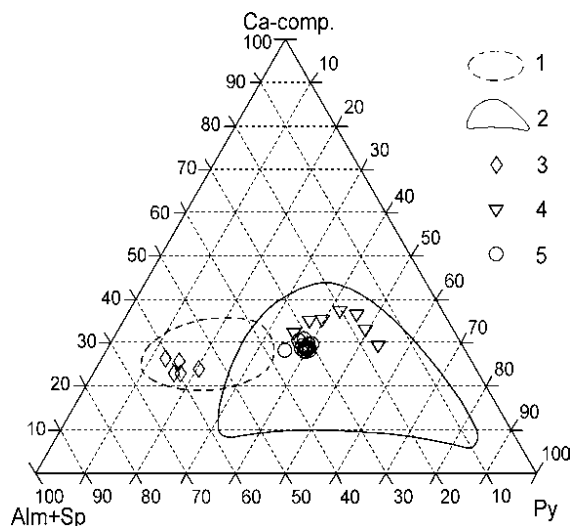
Содержания изоморфных компонентов в гранатах из гранатовых пироксенитов массива Миндяк

Точка зондирования	Пироп	Альмандин	Спессартин	Са-компонент
В	41,09	28,61	0,94	29,41
1b	38,90	29,35	1,19	29,70
2b	41,07	29,36	0,71	28,76
С	41,39	28,72	0,80	28,62
1c	40,65	29,68	0,86	28,88
2c	40,27	28,52	0,86	29,99
А	39,46	30,18	0,71	29,34
1a	37,60	29,76	0,73	31,29
2a	40,32	28,62	0,83	30,28
3	40,34	29,20	0,96	29,46
3a	39,91	29,93	1,28	29,21
3b	41,02	28,89	0,72	29,38
4	40,16	27,83	0,77	29,86
4a	39,88	29,40	0,95	29,78
4b	40,68	29,38	0,71	29,42
7	35,96	32,41	2,30	29,27
7a	38,72	28,78	0,72	31,94
7b	38,79	30,89	1,59	28,71
6	40,62	27,60	0,65	30,93
6a	39,00	30,86	0,63	29,17
6b	35,40	35,77	1,99	26,95
5	40,07	29,78	0,91	29,26
5a	40,77	28,87	1,12	28,78
5b	41,65	28,30	0,93	28,62

На классификационной диаграмме Alm+Sp—Ca comp.—Py, характеризующей распространенность гранатов в определенных типах пород в соответствии с составом их изоморфных компонентов (рис. 1), изучаемые гранаты размещаются в поле кимберлитовых эклогитов, тесно встраиваясь в ряд гранатовых пироксенитов массива Миндяк, по [5]. Данное обстоятельство оптимизирует нормирование REE в гранатах на гранатовые пироксениты.

Рис. 1. Зависимость состава гранатов от условий образования на диаграмме соотношений Alm+Sp—Ca comp.—Py, по [8]

Условные обозначения: 1 — поле альмандиновых эклогитов Казахстана; 2 — поле алмазоносных эклогитов из кимберлитов; 3 — гранаты из эклогитов Максютковского комплекса, по [6]; 4 — гранатовые пироксениты массива Миндяк, по [5]; 5 — гранаты из гранатовых пироксенитов массива Миндяк.



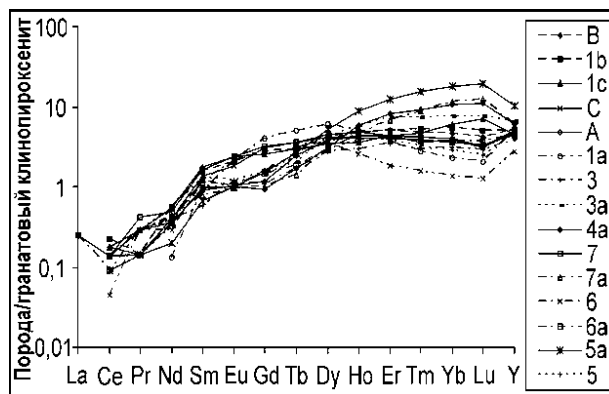
В распределении REE (рис. 2) в гранатах проявляется четкая дифференциация по группам: низкие концентрации LREE вплоть до уровня bdl, возрастающее содержание MREE и дальнейший рост количеств HREE. При этом проявляется следующая особенность: содержания всех элементов группы HREE от Dy по Lu в кристаллах, размещающихся в «ядре», одинаковы (кривые B, 1b), тогда как содержания этих элементов в гранатах из верхнего и нижнего краев тела монотонно отклоняются в обе стороны от центральных кривых.

Рис. 2. Распределение Y и REE в гранатах массива Миндяк, нормированное по гранатовому клинопироксениту

Значительное превышение содержаний HREE над остальными ($La/Yb = 0,003$) не случайно, резкая дифференциация REE в гранатах проявляется и при нормировании по гранатовым перидотитам и по РМ.

Подобный вид спектра характерен для среднетемпературных перидотитов и высокотемпературных гранатов. Степень дифференцированности спектра REE связана с величинами коэффициентов распределения элементов между минеральной фазой и расплавом $KGrt/Melt$, т.е. степенью когерентности элементов. По данным [14], коэффициент распределения HREE для гранатов имеет значения $KGrt/Melt > 1$ (от 1,9 для Dy до 6,9 для Lu). Для амфиболов и клинопироксенов в расплавах базальтов коэффициенты составляют ряд $HREE Cpx/Melt, Amf/Melt > LREE Cpx/Melt, Amf/Melt$, т.е. HREE высококогерентны по отношению к гранату. Резко дифференцированный спектр REE ранее отмечался нами для гранатов из эклогитов Максютковского комплекса и гранатов из гранат-пироксенитовых пород Миндяка [6]. Симметричное «разуплотнение» спектра REE, по-видимому, результат накопления твердофазных включений в гранатах из периферийной части ксенолита и попадания точек анализа в примесные фазы.

Приведенные в табл. 2 содержания изоморфных компонентов по существу представляют собой нормативные (расчетные) составы кристаллов граната из разных зон ксенолита. Для надежной идентификации реальных разновидностей гранатов нужны дополнительные исследования, основанные на изучении индивидуальных физических свойств минералов, в частности, методы колебательной спектроскопии.



ИК-спектры монофракций гранатов Миндякского массива представлены на рис. 3. Наблюдаемые полосы поглощения с максимумами в области 459, 481, 567, 869, 892, 958,6 см^{-1} для ИК-спектров гранатов края несколько отличаются от полос поглощения, а именно 461, 483 см^{-1} , 568 см^{-1} , 870, 893, 959,5 см^{-1} — для центра (ядра), что объясняется некоторым различием в содержании как основных, так и микроэлементов. В ИК-спектрах этих образцов интенсивность полосы 635 см^{-1} незначительна, что указывает на большее содержание пиропы [9, 10, 12, 20]. Наблюдаемые полосы для ИК-спектров можно отнести к пиральспитам с большим содержанием пироповой компоненты, что подтверждается данными микронзондового анализа (табл. 2).

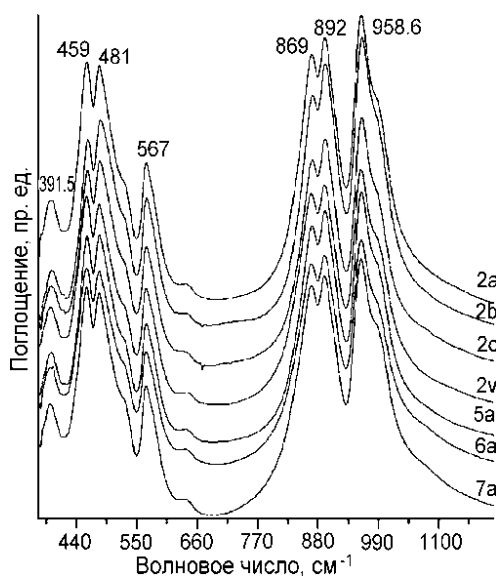


Рис. 3. ИК-спектры монофракций гранатов, выделенных из разных участков ксенолита гранатовых пироксенитов

Более разнообразная информация была получена при изучении микро КР-спектров, которые регистрировались с использованием линии 514,5 нм аргонового (Ar^+) лазера и 325 нм гелий-кадмиевого (HeCd) лазера. Полученные данные из зарегистрированных КР-спектров, а также КР-спектров из литературных источников [11, 13, 15–18] приведены на рис. 4. Соотношение волновых чисел для полос в КР-спектрах, соответствующих валентным, деформационным и ротационным связям Si-O групп различно для конечных членов и смешанных растворов гранатов [11, 13, 15–18] (рис. 4). В работах [15–17] приведены данные для синтетических смесей. В верхней краевой и центральной частях ксенолита гранаты в основном пиральспитового состава, тогда как в нижней части встречаются и андрадитовые миналы, для одной микроточки верхней края (1a) КР-спектр соответствовал уваровиту (рис. 4). Приведенные на рис. 5 КР-спектры демонстрируют вышеприведенные результаты. Так, для микроточек верхней краевой части КР-спектры соответствуют пиральспитам (рис. 5, две верхние кривые) и уваровиту — нижняя кривая.

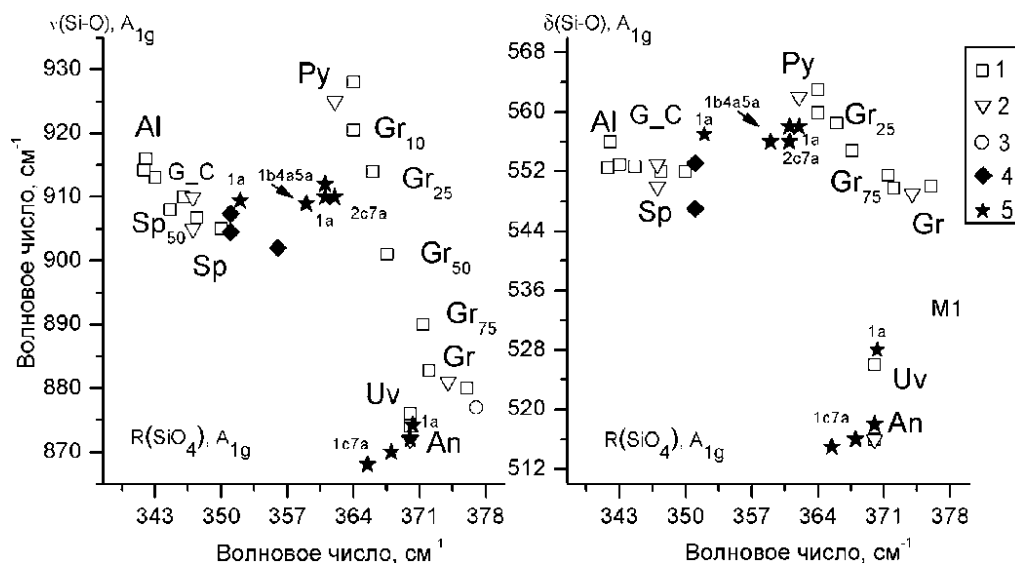


Рис. 4. Соотношение волновых чисел активных в КР-спектрах колебаний для гранатов

Условные обозначения: 1 — [16, 17]; 2 — [11, 15]; 3 — [18], C-G — [13]; 4 — данные по Максютовскому комплексу, 5 — экспериментальные данные по Миндякскому массиву. Py — пироп; Gr — гроссулярь; Al — альмандин; An — андрадит; Sp — спессартин; Uv — уваровит.

Рис. 5. КР-спектры кристаллов из краевого участка 1а.

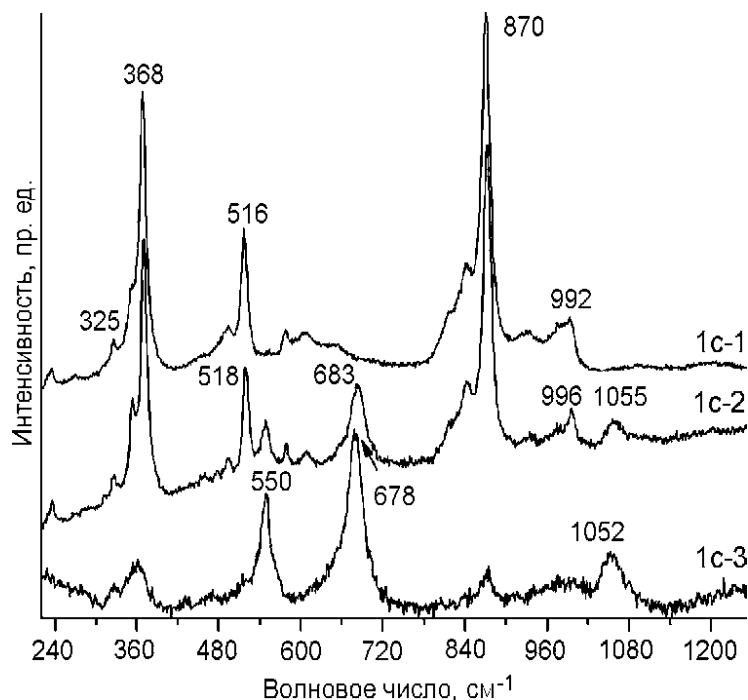
2 верхние кривые — пиральспиты, нижняя — андрадит.

В работе показано, что для выявления реальной природы гранатовой минерализации недостаточно знать нормативный состав, нужна более полная информация о составе структурных примесей и закономерностях их пространственного распределения в кристалле. В этом отношении более информативны методы колебательной спектроскопии.

Подтвердилось исходное предположение о неоднородности составов граната в теле ксенолита, наметился определенный тренд распределения сосуществующих минеральных фаз.

Для детализации информации нужна более густая сетка анализируемых микроточек, а также выбор нескольких сечений через тело ксенолита, к примеру, через поперечное сечение и другие направления.

Авторы искренне признательны В.Н. Корольку (ИГМ СО РАН) и С.А. Ягудиной (ИГ УНЦ РАН) за выполнение аналитических работ.



Литература:

1. Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // ДАН СССР. — 1984. — № 2. — С. 382–387.
2. Пушкарёв Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Матер. 4-й Респ. конф. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. — Т. 1. — С. 155–168.
3. Пушкарёв Е.В., Гуляева Г.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник—1994. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. — С. 82–86.
4. Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А. Высокобарические гранатовые ультраосновные и основные породы в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Южном Урале: геологическое положение, петрология, возраст и геодинамическая интерпретация: Тр. III межд. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». — Екатеринбург, 2009. — Т. 2. — С. 119–124.
5. Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. — 2010. — № 5. — С. 101–133.
6. Рахимов И.Р., Беликова Г.И., Мороз Т.Н., Салихов Д.Н. Новые данные о распределении микроэлементов в гранатах Максютковского метаморфического и Миндякского габброидного комплексов, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов—2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. — С. 258–262.
7. Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 2001. — Т. 76, Вып. 1. — С. 22–29.
8. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. — М.: Наука, 1985. — 285 с.
9. Ballaran T.B., Carpenter, M.A., Geiger C.A., Koziol A.M. Local structural heterogeneity in garnet solid solutions // Phys. Chem. Minerals. — 1999. — V. 26. — P. 554–569.

10. Bosenick A., Geiger C.A., Schaller T., Sebal A. A ^{29}Si MAS NMR and IR spectroscopic investigation of synthetic pyrope-grossular garnet solid solutions // Amer. Mineral. — 1995, — V. 80. — P. 691–704.
11. Chopelas A. Single crystal Raman spectrum of uvarovite, $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ // Phys. Chem. Minerals. — 2005. — V. 32. — P. 525–530.
12. Geiger C.A. Spectroscopic investigation relating to the structural, crystal-chemical and lattice-dynamic properties of $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ garnet: A review and analysis // Spectroscopic methods in mineralogy: EMU Notes in Mineralogy / A. Beran, E. Libowitzky (Eds.). — Budapest: Eotvos University press, 2004. — V. 6, Ch. 14. — P. 589–645.
13. Gillet P., Sautter V., Harris J. et al. Raman spectroscopic study of garnet inclusions in diamonds from the mantle transition zone // Am. Mineral. — 2002. — V. 87. — P. 312–317.
14. Green T.H., Pearson N.J. Experimental determination of REE partition coefficient between amphibole and Basaltic liquids at high pressure // Geochim. et cosmochim. Acta. — 1985. — V. 49. — P. 1465–1468.
15. Hofmeister A.M., Chopelas A. Vibrational spectroscopy of end-member silicate garnets // Phys. Chem. Mineral. — 1991. — V. 17. — P. 503–526.
16. Kolesov B.A., Geiger C.A. Raman spectra of silicate garnets // Phys. Chem. Minerals. — 1998. — V. 25. — P. 142–151.
17. Kolesov B.A., Geiger C.A. Low-temperature single-crystal Raman spectrum of pyrope. Phys. Chem. Minerals. — 2000. — V. 27. — P. 645–649.
18. Moroz T., Ragozin A., Salikhov D. et al. Micro-Raman spectra of ugrandite garnet // Spectrochim. Acta. Part A. — 2009. — V. 73. — P. 436–439.
19. Scarrow J.H., Savelyeva G.N., Glodny J. et al. The Mindyak Paleozoic Iherzolite ophiolite, Southern Ural: geochemistry and geochronology // Ophioliti. — 1999. — V. 24, No 2. — P. 241–248.
20. Tarty P., Deliens M. Correlations between the Infrared Spectrum and the Composition of Garnets in the Pyrope-Almandine-Spessartine series // Contr. Mineral. and Petrol. — 1973. — V. 40. — P. 25–37.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ТРУБЫ «ОЧАГА РАЗРУЗКИ» ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАНАЛЫК-БАЙМАКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В. М. Горожанин¹, Х. Ю. Шахмуратов²

¹ Институт геологии Уфимского научного центра РАН

² Сибайский филиал ОАО «Башкиргеология»

В 2012 г. одним из авторов настоящей статьи, Х.Ю. Шахмуратовым, в карьере Юбилейного медноколчеданного месторождения, расположенного в северной части Таналык-Баймакской депрессии, были обнаружены необычные литологические образования трубчатой формы, первоначально принятые им за реликты «черных курильщиков» — трубообразных рудоподводящих каналов, с которыми в настоящее время связывают формирование рудных сульфидных залежей колчеданного типа в областях подводного вулканизма. Трубчатые тела были найдены, однако, в стратиграфически более молодых — юрских отложениях, перекрывающих рудосодержащую вулканогенную толщу девонского возраста. Эти отложения здесь представлены почти мономинеральными кварцевыми песками белого цвета, на фоне которого хорошо заметны корки и трубы, сложенные гидроокислами железа (образцы этих трубчатых образований хранятся в музее ОАО «Хайбуллинская горная компания», которое ведет разработку Юбилейного медноколчеданного месторождения).

Трубчатая форма — довольно редкое явление для осадочных геологических тел, для которых наиболее характерны пластовые формы. Несомненно, она свидетельствует о вторичном характере перераспределяющего осадочное вещество процесса, скорее всего, движения растворов, а также говорит об узконаправленном, струйном характере его протекания.

Изучение этого явления представляет несомненный интерес по двум причинам. Во-первых, локально-струйное течение растворов в пластовых телах, характеризующихся межгранулярной,

т.е. объемной пористостью — явление малораспространенное и малоизученное, во-вторых, как показывает сравнение с имеющимися аналогами, с ним могут быть связаны скопления определенных рудных компонентов.

Геологическая позиция. Юбилейное медноколчеданное месторождение находится в западной части Магнитогорского мегасинклинория, происхождение вулканогенный разрез которого обязано области активного вулканизма в условиях внутриокеанической островной дуги средне- и позднедевонского времени. Рудообразующий процесс был связан с формированием контрастной базальт-риолитовой баймак-бурибаевской формации. В отличие от многих других колчеданных месторождений этого рудного района, рудовмещающие толщи которых обнажены на поверхности, девонский вулканогенный разрез Юбилейного месторождения перекрыт довольно мощным чехлом осадочных образований юрского возраста, выполняющих наложенную впадину грабенового типа, именуемую Таналык-Баймакской (в южной части — Орской) депрессией.

Разрез юрских отложений в депрессии сложен конгломератами, песчаниками, глинами, бурыми углями, залегающими в трансгрессивной последовательности. Состав пород, от грубообломочных и до глинисто-алевритистых угольсодержащих осадков, свидетельствует об осадконакоплении в условиях межгорной впадины, бортовые зоны которой были сложены метаморфитами хр. Уралтау на западе и основными эффузивами хр. Иркендык на востоке.

Детали строения юрской осадочной толщи можно найти в работе [3], согласно которой в разрезах, расположенных в непосредственной близости от Юбилейного месторождения, установлены два горизонта конгломератов, в верхнем из которых, названном агломератовым из-за песчаного цемента-заполнителя, находится пласт песчаника с интенсивным железистым цементом (рис. 1).

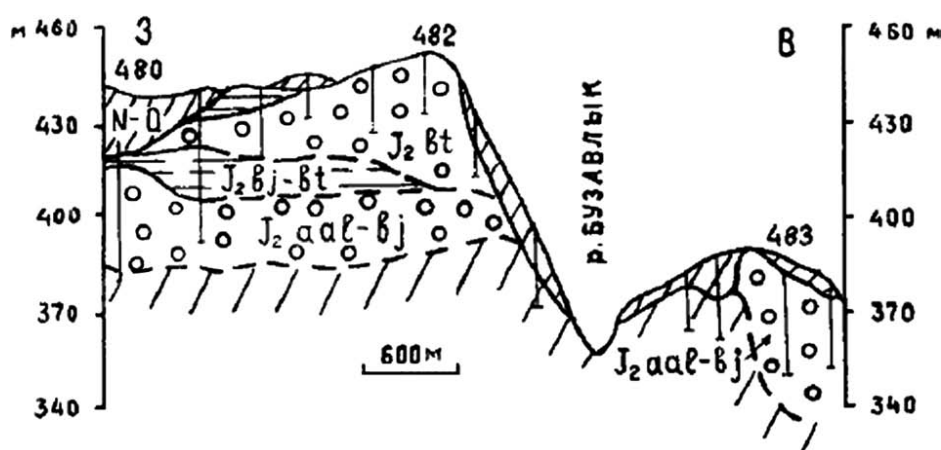


Рис. 1. Разрез юрских отложений в северной части Таналык-Баймакской депрессии (по [3], с изменениями)

Обломочные породы характеризуются хорошей сортировкой материала по составу и размеру зерен. Гальки и песчаные зерна хорошо окатаны. В их составе резко преобладают кварц и кварцито-песчаники из метаморфических пород; меньшую часть составляют кремнистые породы.

Общая мощность юрских отложений достигает 250 м, она максимальна в западном борту впадины, уменьшаясь к востоку до 120 м [3]. Такая резкая изменчивость мощностей на небольшом расстоянии указывает на сильно расчлененный рельеф во время осадкообразования, вероятно, обусловленный блоковым строением дна рифтогенной впадины, ступенчато погружающегося в юго-западном направлении, а также, вероятно, на синтетектонический характер седиментации.

Геологические разрезы, построенные Н.Н. Яхимовичем [3] по широтному профилю скважин через Юбилейное месторождение (рис. 1), выявили также тектоническую нарушенность юрских отложений по разломам сбросового типа, трассируемых на поверхности земли на простирании разломов, секущих девонскую вулканогенную толщу в направлении с юго-востока на северо-запад. Эти наиболее молодые разломы, вероятно, связаны с новейшими, постплиоценовыми тектоническими движениями во время роста Уральского неотектонического горного сооружения.

Трубообразные образования встречаются в верхнем, агломератовом пласте юрской толщи, вскрытой бортовым уступом карьера Юбилейного месторождения. Из-за рыхлости отложений в коренном залегании трубы не обнаружены, поэтому невозможно составить правильное представление об их истинных размерах и положении. Они представлены в основном фрагментами с размерами от 10–20 до 40–50 см, диаметром в среднем 6–8 см; состоят из плотных, крепко сцементированных стенок толщиной 1–15 см и рыхлой, плохо сцементированной сердцевины, нередко отсутствующей (рис. 2). Нередко наблюдаются отдельные корки или слои, представляющие, вероятно, расколотые вдоль части труб.

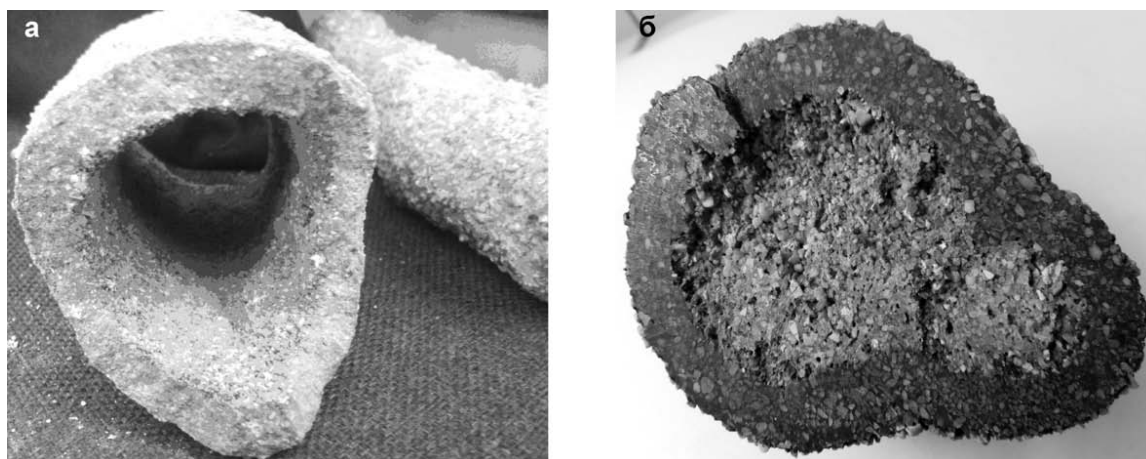


Рис. 2 Минерализованные трубчатые образования из юрских отложений в карьере Юбилейного медноколчеданного месторождения; а — кремнистого состава, б — железистого состава

По составу выделены две разновидности — железистая (резко преобладает) и кремнистая, сцементированные стенки которых сложены, соответственно, гидрогетитом и кварцем.

Химический состав железистых труб — рыхлой сердцевины и плотной стенки, представлен в таблицах 1, 2. Он показывает, что наблюдаются резкие отличия в их составе по содержанию кремнезема и железа.

Таблица 1

Химический состав (вес. %), железистой «трубы» очага разгрузки, месторождение Юбилейное

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Sum
Внешн.	60,27	0,12	1,14	28,29	0,03	5,02	0,033	н.о.	0,17	0,163	0,045	95,55
Внутр.	98,00	0,16	2,89	0,94	н.о.	н.о.	0,02	2,07	0,24	0,058	0,005	102,1

Таблица 2

Содержание микроэлементов железистой «трубе» очага разгрузки (г/т), месторождение Юбилейное

	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Cr	V	Ni	Co
Внешн.	29	42	н.о.	20	58	4	4493	392	16	13
Внутр.	41	н.о.	н.о.	13	62	10	41	16	41	н.о.

Примечания: н.о. — не обнаружено. Данные РФА, аналитики С.В. Мичурин, З. Бектимирова.

Содержания микроэлементов в целом находятся на уровне фона, исключение составляют только повышенные содержания ванадия — 392 г/т и хрома, достигающее аномальных значений 4493 г/т.

Для понимания генезиса описанных концентраций железа в необычной форме, важно сравнение с другими проявлениями осадочных железных руд. В Орской депрессии известны окисдно-железистые руды (Буруктаьское и другие месторождения), сформированные в озерной обстановке на коре выветривания ультраосновных массивов, которые из-за высоких концентраций никеля называют месторождениями природно-легированных железных руд [2]. Элювиальные руды этих месторождений представляют собой железоксидные оолиты, образованные в озерной обстановке на коре выветривания, в связи с чем в них наблюдаются высокие концентрации V, Ni, Cr, которые выпадают в осадок на окислительном геохимическом барьере.

Высокое содержание хрома в юрских железоксидных образованиях Юбилейного месторождения также указывает на их генетическую связь с породами основного и ультраосновного типа и механизм образования, сходный с генезисом Орско-Халиловских руд. Однако концентрации ванадия и особенно никеля существенно меньше, чем в Орско-Халиловских оксидных рудах, что требует объяснения. Мы полагаем, что причины таких отличий заключаются в удаленности от потенциального источника химических элементов и особенностях их геохимического поведения. Орско-Халиловские оксиды формировались в элювиальных условиях, практически на месте поступления химических элементов в водный раствор, т.е. они не претерпели дифференциации на путях миграции. В оксидах Юбилейного месторождения миграция была более дальней, в соответствии с внутрипластовым движением подземных вод от водосборных территорий к центру межгорной впадины. В этих условиях миграция хрома, проявляющего, в отличие от ванадия и никеля, и более высокую степень окисления, оказывалась более дальней.

Модель. Механизм формирования трубчатых железистых образований в агломератовой толще хорошо вписывается в модель очага разгрузки подземных вод в осадочном чехле молодых платформ и межгорных впадин. Многочисленные примеры таких минерализованных труб, которые в ряде случаев принимали за стволы окаменевших деревьев, приведены в [1] для Скифской, Туранской плит и многих других регионов мира. Вертикальные «трубы» чаще всего фиксируют восходящие ветви напорных горизонтов подземных вод в местах пересечения осадочного чехла разломами.

В нашем случае высокие концентрации хрома в железистых образованиях указывают именно на то, что источником железа в «трубах» была кора выветривания ультраосновного массива (вероятно, в зоне Уралтау), а не нижележащая колчеданная залежь.

Описанное явление, возможно, имеет более широкое распространение на Южном Урале. Кроме Таналык-Баймакской депрессии, подобные образования встречены авторами в самых молодых впадинах, заполненных терригенными песчаными отложениями. В частности, в Кутлугузинском карьере кварцевого песка в Предуральском краевом прогибе кроме железистых трубчатых образований можно наблюдать кварцевые стяжения шарообразной формы, а также неопределенной, вероятно, столбообразной, регулярно распределенные по площади карьера. В Предуральском прогибе также широко распространены зоны окремнения (гряда Синие Камни в оренбургском Предуралье, окремнение известняков казанского яруса в районе Саракташа и т.д.), которые, вероятно, также представляют собой минерализованные зоны разгрузки подземных вод, сформированные на неотектоническом этапе активизации территории.

Литература:

1. Печенкин И.Г. Литолого-геохимические индикаторы древних очагов разгрузки пластовых вод // Ленинградская школа литологии: Матер. Всерос. литол. совещ., посвящ 100-летию Л.Б. Рухина, Санкт-Петербург, 25–29 сент. 2012 г. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2012. – Т. 2. – С. 259–261.
2. Таловина И.В., Лазаренков В.Г., Воронцова Н.И. и др. Геохимические барьеры в никелевых корах выветривания на примере Буруктаьского месторождения, Южный Урал // Записки Горного института. – 2011. – Т. 184. – С. 112–119.
3. Яхимович Н.Н. К расчленению юрских отложений Таналык-Баймакской депрессии на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1996. – Т. 71, Вып. 3. – С. 56–67.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ПИКРИТОВЫХ И ПИКРОДОЛЕРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Пикритовые комплексы, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения пикритовой ассоциации, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию и прилегающей части Восточно-Европейской платформы. В последнее время были получены многочисленные новые материалы о геологическом строении, возрасте, минералогии, геохимии и петрологии этих специфичных магматических пород [2, 4, 6], несущих значительный объем информации как о геодинамическом развитии региона в нео-мезо-протерозойское время, так и о процессах формирования рудных объектов, расположенных на этой территории.

Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных различным вопросам геологии пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала, рудная минерализация этих пород полностью не изучена.

Как установлено минераграфическими исследованиями, сульфидная минерализация присутствует во всех пикритовых комплексах. Форма выделения сульфидов и их количество определяются условиями формирования магматических тел. Наибольшее количество минералов и разнообразие форм выделения встречается в глубоко дифференцированных телах шуйдинского и мисаелгинского комплексов. По времени образования среди сульфидов можно выделить как минимум две генерации, первая из которых представлена ликвационными «каплями», имеющими идеально круглую и эллипсоидно-удлиненную форму, либо встречающиеся в виде хорошо ограненных кристаллов. В большинстве случаев «капли» представлены пентландит + пирротин + магнетитовой, пентландит + халькопиритовой, пентландит + халькопирит + борнитовой, пирротин + пиритовой и другими парагенетическими ассоциациями. Как правило, эти сульфиды приурочены к нижним и средним частям дифференцированных тел. В верхних горизонтах дифференцированных интрузивов меняется тип минерализации и форма выделения рудных минералов, которые мы относим ко второй генерации. Наиболее часто здесь встречается окисная ильменит-титаномagnetит-магнетитовая ассоциация, представленная ксеноморфными (реже идиоморфными) выделениями часто образующими локальные участки с сидеронитовой структурой. Среди сульфидов преобладающими являются халькопирит, пирротин и пирит, встречающиеся либо в сростаниях друг с другом, либо по отдельности. Как правило, рудные минералы II генерации располагаются в интерстициях силикатов. Детально сульфидная минерализация была изучена на растровом электронном микроскопе РЭММ-202М в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс), в результате чего в породах были установлены: пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, пентландит, зигенит, миллерит, кобальтин и халькозин.

Анализ совокупности всех имеющихся материалов позволяет предполагать, что генезис сульфидной минерализации в обобщенном виде можно описать схемой: обособление сульфидной жидкости в виде локальных капель → формирование моносльфидного твердого раствора → распад твердого раствора.

Геохимические характеристики разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала подчеркивают их генетическую специфику, то есть принадлежность отдельных комплексов к производным непосредственного плавления мантийного субстрата (шуйдинский, лапыштинский, ишлинский, мисаелгинский и лысогорский комплексы) и продуктам внутрикамерной дифференциации в промежуточных очагах (шатакский комплекс). Нормализованные содержания РЗЭ во всех пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала очень близки к их количествам, характеризующим субщелочные оливиновые базальты рифта Афар, входящего в систему Восточно-Африканских рифтов, при том что по содержаниям

щелочей южноуральские породы относятся к нормальному ряду. Из величин отношений Ti/Y , Sm/Yb и Lu/Hf , позволяющих судить о глубине выплавления и/или степени плавления мантийного источника [3], которые равны соответственно: шуйдинский комплекс — 195–326; 1,16–2,32; 0,09–0,18; лапыштинский — 385–402; 2,66–4,19; 0,078–0,088; мисаелгинский — 535–1443; 3,96–4,31; 0,04–0,06 и лысогорский — 517–542; 3,82–4,18; 0,045–0,053 следует, что наиболее глубинными (фаия гранатовых перидотитов) 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.

В связи с установленной «кобальтовой» специализацией сульфидной минерализации пикритовых комплексов (наличие зигенита, постоянная примесь Co в пентландитах) представляется интересным сравнить количества Co в пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала с данными по средним содержаниям этого элемента в различных разновидностях пород. Из проведенного анализа следует, что в породах мисаелгинского, лысогорского и шатакского комплексов количества Co превышают значения, характерные для среднего пикрита, образуя «непрерывный переход» между эталонными составами пикрита и верхней мантии, т.е. первичным расплавам, сформировавшим пикритовые и пикродолеритовые комплексы западного склона Южного Урала, изначально присуща «кобальтовая» специализация, обусловленная, вероятнее всего, параметрами магмообразования при плавлении мантийного субстрата.

Благороднометальная геохимическая специализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала также обладает рядом специфических черт, позволяющих, совместно с геохимическими данными, приведенными выше, с большей полнотой воссоздать условия генерации расплавов, сформировавших эти комплексы и охарактеризовать геодинамические обстановки, в которых процессы магмогенерации реализовывались. Обобщенный анализ результатов по содержаниям и распределению платиноидов и золота в пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала можно свести к следующему:

- для пород всех разновременных комплексов характерно четко проявленное обогащение Au , Pd , Pt и Rh по отношению к примитивной мантии, что свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма;
- по сравнению со средними содержаниями благородных металлов в пикритах и коматититах южноуральские пикриты и пикродолериты в значительной степени обогащены Pd и Rh при близких (либо незначительно превышающих) количествах Au , Pt , Ru и Ir , что указывает на специфику южноуральской магматической провинции;
- наибольшей подвижностью в процессах внутрикоровой дифференциации обладают Pt , Pd и Au , количества которых могут различаться на 1 порядок;
- принципиальных отличий в конфигурации трендов, характеризующих породы разновременных комплексов, не установлено, что может служить доказательством близости условий магмогенерации на рифейско-вендском этапе развития региона, в то же время, различия в количествах Ir между шуйдинским, лапыштинским и шатакским комплексами, с одной стороны, и мисаелгинским, лысогорским и ишлинским — с другой, подтверждают заключение о вариациях условий мантийной магмогенерации, сделанное выше на основании анализа Ti/Y , Sm/Yb и Lu/Hf отношений.

Подводя итог характеристике рудной минерализации и геохимии пикритового и пикродолеритового магматизма западного склона Южного Урала, следует констатировать, что процессы формирования базит-гипербазитовых комплексов определялись спецификой развития региона в рифейско-вендское время. Неоднократно проявленные этапы рифтогенного развития [1], обусловленные плюмовыми процессами [5], привели к формированию магматической провинции, охватывающей западный склон Южного Урала и прилегающий край Восточно-Европейской платформы. Обширная магматическая система оказала определяющее влияние на формирование металлогенической специализации территории, что выразилось в наличии многочисленных аномальных содержаний благородных металлов, обнаруженных различными исследователями в структурно-вещественных комплексах региона.

Литература:

1. **Ковалев С.Г.** Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. — 2008. — № 2. — С. 68–79.
2. **Ковалев С.Г.** Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. — 2011. — № 2. — С. 68–83.
3. **Носова А.А.** Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. — М., 2007. — 58 с.
4. **Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В. и др.** Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. — 2012. — Т. 20, № 4. — С. 392–428.
5. **Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д.** Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы 9-й Межрег. науч.-практ. конф. (г. Уфа, 19–22 ноября 2012 г.). — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 52–56.
6. **Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др.** Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. — 2011. — № 3. — С. 64–83.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАСОМАТОЗА НА МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

М. Т. Крупенин, А. А. Гараева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Термодинамические условия формирования месторождений кристаллического магнезита в карбонатных толщах до сих пор недостаточно изучены, несмотря на приуроченность магнезитовых залежей к слабометаморфизованным осадочным толщам. Локализация магнезитовых залежей в определенных стратиграфических горизонтах, их пластообразная форма и доскладчатый характер позволяют некоторым исследователям рассматривать седиментогенный способ накопления магнезита в специфических условиях карбоната накопления [3]. В то же время явно эпигенетические контакты залежей с вмещающими доломитовыми толщами указывают на метасоматическое формирование магнезитов. При этом принципиальные вопросы об условиях проявления магнезитового метасоматоза, источниках магния и флюида, температурах и давлении в процессе кристаллизации магнезита требуют доказательства. Кристаллическим магнезитам (sparry magnesite) различных провинций (средний палеозой Центральной Европы, верхний протерозой северо-восточной Индии, северо-восточного Китая, Северной Кореи, южной Австралии, западного склона Южного Урала, Енисейского кряжа и других провинций) свойственны аналогичные геологические признаки локализации магнезитового оруденения, его минералогических и технологических характеристик [9]. Это позволяет предполагать сходные термобарические и геохимические условия формирования месторождений данного типа. Изучение этих условий представляет собой определенную проблему, поскольку, как правило, месторождения кристаллического магнезита, имея доскладчатый характер, подверглись вторичным изменениям последующими геотектоническими событиями, сопровождающимися внедрением магматических образований и наложенной гидротермальной деятельностью. Поскольку низкотемпературные условия рудного метасоматоза не способствовали образованию минералов-индикаторов этого процесса, значение может играть изучение флюидных включений в магнезитах и сингенетичных минералах. Нами такое изучение начато в эталонных для России магнезитовых месторождениях Южно-Уральской провинции, приуроченной к стратотипическому

рифейскому разрезу. Материалом послужили типовые объекты: Саткинское рудное поле, являющееся базой для производства до 90% периклаза России (крупные пластообразные залежи магнезита в доломитах), Ирмакаевское месторождение (сложная линзовидная залежь с огромными запасами в известняках нижнего рифея).

Исследования выполнялись в ИГиГ УрО РАН (полированные с двух сторон пластинки) на термокриостатике Linkam THMSC-600, установленном на микроскопе Zeiss Axiolab с дальноточными объективами Olympus LMPLFLN 50×, LMPLFLN 100×. Методика позволяет получить результаты измерения температур фазовых переходов внутри включений в диапазоне от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$. Впервые изучены совместно соленость и гомогенизация в каждом включении. Состав включений и концентрация солей в жидкой фазе оценивались в ходе нагрева предварительно охлажденного образца при температурах ниже 0°C . В процессе нагрева по началу плавления льда (температура эвтектики) качественно определялся солевой состав включений [1]. Концентрация солей во включениях оценивалась по температуре плавления последней льдинки для солевой системы NaCl.

При проведении микротермометрических исследований в Саткинском рудном поле установлено, что в магнезитах, околорудных доломитах и околорудном синрудном кварце температуры гомогенизации флюидных включений имеют сходные значения и группируются в интервалах $100\text{--}200^{\circ}\text{C}$ и $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Установлена высокая соленость жидкой фазы флюидных включений, соответствующая крепким рассолам. Установлено, что минерализация обусловлена присутствием нескольких солей, включая хлориды натрия, магния, кальция и калия, варьирует в интервале $20,1\text{--}27,5$ масс. % NaCl экв. для первичных включений во всем интервале температур гомогенизации от 440 до 85°C [4].

В сингенетичных с магнезитом вторичных доломитах исследованы 20 включений, содержащих водно-солевой раствор и газ. При проведении криометрических исследований после охлаждения до -120°C происходит полное замерзание включений. При наличии в минерале чистой углекислоты оттаивание CO_2 происходит при температуре тройной точки ($-56,6^{\circ}\text{C}$), являющейся эталонной для данного газа. При наличии примеси азота или метана в CO_2 температура плавления сдвигается в сторону более низких значений. Полученные температуры плавления CO_2 в исследуемых включениях составляют $-58,9\text{--}-57,6^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о наличии $1\text{--}1,5\%$ примеси азота или метана [8]. При определении температуры гомогенизации углекислых включений определяется плотность углекислоты на линии равновесия жидкость – пар [2]. Определение давления осуществляется по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям в момент гетерогенизации флюида (рис. а, б). Оценка давления CO_2 проводилась с использованием программы FLINCOR [7]. Расчетные величины давлений расположились в интервале $480\text{--}620$ бар. Соленость указанных включений варьирует в пределах $12,7\text{--}24,6$ масс. % NaCl экв. Расчет давления флюидной фазы по давлению CO_2 в 4 включениях в кварце показал сопоставимые с доломитом результаты в интервале $590\text{--}664$ бар.

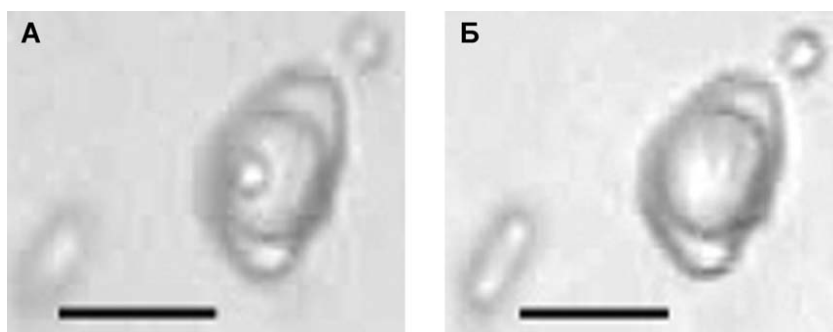


Рис. Флюидное включение в синрудном доломите Саткинского рудного поля, содержащее углекислоту с температурой гомогенизации $+2,9^{\circ}\text{C}$

а — трехфазное состояние при температуре $-4,8^{\circ}\text{C}$ (солевой раствор, жидкая углекислота с пузырьком CO_2); б — двухфазное состояние при температуре $+3^{\circ}\text{C}$. Линейка 10 мкм

Если допустить, что флюид в процессе магнезитового метасоматоза находился под литостатическим давлением, то рассчитанные давления флюидной фазы соответствуют глубинам погружения вмещающей доломитовой толщи 1,5–2,0 км. Вмещающий карагайский горизонт саткинской свиты перекрывается бакальской свитой мощностью около 1500 м, затем следует крупный перерыв в осадконакоплении, связанный с образованием рифтогенной структуры Машакского грабена восточнее Саткинского рудного поля. Рифтогенное событие сопровождалось разуплотнением земной коры, региональным развитием долеритовых даек, внедрением гранитоидов и базитов, в том числе Бердяушского плутона гранитов рапакиви в северной периферии Саткинского рудного поля. Разнообразные температуры гомогенизации флюидных включений, полученные в настоящем исследовании, не соответствуют температурам нагрева вмещающих пород в результате погружения на глубины до 2 км и, вероятно, отражают дополнительный нагрев флюидов от дополнительного источника, которым могут быть проявления рифтогенной активности в районе. Полученные данные согласуются с моделью формирования кристаллических магнезитов из рассолов эвапоритовой природы при гидротермальном метасоматозе в результате нагрева [5]. Эти данные закономерно дополняются уточнением возраста магнезитов Саткинского рудного поля (Pb-Pb метод, 1380 ± 14 млн лет), совпадающим с Машакским событием [6].

Изучение солевого состава и температур образования газово-жидких включений в магнезитах на Исмакаевском месторождении выполнено из образцов керна разведочного бурения. Удалось изучить состав 15 двухфазных включений, природа которых наиболее соответствует первичным, в трех образцах. Размер включений варьировал от 5 до 14 мкм, форма в виде негативного кристалла, реже неправильная. Насыщенность включений фазой водяного пара составляет 10–30%. Среднее значение солёности 23,6, вариации 20,7–25,8 вес. % NaCl экв. В солевом составе включений, судя по температурам эвтектики при выполнении криометрических исследований ($-50,8 \dots -56,2^\circ\text{C}$), можно предполагать присутствие хлоридов магния, натрия и кальция [1]. Учитывая многокомпонентность рассольной системы флюида и проявление масштабного магнезительного метасоматоза, следует признать, что преобладающим компонентом флюида был хлорид магния. Температуры гомогенизации двухфазных включений укладываются в интервал температур $184\text{--}279^\circ\text{C}$ при среднем значении 224°C . Так как мы не вводили поправки к температурам гомогенизации, то получаемые значения принимаются как минимально возможные температуры минералообразования.

Таким образом, изучение состава флюидных включений в магнезитах основных типовых месторождений Южно-Уральской провинции (Саткинского и Исмакаевского) подтверждает их рассольную природу и варьирующие низкотемпературные условия магнезитового метасоматоза.

Выполняется при финансовой поддержке РФФИ 12-05-00977а.

Литература:

1. **Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.
2. **Вакулович М.П., Алтунин В.В.** Теплофизические свойства двуокиси углерода. – М.: Атомиздат, 1965. – 455 с.
3. Главнейшие магнезитовые месторождения / *Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин.* – М.: Наука, 1993. – 157 с.
4. **Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И. и др.** Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера. 2013. – № 2. – С. 120–134.
5. **Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А.В.** Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Докл. РАН. – 2013. – Т. 452, № 4. – С. 438–440.
6. **Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т. и др.** U-Pb-систематика протерозойских магнезитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник флюида и возраст // Докл. РАН. – 2014. – Т. 456, № 2. – В печати.
7. **Brown P.E.** FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // American Mineralogist. – 1989. – V. 74. – P. 1390–1393.
8. **Kerkhof A.M.** Isochoric phase diagrams in the system $\text{CO}_2\text{--CH}_4$ and $\text{CO}_2\text{--N}_2$. Application to fluid inclusions // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1990. – V. 54. – P. 621–629.
9. **Phol W, Siegl W.** Sediment-hosted magnesite deposits // Handbook of Stratabound and Stratiform deposits / *K.H. Wolf (Ed.).* – Amsterdam: Elsevier, 1986. – № 14. – P. 223–310.

ЭПГ-СИСТЕМАТИКА «ФОНОВЫХ» ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

А. В. Маслов¹, С. Г. Ковалев², Э. З. Гареев³

¹ *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

² *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

³ *г. Бургас, Болгария*

Мощные разрезы осадочных толщ представляют благоприятную среду для реализации постдиagenетических процессов и формирования огромных масс растворов, которые в термодинамических условиях эпигенеза в той или иной мере способствуют миграции макро- и микроэлементов, существенной переработке осадочных толщ и возникновению широкого спектра полезных ископаемых. Рифейские и вендские толщи Башкирского мегантиклинория (мощность до 15 км) вмещают различные стратиформные и гидротермальные месторождения и рудопроявления, в том числе уникальные — магнетитов и сидеритов, а также флюорита, барита, полиметаллов, золота и элементов платиновой группы (ЭПГ). Генезис указанных объектов долгие годы является предметом дискуссии.

Наши исследования направлены на анализ фоновых и аномальных концентраций широкого спектра элементов-примесей в терригенных породах нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория (коллекция Э.З. Гареева), среди которых достаточно широко представлены и низкоуглеродистые отложения [3].

В настоящем сообщении приведены первые результаты анализа характера распределения ЭПГ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах и песчаниках нижнего рифея Тараташского и Ямантауского антиклинорий Башкирского мегантиклинория. Указанные породы относятся как к относительно слабо измененным постседиментационными процессами (катагенез) разностям, так и к прошедшим начальные стадии метagenеза [1, 4]. Все проанализированные нами методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики — В.А. Шишлов и В.Л. Кудрявцев; нижние пределы обнаружения ЭПГ и Au — 0,002 г/т) образцы не несут явных признаков ремобилизации материала, воздействия метаморфо-метасоматических процессов или привноса рудных компонентов, т.е. могут, в первом приближении, рассматриваться как «неизмененные» образования.

Нижний рифей в пределах Тараташского антиклинория объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. В Ямантауском антиклинории с ними по составу и комплексу фитолитов сопоставляются большеинзерская, суранская и юшинская свиты [6, 4]. *Айская* свита включает два крупных подразделения — нижнее (мощность 2000–2500 м) вулканогенно-терригенное грубообломочное и верхнее (~1000 м), представленное преимущественно темноокрашенными тонкозернистыми алюмосиликокластическими отложениями. *Саткинская* свита (1700–3500 м) сложена механогенными и в меньшей степени фитогенными доломитами. Свита подразделяется на пять подсвит, из которых в третьей снизу, т.н. половинкинской подсвите, преобладают низкоуглеродистые глинистые сланцы. *Бакальская* свита представлена в нижней части (500–650 м) преимущественно низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней объединяет ряд карбонатных и терригенных пачек. *Большеинзерская* свита (2200 и более м) представлена песчаниками, низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами и карбонатными породами. *Суранская* свита (1000–2800 м) объединяет хемогенные и механогенные известняки и доломиты, глинистые и карбонатно-глинистые, в той или иной мере углеродистые сланцы и алевролиты. *Юшинская* свита (650–1000 м) сложена глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми их разностями, алевролитами и песчаниками.

Источниками сноса для рассматриваемых образований, исходя из свойственного для них распределения La, Th, Co и Sc (рис. 1), были преимущественно кислые магматические образования.

ЭПГ, а также Re и Au являются в той или иной мере индикаторами ряда специфических процессов [8, 9, 11 и др.]: 1) привноса в осадки космического материала; 2) воздействия на осадконакопление вулканической деятельности; 3) эксгальационно-гидротермальных проявлений; 4) седиментации в аноксических обстановках; 5) влияния средне- и низкотемпературных флюидов.

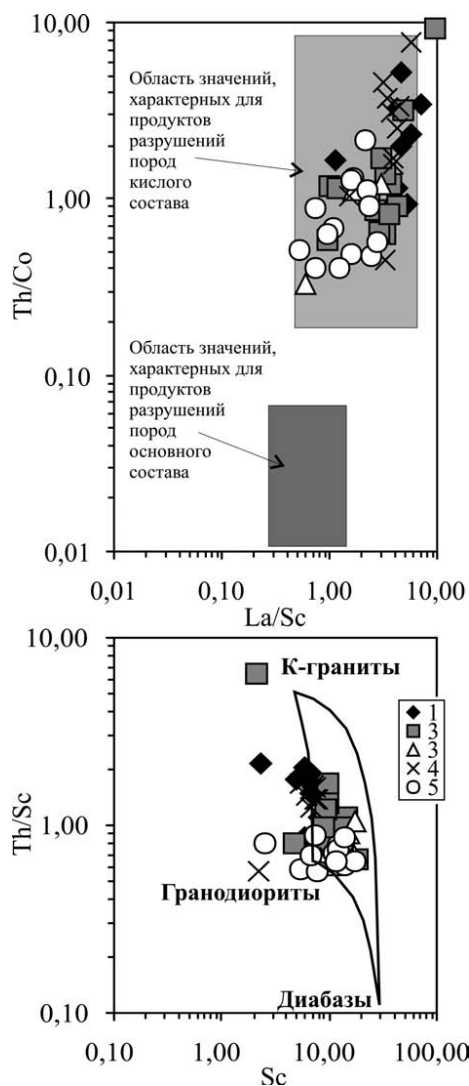


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев нижнего рифея на диаграммах La/Sc – Th/Co (а) и Sc – Th/Sc (б)

Свиты: 1 — айская; 2 — саткинская; 3 — бакальская; 4 — суранская; 5 — юшинская.

Качество имеющейся в нашем распоряжении аналитической информации пока не позволяет подробно рассмотреть эти вопросы применительно к осадочным последовательностям нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, поэтому ниже будут освещены только некоторые аспекты распределения ЭПГ в глинистых породах и песчаниках ряда стратиграфических уровней бурзянской серии.

Сумма Ru, Pd, Ir и Pt в глинистых сланцах *айской свиты* (всего проанализировано 10 проб, но содержания выше пределов чувствительности метода для Ru, Pd, Ir, Pt и Au установлены только в пробе 817-4-19) составляет ~0,07 г/т. При этом значения Ru/Ir, Pt/Pd, Ir/Pt и Ir/Pd соответственно равны 1,9, 0,1, 0,3 и 0,05. Отношение Pt_N/Ru_N в данной пробе составляет ~1,0. Нормированный на содержания ЭПГ в верхней континентальной коре (UCC, [10]) спектр их распределения в данной пробе демонстрирует заметное преобладание Pd и Ir (рис. 2а). Глинистые породы *саткинской свиты* ($n = 15$) имеют среднее содержание $Ru + Pd + Ir + Pt$ $0,03 \pm 0,02$ г/т. Средние значения отношений Ru/Ir, Pt/Pd, Ir/Pt и Ir/Pd для них равны, соответственно, 0,9, 0,3, 0,5 и 0,06, а параметр Pt_N/Ru_N составляет ~1,1 (проба 830-28). Нормированные на UCC спектры распределения ЭПГ в глинистых породах данного уровня показывают существенное преобладание Pd и Ir (соответственно, ~50... и 110×UCC), тогда как средние концентрации Ru и Pt составляют ~9... и 18×UCC, а Au варьируют от 1,4... до 17,3 (среднее ~3,0)×UCC (см. рис. 2б). Среднее содержание $Ru + Pd + Pt$ в глинистых сланцах *бакальской свиты* ($n = 4$) — $0,04 \pm 0,01$ г/т. Величина $Pt/Pd_{\text{среднее}}$ составляет $0,16 \pm 0,10$, а параметр Pt_N/Ru_N в пробе 822-3-4 равен 1,1. Средние уровни концентрирования Ru, Pd и Pt относительно UCC для глинистых пород рассматриваемого уровня равны, соответственно, порядка 10, 71 и 10 (см. рис. 2б). Для глинистых сланцев *суранской свиты* ($n = 11$) величина $Ru + Pd + Pt_{\text{среднее}}$ составляет $0,05 \pm 0,03$ г/т. Среднее значение отношения Pt/Pd равно $0,11 \pm 0,02$, а величина Pt_N/Ru_N в пробе 837-1 приближается к 1,4. Средние уровни концентрирования Pd и Pt относительно UCC составляют, соответственно, ~80 и 10 (см. рис. 2в). Среднее суммарное содержание Ru, Pd, Ir и Pt в глинистых сланцах *юшинской свиты* ($n = 14$) примерно такое же, как и в аналогичных по гранулометрическому составу породах суранского уровня ($0,05 \pm 0,01$ г/т). Значения $Pt/Pd_{\text{среднее}}$, $Ir/Pt_{\text{среднее}}$ и $Ir/Pd_{\text{среднее}}$ равны, соответственно, $0,19 \pm 0,16$, $0,34 \pm 0,08$ и $0,07 \pm 0,02$, а величина $Pt_N/Ru_N_{\text{среднее}}$ составляет 1,3. Средние уровни концентрирования ЭПГ в глинистых сланцах юшинской свиты относительно верхней континентальной коры составляют для Ru и Pt, соответственно, 8... и 12..., а для Pd и Ir — 76... и 109×UCC (см. рис. 2г). Для данного уровня нами проанализированы также 11 проб песчаников. Величина $Ru + Pd + Ir + Pt_{\text{среднее}}$ для них равна $0,05 \pm 0,01$ г/т, минимальное значение Pt/Pd составляет 0,05, максимальное — 1,38. Величина $Pt_N/Ru_N_{\text{среднее}}$ для песчаников примерно такая же, как и для глинистых сланцев (соответственно, 1,2 и 1,3). Уровни концентрирования ЭПГ относительно UCC в песчаниках и глинистых сланцах юшинского уровня также сопоставимы (см. рис. 2г).

Анализ приведенных выше данных показывает, что в целом нижнерифейские «фоновые» глинистые сланцы Башкирского мегантиклинория и их низкоуглеродистые разновидности харак-

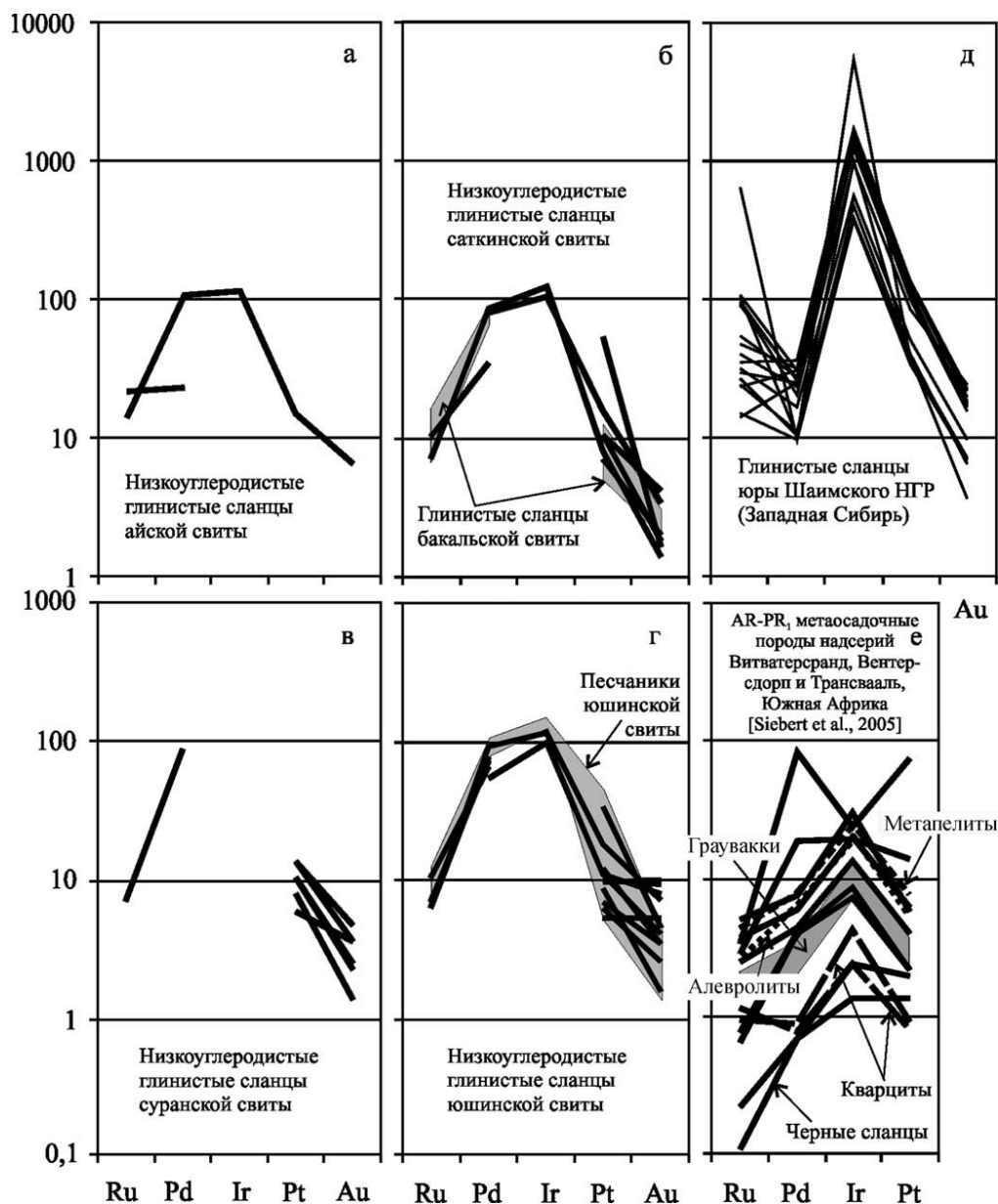


Рис. 2. Нормированные на УСС спектры распределения ЭПГ в глинистых сланцах нижнего рифея (а–г), юрских аргиллитах Шаимского НГР (д) и архейско-нижнепротерозойских метаосадочных образованиях Южной Африки (е)

теризуются сопоставимыми особенностями распределения ЭПГ. Особенно наглядно это выражено в сходстве значений уровней концентрирования их относительно УСС. Так, для Ru этот параметр составляет от 9 до 18, для Pd — от 48 до 80, для Ir — порядка 110, а для Pt — 12–18. Иные особенности распределения нормированных на УСС ЭПГ свойственны юрским аргиллитам Шаимского нефтегазоносного района (НГР) Западной Сибири [5] и метаосадочным образованиям архея – нижне-го протерозоя Южной Африки [12]. Средние уровни концентрирования Ru, Pd, Ir и Pt для аргиллитов Шаимского НГР заметно выше, чем для нижнерифейских глинистых сланцев (соответственно, 87, 22, 1380 и 86) (см. рис. 2д), тогда как для южноафриканских черных сланцев — существенно ниже (2, 14, 14 и 12) (см. рис. 2е).

Приведенные материалы являются первыми данными по ЭПГ-систематике относительно неизменных терригенных отложений верхнего докембрия Южного Урала. Дальнейшее планомерное и целенаправленное изучение последних позволит создать банк данных по распределению ЭПГ в осадочных породах региона, что даст возможность вплотную подойти к сопоставлению их

концентраций в «фоновых» образованиях и «минерализованных зонах смятия», «зонах сульфидизации в углеродисто-терригенных породах» и т. п. объектах, вызывающих в настоящее время повышенное внимание исследователей [2, 7].

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН 12-С-5-1002.

Литература:

1. **Анфимов Л.В.** Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. — 288 с.
2. **Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.** Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988. — 254 с.
3. **Маслов А.В.** Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. — 1988. — № 3. — С. 101–109.
4. **Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.** Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. — Т. 1. — 351 с.
5. **Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л. и др.** Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазодобывающего района (Западная Сибирь) // Литосфера. — 2010. — № 2. — С. 3–24.
6. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / *Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков.* — М.: Наука, 1983. — 184 с.
7. **Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Нивин В.А.** Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. — 1993. — Т. 35, № 4. — С. 352–359.
8. **Crocket J.H., McDougall J.D., Harriss R.C.** Gold, palladium and iridium in marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — 1973. — V. 37. — P. 2547–2556.
9. **Evans N.J., Chai C.F.** The distribution and geochemistry of platinum-group elements as event markers in the Phanerozoic // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* — 1997. — V. 132. — P. 373–390.
10. **Rudnik R.L., Gao S.** Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry.* — 2003. — V. 3. — P. 1–64.
11. **Sawlowicz Z.** Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* — 1993. — V. 104. — P. 253–270.
12. **Siebert C., Kramers J.D., Meisel Th. et al.** PGE, Re-Os and Mo isotope systematics in Archean and Early Proterozoic sedimentary systems as proxies for redox conditions of the early Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — 2005. — V. 69, No 7. — P. 1787–1801.

ЦИНК В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ СУРАНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С. В. Мичурин, З. Р. Биктимерова, З. А. Канипова, С. А. Даниленко

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Изучение геохимических особенностей осадочных пород, которые могут быть отражением определенных условий осадконакопления или результатом эпигенетических процессов, представляет актуальную задачу [10]. Вместе с тем оценка концентраций микроэлементов и их распределения в породах имеет и практическую ценность.

В рифейских терригенно-карбонатных толщах Башкирского мегантиклинория известны свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления, большинство из которых локализуется в отложениях среднего рифея на уровне авзянской свиты [5, 9]. В доломитах миньякской подсвиты суранской свиты нижнего рифея также известны цинковые рудопроявления (Алакуяновское I и II). В то же время сведения о распределении Zn в нижнерифейских карбонатных породах ограничены.

Отчасти это связано с тем, что микроэлементы в ранее проводимых исследованиях обычно определялись спектральным полуколичественным анализом, которым цинк трудно измеряется из-за низкой интенсивности его аналитических линий. Вероятно, по этой причине в работах, рассматривающих вопросы о содержаниях элементов-примесей в рифейских карбонатных породах Башкирского мегантиклинория, в том числе и отложениях суранской свиты, не приводятся данные по цинку [1, 4].

С целью проанализировать распределение Zn в карбонатных породах нами отобрано около 40 образцов из 10 обнажений миньякской, ангастакской, сердаукской и лапыштинской подсвит суранской свиты в различных структурно-формационных зонах Башкирского мегантиклинория. Рентгенофлуоресцентным анализом на спектрометре VRA-30 (Германия) во всех образцах определен химический состав и содержание Zn, Ni, Co, Cu, Cr, Sr, Rb, Zr, Ba. Определение микроэлементов выполнено методом стандарта-фона [7] дважды на порошковых (Ag-анод, 50 kV, 40 mA) и прессованных пробах (Cr-анод, 30 kV, 40 mA). При построении калибровочных графиков использованы стандартные образцы карбонатных и глинисто-карбонатных пород СИ-1, СИ-2, СИ-3, СГХ-1, СГХ-3, СГХМ-1, СГХМ-3, БИЛ-2. Кроме того, в 14 образцах определение Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Cr выполнено атомно-абсорбционным анализом на спектрофотометре Спектр-5 (аналитик Н.Г. Христофорова, ИГ УНЦ РАН). Результаты обоих методов имеют хорошую сходимость. Расхождение для Zn составляет в среднем не более 18% от измеренного значения в диапазоне концентраций от 6 до 81 г/т.

В работе использованы также результаты силикатного анализа (аналитик С.А. Ягудина, ИГ УНЦ РАН) и данные рентгеноструктурного анализа (аналитик В.А. Попов, ИПСМ РАН). Рентгеноструктурное изучение порошковых проб проведено на дифрактометре ДРОН-4-07 в $\text{CuK}\alpha$ -излучении (40 kV; 30 mA), размер щелей 2–4–0,25 мм.

Макроскопически известняки и доломиты представлены серыми и темно-серыми пелитоморфными и мелкокристаллическими неяснослоистыми породами. В одном обнажении, в окрестностях д. Лапышта, отобраны карбонатные брекчии, которые состоят из плоских обломков серых известняков, сцементированных мелкозернистым доломитом. Брекчии имеют осадочную природу, поскольку в них фиксируются формы обломков, наследующие слоистость [2].

Среди карбонатных пород суранской свиты выделяются относительно чистые известняки и доломиты (таблица), однако большинство образцов — это терригенно-карбонатные породы, в которых количество SiO_2 достигает ~45 мас. %, а содержание CaO и MgO составляет 8,7–33,4 и 2,3–12,85 мас. % соответственно.

Микроскопическое изучение показывает, что среди карбонатных пород преимущественно развиты тонко-, микро- и мелкозернистые доломиты. Зерна бесформенные, края неровные, волнистые или зазубренные, иногда со штриховкой на гранях. Размер зерен составляет от 0,01 до 0,05 мм. Породы плотные, поры мелкие и редкие, трещины залечены вторичным доломитом.

Таблица

Химический состав карбонатных пород суранской свиты

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	$\text{S}_{\text{общ}}$
Ca (4)	6,84	0,030	0,70	1,19	37,38	6,72	0,010	0,055	0,73	0,30	0,040
DI (6)	6,71	0,035	0,81	2,36	30,18	21,10	0,080	0,121	0,47	0,29	0,013
CD (14)	31,68	0,270	5,60	3,16	22,12	7,91	0,042	0,145	2,21	0,35	0,055

Примечание: Ca — известняки доломитовые; DI — доломиты; CD — терригенно-карбонатные породы. В скобках — количество образцов.

В породах часто встречается обломочный кварц, погасание которого обычно однородное, реже волнистое. Размер зерен 0,05–0,1 мм, края волнистые коррозионные. Отмечается мусковит, часто тонкой и сильно вытянутой «игольчатой» формы. Реже он встречается в виде таблитчатых, разбитых и искаженных чешуек. Изредка встречается хлорит. В терригенно-карбонатных породах отмечаются калиевый полевой шпат (КПШ), плагиоклаз, мусковит, расположенный обычно суб-

параллельно слоистости, и редко биотит. Довольно часто встречается мелкий кубический пирит. В межзерновом пространстве развито органическое вещество, полосчатое распространение которого в некоторых образцах обуславливает слоистость.

При микроскопическом изучении в ряде случаев было видно, что терригенно-карбонатные породы представляют собой доломитовые метасоматиты по кварцевым алевропесчаникам. Это согласуется с ранее проведенным детальным петрографическим изучением карбонатных пород суранской и большеинзерской свит [3], которое показывает, что они генетически подразделяются на осадочные известняки и доломиты и карбонатные метасоматиты по терригенным породам, отличающиеся минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Важно отметить, что согласно представлениям Л.А. Гениной [3] карбонатный метасоматоз не связан с региональным метаморфизмом, так как вторичный карбонат замещает структуры стадий глубинного катагенеза и метакатагенеза. Доломитовый метасоматоз приурочен, как правило, к зонам глубинных разломов, а известковый — к контактам интрузивных пород.

Данные рентгеноструктурного анализа подтверждают петрографические наблюдения. В терригенно-карбонатных породах в различных пропорциях присутствуют кальцит (основные рефлексы — 3,029; 2,281; 1,872; 2,091; 1,908; 3,848; 1,601 Å), доломит (2,896; 2,198; 1,792; 1,811; 2,019; 2,409; 3,702; 2,679; 2,543 Å), кварц (3,343; 4,256; 1,819; 1,543; 2,281; 2,458; 1,373; 1,376 Å), КПШ (микроклин) (3,247; 4,256; 2,959; 1,807; 4,030; 2,162 Å), плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (3,199; 3,780; 6,390; 3,663; 2,959; 3,485; 3,848; 4,030 Å) и мусковит (9,966; 3,343; 4,986; 1,996; 2,562; 4,452 Å). Иногда отмечаются магнезиально-железистый хлорит (основные рефлексы — 7,074; 3,542; 14,208; 4,719; 2,830 Å) и железистые слюды ряда флогопит-биотит (10,061; 3,343; 2,619; 2,013; 2,520; 2,428 Å).

По результатам рентгенофлуоресцентного анализа установлено, что средние содержания цинка увеличиваются в ряду известняки — доломиты — терригенно-карбонатные породы и составляют соответственно 7,7; 10,6; 33,5 г/т. Обращает на себя внимание, что содержание цинка в известняках и доломитах в 2–3 раза ниже кларка, который для карбонатных пород составляет 20 г/т. При этом в известняках и доломитах Zn положительно коррелирует только с MgO ($K_{\text{коррел}} = 0,72$) и $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ (0,45). Это говорит о том, что весь цинк в относительно чистых разностях карбонатных пород суранской свиты входит в состав доломита.

В терригенно-карбонатных породах значимые положительные коэффициенты корреляции для Zn установлены с $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ($K_{\text{коррел}} = 0,90$), TiO_2 (0,74) и Al_2O_3 (0,66). Слабая прямая зависимость содержания Zn выявлена с содержанием SiO_2 ($K_{\text{коррел}} = 0,47$) и значимая обратная связь — с содержанием CaO (–0,71). Эти данные свидетельствуют в пользу того, что цинк в терригенно-карбонатных породах, помимо доломита, связан также с Fe и Al-содержащими минералами, наиболее вероятно, со слюдами флогопит-биотитового ряда и хлоритом. Здесь же отметим, что по результатам атомно-абсорбционного анализа между содержаниями микроэлементов установлены следующие корреляционные связи: Zn–Pb ($K_{\text{коррел}} = 0,72$), Zn–Cu (0,92), Zn–Co (0,62), Zn–Ni (0,49) и Zn–Cr (0,79). Эти данные показывают, что Zn, Cu, Cr и частично Pb, Co и Ni концентрируются в одних и тех же минералах.

Интересная зависимость выявлена при анализе связи Zn с содержанием K_2O в образцах. Невысокий коэффициент корреляции этой пары ($K_{\text{коррел}} = 0,22$) указывает на слабую связь между содержанием цинка и калия. Однако анализ диаграммы Zn– K_2O показывает, что зависимость между этими элементами более сложная. Фигуративные точки изученных проб располагаются сразу на двух прямолинейных трендах (рис. а), которые, по всей видимости, соответствуют преобладающему минеральному составу терригенной примеси в карбонатных породах. При этом в пробах с высоким содержанием калия, атомное отношение Al/K очень близко к единице (вариации 1,14–1,3). Это говорит о том, что преобладающим минералом-концентратором калия в этих образцах является КПШ, у которого на один атом калия приходится один атом алюминия. В пробах с относительно низким содержанием калия отношение Al/K колеблется около 4 (вариации Al/K составляют 3,08–4,9), что указывает на более сложный минеральный состав терригенной примеси (мусковит + альбит + хлорит + слюды флогопит-биотитового ряда) и отсутствие или крайне незначительное содержание в ней КПШ. Очевидно, что преобладающим минералом-концентратором калия здесь будет выступать мусковит (Al/K ~ 3).

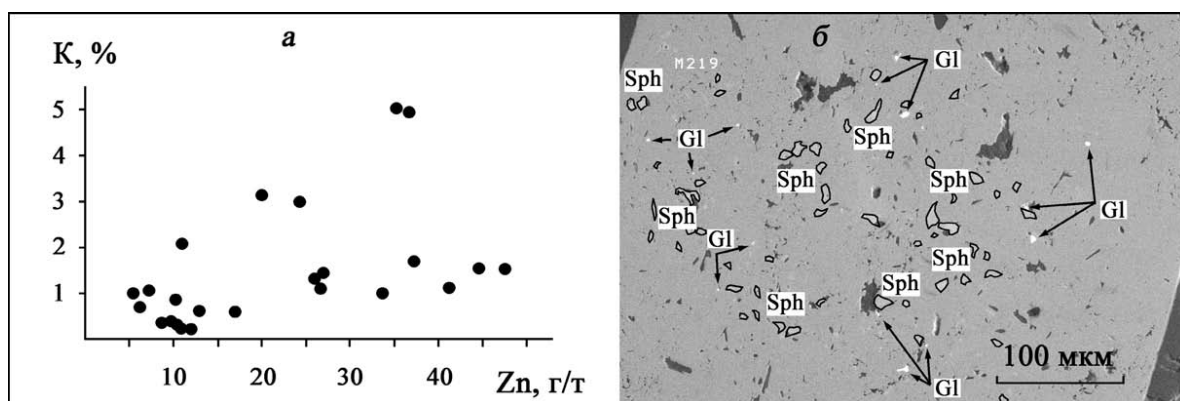


Рис. Связь Zn и K₂O в карбонатах суранской свиты (а) и включения сфалерита и галенита в пирите из доломитов суранской свиты в районе устья руч. Кисканышта (б)

Изложенное позволяет заключить, что в терригенно-карбонатных породах суранской свиты основными минералами, в состав которых цинк входит в виде примеси, являются доломит, железистые слюды ряда флогопит-биотит, хлорит и, вероятно, мусковит. В состав последнего Zn может входить в количестве 0,0n% [11]. Относительно калиевого полевого шпата сказать что-либо определенное сейчас трудно, для этого требуется дополнительное изучение. В литературе имеются сведения о том, что КПШ может содержать Zn [11].

Вместе с тем какая-то часть цинка в изученных пробах связана с сульфидной минерализацией. В целом, по всем образцам, между содержанием цинка и общей серы в породах корреляция отсутствует ($K_{\text{коррел}} = 0,015$), однако в породах некоторых обнажений содержится до 0,5 мас. % пирита, на поверхности которого энергодисперсионным микроанализом ранее нами установлены сфалерит, галенит и халькопирит [6].

Сфалерит и галенит, как правило, совместно встречаются на поверхности пирита. Они образуют мелкие включения неправильной формы, галенит размером 2–5 мкм в диаметре, сфалерит — до 10–15 мкм (рис. 6). Рентгеноспектральный полуколичественный анализ монофракций пирита из этих обнажений показал, что в нем содержится Cu 2000 г/т, Zn 1000 г/т, Ni 460 г/т, Pb 200 г/т, Co 40 г/т [6]. Если оперировать данными рентгеноспектрального анализа, то с учетом количества пирита в породе результаты расчета показывают вклад сульфидного Zn в его общее содержание на уровне 10–20%.

Следует отметить, что сфалерит и галенит обнаружены в доломитах из обнажений, расположенных в приразломных зонах. Пирит по изотопному составу серы здесь в некоторых пробах относительно близок к метеоритному стандарту, его значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют 1,7–4,9‰ [6]. Для пирита других обнажений характерны большие положительные значения $\delta^{34}\text{S}$, обычно в интервале от 12 до 27‰. По результатам энергодисперсионного микроанализа в сфалеритах отмечается примесь Cu (1–3%), а в галенитах — Se и Te (0,3–0,5%). При этом теллур не обнаружен ни в одном из многочисленных анализов пирита из нижнерифейских пород суранской и большеинзерской свит [6]. Все эти данные свидетельствуют в пользу разной генетической природы пирита и сульфидов Pb и Zn. Этот вывод согласуется и с экспериментальными исследованиями, которые показывают, что Pb является «несовместимым» элементом для пирита, однако, он хорошо адсорбируется на его поверхности [8]. Вероятнее всего, галенит и сфалерит имеют более позднее по отношению к пириту образование, которое связано с гидротермальной деятельностью в зонах разломов.

Таким образом, проведенное изучение показывает, что в относительно чистых разностях карбонатных пород суранской свиты цинк входит в состав доломита и его содержание в 2–3 раза ниже кларка. В терригенно-карбонатных породах его содержание выше, оно колеблется в пределах 10–50 г/т. Цинк в этих породах входит в состав доломита, железистых слюд ряда флогопит-биотит, хлорита и частично мусковита. В карбонатных породах, расположенных в приразломных зонах, он может встречаться в виде включений сфалерита в метакристаллах пирита. Zn в суранских карбонатах обнаруживает положительную корреляцию с Cu, Cr, Pb, Co и Ni.

Литература:

1. **Анфимов Л.В.** Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. — 290 с.
2. **Горожанин В.М., Мичурин С.В.** Литологические и изотопно-геохимические признаки эвапоритовых обстановок в раннем рифее Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. — 2008. — № 12. — С. 102–108.
3. **Генина Л.А.** К вопросу о карбонатном метасоматозе в отложениях нижнего рифея Ямантауского антиклинория Южного Урала / Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. — С. 89–96.
4. **Ларионов Н.Н.** Карбонаты суранской свиты нижнего рифея юга Башкирского мегантиклинория // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. — С. 63–72.
5. **Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.** Рифей западного склона Южного Урала. — Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2001. — Т. 1. — 132 с.
6. **Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М.** Генезис сульфидов и сульфатов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 192 с.
7. **Ревенко А.Г.** Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород, почв и донных отложений // Аналитика и контроль. — 2002. — Т. 6, № 3. — С. 231–242.
8. **Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пархоменко И.Ю. и др.** Распределение химических форм тяжелых металлов (Hg, Cd, Pb) между пиритом и гидротермальным раствором // Геохимия. — 2010. — № 6. — С. 651–656.
9. **Широбокова Т.И.** Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1992. — 143 с.
10. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимические индикаторы литогенеза (Литологическая геохимия). — Сыктывкар: Геопринт, 2011. — 742 с.
11. **Chabu M., Oulegue J.** Barian feldspar and muscovite from the Kipushi Zn-Pb-Cu deposit, Shaba, Zaire // Canadian Mineralogist. — 1992. — V. 30. — P. 1143–1152.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ МЕТОДАМИ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И ДИФРАКТОМЕТРИИ

Н. А. Пальчик¹, Т. Н. Мороз¹, Т. Н. Григорьева¹, Е. П. Щербакова²

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

E-mail: nadezhda@igm.nsc.ru, moroz@igm.nsc.ru

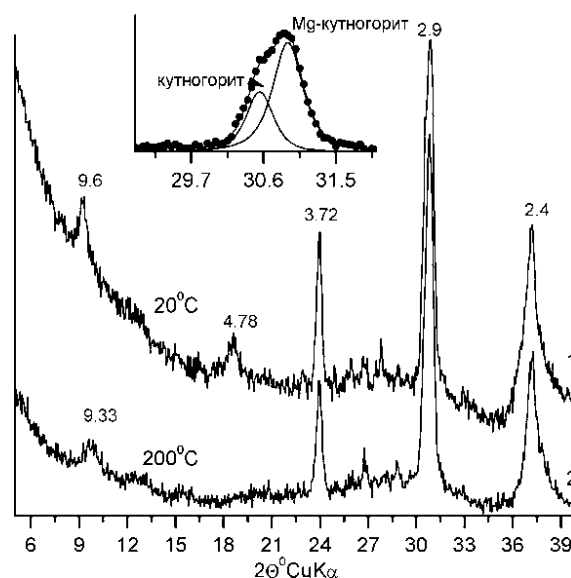
² *Институт минералогии УрО РАН, ИГЗ УрО РАН, г. Миасс*

Глобальные геологические построения в своей основе всегда опираются на точные знания о минеральном и химическом составе исследуемого вещества. Для рационального использования сырья, разработки оптимальных способов его подготовки к использованию необходимо иметь полное представление о вещественном составе руд. В изучении особенностей состава и структуры рудных минералов большое значение отводится дифракционным методам, а также методу колебательной спектроскопии — инфракрасной (ИК). Целью работы является изучение особенностей структуры и состава марганцевых оксидов и карбонатов из донных осадков озера Большое Миассово, Южный Урал.

Марганец — важный и необходимый элемент в жизни человека. Разработка новых месторождений, в том числе подводных, и тщательное изучение свойств этого металла и его соединений являются актуальными. В настоящее время подводные конкреции стали рассматривать как реальные источники марганца и других редких металлов, поскольку донные Mn минералы являются прекрасными сорбентами в силу особенности их кристаллических структур [1]. Fe-Mn корки чаще

всего представлены вернадитом $\text{Mn}(\text{OH})_4$, $7.4\text{\AA}$ бернесситом, а также $9.6\text{--}10\text{\AA}$ минералами — бузеритом-I, бузеритом-II, асболоном или тодорокитом, последние из-за структурной дефектности и разупорядоченности практически не разделяются по рентгенографическим данным [2]. Большое количество железо-марганцевых конкреций (ЖМК) и железо-марганцевых корок (ЖМКО), ядрами которых являются породы самого разнообразного состава, обнаружены в донных отложениях оз. Бол. Миассово (Урал, Россия) [3]. Чисто марганцевые конкреции имеют округлую форму, слабо выраженное концентрически-зональное строение и лишены железистой оболочки. Исследования конкреций оз. Бол. Миассово на сканирующем электронном микроскопе обнаружили их бактериоморфную структуру, аналогичную той, что часто наблюдается в океанических и морских марганцевых конкрециях [4, 5]. Методами дифрактометрии, ИК спектроскопии показано, что минеральный состав марганцевых образований оз. Бол. Миассово более разнообразен, чем у ранее исследованных ЖМКО донных отложений Охотского и Берингова морей [5–7]. Помимо марганцевых минералов в образцах были обнаружены кварц, кпш, плагиоклаз, гидроокислы железа, карбонаты. Марганцевые же минералы представлены здесь чаще всего родохрозитом, кутногоритом, вернадитом и $9.6\text{\AA}$ минералами — бузеритом-I, бузеритом-II, асболоном или тодорокитом (рис. 1). Разложение карбонатного рефлекса на функции Пирсона VII показало, что карбонат представлен смесью Mg-кутногорита и кутногорита (рис. 1, вставка). Для более точной идентификации марганцевых оксидов образцы были подвергнуты температурной обработке. Сохранение с небольшим сдвигом рефлекса $9.6\text{\AA}$ при температуре 200°C свидетельствует об отсутствии асболона (рис. 1, кривая 2) и присутствии тодорокита. Методом ИК спектроскопии присутствие тодорокита также было подтверждено по отличительной черте его ИК спектра: наличию плеча в области $\sim 760\text{ см}^{-1}$ и валентных колебаний OH групп $\sim 3260\text{ см}^{-1}$.

Рис. 1. Дифрактограммы образца железо-марганцевых образований из донных отложений озера Бол. Миассово. На вставке — разложение карбонатного рефлекса на функции Пирсона VII



Диагностика карбонатов, в том числе марганцевых, методом ИК спектроскопии осуществляется следующим образом. Полный колебательный спектр (ИК и КР) карбонатов характеризуется 4 активными так называемыми внутренними модами свободного карбонат-иона. Это $\nu_1 \sim 1063\text{ см}^{-1}$, активная в КР спектре; $\nu_2 \sim 879\text{ см}^{-1}$, активная в ИК спектре; $\nu_3 \sim 1415\text{ см}^{-1}$ и $\nu_4 \sim 680\text{ см}^{-1}$, последние две колебательные моды активны и в ИК, и в КР спектрах. По сравнению со свободным ионом колебания молекулы в кристалле подчиняются новым правилам отбора, определяемым симметрией позиции центра масс молекулы в элементарной ячейке [8]. На рис. 2 приведены ИК

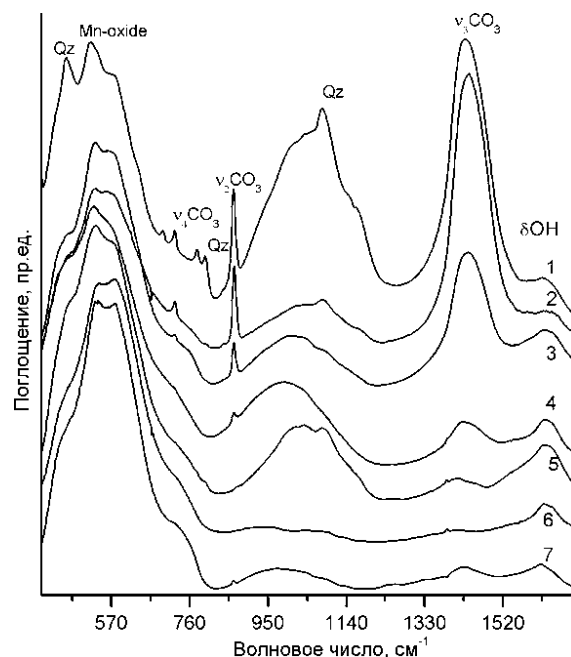
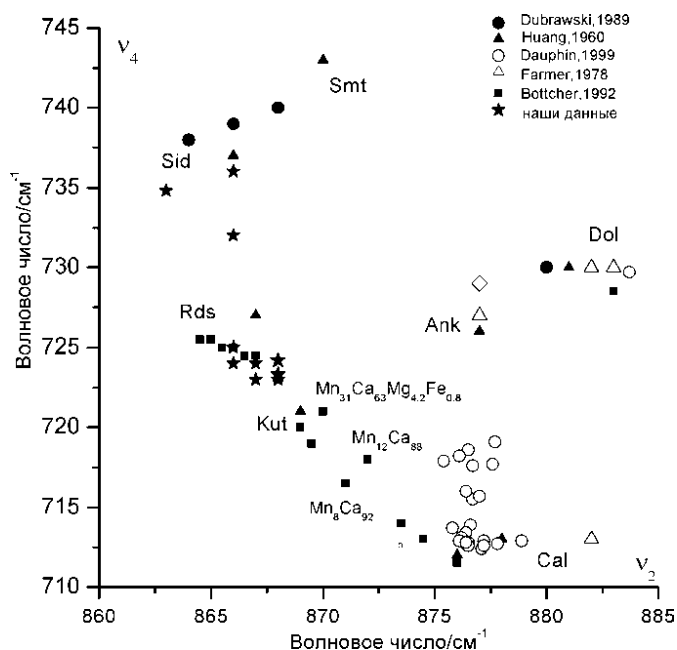


Рис. 2. ИК спектры образцов ЖМО озера Бол. Миассово
1–7 — донные отложения различных участков озера.

спектры образцов железо-марганцевых образований оз. Бол. Миассово. Полоса ν_3 в области 1430 см^{-1} ИК спектра позволяет определить наличие карбонатов в смеси даже при незначительных их содержаниях, так как не перекрывается с полосами других групп соединений. Она является наиболее широкой по сравнению с менее интенсивными, но четкими полосами ν_2 и ν_4 , которые используются в оценке содержания карбонатных минералов. Зависимость колебаний полосы ν_4 CO_3^{2-} группы как функции колебаний ν_2 для Ca—Mn—Mg, Ca—Fe, Zn карбонатов по литературным данным: [9] — черные треугольники; [10] — черные квадраты; [11] — черные кружки; [12] — кружки, [13] — треугольники и экспериментальным данным звездочки — карбонаты из оз. Бол. Миассово; показана на рис. 3. Несмотря на некоторую нелинейность, существует хорошая корреляция между



волновым числом и химическим составом карбонатов. Образцы из оз. Бол. Миассово относятся к Mn и Fe содержащим карбонатам (рис. 3). Метод ИК спектроскопии является перспективным, особенно в сочетании с методом дифрактометрии, и чувствительным в определении минерального состава марганцевых карбонатов.

Рис.3. Соотношение максимумов полос ν_2 к ν_4 колебаниям CO_3^{2-} ионов по литературным и экспериментальным данным

Залитые треугольники — [9]; залитые квадраты — [10]; залитые кружки — [11]; незалитые кружки — [12], незалитые треугольники — [13]; залитые звездочки — образцы оз. Бол. Миассово — наши данные. Rds — родохрозит, Kut — кутнагорит, Cal — кальцит, Ank — анкерит, Sid — сидерит, Smt — смитсонит, Dol — доломит.

Таким образом, диагностика марганцевых минералов возможна только при комплексном изучении методами дифрактометрии, ИК спектроскопии в сочетании с термической обработкой и другими физическими методами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 13-05-00074.

Литература:

1. Васильева А.И., Грамм-Осипов Л.М., Григорьева Т.Н. Железо-марганцевые образования Гайота Ламонт. Западная часть Тихого океана. — Новосибирск, 1990. — 139 с. — (Тр. Института геологии и геофизики СО РАН; Вып. 729).
2. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. — М.: Наука, 1989. — 208 с.
3. Вализер П.М., Щербакова Е.П., Мороз Т.Н. и др. О находках железо-марганцевых конкреций в пресноводных озерах Ильменского заповедника // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. — 2012. — № 12. — С. 17–19.
4. Пальчик Н.А., Григорьева Т.Н., Мороз Т.Н. и др. Комплексное исследование марганцевых минералов донных отложений Охотского моря // Фундаментальные основы современного материаловедения. — 2009. — Т. 6, № 4. — С. 73–80.
5. Деркачев А.Н., Баранов Б.В., Карп Б.Я. и др. Гидротермальные отложения как индикатор плиоцен-четвертичного вулканизма в центральной части Охотского моря // Докл. РАН. — 2009. — Т. 426, № 6. — С. 782–785.
6. Пальчик Н.А., Григорьева Т.Н., Мороз Т.Н. Физико-химический анализ природных и синтетических Mn минералов // Журн. неорганич. химии. — 2013. — Т. 58. — С. 172–177.
7. Мороз Т.Н., Пальчик Н.А., Дарьин А.В., Григорьева Т.Н. Рентгенофлуоресцентный анализ с использованием синхротронного излучения марганцевых минералов из морских и озерных донных отложений // Изв. РАН. Сер. физ. — 2013. — Т. 77. — С. 216–219.
8. White W.B. The carbonate minerals // The Infrared spectra of minerals / V.C. Farmer, Ed. — Mineralogy Society, London, 1974. — P. 227–284.

9. Huang C.K., Kerr P.F. Infrared study of the carbonate minerals // Amer. Mineral. — 1960. — V. 45. — P. 311–324.
10. Bottcher M.E., Gehlken P.L., Usdowski R. Infrared spectroscopic investigations of the calcite-rhodochrosite and parts of the calcite-magnesite mineral series // Contrib. Mineral. Petrolog. — 1992. — V. 109. — P. 304–306.
11. Dubrawski J.V., Channon A.L., Warne S.S.J. Estimation of the siderite-magnesite series by Fourier transform infrared spectroscopy // Amer. Mineral. — 1989. — V. 74. — P. 187–190.
12. Dauphin Y. Infrared spectra and elemental composition in recent biogenic calcites: relationships between the ν_4 band wavelength and Sr and Mg concentrations // Applied spectroscopy. — 1999. — V. 53, No. 2. — P. 184–190.
13. Farmer V.C., Warne S.S.J. Infrared spectroscopic evaluation of iron contents and excess calcium in minerals of the dolomite-ankerite series // Amer. Mineral. — 1978. — V. 63. — P. 779–781.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕРМОБАРОМЕТРИИ ЭКЛОГИТОВ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Е. О. Пиндюрина

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: PindyurinaEvgeniya@mail.ru

Белорецкий метаморфический комплекс (БМК) — один из трех эклогитсодержащих высокобарических метаморфических комплексов на Южном Урале, расположен в восточной части Башкирского мегантиклинория. Его протяженность составляет около 120 км при наибольшей ширине до 40 км. Комплекс сложен кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, эклогитами, амфиболитами, а также локально распространенными метаморфизованными породами среднего и кислого состава и субщелочно-основными разновидностями. Ранее проведенными работами установлен рифейский возраст субстрата, поздневендское время формирования и зональный характер высокобарического регионального метаморфизма [2].

В тектоническом отношении метаморфические породы комплекса слагают крупный Маярдакский антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении (рис. 1). В разрезе комплекса выделяются (снизу вверх): нижнерифейские (буганакская и кызылташская свиты), среднерифейские (аюсапканская, белетарская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты) и верхнерифейские (зильмердакская свита) отложения, общая мощность которых составляет около 4–5 км.

Первое упоминание об эклогитах в БМК содержится в отчете Серменевской ГСП за 1962–1966 гг. Среди изученных эклогитов были выделены собственно эклогиты, амфиболовые и цоизитовые эклогиты. В 1973 г. проявления эклогитов были установлены А.А. Алексеевым в районе высоты 607,6 м. В результате детального изучения эклогитов этого района и участка «Холодный Ключ» было установлено развитие по ним различных типов амфиболитов, начиная от симплектитовых гранатовых и кончая безгранатовыми разновидностями [1].

Неизмененные или слабо измененные эклогиты наблюдаются довольно редко. Почти во всех случаях они в той или иной степени замещаются амфиболитами, что достоверно устанавливается при петрографическом изучении.

Неизмененные эклогиты описаны А.А. Алексеевым как массивные или грубосланцеватые розовато-зеленоватые породы, сложенные омфацитом (60–70%), пироп-альмандиновым гранатом (30–35%) и рутилом (0,8–1,2%). Из второстепенных минералов присутствуют кварц, апатит, магнетит, пирротин. Размеры кристаллов граната в них обычно не превышают 1 мм и редко достигают 1,5 мм. Наиболее типичным процессом их изменения является амфиболитизация с полным превращением в амфиболиты. Процесс амфиболитизации начинается с замещения по краям зерен, а далее и полностью омфацита тонкозернистым симплектитовым агрегатом, представляющим

собой взаимное прораствание буровато-зеленоватого амфибола с кислым плагиоклазом, что обуславливает характерную микродиабластовую структуру. При неполной амфиболитизации внутри симплектитовых агрегатов сохраняются реликтовые участки незамещенного омфациита. При дальнейшем развитии процесса амфиболитизации микродиабластовая структура становится более грубозернистой, зарождаются и растут порфиробласты роговой обманки. Для рутила обычно характерны агрегатные обособления субпараллельно ориентированных и взаимно пересекающихся цепочек мелких зерен. Очень редко отмечается амфибол, близкий к кросситу, но глаукофан отсутствует.

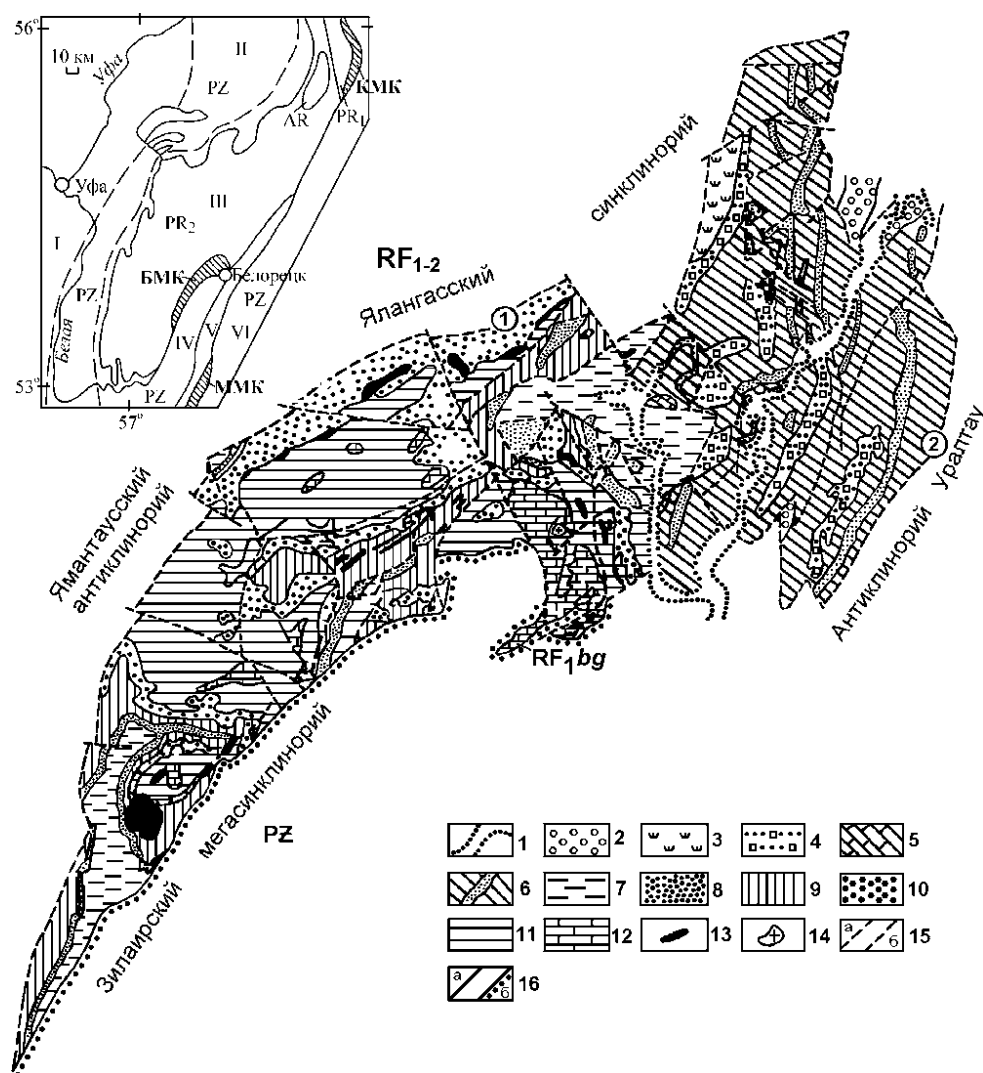


Рис. 1. Геологическая схема белорецкого метаморфического комплекса по [2, 3]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения (аллювий); 2 — вендские отложения; 3–4 — зильмердакская свита, подсвиты: 3 — лемезинская и нугушская, 4 — бирьянская; 5–6 — авзянская свита, подсвиты: 5 — катаскинская, 6 — нерасчлененные малоинзерская, ушаковская, кутурская и реветская (в контуре — маркирующий горизонт кварцитов); 7 — зигазино-комаровская свита; 8 — зигальгинская свита; 9 — белетарская свита; 10 — аюсапканская свита; 11–12 — кызылташская свита, подсвиты: 11 — маярдаская, камерташская и басканская, 12 — сюрюзяк-ахмеровская; 13 — амфиболиты; 14 — вендские граниты Ахмеровского массива; 15 — разрывные нарушения: а — региональные (1 — Маярдаский, 2 — Западно-Уралтауский надвиги), б — местного значения; 16 — геологические границы согласно (а) и несогласные (б); RF₁bg — выходы пород буганакской свиты.

На врезке: I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский прогиб; III — Башкирский мегантиклинорий; IV — Зилаирский синклинорий; V — Уралтауский антиклинорий; VI — Магнитогорский мегасинклинорий; КМК — куртинский эклогит-сланцевый комплекс; БМК — белорецкий эклогит-сланцевый комплекс; ММК — максютовский эклогит-глаукофаносланцевый комплекс. PZ — палеозойские, PR₂ — верхнепротерозойские, PR₁ — нижнепротерозойские, AR — архейские отложения.

Ранее в работе [1] были получены оценки температуры и давления условий образования эклогитов БМК. По гранат-клинопироксеновому геотермобарометру Л.Л. Перчука оценки составляют 520–540 °С и 9–10 кбар. Использование новых данных по гранатам и пироксенам (пробы 18617, 15839) дают температуры от 500 до 600 °С при тех же давлениях. Оценки температуры образования эклогитов по формуле Д.Ж. Эллиса и Д.Х. Грина дают значения температур при давлении 10 кбар несколько выше — до 650 °С. По амфибол-гранатовому термометру Л.Л. Перчука для гранатовых амфиболитов (пробы 4718, 4735, 4757) температуры соответствуют 375–400 °С. Эта же диаграмма, откорректированная Н.И. Московченко применительно к метаморфическим комплексам умеренных и высоких давлений, дает для указанных проб температуру от 460 до 500 °С.

Последние оценки температуры и давления для эклогитов были получены нами методом мультиравновесной термобарометрии. Для ассоциации гранат–клинопироксен–плаггиоклаз–биотит–кварц в присутствии титансодержащих минералов рутила и титанита были выполнены расчеты в программе TWQ. В качестве фаз и компонентов системы были выбраны следующие: компоненты — Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti, O, H; фазы — Grt (Alm, Prp, Grs), Cpx (Di, Hd), Pl (An), Bt (Ann, Phl), Qtz, Rt, Ttn. Полученные результаты по температуре и давлению для системы K_2O – CaO – FeO – MgO – Al_2O_3 – TiO_2 – SiO_2 – H_2O (KCFMATSH) с тремя независимыми реакциями составляют: $T = 612$ °С; $P = 8,45$ кбар (рис. 2).

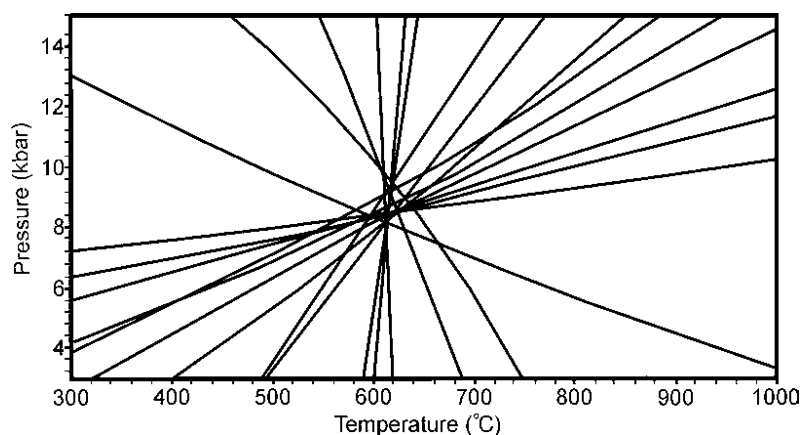


Рис. 2. Мультикомпонентная P–T диаграмма в системе KCFMATSH для минерального парагенезиса (*Grt–Cpx–Pl–Bt–Rt–Ttn–Qtz*) эклогитов белорецкого комплекса. Количество независимых реакций 3. Для данного пучка оценки температуры и давления составляют 612 °С и 8,45 кбар

Термометры, используемые в расчетах:

$Alm + 3Di = Prp + 3Hd$ (гранат-клинопироксеновый);

$Alm + Phl = Prp + Ann$ (гранат-биотитовый).

Барометр: $3Qtz + Prp = 2Grs = 3An + 3Di$ (гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-кварцевый).

Таким образом, полученные новые данные с применением современной мультиравновесной термобарометрии уточняют значения температуры и давления, при которых сформировались эклогиты БМК. При этом необходимо отметить, что дальнейшие исследования термобарических условий образования эклогитов белорецкого комплекса должны проводиться с учетом зонального строения минералов, входящих в анализируемые ассоциации.

Литература:

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Новый район развития эклогитов на западном склоне Южного Урала. Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 248, № 3. — С. 702–706.
2. Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 210 с.
3. Швецов П.Н. Стратиграфия белорецкого комплекса Южного Урала / Сов. геология. — 1980. — № 3. — С. 43–55.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЭПОХИ РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Д. Н. Салихов

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, magm@ufaras.ru

Аккреционно-коллизийный магматизм на Южном Урале проявился в каменноугольное время в двух зонах — Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской (ВМЗ). Сформировались эти зоны вследствие обдукции западной части островодужного террейна на Восточно-Европейский континент. Обе зоны в каменноугольное время развивались по собственному сценарию. Основным объемом продуктов магматизма проявился в ВМЗ. Здесь, в ВМЗ, эпоха коллизии фиксируется заложением Магнитогорско-Богдановского грабена и проявлением в его пределах базальт-трахидаци-риолитового вулканизма. Первые продукты вулканизма в виде лавовых потоков и силл установлены в районе пос. Кирса в разрезе першинского горизонта северного замыкания грабена. Другие проявления вулканизма на территории грабена нам не известны, хотя толщи осадочных отложений этого времени обнаруживаются на южных рубежах грабена. В последующее кизилдовское время известны разрезy переслаивающихся лавовых потоков трещинного излияния, контролируемые Центральным раздвигом. На восточном плече этого раздвига проявляются вулканические извержения центрального типа, где наряду с лавовыми потоками известны пирокластические фации.

Раздвиговые зоны известны и в других частях грабена, активизируясь излиянием базальтовой лавы кратковременно и более продолжительно вплоть до богдановичского века. Кислый вулканизм в раздвиговых зонах также проявился, но в виде гипабиссальной фации (даек, субвулканических тел), а также известны экструзивные купола. Кислые вулканогенные фации в основном связаны с вулканами центрального типа, в том числе с достаточно крупными стратовулканами (Грязнушинский, Греховской, Чекинский и др.), небольшим аппаратом (некки) ареального типа извержений и в пределах щитовидных вулканических построек. Последние также контролируют и базальтовые извержения.

Изучение базальтов разных типов извержений, в частности, контролируемых трещинным излиянием в раздвиговых зонах и вулканами центрального типа, выявило некоторые геохимические различия петрологического значения.

Базальты раннекаменноугольной эпохи Магнитогорско-Богдановского грабена отвечают калий-натриевой серии. Лишь небольшое количество анализов их может быть отнесено к натриевому типу. Последние контролируются раздвиговыми зонами. Сумма щелочей в базальтах повышена — от 4 до 7%, иногда в них выявлен расчетный нефелин. В базальтах трещинного типа содержание оксида титана от 1,5 до 3,06%, а в других базальтах — 1,1–2,0%. Количество двуокиси фосфора колеблется в пределах 0,3–0,8%. Содержание оксида магния в базальтах составляет 8–9%, но есть значения до 11,9% и 4–5%, хотя сколько-нибудь явных закономерностей в распределении компонента не наблюдается. Содержания суммы оксидов железа в базальтах трещинного типа составляет 8,2 до 12,92%, а в других базальтах — 6,05–9,7%. Базальты трещинного излияния низкоглинозистые (al' — 0,76–0,96), с содержанием оксида алюминия 14–16%. В районах за пределами этих зон коэффициент глинозистости всегда высокий (al' — 1–2 и более), а абсолютное количество глинозема достигает 21%.

Редкоземельные элементы фракционированы с заметным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. La/Yb отношения составляют 2,6–10,7. Сумма P3Э варьирует в пределах 64,48–158,66 ppm. Для базальтов раздвиговых зон отмечается увеличение количества P3Э от ранних к поздним потокам.

Содержания элементов группы железа в вулканитах не стабильны. Количества Co, Ni, Cu в них более низкие, а V — превышает или равно его количеству в хондритах. Cr и Ni варьируют в широких пределах, различаясь в содержаниях на два порядка. Максимальные концентрации их характерны

для субщелочных базальтов трещинного типа излияния, а минимальные — для известково-щелочных разновидностей базальтов; количественно они более низкие, чем в выделенных М.И. Кузьминым [1] базальтах фронтальных частей островных дуг.

Крупноионным литофильным элементам (Rb, Cs, Eu, Ba) свойственны значительные количественные вариации, особенно Rb и Ba. При этом Sr, Ba и Th количественно превышают их содержания в хондрите, а Cs образует отрицательный минимум. Фигуративные точки ВЗЭ (Zr, Nb, Ta, Hf) концентрируются компактно в повышенных количествах. Характерна аномалия Sc.

Итак, рассматриваемые вулканы основного состава раздвиговых зон отвечают в основном субщелочным базальтам, а лавовые потоки и пирокластический материал, контролируемые вулканическими аппаратами центрального типа, независимо от их размеров (стратовулканы или небольшие вулканические сооружения (некки)) представлены, главным образом, известково-щелочными породами. Последние, как известно, в широком понимании термина являются типовыми для островодужного геодинамического режима. Магмогенерация этой эпохи в островных дугах обязана субдукции океанической плиты под островодужный террейн. Между тем, процесс субдуцирования в рассматриваемом режиме прекращается по причине столкновения Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и, как следствие коллизии, происходит отрыв слэба. Следовательно, известково-щелочные расплавы коллизионных геодинамических обстановок происходили в ином режиме, не свойственном субдукционному, что должно отразиться в геохимических особенностях продуктов вулканизма. Известно, что характерными геохимическими чертами островодужных вулканитов являются минимумы Nb, Ta а так же Ti — высокочarged элементов, характеризующихся высокими температурами плавления. Именно эти химические элементы в рассматриваемых базальтах имеют повышенные значения, а следовательно, эти базальты не отвечают островодужным формациям. Формирование известково-щелочной магмы, по нашим представлениям, происходило следующим образом. Столкновение островной дуги и континента было косо-направленным [2] и привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. В результате в океанической плите возникает разрыв (slab-windows), который распространяется до мантии, формируя РТ-градиентное окно, а точнее колонну, куда устремляется мантийный диапир с субщелочным базальтовым расплавом и флюидами. Навстречу опускается оторвавшийся слэб. При встрече насыщенного флюидами расплава и слэба происходит их взаимодействие. Таким образом, во фронтальной части диапира в процессе контаминации субщелочной расплав преобразуется в известково-щелочной, сохраняя некоторые геохимические особенности субщелочной магмы, к каковым относятся, в частности, повышенные содержания высокочarged элементов (Nb, Ta, Ti). Так возникают два расплава, которые в процессе вулканической деятельности проявляются обособленно: трещинное излияние субщелочных базальтов связано с глубокими частями диапира, а известково-щелочное — с фронтальной его частью.

Работа выполнена в рамках совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени».

Литература:

1. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, 1985. — 198 с.
2. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклиналя: Дис... д-ра геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 1997. — 85 с.

О СВЯЗИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРНЫХ ОТНОШЕНИЙ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕСЧАНИКОВ НА ПРИМЕРЕ ДИАГРАММ БХАТИИ – КРУКА

А. М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

В 1986 году была опубликована статья [1], в которой авторами были впервые предложены диаграммы, позволяющие по отношениям микроэлементов в песчаниках устанавливать геодинамическую позицию седиментационного бассейна. В настоящее время эти диаграммы успешно применяются при палеореконструкциях, но в ряде случаев исследователи получают противоречивые результаты. Причина этого может заключаться в наличии факторов, влияющих на содержание элементов в песчаниках помимо геодинамического режима и его производных (петрофонд, обстановки и процессы мобилизации кластики и др.). К их числу относится сортировка зерен в водотоках. Проверить данное утверждение возможно, изучив состав кластолитов, отличающихся гранулометрическим составом, но имеющих один источник сноса. Данному условию отвечают турбидиты.

В основу данного сообщения легли результаты исследований девонских отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Всего опробовано 44 турбидита (114 образцов) из следующих свит и толщ: рыскужинская (2, здесь и далее в скобках приводится количество опробованных турбидитов), ускульская (1), ильгибановская (1), ирендыкская (8), улутауская (15), мукасовская (4), биягодинская (9), зилаирская (4). Образцы отбирались из кровли и подошвы слоев, а в ряде случаев и из их средней части. Элементный состав определялся методом ИСП-МС в лабораториях ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и ИПТМ РАН (г. Черноголовка). По полученным аналитическим данным были рассчитаны индикаторные геохимические отношения и вынесены на графики (рис. 1) по вертикальной оси. Порядок расположения проб по горизонтальной оси хронологический: слева направо — от древних к молодым. В качестве примера будут рассмотрены отношения, положенные М.Р. Бхатией и К.А.В. Круком [3] в основу прямоугольных диаграмм $La/Sc - Ti/Zr$ и $Sc/Cr - La/Y$.

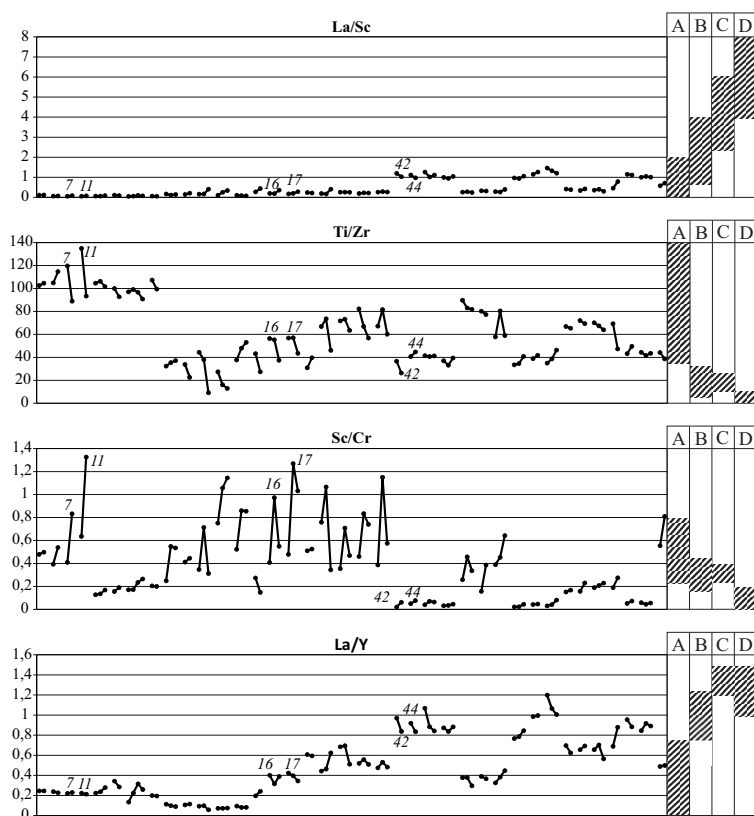


Рис. 1. Вариации индикаторных геохимических параметров в девонских турбидитах Западно-Магнитогорской зоны

Линиями соединены точки, относящиеся к одному турбидиту: слева направо — от подошвы к кровле. Справа штриховкой показаны интервалы значений, характерных для различных геодинамических обстановок по [1]: А — океанические островные дуги; В — континентальные островные дуги; С — окраины андийского типа; D — пассивные континентальные окраины. Номера на графиках соответствуют номерам турбидитов на рис. 2.

На построенных графиках и диаграммах (см. рис. 1, 2) видно, что вариации отношений Ti/Zr и Sc/Cr наибольшие: точки, относящиеся к одному турбидиту, попадают в области, отвечающие различным геодинамическим обстановкам. В противоположность этому, значения La/Sc и La/Y существенно не меняются в песчаниках,

отличающихся по гранулометрическому составу. Следовательно, диаграмма $\text{La}/\text{Sc} - \text{La}/\text{Y}$ является более надежной при палеопостроениях.

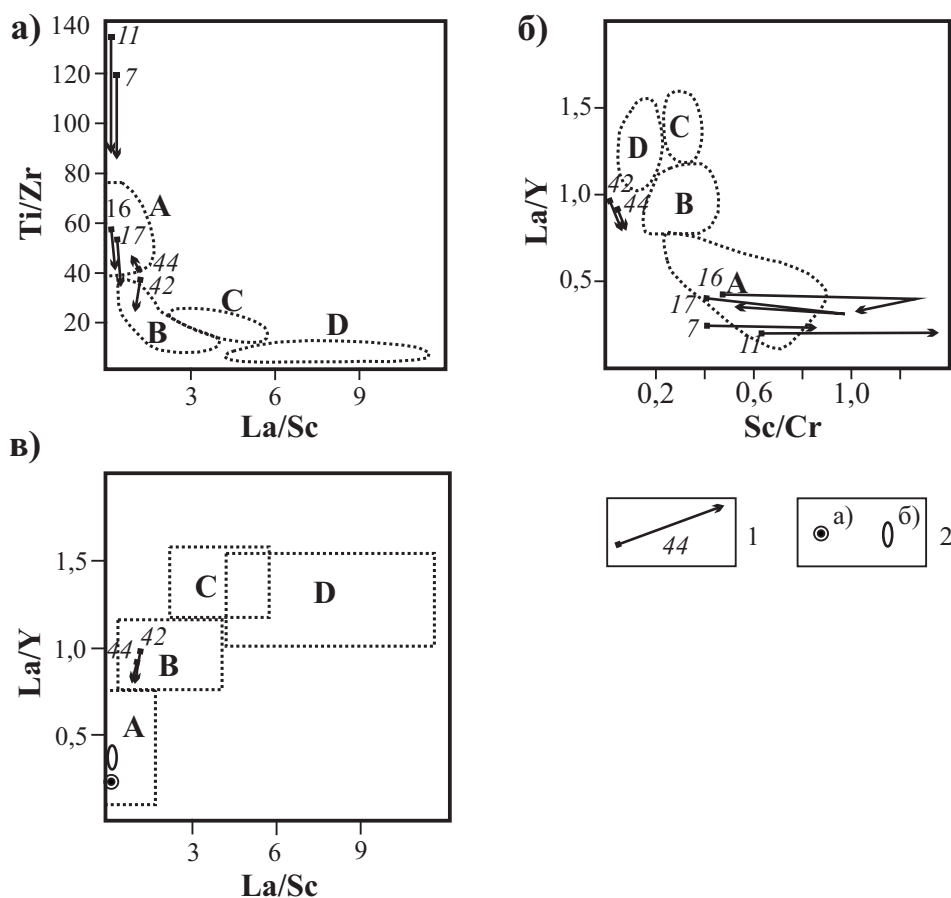


Рис. 2. Положение точек состава некоторых турбидитов на диаграммах Бхатии – Крука (а–б) [1] и на предложенной диаграмме $\text{La}/\text{Sc} - \text{La}/\text{Y}$ (в)

Условные обозначения: 1 — положение точек состава песчаников, отобранных из основания (начало стрелки), средней части (перегиб) и кровли (конец) турбидитов; 2 — точка совпадения составов песчаников из турбидитов № 7, 11 и расположение точек состава песчаников из турбидитов № 16–17 (а). Обозначения полей см. в пояснениях к рис. 1.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31505) и Республики Башкортостан (грант молодым ученым и молодежным научным коллективам за 2014 г. № 24).

Литература:

1. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element Characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. — 1986. — V. 92. — P. 181–193.

V. МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ БАШКОРТОСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ РОССИИ — СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Е. М. Аксенов, Н. Г. Быдтаева, Ю. И. Бурьян, О. Б. Кузнецов, И. Н. Нигматов

ФГУП «ЦНИИгеолонеруд», г. Казань

Кварцевое сырье — важнейший вид минеральных ресурсов для высокотехнологичных отраслей промышленности. Основными потребителями кварцевого сырья являются наиболее развитые в техническом и экономическом отношении страны. В мире ограничено число месторождений высокочистого кварцевого сырья и крупнейшие потребители — промышленно развитые страны вынуждены покупать кварцевые концентраты у немногих производителей.

Минерально-сырьевая база кварцевого сырья России весьма разнообразна по геолого-промышленным (генетическим) особенностям. Промышленные месторождения кварца, используемые для получения кварцевых продуктов различного назначения, сосредоточены в следующих генетических классах: пегматитовом, метаморфогенно-гидротермальном и гидротермальном и включают месторождения пьезооптического кварца, горного хрусталя, гранулированного, прозрачного и непрозрачного (молочно-белого) кварца и кварциты. Востребованность различных видов сырья и обеспеченность им неравнозначна.

Большинство объектов *пьезооптического кварца и горного хрусталя* законсервированы ввиду отсутствия потребностей в данном виде сырья.

Гранулированный кварц. Основные запасы и добыча гранулированного кварца сосредоточены в Южно-Уральской субпровинции, крупнейшими месторождениями которой являются *Кыштымское и Ларинское*. Гранулированный кварц учитывается на 14 месторождениях, в том числе: Южно-Уральская субпровинция — 12 объектов, Прибайкальская провинция — 2 объекта. К распределенному фонду относятся 3 месторождения, подготавливаемых к освоению — 1, нераспределенному фонду — 10. По экспертным оценкам обеспеченность горнорудных предприятий запасами гранулированного кварца для производства светотехники и общетехнического назначения оценивается не более 13 лет, для электроники — не более 3–5 лет.

Прозрачный жильный кварц. Запасы прозрачного жильного кварца сосредоточены, главным образом, на месторождениях Южно-Уральской и Приполярно-Уральской кварценозных субпровинций, крупнейшими месторождениями которых являются Желанное, Пуйва, Додо и Нестер-Шор. Всего запасы учитываются на 8 месторождениях. Обеспеченность запасами прозрачного жильного кварца для отработки составляет по различным оценкам от 7 до 14 лет.

Молочно-белый жильный кварц. Запасы молочно-белого жильного кварца сосредоточены, главным образом, на месторождениях Южно-Уральской кварценозной субпровинции, крупнейшими месторождениями которой являются Гора Хрустальная и Светлореченское (Свердловская область). Запасы месторождения Караяновское (Республика Башкортостан) составляют около 1% от общероссийских. Обеспеченность запасами молочно-белого жильного кварца, для оптического стекловарения, при текущем уровне добычи составит более 100 лет.

Кварциты для плавки. Государственным балансом учитываются запасы одного единственного мелкого по масштабам Бурал-Сардыкского месторождения перекристаллизованных (метасоматических) кварцитов, как сырья для плавки, расположенного в Республике Бурятия.

По результатам геолого-экономической оценки, активные запасы высококачественного кварца составили в целом по РФ — 12% от запасов Госбаланса.

Реальные запасы сырья для получения кварцевых продуктов связаны в основном с месторождениями гранулированного и прозрачного жильного кварца.

В настоящее время перед кварцевой отраслью стоит задача обеспечения отечественной промышленности кварцевым сырьем, пригодным для производства различных видов кварцевых продуктов:

- *Кварцевые концентраты (размер 100–300 мкм)* являются базовым элементом для наплава специальных прозрачных кварцевых стекол, используемых в полупроводниковой и светотехнической промышленности. Технические требования ТУ 5726-002-1149665-97 «Кварцевые концентраты для наплава кварцевых стекол», разработанные в 1997 г., устарели и не соответствуют уровню химической чистоты широко применяемых в мире концентратов компании UNIMIN (США). В этой связи российские производители разработали технологию производства отечественных сортов кварцевых концентратов и временные технические требования к ним, не уступающие мировым стандартам.
- Кварцевое сырье является основным источником для получения поли- и монокристаллического кремния для солнечной энергетики и электроники. *Поликристаллический кремний* — исходный продукт для получения «солнечного кремния», в котором суммарное содержание электрически активных примесей (Al, Fe, Ti, V, P, B) должно быть в пределах 0,1–10 ppm. Высокочистый металлургический кремний, как основной компонент в «солнечной» энергетике, получают из природного жильного кварца с низким содержанием примесей, прежде всего, бора и фосфора, что существенно снижает экономические затраты при получении из него поли- и монокристаллического кремния.
- *Микропорошки (размер гранул менее 100 мкм) и нанопорошки* различной степени химической чистоты являются в настоящее время важнейшими компонентами при производстве широкой гаммы промышленных материалов. Особенную ценность представляют собой микропорошки с низким содержанием урана и тория (менее 0,5 ppb) как основной формовочный материал в электронике при производстве интегральных схем. Широким спросом пользуются *кварцевые нанопорошки*, которые составляют в мире около 40% от всего производства различных видов нанопорошков.

Основной задачей кварцевой отрасли является создание стабильной МСБ высокочистого кварцевого сырья для получения кварцевых концентратов различного назначения: для плавки кварцевых тиглей, кварцевых труб, кварцевых слитков и стержней, для производства поликристаллического и монокристаллического кремния и других изделий, наиболее востребованных электронной промышленностью. Это позволит ликвидировать зависимость российских предприятий от импорта кварцевых концентратов и будет способствовать обеспечению сырьевой безопасности страны.

Развитие МСБ кварцевого сырья может быть связано с вовлеченностью в геологическое освоение месторождений гранулированного и прозрачного кварца нераспределенного фонда недр и объектов с апробированными прогнозными ресурсами.

Перспективы развития МСБ гранулированного кварца связаны с Уфалейским, Сакмарским и Патомским карценосными районами.

Наиболее перспективные площади для постановки поисковых и поисково-оценочных работ на прозрачный жильный кварц имеются в Северо-Западном федеральном округе (Кейвский район), в Приполярно-Уральской субпровинции (ХМАО) и Сакмарском районе (Республика Башкортостан), что позволит осуществить прирост запасов.

Перспективы выявления новых месторождений кварцевого сырья связаны с районами Сибири — Прибайкальской кварценосной провинцией, Енисейским кряжем, Кузнецким Алатау, Горной Шорией и др. В пределах новых районов, наряду с традиционными, могут быть обнаружены нетрадиционные источники кварцевого сырья, в том числе отходы кварца золото-кварцевых формаций, нередко пространственно совмещенных с безрудными кварцевыми жилами (Патомское нагорье, Восточный Саян, Карелия и др.), определенные типы кварцсодержащих пегматитов — мусковитовых, керамических, как аналоги известного месторождения Спрус-Пайн (США) и Норвегии,

каолиновые коры выветривания, плагиограниты, пегматиты, кварциты определенных генетических типов. Одним из примеров нетрадиционных источников кварцевого сырья могут служить кварциты Уфалейской высокобарической зоны.

Существенным тормозом для развития работ кварцевой подотрасли является «Перечень участков недр федерального значения». В соответствии со статьей 2.1 «Закона о недрах», к участкам недр федерального значения должны быть отнесены участки недр, содержащие месторождения особо чистого кварцевого сырья. Но в этот перечень вошли практически все месторождения, а также проявления кварцевого сырья многих регионов РФ, значительная часть которых по своим качественным характеристикам не соответствует требованиям к особо чистому кварцевому сырью. Это существенно ограничивает возможности инвесторов в получении лицензий на участки недр с рядовым кварцевым сырьем, которые могли бы осваиваться с целью получения кварцевых продуктов общетехнического (не стратегического) назначения. К таким продуктам могут быть отнесены: шихта для производства ферросилиция, для выращивания искусственных кристаллов кварца, для оптического стекловарения, микропорошки для производства сухих смесей, как наполнители и других промышленных назначений. В связи с этим необходимо произвести ревизию всего Перечня объектов участков недр федерального значения и составить проект нового варианта «Перечня участков недр кварцевого сырья федерального значения» с выделением только объектов с особо чистым кварцевым сырьем (ОЧКС). Следует подчеркнуть, что четкого определения ОЧКС не существует ни в отечественной, ни в зарубежной литературе. ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» и ФГУП «Центркварц» предложено следующее определение: *Особо чистое кварцевое сырье (ОЧКС)* — природное кварцевое сырье, из которого в результате технологических переделов возможно получение особо чистых кварцевых концентратов (ОЧКК).

Для реализации задач по развитию МСБ кварцевого сырья ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» совместно с ФГУП «Центркварц», Институтом минералогии УрО РАН и ОАО «Кыштымский ГОК» ведутся работы с использованием современной лабораторно-аналитической и технологической базы для исследования кварцевого сырья с получением глубоко обогащенных кварцевых концентратов и другой кварцевой продукции. Разработан алгоритм изучения кварцевого сырья, включающий три блока: аналитические методы изучения кварцевого сырья, кварцевых концентратов и изделий из них.

Современные требования различных отраслей промышленности определили тенденцию к существенному расширению ассортимента кварцевых продуктов, получаемых из различных генетических типов месторождений отечественной кварцевой сырьевой базы. Поэтому при изучении новых кварцевых объектов необходимо акцентировать внимание на получении из кварцевого сырья максимально возможного ассортимента продуктов, в том числе микро- и нанопорошков. Это позволит резко сократить потери сырья при его переработке и существенно повысить экономическую составляющую освоения месторождения.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КВАРЦИТЫ УФАЛЕЙСКОЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ КВАРЦЕВОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ВЫСОКИХ ТЕХНОЛОГИЙ

Н. Г. Быдтаева¹, А. Е. Непряхин¹, П. Ф. Андриянов²,
И. М. Милеева¹, Н. Н. Борозновская³

¹ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань

² ОАО «Суракай», г. Уфа

³ Томский государственный университет, г. Томск

Основной проблемой сырьевой базы кварца является обеспечение отечественной промышленности сырьем для наплава специальных кварцевых стекол, используемых, в первую очередь, в микроэлектронике, производстве высокоинтенсивных источников света, солнечной энергетике и др. направлениях высоких технологий.

Основу минерально-сырьевой базы кварца составляют месторождения гранулированного и прозрачного жильного кварца, локализованные, преимущественно, в пределах Уральской и Прибайкальской кварценозных провинций. В Уральской провинции на протяжении последних 40 лет основным источником кварцевого сырья для получения кварцевых концентратов являлся гранулированный кварц Уфалейского кварценозного района. Ограниченность запасов этого вида сырья и новые направления его использования для получения широко востребованного в мире кристаллического кремния, микро- и нанопорошков, ставят задачу расширения МСБ кварцевого сырья за счет нетрадиционных источников, в качестве которых могут рассматриваться кварциты.

Выявленные в результате ранее проведенных геолого-поисковых работ метасоматические кварциты Уфалейского кварценозного района в качестве источника кварцевого сырья для высоких технологий не рассматривались.

Метасоматические кварциты приурочены к Уфалейскому высокобарическому комплексу, который протягивается узкой полосой 2,5–17×90 км. Комплекс ограничен системой меридиональных и широтных разломов. Восточной границей служит Главный Уральский Глубинный разлом (ГУГР), отделяющий высокобарические образования от нижнепалеозойских эффузивно-осадочных пород Тагило-Магнитогорской зоны.

Уфалейский (куртинский) высокобарический комплекс детально изучен А.И. Белковским (2006 г., 2011 г.), показавшим, что породы представлены высокобарическими гранат-слюдяно-кварцевыми бластомилонитами, вмещающими многочисленные будины и бескорневые тела эклогитов, апоэклогитовых амфиболитов, гранатовых пироксенитов и антигритовых серпентинитов, рассматриваемых как высокобарический меланж. Метасоматические кварциты по узким линейным зонам замещают гранат-слюдяно-кварцевые сланцы.

Кварциты в породах куртинского комплекса образуют протяженные «ленты» или линзовидные тела неправильной формы, мощностью от 50 до 150 м, протяженностью до 900 м.

Для определения возможности использования кварцитов Восточно-Уфалейской высокобарической зоны в качестве источника получения высокочистых кварцевых концентратов были проведены геологические работы с отбором проб, а также комплекс аналитических и лабораторно-технологических исследований.

Выявлено четыре разновидности кварцитов: мономинеральная — минеральных примесей (мп) до 2%, слюдистая (мп от 2 до 20%); амфиболовая (мп до 9%) разновидность с мусковитом (3,1%) и эпидотом (2,3%). Слюдистая разновидность, наиболее широко распространенная, по преобладающим примесным минералам разделена на 5 подвидов, соответственно: мусковитовый, биотит-мусковитовый; мусковитовый с гранатом и эпидотом, мусковитовый с пиритом, мусковитовый с рутилом и гранатом. Детальное изучение минералов примесей определяет выбор схемы обогащения.

Среднее содержание SiO₂ в слюдистых кварцитах составляет в среднем 94,8%, а в мономинеральных кварцитах — 99,1%.

Наличие микроминеральных включений в кварцевых зернах слюдистых кварцитов не позволило получить чистые кварцевые концентраты.

Мономинеральные метасоматические кварциты сложены прозрачным мелкозернистым кварцем. По среднему размеру зерен преобладает тонкозернистая фракция размерностью 0,1–0,4 мм, которая в среднем составляет 83%. Зерна изометричной или близкой к ней форме с простыми, реже со сложными ступенчатыми контурами. Основу минеральных включений составляют слюды, эпидот, цоизит, полевые шпаты, хлорит, менее распространены кальцит, гематит, рутил, амфибол.

Требования к плавочному сырью ТУ 5726-002-11496665-97 «Кварцевые концентраты из природного кварцевого сырья для наплава кварцевых стекол. Сорта кварцевых концентратов» лимитируют основные показатели: коэффициент светопропускания (Т, %) более 80% и сумму элементов — примесей менее 30 ppm.

В результате проведения лабораторно-технологических испытаний кварцитов Восточно-Уфалейской зоны получены высокочистые кварцевые концентраты, удовлетворяющие показателям сортов КГО-3, КГО-4 и КГО-5. Качество полученных концентратов сопоставимо с сортами Iota-Std и Iota-4 фирмы UNIMIN и сортами кварцевых концентратов отечественных производителей (SSQ-3, RQ-2-K).

Таблица

Содержания элементов-примесей кварцевых концентратов лабораторно-технологических проб кварцитов

Компонент, параметр	Содержания элементов-примесей, ppm					
	СЗ-7	СТ-13/14	СД-50/52	Д-50	З-7	З-12
	8-671	8-672	8-673	8-674	8-675	8-676
Al	15	9,8	9,3	11	8,4	6,0
Ti	2,0	1,6	2,5	2,2	1,4	1,7
Ca	0,38	0,10	0,01	0,01	0,06	0,37
Mg	0,15	0,08	0,02	0,25	0,54	0,05
Cu	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr	0,16	0,15	0,10	0,04	0,11	0,11
Ni	0,03	0,03	0,01	0,02	0,07	0,01
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	1,2	0,85	0,43	0,51	0,74	0,69
K	0,85	0,51	0,36	0,29	0,84	0,45
Li	0,58	0,90	1,1	1,2	0,55	0,33
P	0,08	0,03	0,01	0,12	0,07	0,16
Fe	0,42	0,44	0,18	0,16	0,35	0,23
B	0,05	0,04	0,06	0,07	0,09	0,18
Zr	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
Σ 15ЭП	20,95	14,58	14,11	15,9	13,25	10,32
Σ 10ЭП	20,6	14,32	13,92	15,64	12,9	9,84
Т, %	85,1	85,4	84,3	88,3	87,1	89,0
Сорта, сопоставимые с качеством концентрата	КГО-3, Iota-STD	КГО-3, Iota-STD	КГО-3, Iota-STD	КГО-3, Iota-STD	КГО-5, Iota-4	КГО-5, Iota-4

Примечание: Σ 10ЭП, Σ 15ЭП — параметр сумма, соответственно, десяти и пятнадцати нормируемых элементов-примесей; Т — коэффициент светопропускания. Исполнители — О.А. Медведева, М.Ш. Дрешер, Р.Р. Гильмутдинов (АИЦ ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»)

Коэффициент светопропускания кварца мономинеральных кварцитов более 84%, слюдистых кварцитов более 80%. Содержание структурных примесей в кварце невысокое: Al — от 5,9 ppm в слюдистых, до 6,9 ppm в мономинеральных кварцитах; Ge — от 2,61 сп/г в мономинеральных, до 4,6 сп/г в слюдистых.

Выход концентратов глубокого обогащения фракции $-0,4+0,1$ мм составляет от 41% до 61%. Наибольшие потери (от 43% до 15% от операции) связаны с отделением фракции $-0,1$ мм.

Проведены тестовые плавки кварцевых концентратов для получения кварцевых стекол. Изучение характеристик полученных стекол показало, что по пропусканию в ультрафиолетовой и видимой областях полученные стекла сопоставимы с кварцевыми стеклами, наплавленными из концентратов сорта Iota-std.

Таким образом, на основе аналитических и лабораторно-технологических исследований показана возможность использования кварцитов Восточно-Уфалейской высокобарической зоны в качестве источника получения высокочистых кварцевых концентратов.

НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГОРНОГО КЛАСТЕРА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

Р. А. Гуфранов¹, А. В. Кочергин², В. Н. Никонов³

¹ *Отдел геологии и лицензирования Департамента по недропользованию
по Республике Башкортостан*

² *ООО «Уральское горно-геологическое агентство»*

³ *ООО «Баймакская горная компания»*

Добыча углеводородов и медноколчеданных руд является стержнем горного кластера Республики. Однако анализ ситуации показывает, что дальнейшее развитие горнорудной отрасли только за счет расширения традиционной минерально-сырьевой базы невозможно. Необходима организация и развитие новых направлений деятельности, создание новых производств. В этих условиях подготовка новых месторождений нетрадиционного типа и/или нетрадиционного для Республики минерального сырья становится актуальной задачей.

Республика Башкортостан — это «старый» освоенный горнорудный регион, относительно хорошо изученный в геологическом плане. Наряду с Республикой Карелия наш регион наиболее приближен к промышленным центрам Европейской России, обладает относительно развитой транспортной инфраструктурой. Относительно благоприятное географическое положение определяет высокую привлекательность региона в качестве источника тоннажного нерудного сырья, возможность вовлечения в эксплуатацию мелких объектов или объектов с относительно невысоким качеством руд, не имеющих рыночной перспективы в труднодоступных удаленных районах страны.

Учитывая, что фонд легко открываемых месторождений на Южном Урале практически исчерпан, **поиски месторождений новых для республики типов сырья** требуют значительных материальных и интеллектуальных затрат. Поиск месторождений носит вероятностный характер. Однако в случае их положительного итога и эффект может быть значительным. Республика может получить принципиально новые направления развития. Можно выделить несколько новых направлений развития горного кластера Башкирии:

- освоение известных ресурсов минерального сырья, не использовавшегося ранее;
- поиски рудных месторождений нетрадиционных типов;
- поиски месторождений новых для Республики типов сырья.

Республика обладает значительными ресурсами целого ряда полезных ископаемых, не находящихся применения сегодня или используемых крайне незначительно: бурожелезняковых плотных и дисперсных железных руд, пиррофиллитовых пород, цеолитсодержащего сырья, облицовочного камня, яшм и др.

Дисперсные железные руды Зигазино-Комаровского рудного района могут и должны найти применение для получения **железоокисных пигментов, ферритов**. Проведенные ООО «Уральское



Рис. 1. Художественная краска на основе пигментов из дисперсных руд «Сиена башкирская»

горно-геологическое агентство» в содружестве с НПП «Институт пигментных материалов» испытания показали принципиальную возможность и целесообразность получения на их основе железистоокисных пигментов, способных в ряде отраслей составить конкуренцию синтетическим продуктам китайского, украинского производства. Сегодня пигменты на основе дисперсных руд используются в производстве художественных красок. Технология получения пигментов отработана. Выделены типы и сорта, определена их промышленная ценность и технологические свойства. Сейчас стоят задачи по лицензированию, подготовке запасов пигментных руд по сортам и типам, строительству опытной производственной линии.

Большой интерес представляет и проект ЗАО «Белсталь» по строительству (а по сути возрождению) металлургического комплекса в г. Белорецк. Проект имеет реальное рыночное основание благодаря наличию в Республике уникальных по чистоте в отношении вредных примесей бурожелезняковых руд Зигазино-Комаровского рудного района. На этих природно-легированных (содержащих марганец и микропримеси лантаноидов) рудах на Белорецком металлургическом комбинате в прошлом получали сталь сорта БП-1 (Белорецкая первородная 1), служившую основой для производства знаменитых белорецких метизов. Проблемой является ограниченность сырьевой базы металлургического производства. Суммарные учтенные запасы руд Зигазино-Комаровского рудного района не превышают 70 млн т,



Рис. 2. Карьер Туканского месторождения бурых железняков

более половины из них приходится на дисперсные (охристые) разности, использование которых без окомкования или агломерации невозможно. Предлагаемые рядом специалистов оценки прогнозных ресурсов бурых железняков Башкирского мегантиклинория в 400 млн т и более не имеют под собой геологической основы. В соответствии с реальным ресурсным потенциалом должны быть скорректированы планируемые параметры металлургического производства.

Данный проект может быть успешным при условии ориентации на производство относительно малотоннажной дорогой продукции: высококачественного чугуна и стали для высокотехнологичных отраслей промышленности. В будущем ожидается увеличение спроса в этом сегменте рынка.

Во многом опережающим время следует признать и усилия ООО «Пирофиллит» и ИП Бобров по подготовке и вовлечению в промышленный оборот принципиально нового для России **пирофиллитового сырья**. Проводятся геологоразведочные работы на Куль-Юртаусском проявлении в Баймакском районе, создано опытное производство, наработаны партии высококачественного пирофиллитового концентрата, получены первые положительные отзывы по его применению в различных отраслях народного хозяйства. Несмотря на ряд технологических преимуществ пирофиллитовых продуктов, их внедрение идет тяжело, приходится преодолевать инерцию мышления технологов и владельцев отечественной промышленности.

Новым является и **цеолитовое направление**. Цеолитовая (морденит, ломонтит, стильбит, эрионит) минерализация проявлена в измененных вулканогенно-осадочных отложениях березовской свиты нижнего карбона и улутауской свиты девона. Реализацией данного направления на базе цеолитсодержащего сырья Тузбекского проявления в начале 2000 г. занималось ООО «Птилолит». К сожалению, финансовые трудности не позволили предприятию довести проект до практической реализации. В 2013 г. Тузбекское проявление лицензировано питерским предприятием. В настоящее время за счет средств федерального бюджета проводятся работы по поиску месторождений цеолитсодержащего сырья в вулканогенно-осадочных отложениях Магнитогорской синформы (исполнитель ЗАО «ДИОР»). По содержанию и минеральному составу цеолитов сырье Башкортостана уступает цеолитовым рудам месторождений Дальнего Востока и Сибири. Несмотря на это, цеолитсодержащие породы Башкортостана могут найти эффективное применение в агропромышленной и других сферах народного хозяйства.

Наличие в Республике запасов и прогнозных ресурсов **магнезитов** давно известно. Но магнезиты не используются. Наиболее крупный подготовленный объект — Исмакаевское месторождение лицензировано в 2002 г., но не эксплуатируется, хотя рыночная перспектива широкого использования местного магнезита имеется. В Европейской части страны месторождения магнезита выявлены только в Челябинской (Саткинская группа), Оренбургской (незначительные запасы «аморфных» магнезитов Халиловской группы) областях и в Башкортостане (Исмакаевское, Кызылташское месторождения, Кужинский, Зигазинский, Белорецкий магнезитоносные районы). Магнезитовое оруденение в Башкирии приурочено к карбонатным отложениям суранской, кужинской и авзянской свит Башкирского поднятия. Здесь магнезиты характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, что резко снижает их привлекательность в качестве огнеупорного сырья. Однако это не мешает их использованию в таком тоннажном направлении, как производство магнезиального вяжущего и продукции на его основе. Продукция на основе магнезиального вяжущего отвечает самым жестким экологическим стандартам. Сегодня на российском строительном рынке большой популярностью пользуются стекломagneзиальные листы и смеси для наливных магнезиальных полов, поставляемые из Китая. Использование башкирских магнезитов — основа для развития отечественного производства сходного профиля.

Необходимо остановиться и на такой наболевшей теме, как организация массового производства изделий из **яшмы**. Яшма является брендом Республики. Но сегодня она используется в незначительных объемах (первые тонны в год) в производстве камнерезных изделий. Предпринимавшиеся попытки организации массового производства облицовочной плитки из яшмы успехом не увенчались. На наш взгляд, для успешной реализации этого направления необходимо отказаться от традиционных технологических приемов, используемых при обработке обычного облицовочного камня. Ориентация на получение из яшмы блоков высоких категорий несостоятельна.

Декоративность яшмы определяется степенью ее проработки гидротермальными, метаморфогенными, гипергенными процессами и находится в обратной зависимости от блочности и однородности. Накопленный опыт работы с этим видом сырья позволяет разработать принципиально иные подходы и успешно их реализовать. В частности, этот подход успешно реализован **А.Ф. Нигматулиным** (ООО «Артель Флорентийская мозаика») при реконструкции полов Троицко-Сергиевской Лавры.



Рис. 3. Панно «Подсолнухи», выполненное из башкирской яшмы. Автор Л.Д. Чебан

В рамках реализации принципиально нового направления начаты работы по поиску месторождений **апокарбонатных маложелезистых тальцитов** в пределах Белорецкой площади. Поиски финансируются из средств Федерального бюджета. Исполнитель — ООО «Уральское горно-геологическое агентство». Перспективы выявления месторождений связаны с зонами метаморфогенной проработки в карбонатных комплексах магнезиальной специализации: кызылташской, авзянской, суранской свит среднего и нижнего рифея. В случае успешной реализации данный проект может кардинальным образом изменить структуру минерально-сырьевой базы талька РФ. На сегодняшний день все известные месторождения апокарбонатных маложелезистых тальцитов расположены в Сибири (Алтайский край, Красноярский край, Прибайкалье). Выявление месторождений высококачественных маложелезистых тальцитов в Европейской части России имеет безусловную инвестиционную привлекательность.

Башкортостан обладает перспективами значительного прироста запасов и промышленного освоения **баритов**, спрос на которые устойчиво растет. Наибольший интерес представляет стратиформное оруденение Башкирского мегантиклинория, приуроченное к доломитам каташкинской подсвиты авзянской свиты и терригенным отложениям зильмердакской свиты рифея. Подготовленным для разведки и разработки является Кужинское месторождение с высококачественными рудами. Проблемой его освоения является его близость к границам Башкирского заповедника, определяющая энергичное сопротивление экологов. Кроме этого месторождения, здесь известен еще ряд проявлений барита, заслуживающих оценки (Бретьякское, Ирлинское и др.). Барит также является характерным попутным компонентом колчеданных, золото-полиметаллических и окисленных руд в месторождениях Башкирского Зауралья, где его концентрация местами достигает десятков процентов, и может извлекаться в селективный флотоконцентрат при обогащении руд.

Важнейшей задачей остается поиск месторождений **фосфоритов**. Дефицит фосфора в почвах РФ достигает катастрофических значений. В развитых странах нормальным для интенсивного земледелия считается содержание в почве подвижного фосфора (P_2O_5) в размере 300 мг на 1 кг почвы. Для России сегодня средневзвешенное содержание P_2O_5 в почвах составляет всего 78 мг/кг. Причины этого положения лежат в экономической плоскости (отсутствие финансовых ресурсов у отечественных сельхозпроизводителей, неадекватно высокие цены на удобрения) и связаны с недостатками отечественной МСБ фосфатного сырья.

Основу отечественной сырьевой базы фосфатного сырья составляют крупные и гигантские нефелин-апатитовые месторождения Кольского полуострова и Северной Карелии, служащие

источником высококачественных апатитовых концентратов, значительная часть которых идет на экспорт.

В пределах сельскохозяйственных регионов Европейской части страны широко распространены мелкие проявления низкокачественных фосфоритов, большинство из которых не представляют интерес. К экономически активным запасам можно отнести только запасы Вятско-Камского (Кировская область), Суондюкского (Татарстан), Суракайского (Башкортостан) месторождений желваковых и галечниковых фосфоритов. Сырье их вследствие невысокого содержания P_2O_5 может быть использовано только для производства органо-минеральных удобрений и фосмуки. Наилучшим качеством в Европейской России обладают руды недавно выявленного Софроновского месторождения на Полярном Урале (Ямало-Ненецкий АО) и Ашинского месторождения карстовых фосфоритов (Челябинская область). Однако освоение первого сдерживается удаленностью от транспортных артерий, а второго — невысокими запасами и «попаданием» в черту г. Аша. В этих условиях необходимо использовать любую возможность выявления месторождений качественных фосфоритов в экономически освоенном регионе Европейской России.

В.А. Шефером и А.В. Кочергиным обоснована возможность выявления крупных месторождений высококачественных фосфоритов в отложениях нижнего палеозоя Зилаирского синклинория и корях выветривания по ним (Сюрень-Юрюзанская площадь). Перспективы площади вытекают из соответствия потенциально продуктивных отложений нижнего палеозоя критериям прогноза формирования микрозернистых фосфоритов континентальных окраин и наличия прямых поисковых признаков — проявлений и пунктов минерализации. Также остаются перспективы выявления месторождений карстовых фосфоритов ашинского типа в корях выветривания по отложениям карбона — нижней перми зоны передовой складчатости. Эти образования предлагаются к опосредованному в рамках федеральной программы воспроизводства МСБ.

Поиски рудных месторождений нетрадиционных типов весьма актуальны. Именно в этом направлении логично ожидать существенного прироста сырьевой базы меди и золота. Прежде всего, речь идет о поисках медных объектов вкрапленных руд, в том числе «порфирового» типа. До последних лет возможность освоения таких объектов на Южном Урале оспаривалась. Однако успешный зарубежный и отечественный опыт разработки таких объектов показывает их привлекательность. В частности, в прошлом году ЗАО «Русская медная компания» начала масштабную добычу бедных медных руд на Михеевском месторождении и готовит к освоению Томинское месторождение в Челябинской области. Несмотря на невысокие содержания меди (0,4–0,5%) на этих месторождениях, они обладают высокой привлекательностью благодаря большим объемам полезного ископаемого, простым условиям разработки и малому содержанию сульфидов, что облегчает процесс обогащения и весьма важно в экологическом плане.

В Башкортостане наряду с известными рудопроявлениями порфирового типа давно известны масштабные зоны прожилково-вкрапленной медьсодержащей минерализации, сопряженной с известными рудными телами традиционного колчеданного типа. Концентрация меди и попутных ценных компонентов в этих зонах сопоставима с таковой в названных месторождениях Челябинской области. Значительный объем таких «метасоматитов» — фактически руд промышленного качества по кондициям «порфировых» месторождений, уже накоплен и продолжает складываться в отвалах вскрыши колчеданных месторождений, что создает крайне неблагоприятную экологическую обстановку вокруг них.

Остаются и определенные перспективы поиска месторождений типа «медистых песчаников» в верхнепермских отложениях Русской платформы. Здесь возможно выявление большого количества небольших близповерхностных залежей легкообогащаемых руд, пригодных для гидрометаллургической переработки на месте добычи, в том числе *in situ* — подземным выщелачиванием непосредственно в горном массиве.

В направлении подготовки месторождений золота работами последних лет доказана продуктивность переоценки известных с давних пор рудных объектов, на которых ранее проводились разработки, ориентированные на богатые руды различных типов (окисленные, прожилково-вкрапленные сульфидные, кварц-сульфидные минерализованных зон дробления и т.п.). Метасоматиты, вмещающие эти отработанные рудные тела, и коры выветривания по ним по мере роста цены

на золото и прогресса в технологиях добычи переходят в ранг промышленных золотосодержащих руд. Эти неконтрастные руды, не имеющие четких геологических границ, выявляются только качественным непрерывным опробованием. Здесь в принципе непригодна привычная для поисков колчеданных руд практика оценки минерализованных метасоматитов и продуктов их окисления «сколковыми» литохимическими пробами, лишь создающими видимость опробования и легко пропускающими промышленное оруденение. Сочетание в неконтрастных рудах невысоких содержаний золота с его крайне неравномерным распределением определяет необходимость отбора уже на стадии поисков валовых проб (лабораторных, полупромышленных и промышленных) по массе руды.

Помимо упомянутых, в Республике имеются предпосылки открытия еще целого ряда полезных ископаемых: урана, редких земель, сланцевой нефти и др.

Реализация описанных направлений требует усилий не только геологов и технологов, но и изменения менталитета бизнеса, поддержки государственных структур. Ресурс традиционной минерально-сырьевой базы Южного Урала в значительной степени выработан. Пришло время «заняться» нетрадиционными направлениями. Дальнейшее развитие возможно только по интенсивному пути.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ГАНЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (УЧАЛИНСКИЙ РАЙОН, БАШКОРТОСТАН)

М. В. Заботина¹, Е. В. Белогуб¹, К. А. Новоселов¹, Е. Е. Паленова¹, А. В. Мартешева²

¹ *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, mary_7-88@mail.ru*

² *Ильменский государственный заповедник им. Ленина УрО РАН, г. Миасс*

Учалинский район Башкирии известен как классический колчеданосный район. Колчеданные месторождения и золото-сульфидные вулканогенные проявления здесь локализованы в вулканогенно-осадочных толщах преимущественно среднедевонского возраста [10, 7]. Однако, наряду с колчеданным и родственным золото-сульфидным оруденением, в районе развиты золото-кварцевые проявления, связанные с процессами преобразования вулканогенно-осадочных комплексов при коллизии [3]. Такие месторождения приурочены к тектоническим зонам, и их образование обязано динамометаморфическим и метасоматическим процессам, как это свойственно золото-рудным объектам зеленокаменных поясов [8].

Работа посвящена минералого-петрографической характеристике вмещающих пород и околорудных метасоматитов Ганеевского месторождения золота (Учалинский район), локализованного в метасоматитах березит-лиственитовой формации, приуроченных к субмеридиональной тектонической зоне. Полоса метасоматитов контактирует с базальтами и туфами карамалыташской свиты ($D_2ef-zvkr$), габбро-диоритами, габбро и серпентинитами на западе, и с метабазами поляковской свиты (S_1pl) на востоке [2]. Гранитоиды в районе месторождения отсутствуют. Вмещающие породы в пределах карьера рассланцованы и представлены вулканитами основного состава с дайкообразными телами хлоритизированных и карбонатизированных диабазов и кварц-хлоритовыми метасоматитами с маломощными тектоническими линзами и пластинами оталькованных серпентинитов. Рудная зона представлена лиственитами, пирит-, карбонат-содержащими серицит-кварцевыми метасоматитами (березитами) и кварцевыми жилами.

Вулканиты основного состава состоят из амфибола (актинолита), плагиоклаза, кварца, хлорита (клинохлора), эпидота и карбоната (кальцита). Их минеральный состав изменчив и зависит

от интенсивности наложенных процессов — альбитизации и эпидотизации плагиоклаза, хлоритизации, актинолитизации темноцветных минералов. Среди сохранившихся реликтов отмечаются плагиоклаз (лабрадор или битовнит) и пироксен (авгит). По содержаниям (мас. %): SiO_2 (44,52–56,94), Al_2O_3 (14,2–17,1) и TiO_2 (0,68–1,84), вулканыты можно отнести к породам базальтового состава. Также для них характерно повышенное содержание Cu (до 1121 г/т). *Кварц-хлоритовые метасоматиты* развиты по вулканогенно-обломочным породам, на что указывает их участками узловатая текстура. Порода состоит из плагиоклаза, кварца, хлорита и в небольшом количестве карбоната (кальцит, доломит) и слюды, иногда фиксируется пирит. Их химический состав (мас. %): SiO_2 (44,72–49,44), Al_2O_3 (13,9–15,8), TiO_2 (0,97–1,18), MgO (4,6–6,3), CaO (3,03–7,35), Na_2O (3,56–5,17), K_2O (0,28–1,0) отвечает породам основного состава. Рудоносными являются листвениты (Au до 10 г/т), березиты (Au до 18 г/т) и кварцевые жилы (Au 1–3 г/т). *Листвениты* состоят из кварца, альбита, магнезита, доломита, фуксита, пирита и редких талька и парагонита. Характеризуются низким содержанием (мас. %) SiO_2 (24,02–30,02), Al_2O_3 (0,52–0,68) и высоким — MgO (8,7–30) и CO_2 (13,46–18,98), присутствуют (г/т): Cr (503–740), Ni (1336–1545), свидетельствующие об образовании лиственитов по породам ультраосновного состава. *Березиты* представлены серицит-доломит (анкерит)-альбит-кварцевой ассоциацией с пиритом. По сравнению с лиственитами содержат (мас. %) больше SiO_2 (46,3–46,86), Al_2O_3 (12,04–13,23), TiO_2 (1,00–0,92), также имеют высокие содержания MgO (4,7–5,9) и CO_2 (9,44–10,46). Характерно значительное содержание Cu (до 241 г/т), типичное для базальтоидов района. Химический состав березитов сопоставляется с составом metabазальтов и хлоритовых сланцев, образованных по вулканогенно-осадочным породам. *Кварцевые жилы* залегают на контакте лиственитов и кварц-хлоритовых метасоматитов. В составе, помимо кварца, присутствует доломит.

Для оценки изменения химического состава пород в процессе метасоматоза [1] на Ганеевском месторождении составы лиственитов и березитов были сопоставлены с неизменными магматическими породами. В качестве «исходных» пород использовался средний состав гипербазита Учалинского района (мас. %): SiO_2 42,9; TiO_2 0,03; Al_2O_3 1,61; Fe_2O_3 3,74; FeO 4,25; MnO 0,09; MgO 38,1; K_2O 0,18; Na_2O 0,05; CaO 1,27; CO_2 1,00 [7, 6] и наименее измененного базальта из рудовмещающей толщи (мас. %): SiO_2 52,89; TiO_2 1,17; Al_2O_3 15,51; Fe_2O_3 2,77; FeO 6,34; MnO 0,16; MgO 5,38; K_2O 0,5; Na_2O 4,22; CaO 7,0; CO_2 0,97 соответственно.

При лиственитизации ультраосновных пород, как правило, происходит вынос Si , в некоторых случаях Al , Fe , Ni , Mg и привнос Ca , K , S . Ti в большинстве случаев инертен. Al , Fe , Cr , Mn иногда привносятся, связываясь в фуксите и пирите [5].

При лиственитизации пород Ганеевского месторождения происходит вынос Si и Mg , интенсивный привнос CO_2 , также Ca , Al , Na , K . Ti и Mn в миграции практически не участвовали. Наблюдается восстановление $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ (рис. 1). Это отражается в минеральном составе лиственитов, в которых, наряду с магнезиальными и железистыми карбонатами, присутствуют фуксит и альбит, и подтверждает предположение об образовании лиственитов по ультраосновным породам.

В целом при березитизации пород кислого состава отмечается интенсивный вынос оснований и привнос кремнезема, воды, серы и уголекислоты. Фиксируется вынос Ca , Mg , Fe , Na . В ходе преобразования пород среднего и основного состава наблюдается вынос кремнезема, происходит перераспределение Ca , Mg , Fe , характерен привнос уголекислоты и накопление K и Al [5].

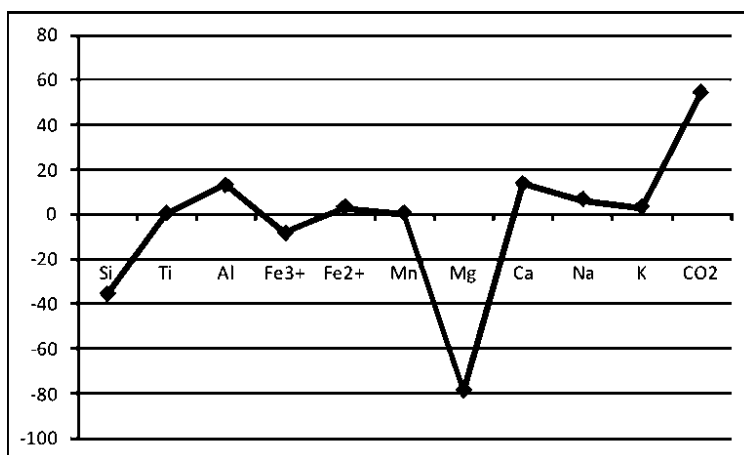


Рис. 1. Поведение петрогенных элементов при лиственитизации

При березитизации пород Ганеевского месторождения выносятся Si. Са частично выносятся, частично перераспределяется, происходит перераспределение Mg, наблюдается восстановление $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, привнос CO_2 , Na и резкое возрастание отношения Al к K, при этом Ti и Mn практически не мигрировали (рис. 2). В минеральном составе это отражается в преобладании альбита над кварцем и карбонатами, в наличии слюд, представленных серицитом, и редко — парагонитом, и указывает на преобразование пород именно среднего или основного состава.

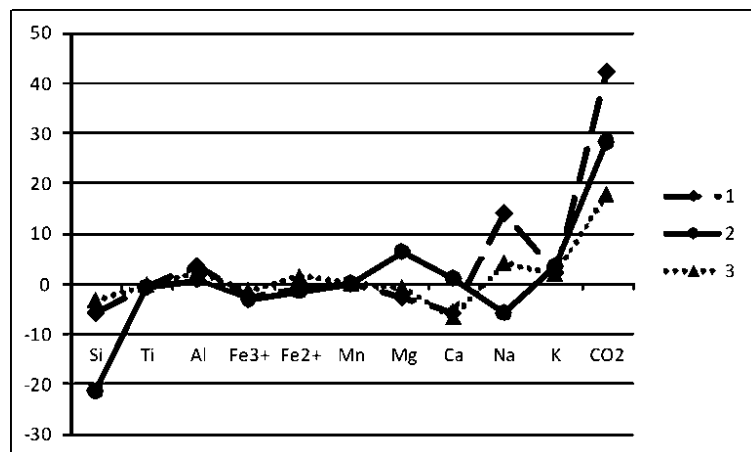


Рис. 2. Поведение петрогенных элементов: 1 — при березитизации вулканитов основного состава, 2 — при изменении вулканитов, сохранивших реликты структуры, 3 — при образовании кварц-хлоритовых сланцев по вулканогенно-обломочным породам

В целом поведение основных элементов при лиственитизации и березитизации на Ганеевском месторождении сходно.

Таким образом, на Ганеевском месторождении золота рудоносные листвениты и березиты образовались по серпентинитам и вулканитам основного состава соответственно в результате углекислотного метасоматоза с привносом CO_2 и Na, перераспределением K, выносом SiO_2 и его последующим отложением в виде кварцевых жил. Это типично для процессов, протекающих в условиях K-Na метасоматоза [4, 9].

Авторы выражают искреннюю благодарность И.Б. Фадиной и Г.Н. Дрокиной (ЗАО НПФ БЗДК) за предоставленную возможность работы в карьерах месторождений.

Литература:

1. Булах А.Г., Кривовичев В.Г., Золотарев А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии: Практическое руководство и справочник. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. — 257 с.
2. Галиуллин И.Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов—2010. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. — С. 163–166.
3. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2009. — 348 с.
4. Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Листвениты, их генезис и классификация. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. — 143 с.
5. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев и др. — Москва: Научный мир, 1998. — 490 с.
6. Русин И.А., Ферштатер Г.Б., Вилисов В.А. Прослои амфиболсодержащих пород в лерцолитах Миндякского массива (Южный Урал) // Ежегодник—1999 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2000. — С. 200–205.
7. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.
8. Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. — Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. — 2007. — No. 5. — P. 49–73.
9. Harlov D.E., Austrheim H. Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Lecture Notes in Earth System Sciences. — DOI 10.1007/978-3-642-28394-9_1, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013.
10. Prokin V.A., Bushlaev F.P. Massive copper-zinc sulfide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. — 1999. — V. 14. — С. 1–69.

АЛЕКСАНДРОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ ПОЛЕ (ГУМБЕЙСКАЯ ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В. В. Зайков, А. М. Юминов, М. Н. Анкушев

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс; E-mail: zaykov@mineralogy.ru

Александровское золоторудное поле располагается на южном фланге Гумбейской острово-дужной зоны девонского возраста [5, 9]. Оно приурочено к антиклинали, ядро которой сложено вулканогенными отложениями гумбейской свиты, а крылья и периклиналильное замыкание складки — осадочными отложениями новобуранной свиты (рис. 1).

В пределах поля выделены три линзовидные золотоносные зоны, насыщенные проявлениями бурых железняков, в том числе баритсодержащих. Они также фиксируются данными литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния. Северная зона выделена по комплексной литогеохимической аномалии $\text{Cu}+\text{Ba}$ [10], южная — по элювиальной россыпи [4]. С этими зонами совпадают аномалии ВП, фиксирующие прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию [8].

Детально участок изучался в 1965—1976 гг. при проведении поисков специалистами Челябинской геологоразведочной экспедиции с надеждой на выявление колчеданных залежей. В комплекс работ входили литогеохимия и буровые скважины, которыми были вскрыты зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Максимальное содержание золота в бурых железняках и сульфидизированных породах достигло 1,2 г/т.

В 1992—2004 гг. уточнена геологическая позиция золотоносных зон и проведено их изучение с применением линий канав, пройденных Александринской горнорудной компанией [2, 6]. В продуктах окисления получены содержания золота до 8 г/т. При изучении россыпи золота, приуроченной к Южной зоне, были выявлены неокатанные выделения золота размером до 1,2 мм, что четко свидетельствует о перспективах рудного поля на коренное золото.

В 1994—2004 гг. на участке исследовались гематит-кварцевые постройки на границе гумбейской и нововоронинской свит. Установлено их сходство по составу растворов с кварцевыми жилами золотоносных зон, что послужило основанием для выделения золотоносной гидротермальной системы Лисьи Горы [3], охватывающей Александровское золоторудное поле.

Строение золотоносных зон. Северная и Южная зоны имеют северо-восточное простирание, причем южные фланги перекрыты четвертичными отложениями. Западная зона образует периклиналильное замыкание антиклинали и в целом имеет северо-западное простирание. Она отделена от Северной и Южной зон депрессией шириной 1—1,5 км, заполненной четвертичными отложениями. По южному фасу депрессии проходит разлом северо-западной ориентировки, которым ограничен замок складки. Приподнятым является южный блок, амплитуда перемещения — примерно 500 м. Предполагается, что депрессия перекрывает южные фланги Северной и Южной золотоносных зон.

В центральной части золотоносных зон развиты продукты окисления прожилково-вкрапленных сульфидных руд (бурые железняки, охры, сыпучки), а по периферии — в разной степени лимонитизированные породы. Соотношение этих разностей варьирует в пределах 2:1 — 1:2.

Возможные аналоги. Минерализацию, ожидаемую ниже зоны окисления, можно сопоставить с двумя типами промышленного оруденения в золоторудных районах Урала: золото-сульфидным (Муртыктинская группа, Ильинское рудное поле, Учалинский район) или золото-серебряным (Куросанская группа, Верхне-Уральский район). Оба типа характеризуются прожилково-вкрапленным распределением золотоносных сульфидов и сульфосолей в рудных телах. С первым сближает приуроченность к андезибазальтам и протяженный характер золотоносных зон, в целом совпадающий с залеганием рудовмещающей толщи [1, 7]. Близость к золото-серебряному типу определяется наличием серицит-кварцевых метасоматитов в кровле вулканогенной толщи, ассоциацией с гематит-кварцевыми гидротермальными отложениями [5].

Первоочередные задачи поисково-оценочных работ. Вскрыть выделенные на рудном поле аномалии ВП, приуроченные к золотоносным зонам; первоочередная задача — аномалия в южной

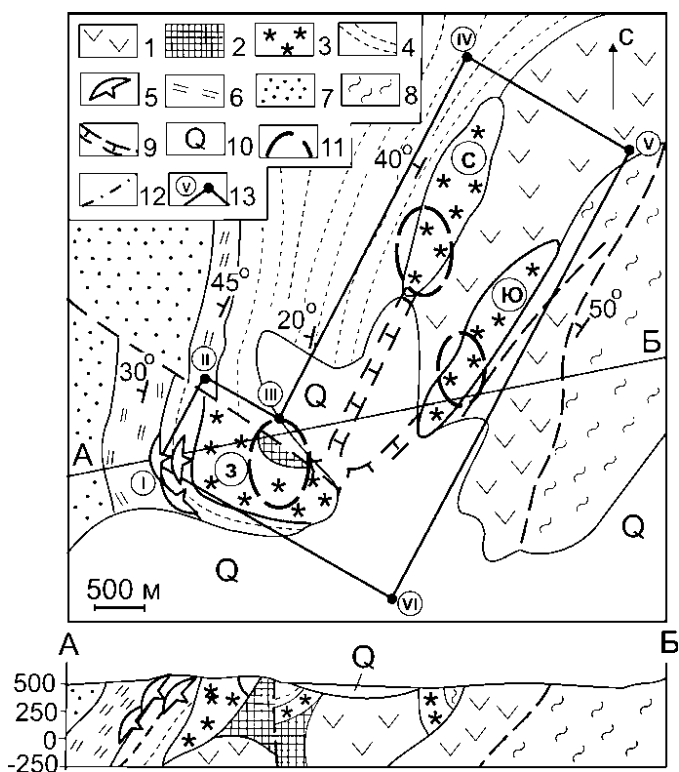


Рис. 1. Схема геологического строения Александровского золоторудного поля (составили В.В. Зайков, А.М. Юминов)

Условные обозначения: 1 — андезибазальты, вулканогенно-обломочные породы гумбейской свиты (D_2gm_1); 2 — метасоматиты серицит-кварцевые сульфидизированные; 3 — золотоносные зоны: Ю — Южно-Александровская, С — Северо-Александровская, З — Западно-Александровская; 4–7 — новобуранная свита (D_2nb): 4 — алевролиты, 5 — гематит-кварцевые постройки (внемасштабный знак), 6 — яшмы, 7 — песчаники; 8 — базальты и силициты неопределенного возраста; 9 — предполагаемое положение кровли рудоносного горизонта в депрессии, заполненной четвертичными отложениями; 10 — четвертичные отложения; 11 — главные разломы; 12 — контур участка поисково-оценочных работ.

части южной зоны в пределах элювиальной россыпи золота; выделить рудные тела в зонах с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Установить распределение золото-рудной минерализации в зоне окисления

по всем разновидностям продуктов окисления (бурый железняк, охра, сыпучкам), а также по разрезу и по латерали золотоносных горизонтов; выделить рудные тела в зоне окисления и установить их соотношение с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; установить распределение золота в сульфидных рудах, включая свободное и связанное в виде изоморфной примеси в сульфидах.

Определить структуру рудного поля: соотношение золотоносных зон с положением рудоподводящего канала.

Литература:

1. Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Котляров В.А., Фаина И.Б. Минералогия окисленных руд золото-полиметаллического месторождения Ик-Давлят (Южный Урал) // Записки РМО. — 2006. — Ч. СХХ XV, № 5. — С. 35–43.
2. Зайков В.В., Юминов А.М., Новоселов К.А. и др. Отчет по хозяйственному договору «Перспективы золотоносности Южно-Амамбайского участка». — Миасс: ИМин УрО РАН, 2004.
3. Зайков В.В., Анкушева Н.Н. Гематит-кварцевые постройки золотоносного поля Лисьи горы — результат гидротермальной деятельности в Магнитогорской палеоостроводужной зоне (Южный Урал) // Литосфера. — 2013. — № 5. — С. 53–74.
4. Масленников В.В., Зайков В.В., Жуков И.Г. и др. Отчет по хозяйственному договору с Челябинским Геолкомом «Составление карты девонских металлоносных отложений масштаба 1:200 000 Магнитогорской площади с целью прогноза месторождений цветных и благородных металлов». — Миасс: ИМин УрО РАН, 1999.
5. Михайлов И.Г., Сурин Т.Н., Зайков В.В. Золотоносность Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Формирование и освоение месторождений в островодужных структурах. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. — С. 60–69.
6. Новоселов К.А., Зайков В.В., Котляров В.А. Кобальтсодержащие тодорокитовые охры золотоносного участка Лисьи Горы // Минералогия Урала—2007. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. — С. 226–229.
7. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.
8. Черныш Г.Ю., Холоднов Л.А., Корнилов А.А. Отчет о геофизических и геолого-поисковых работах, выполненных Амурской геофизической партией и Магнитогорской КГРП в ЮВ части Кизильского р-на Челябинской области в 1964–65 гг. — Челябинск, 1966.

9. Шалагинов Э.В., Глызин Ю.С., Малых В.И. и др. Отчет Субутакского ГСО о результатах геологического доизучения м-ба 1:50 000 групповым методом Субутакской площади в Брединском, Кизильском и Агаповском районах Челябинской области за 1979–84 гг. — Челябинск, 1984.
10. Юшков Ю.Н., Кислицин П.А., Обухова В.С. и др. Отчет геохимического отряда Челябинской поисково-съемочной партии по комплексным литогеохимическим поискам медных руд в Субутак-Амамбайской металлогенической зоне в 1971–75 гг. — Челябинск, 1975.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАНЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа

Ганеевское месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны Южного Урала на Буйдинском участке, расположенном в 12–22 км юго-восточнее города Учалы Республики Башкортостан. Его изучением в процессе прогнозно-поисковых, поисково-разведочных и тематических работ занимались Б.Г. и С.Б. Галиуллыны, С.В. Сурин, М.В. Смирнов, Л.А. Логинова и другие геологи ОАО «Башкиргеология». Минералогические исследования руд выполнены М.В. Заботиной с соавторами [1]. Зона окисления месторождения отработана карьером ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Эксплуатационные работы были завершены в 2012 г.

Авторами доклада при участии С.В. Мичурина и С.А. Даниленко выполнены структурное картирование поверхности и уступов эксплуатационного карьера месторождения, документация керна поисково-разведочных скважин, дешифрирование аэрофотоснимков масштаба 1:10 000 и 1:17 000 и обобщены материалы предыдущих работ. Полученные данные позволили уточнить геолого-структурную позицию и локальный структурный контроль золотого оруденения месторождения.

Месторождение локализовано в зоне регионального Карагайлинского разлома близмеридионального простирания, ограничивающего Буйдинский участок с запада. В пределах участка Карагайлинский разлом проходит вдоль контакта вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений карамалыташской (D_2e) и улутауской (D_{2-3}) свит с расположенной восточнее толщей диабазов и их брекчий, предположительно относящихся к поляковскому комплексу (O_2).

По нашим данным, месторождение приурочено к сдвиговому дуплексу. Дуплекс образовался на правоступенчатом перекрытии разрывов, ограничивающих Карагайлинскую разломную зону с запада и востока, в условиях левосторонних смещений по ним и вначале представлял собой транс-прессиивную структуру. Позднее в связи с реактивированными движениями с правым знаком по Карагайлинской разломной зоне на его месте сформировался сдвиговый дуплекс растяжения. Поздние движения с правым знаком по времени совпадают с процессами формирования золоторудной минерализации Ганеевского месторождения.

В плане дуплекс имеет форму линзы протяженностью по длинной север-северо-восточной оси около 1,6 км при ширине до 300 м. Тектоническая линза состоит из серии пластин, сложенных главным образом породами карамалыташской свиты. Границами тектонических пластин служат крутопадающие разрывы северо-восточного простирания. Дуплекс относится к аллохтонному типу и представляет собой экзотический тектонический блок карамалыташских вулканитов, залегающий среди улутауских и поляковских(?) отложений. Этот блок был изолирован в процессе левосторонних движений по Карагайлинскому разлому от материнских толщ среднедевонского возраста, которые в современной структуре располагаются на западном крыле разлома примерно в 1 км южнее Ганеевского месторождения.

Кроме Ганеевского месторождения в дуплексе находится Октябрьское рудопроявление золота. Оба золоторудных объекта локализованы в углах дуплексной структуры в сдвиге, ограничивающем ее с востока. По данным моделирования Р. Connolly и J. Cosgrove [3], в транстенсивных дуплексах, образующихся на ступенчатых перекрытиях сдвигов, распределение локальных структур растяжения, благоприятных для локализации оруденения, в значительной мере определяется геометрией перекрытия. Если длина перекрытия сдвигов L (длина дуплекса) в два раза и более превышает расстояние между ними H (ширину дуплекса), то вторичные структуры растяжения формируются вдоль разломов, ограничивающих дуплекс.

Результаты экспериментальных исследований хорошо согласуются с данными распределения оруденения в природных транстенсивных дуплексах с $L > H$. В этом случае месторождения локализованы преимущественно в граничных разломах и углах дуплексных структур, например, золоторудные месторождения Западно-Йилганского региона Австралии [4], Малокаранско-Александровской площади на Южном Урале [2] и многие другие. Размещение Ганеевского месторождения и Октябрьского рудопроявления в транстенсивном дуплексе, характеризующемся значительным превышением длины над шириной, подчинено тем же закономерностям.

В эксплуатационном карьере сдвиг, контролирующий размещение золотого оруденения Ганеевского месторождения, представлен меридиональной разломной зоной мощностью 5–30 м, имеющей вертикальное падение. Восточный фланг зоны слагают интенсивно рассланцованные и смятые в мелкие складки туфы основного состава. Центральную часть и западный фланг сдвиговой зоны занимает дуплекс более высокого порядка. Он представляет собой тектоническую линзу слоистых кремнистых и вулканогенно-осадочных пород, ограниченную субвертикальными зонами рассланцевания с зеркалами скольжения. Дуплекс имеет протяженность по длинной меридиональной оси около 180 м при ширине до 20–25 м. По падению его длина превышает 280 м. Породы внутри дуплекса сильно деформированы. Вследствие неоднородности петрофизических свойств совместно деформируемых пород здесь широкое развитие получили структуры будинажа. Будинированию подверглись жесткие и хрупкие прослои и пачки кремнистых туфоалевролитов и сланцев, а соседствующие с ними более пластичные тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты с глинисто-кремнистым цементом были интенсивно рассланцованы, перемяты и местами превращены в тектоническую глинку. В плане будины имеют в основном форму линз, вытянутых в север-северо-восточном направлении. Их длина достигает 25–30 м, ширина — 3–4 м.

С запада к меридиональной разломной зоне примыкает серия тектонических пластин крутого юго-восточного падения. Отдельные пластины сложены туфами и туффитами основного состава, листовниками без реликтов протолита, кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами, образовавшимися по обломочным породам основного состава, габброидами и серпентинитами.

В вертикальном разрезе меридиональная разломная зона и северо-восточные разломы, ограничивающие тектонические пластины, образуют узкий расходящийся кверху веер. Анализ малых структурных форм (складок волочения, кинк-бандов, оперяющих трещин и др.) позволил установить две основные фазы смещений по образующим его разломам: ранних — левых взбросо-сдвиговых и поздних — правосторонних. Например, при структурном картировании меридиональной разломной зоны в северном борту карьера были получены следующие данные. Здесь в слоистых туфах основного состава развиты конические складки F_1 северо-восточного направления, на которые наложены складки F_2 такого же типа с северо-западным простираем осей. Формирование складок F_1 обусловлено левосторонними, а складок F_2 — правосторонними смещениями по разломной зоне. Кинематика разрывов зоны была подтверждена результатами наблюдений над бороздами на зеркалах скольжения. На крутопадающих зеркалах скольжения близмеридионального простираения отчетливо проявлены две разновозрастные системы борозд. При наблюдениях над бороздами ранней системы по изучавшимся зеркалам скольжения реконструированы левые взбросо-сдвиговые движения. По поздним бороздам установлены правые сбросо-сдвиговые смещения.

Полученные данные позволяют представить следующую модель формирования структуры месторождения. Вначале в условиях левосдвиговых дислокаций произошло формирование тектонического веера разломов, который представлял собой позитивную цветочную структуру. В этот

период времени в меридиональной сдвиговой зоне образовался дуплекс сжатия, внутри которого прослои и пачки кремнистых сланцев и туфоалевролитов подверглись будинированию. При смене знака сдвиговых движений тектонический веер, возможно, трансформировался в «тюльпано-видную» структуру.

На месторождении развито оруденение трех типов (от ранних к поздним): 1) прожилково-вкрапленное сульфидно-кварцевое, 2) жильно-прожилковое сульфидно-кварц-альбитовое и 3) жильное кварцевое убогосульфидное. Основное промышленное значение имеют первые два типа оруденения.

Главной рудовмещающей структурой месторождения служит дуплекс, расположенный в меридиональной разломной зоне. В его пределах сульфидно-кварцевое и сульфидно-кварц-альбитовое оруденение концентрируется в будинах кремнистых сланцев и туфоалевролитов. Внутри будин золоторудная минерализация локализована в разрывах север-северо-восточного простирания. Они ориентированы под острым углом к простиранию разломов, ограничивающих дуплекс. В морфологическом отношении рудоносные нарушения представляют собой маломощные зоны рассланцевания и мелких сколов, часто наследующие слоистость. В процессе минерализации по ним происходили движения с правым знаком. Размещение рудных столбов контролируется изгибами разрывов с большим азимутом простирания. По положению и кинематике рудовмещающие разрывы соответствуют R-сколам Риделя (синтетическим сдвигам) зон правого сдвига. Небольшие по мощности зоны оруденения установлены в разрывах за пределами будин и рудовмещающего дуплекса. Большого промышленного значения они не имеют.

Таким образом, структурные данные свидетельствуют о формировании сульфидно-кварцевой и сульфидно-кварц-альбитовой минерализации в условиях поздних правосторонних смещений по меридиональной разломной зоне. В такой динамической обстановке рудовмещающий дуплекс эволюционировал как присдвиговая структура растяжения, что привело к формированию вторичного парагенезиса R-сколов Риделя, характерного для транстенсивных дуплексов.

В размещении жильно-кварцевого оруденения ведущую роль играют структурные факторы. Кварцевые жилы локализованы в меридиональных сдвигах и северо-восточных трещинах отрыва. Судя по ориентировке трещин отрыва, во время образования золотоносных жил по меридиональной разломной зоне продолжались смещения с правым знаком.

Послерудная тектоника на Ганеевском месторождении проявлена слабо и существенного влияния на его структуру не оказывает. К числу наиболее крупных послерудных разломов относится сдвиг северо-восточного простирания, расположенный в южном борту карьера. Он смещает с правым знаком рудовмещающий дуплекс на расстояние около 5 м.

Литература:

1. Заботина М.А., Краснокутская А.В., Блинов И.А. Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов—2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. — С. 174—178.
2. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. — 2011. — № 1. — С. 94—105.
3. Connolly P., Cosgrove J. Prediction of fracture-induced permeability and fluid flow in the crust using experimental stress data // American Association of Petroleum Geologist Bulletin. — 1999. — V. 83. — No 5. — P. 757—777.
4. Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A. et al. Structural and geochemical controls on the development of turbidite hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, cenral Victoria, Australia // Economic Geology. — 1995. — V. 90. — P. 1722—1746.

О ГРАВИТАЦИОННОМ ОБОГАЩЕНИИ ВКРАПЛЕННЫХ ХРОМОВЫХ РУД САКСЕЙ-КЛЮЧЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ МАССИВА СРЕДНИЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

И. Я. Илалтдинов¹, Д. Е. Савельев²

¹ Пермский Государственный национальный исследовательский университет

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН

В пределах Южного Урала несколько массивов являются перспективными на хромовые руды вкрапленного типа с содержанием Cr_2O_3 от 5 до 25%, которые могут рассматриваться как перспективный дополнительный источник хромитового сырья в условиях создавшегося в последние десятилетия резкого дефицита последнего [3]. Одной из перспективных площадей является Саксей-Ключевская, расположенная в южной части массива Средний Крака. Для нее была составлена карта дунитовой составляющей [4], выявлено несколько участков с высокими ее значениями (более 80%). В пределах одного из них расположены два участка месторождения Саксей [Шумихин, Радченко, 1979 г.], ранее известные как месторождения Правый и Левый Саксей [Тиховидов, 1932 г.; Фарафонтъев, 1937 г.]. Хотя в отчете Е.А. Шумихина и В.В. Радченко [1979 г.] приводится информация о возможности получения из вкрапленных руд рассматриваемой площади высокосортного концентрата со ссылкой на разработки «Уралмеханобр», подробное описание технологии обогащения отсутствует.

С целью оценки перспектив практического использования вкрапленных хромовых руд Саксей-Ключевской площади, нами было проведено обогащение двух проб, отобранных на упомянутых участках. Кроме того, проведено обогащение одной пробы из небольшого проявления железистых хромитов, расположенного в 600 м западнее участка «Правый Саксей», среди клинопироксенитов габброидного комплекса [2]. Хромовые руды проб СК-1860к и СК-1870к представлены мелкозернистыми полосчатыми средне- и редковкрапленными типами с редкими шлировидными выделениями густовкрапленных хромитов (табл. 1), а проба СК-186 — серией прожилков мелкозернистого массивного хромитита в клинопироксените. Вес проб составлял от 6 до 8 кг.

Таблица 1

Состав исходных проб хромовых руд

Номер и привязка	Текстурно-структурные особенности	Состав рудообразующего хромшпинелида (Cr_2O_3)
Правый Саксей, СК-1860к	мелкозернистый (0,0п–0,5 мм) бедно-вкрапленный хромитит в дуните	52–59%
Левый Саксей, СК-1870к		52–59%
Западно-Саксейское, СК-186*	прожилково-штокверковый массивный хромитит (< 0,1 мм) в клинопироксените	Cr_2O_3 25–35%, Al_2O_3 25–35%, ΣFeO 25–35%

Примечания: * Высокое содержание платиноидов (сумма ЭПГ в среднем 1,6 г/т, преобладает платина, меньше — палладия и родия); МПГ: изоферроплатина, брэггит, размеры МПГ от первых до 20 мкм [1, 2].

Для обогащения проб были выбраны два варианта. Первоначально из каждой 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. Всего было получено шесть проб дробленого материала для дальнейшего анализа в соответствии с выбранным вариантом пробоподготовки.

Первый вариант пробоподготовки включал следующие этапы:

1. Обогащение дробленого материала проб СК-1860к, СК-1870к, СК-186 на винтовом шлюзе с получением концентрата;
2. Сушка и взвешивание концентрата винтового шлюза;
3. Полуколичественный минералогический анализ концентрата винтового шлюза;

4. Домывка концентрата винтового шлюза пробы СК-186 в тяжелой жидкости (бромформе) до ультраконцентрата;
5. Просмотр ультраконцентрата пробы СК-186 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 монмельнице «Пульверизетте 6»;
8. Изготовление таблеток из исходного вещества с подложкой на борной кислоте на лабораторном гидравлическом прессе ПЛГ-20;
9. Анализ состава вещества на рентгенофлюоресцентном спектрометре марки S8 Tiger.

Второй вариант пробоподготовки включал следующие этапы:

1. 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 сек. в слое воды от нулевой линии до отметки 2 см не осталось взвешенных частиц. Таким путем мы отмучили фракцию менее 0,01 мм. Данную операцию проделали для всех трех проб;
 2. Материал фракций +0,25 мм, 0,25–0,01 мм и менее 0,01 мм высушивался и взвешивался;
 3. Фракция 0,25–0,01 мм пробы СК-186 была подвергнута предварительно магнитной сепарации с выделением соответственно магнитной и немагнитной фракций;
 4. Немагнитная фракция пробы СК-186 класса 0,25–0,01 мм в дальнейшем была обработана на сепараторе электромагнитном валковом ЭВС-10/5 с выделением сильноэлектромагнитной, слабоэлектромагнитной и неэлектромагнитной фракций;
 5. Неэлектромагнитная фракция пробы СК-186 была просмотрена на наличие знаков золота.
- Проведенные исследования концентратов винтового шлюза показали, что содержание хромшпинелидов в них варьирует от 65 до 90%, что свидетельствует об их достаточно высокой концентрации в конечном продукте в результате гравитационного обогащения (табл. 2). Выход концентрата винтового шлюза от исходной навески пробы варьирует от 12 до 18% (табл. 3).

Таблица 2

Минеральный состав концентрата винтового шлюза, %

Минерал	Номер пробы		
	СК-1870к	СК-1860к	СК-186
Хромшпинелид	65	70	90
Оливин	25	23	5
Пироксены	7	5	6
Магнетит	1	0,5	0,5
Апатит	1	0,5	—
Ильменит	0,5	0,5	—
Сростки хромшпинелидов с оливином	0,5	0,5	0,5

Таблица 3

Результаты обогащения проб на винтовом шлюзе

Номер пробы	Вес исходной навески, г	Вес концентрата ВШ, г	Выход концентрата ВШ, %
СК-1860к	1000	147	14,7
СК-1870к	1000	120	12
СК-186	1600	288	18

Рентгенофлуоресцентный анализ концентрата винтового шлюза показал следующее содержание Cr_2O_3 в них. В пробах СК-1860к — 29,5% и СК-1870к — 28,46% оно в целом соответствует промышленно значимым рудам с содержанием Cr_2O_3 не ниже 25–30%, а в пробе СК-186 22,35% не удовлетворяет предъявляемым требованиям. Среди других полезных компонентов в пробе СК-186 выделено свободное золото. Золото имеет крупность преимущественно менее 0,1 мм. Цвет минерала золотисто-желтый, форма изометрического, уплощенного облика. Частицы золота были выделены из концентрата винтового шлюза в результате гравитационного обогащения исходной дробленной пробы в количестве 20 знаков, а также из неэлектромагнитной фракции класса 0,25–0,01 мм в количестве 3 знаков.

Выводы. 1. Проведенные исследования по гравитационному обогащению вкрапленных хромовых руд Саксейского месторождения на винтовом сепараторе позволили получить на выходе хромитовый концентрат, соответствующий по качеству низкоградным промышленно-значимым рудам. Дальнейшие работы должны быть направлены на совершенствование режима обогащения с целью получения более высокосортного концентрата.

2. Впервые в проявлениях железистых хромитов массива Средний Крака, приуроченных к клинопироксенитам габброидного комплекса, обнаружено свободное золото. С учетом выявленной ранее платинометальной минерализации на этом же объекте, можно говорить о наличии здесь комплексного феррихромит-золото-платиноидного оруденения.

Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ-Поволжье», проект № 14-05-97001.

Литература:

1. Зайков В.В., Савельев Д.Е., Котляров В.А. и др. 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.
2. Савельев Д.Е. Петрогеохимические особенности и рудоносность габбро-гипербазитового массива Средний Крака: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. — М., 2000. — 27 с.
3. Савельев Д.Е., Сначев В.И. Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // Руды и металлы. — 2012. — № 2. — С. 36–40.
4. 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.

ТЕХНОГЕННО-МИНЕРАЛЬНОЕ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ СЫРЬЕ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

П. В. Казаков

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Горнодобывающие предприятия Республики Башкортостан в процессе производства получают отходы в виде техногенно-минерального сырья, которое по мере накопления становится источником загрязнения окружающей среды. Отвалы вскрыши месторождений и забалансовых руд (более 1 млрд т), гидроотвалы (более 80 млн т), техногенные воды (более 4 млн куб. м/год) предприятий республики содержат более 1,5 млн т меди, 2 млн т цинка, около 100 т золота, более 1900 т серебра и значительное количество других ценных металлов.

Отвалы вскрыши и забалансовых руд только БМСК (480 млн т) имеют среднее содержание меди 0,25%, цинка 0,3%, золота 0,2 г/т и серебра 2,3 г/т. В подотвальных водах УГОК, БМСК и БГОК (более 1 млн куб. м/год) содержание меди 175–644 мг/л, цинка от 718–970 мг/л до 44500 мг/л (БМСК). В шахтных и карьерных водах (более 3 млн куб. м/год), по данным хим. лаборатории УГОК, содержание меди 10,5–23,2 мг/л, цинка — 77,7–123 мг/л [Меньшиков, 1997ф].

Эксплуатация комплексных и золоторудных месторождений, несмотря на высокие технологические показатели флотационного обогащения (извлечение меди 78–95%, цинка 75–80%, золота 70–80%), сопровождается постоянным накоплением сульфидных гидроотвалов в хвостохранилищах. Накопленная и ежегодно наращиваемая (70–75% объема поступающей на обогащение руды) действующими обогатительными фабриками техногенно-минеральная сырьевая база, в основном пиритовых отвалов, обуславливает необходимость их переработки с целью извлечения в первую очередь цветных и драгоценных металлов. Эти уже добытые из недр, препарированные на фабриках и складированные на поверхности руды, несмотря на низкие средние содержания металлов (медь 0,17–0,49%, цинк 0,19–0,61%, золото 1,0–1,23 г/т, серебро 9,9–20,3 г/т), при определенных условиях конкурентны балансовым рудам месторождений, разрабатываемых традиционными способами. Кроме того, хвосты обогатительных фабрик содержат порядка 50–100 г/т селена, 20–50 г/т теллура, 10–20 г/т висмута, до 1–5 г/т кадмия, таллия, индия, германия и галлия [Меньшиков, 1997ф; 3].

В старогоднем хвостохранилище Учалинской обогатительной фабрики к началу 2001 г. [Фаткуллин и др., 2002ф] накоплено (табл.) 40,79 млн т гидроотвалов с прогнозными ресурсами золота 52,73 т, серебра 775,9 т. В хвостохранилище БМСК — 27,9 млн т с прогнозными ресурсами золота 27,5 т, серебра 247 т; в хвостохранилище БГОК — 6,9 млн т с прогнозными ресурсами золота 8,6 т и 64,5 т серебра. В хвостохранилище Семеновской золотоизвлекательной фабрики на год закрытия фабрики (1997 г.) накоплено 2,64 млн т отходов переработки окисленных золотосодержащих руд (месторождения Семеновское, Куль-Юрт-Тау, Абейсаяз, Туба-Каин, Горная Байкара и другие) цианиловым способом. Прогнозные ресурсы золота в них составляют 3,2 т, серебра — 43,1 т при среднем содержании золота 1,3 г/т, серебра 17,5 г/т. В хвостохранилище Миндякского золото-сульфидного месторождения на год закрытия рудника (1997 г.) накоплено 2,64 млн т отходов обогащения по флотационному циклу с прогнозными ресурсами золота 2,34 т и серебра 2,6 т.

В ОАО «Минудобрения» в г. Мелеузе накоплено 2,727 млн т пиритных огарков — отходов сернокислотного производства, прогнозные ресурсы золота в которых составляют около 3,3 т, серебра — 67,5 т.

Ранее поставляемый на химические заводы России и стран СНГ пиритный концентрат, в силу экономической нецелесообразности его извлечения с сокращением потребности рынка практически в 4 раза, после 1994 г. большей частью сбрасывается в хвостохранилища УГОК и БМСК.

В хвостохранилищах УГОКа проектом предусматривается увеличение высоты дамбы в течение 20 лет до отметки 582 м. В Бурибайском ГОКе высота дамбы хвостохранилища уже имеет предельные отметки.

Выбор оптимальных способов извлечения золота и серебра из отвальных хвостов обогатительных фабрик (ОФ), перерабатывающих руды комплексных медноколчеданных, золоторудных месторождений и зон их окисления («железные шляпы»), предопределен минеральными формами их нахождения и распределения по минеральным фазам и ассоциациям, а также степенью окисления сульфидов старогодних хвостов в условиях повышенного обводнения или аэрации.

Незначительное (2–9%) присутствие свободного (гравитационного) золота в комплексных рудах и отвальных хвостах их флотационного обогащения и нахождение его, большей частью, в виде тонкодисперсного «упорного» (до 85%) золота, в том числе ионного (до 38%), связанного в виде изоморфной примеси в основных сульфидах, требует высокой степени измельчения для обеспечения селективности минералов и обуславливает необходимость применения нетрадиционных способов вскрытия и извлечения золота, таких как биогидрометаллургия, электроимпульсная обработка хвостов, электрическая сепарация и др. В отвальных хвостах ОФ, перерабатывавших золото-кварцевые, золото-сульфидные руды, руды зон окисления («железные шляпы»), несущих в значительных количествах свободное золото, наиболее рациональным является применение короткофокусных гидроциклонов и гидрохлоридного выщелачивания. Но при этом также требуется доизмельчение псаммитовой фракции (+0,2 мм) эфелей. Так, по данным технологических исследований Березовской лаборатории (пробы 354-3, 354-47) отвальных хвостов Семеновской ЗИФ установлено, что от 29,2 до 57,2% золота теряется с классом +0,2 мм [1 и ссылки в этой работе].

Наиболее эффективными по глубине извлечения полезных элементов являются перечисленные выше комбинированные технологии, в том числе с применением биоокисления. Подотвальные

Таблица

Прогнозные ресурсы по золотосодержащему техногенно-минеральному сырью горнорудного производства (старогодние отвальные хвосты, пиритные огарки)

Наименование предприятия	Прогнозные ресурсы эфе-лей, илов, гидроотва-лов, млн. т	Прогнозные ресурсы, т		С каких месторождений отрабатывалась руда
		Au	Ag	
Техногенно-минеральное сырье разработки золоторудных месторождений				
1. Миндякская обогатительная фабрика	2,6	2,3	2,6	Золото-сульфидные руды Миндякского ме-сторождения
2. Семеновская золотоизвлека-тельная фабрика	2,6	3,2	43,2	Семеновское, Куль-Юрт-Тау, Абейсаз, Туба-Каин, Горная Байкара и др. окисленные руды
Итого:	5,2	5,5	45,8	
Техногенно-минеральное сырье разработки комплексных месторождений				
1. Учалинский горно-обогатительный комбинат	40,8	52,7	77,6	Отвальные хвосты обогатительной фабрики
2. башкирский медно-серный комбинат	27,9	27,5	247,0	Отвальные хвосты обогатительной фабрики
3. Бурибаевский горно-обогатительный комбинат	6,9	8,6	64,5	Отвальные хвосты обогатительной фабрики
Итого:	75,6	88,8	389,1	
4. ОАО «Минудобрения»	2,7	3,3	67,5	Пиритные огарки
Всего: по комплексным месторождениям	78,3	92,1	456,6	
Всего: по Республике Башкортостан	83,5	97,6	502,4	

воды можно утилизировать также комбинированными методами: термической дистилляции и электрохимическим.

Глубокую переработку пиритных огарков можно осуществлять экспериментально обоснованными методами автогенной плавки, либо применять пирометаллургический передел медного концентрата. Возможно применение многолетней практики эффективного промышленного использования ионообменных процессов извлечения золота и серебра [2].

Вовлечение в переработку золотосодержащего техногенно-минерального сырья с общими прогнозными ресурсами 83,5 млн т руды, 97,6 т золота, 502 т серебра решает две важнейшие проблемы: существенное расширение минерально-сырьевой базы золотодобычи и снижение отрицательного влияния отходов горно-обогатительного производства на окружающую среду.

Литература:

1. **Казаков П.В.** К выбору рационального способа переработки техногенного золотосодержащего сырья // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПресс, 2013. — С. 257–262.
2. **Казаков П.В., Салихов Д.Н.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). — Уфа: Гилем, 2006. — Ч. 2. — 288 с.
3. **Меньшиков В.Г.** Сырьевая база золотодобычи Республики Башкортостан и перспективы ее развития // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков: Матер. респуб. науч.-практ. конф. Уфа, 13–14 окт. 2000 г. — Уфа: Тау, 2000. — С. 305–312.

РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

С. С. Ковалев

Башкирский государственный университет, г. Уфа

В последние десятилетия в различных регионах мира были открыты месторождения благородных металлов неизвестных ранее типов в углеродсодержащих осадочно-метаморфических комплексах, которые к настоящему времени относятся к одному из самых перспективных типов месторождений золота и платиноидов. Как установлено, эти образования имеют широкое географическое распространение и приурочены к различным возрастным уровням от протерозоя до раннего мезозоя [2]. Выявленные месторождения различаются между собой по масштабности оруденения, морфологии рудных тел, интенсивности гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород и, как следствие, по концентрации полезных компонентов. В.В. Дистлер с соавторами подразделяют данные месторождения по морфологическим признакам на две группы. Первая включает в себя крупные объекты, в которых рудная минерализация образует зоны мощностью в десятки и первые сотни метров при значительной протяженности (до первых км). Вторая представлена объектами, рудные тела которых при относительно небольшой мощности (первые см), имеют значительную протяженность по латерали и характеризуются высокими концентрациями полезных компонентов [1]. Кроме того, была установлена сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация с промышленными содержаниями золота и ЭПГ, которая приурочена к «минерализованным зонам смятия», «зонам сульфидизации в углисто-терригенных породах» [3], что явно указывает на отличие этих объектов от типично стратиформных. И.Н. Томсон с соавторами предлагает выделять данные объекты в особую формацию — эндогенных «черных сланцев», представляющую собой особый тип углеродистых метасоматитов, минерализация которых обусловлена эндогенными процессами [8]. Взаимоотношения между стратифицированными углеродсодержащими сланцами и «углеродистыми отложениями зон смятия» на сегодняшний день не вполне определены. С одной стороны, и те и другие характеризуются набором одних и тех же элементов, имеющих повышенные по отношению к кларкам содержания, с другой — «стратифицированные» черносланцевые отложения и «углеродистые метасоматиты зон смятия» резко различаются по структурно-тектоническому положению.

В пределах Башкирского мегантиклинория углеродсодержащие отложения довольно широко распространены. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (RF_1) и юрматинской (RF_2) сериях — в составе большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Проведенные исследования, результаты которых приводятся ниже, показали перспективность данных пород на комплексное благородно-метальное оруденение.

Улуелгинско-Кудашмановская зона приурочена к Юрюзано-Зюраткульскому разлому и сложена породами среднерифейского возраста. Ранее здесь была выявлена Au-Ag-U-Th-REE минерализация, приуроченная к сложнодислоцированным углеродсодержащим сланцам, которые пространственно ассоциируются с магматическими породами основного состава [4, 5, 6, 7]. В результате детального изучения пород зоны были обнаружены многочисленные новообразованные минералы: самородные Au, Sn, Pb, Ag, сульфоселеноарсенид Au и Ag, фурутобит ($(Cu,Ag)_6PbS_4$), соединения, близкие к жеффруаиту — $(Ag,Cu,Fe)_9(Se,S)_8$, промежуточные нестехиометричные соединения групп эвкайрита ($CuAgSe$) — штрмейерита ($AgCuS$) — штернбергита ($AgFe_2S_3$), хлораргирит, уранинит, коффинит, ураноцирцит, торит урановый, монацит и неидентифицированные редкоземельные фазы.

При изучении кварцевожильной минерализации зоны в пробе-протолочке из будинированной кварцевой жилы, сложенной серовато-белым полупрозрачным кварцем, было обнаружено самородное Au [6]. Золотины имеют сложную форму и различаются по окраске (с красноватым оттенком и соломенно-желтые). Золото высокопробное, микрозондовым методом в его составе была обнаружена медь (от 0,21 до 0,41 вес. %), а содержания серебра варьируют в пределах 4,58–6,50 вес. %.

Суран-Ишлинская площадь расположена на левобережье р. Бол. Инзер в зоне Караташского и Зюраткульского региональных разломов, где распространены углеродсодержащие сланцы, алевролиты и карбонатные породы суранской свиты (RF_1). Прожилково-вкрапленное карбонат(кварц)-сульфидное оруденение развито в зонах дробления. Морфологически оно представлено линейной минерализованной зоной, вытянутой в северо-восточном направлении. Пробуренные скважины вскрыли глинистую кору выветривания по углеродистым кварц-серицит-хлоритовым сланцам, диабазам и карбонатным породам, мощность которой варьирует от 53,6 м до 325,0 м. Коренные породы представлены сложнодислоцированными углеродсодержащими кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами, несущими пирит-пирротиную минерализацию. По результатам химико-спектрального анализа, содержание Au в породах изменяется в пределах от 0,5 до $>2,0$ г/т (в единичных пробах установлено 3,05, 5,31 и 27,29 г/т). В коре выветривания обнаружены самородное золото и аурикуприд (Cu_3Au) [7].

Интуратовская зона расположена в 3,5 км южнее пос. Ишля в полосе развития отложений суранской свиты (RF_1), которые представлены переслаиванием тонко- и неяснополосчатых темно-серых и черных углеродсодержащих сланцев с толстоплитчатыми серыми доломитами и доломитизированными алевропесчаниками. Здесь же присутствуют кварцевые жилы мощностью до 3 м, в которых содержится 2,2–2,4 г/т Au и 2,66–3,0 г/т Ag, а в пробах-протоколках были обнаружены 20 знаков мелкого (от $0,225 \times 0,075$ до $0,125 \times 0,075$ мм) золота неправильно-комковатой, уплощенно-изометричной формы с неровно-ноздrevатой поверхностью [7].

Узянско-Кагармановская зона расположена в восточной части Башкирского мегантиклинория, в полосе развития пород авзянской (RF_2) и зильмердакской (RF_3) свит, вблизи контакта докембрийского разреза Башкирского мегантиклинория с палеозойским обрамлением. Породы зоны представлены переслаиванием зеленовато-серых глинистых сланцев, мелкозернистых кварцито-песчаников и углеродсодержащих сланцев. В химическом составе последних было установлено 1,0–3,21 г/т золота и 0,4–0,8 г/т серебра при повышенных количествах платиноидов (Pt — 20–270, Pd — 10–140, Ru — 5–70, Rh — 1–5 мг/т) [7].

Изложенный выше материал свидетельствует о том, что углеродсодержащие породы Башкирского мегантиклинория являются перспективным типом отложений на обнаружение рудных объектов с комплексным ($Au + ЭПГ$) типом оруденения.

Литература:

1. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. — 1996. — Т. 38, № 6. — С. 467–484.
2. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. — СПб: Наука, 2000. — 755 с.
3. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988. — 254 с.
4. Ковалев С.Г. Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала // Докл. РАН. — 2004. — Т. 396, № 4. — С. 511–514.
5. Ковалев С.Г., Кринов Д.И., Мичурин С.В. Первая находка минералов урана и тория в черносланцевых породах Южного Урала // Докл. РАН. — 2010. — Т. 430, № 6. — С. 797–801.
6. 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. — 2013. — № 3. — С. 67–88.
7. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н. и др. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПресс, 2013. — 268 с.
8. Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Нивин В.А. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. — 1993. — Т. 35, № 4. — С. 344–351.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. В. Козорез

Уральское представительство СП ЗАО «ИВС»

В настоящее время увеличивается добыча руд подземным способом, сопровождающая ростом ее себестоимости, проблема более полного извлечения меди, цинка и благородных металлов становится с каждым годом более актуальной. Колчеданные руды самые распространенные на Урале и являются основным источником получения меди и цинка, попутно с которыми извлекаются благородные металлы золото и серебро. Октябрьское месторождение является характерным представителем медно-цинковых колчеданных месторождений уральского типа.

Основной целью исследования медных и медно-цинковых руд Октябрьского месторождения является изучение геологического строения района и парагенетических ассоциаций минералов. В работе проведен анализ литературных данных по геологии, для изучения минералогии месторождения применялись макроскопический и оптико-микроскопический методы изучения руд и электронно-зондовой микроанализ (для определения состава сфалерита и золота).

Октябрьское рудное поле, включающее в себя Маканское и Октябрьское медноколчеданные месторождения, расположено в западном крыле Магнитогорского мегасинклинария и сложено образованиями баймак-бурибайской свиты палеозойского возраста. В пределах района палеозой расчленен на баймак-бурибайскую, ирендыкскую, улутаускую и зилаирскую свиты [2].

Визуальное и микроскопическое исследование технологических проб позволило, выделить следующий минеральный состав: пирит, сфалерит, халькопирит, в качестве второстепенных минералов выделены борнит и галенит; редко встречающиеся минералы: халькозин (дигенит), ковеллин, теннантит, самородное золото, гессит и германит. Из нерудных минералов диагностируются кварц, хлорит, барит, кальцит и пумпеллиит. Для руд месторождения характерна среднезернистая структура и полосчатая текстура, реже вкрапленная.

В рудах Октябрьского месторождения пирит является наиболее распространенным минералом, крупные выделения и мелкозернистый пирит с хорошообразованными границами зерен встречается в нерудной массе и является матрицей включающей другие сульфиды. Эвгедральный пирит представлен хорошообразованными зернами с разным размером и полигональной формы, преобладающие из них четырех-, пяти-, шестиугольники. Субгедральный пирит встречается в руде, как в виде крупно- и мелкозернистых зерен с неровными, волнистыми границами в ассоциации с сульфидами. Для крупных зерен эвгедрального пирита в нерудной массе нередко прослеживается дробление, размер радробленных зерен пирита 50–10 мкм.

При травления аммиаком в среднезернистом эвгедральном пирите определяется зональное строение. В центральной части рассматриваются мелкие зональные зерна, затем прослеживается наличие октаэдрических и гексоганальных зон, по краям наблюдается исчезновение зон роста, что связано с перекристаллизацией пирита.

Халькопирит значительно уступает в количественном отношении пириту, встречается в виде ксеноморфных зерен в ассоциации с другими сульфидами и нерудными минералами. Нередко халькопирит заполняет трещины в пирите, в тесной ассоциации со сфалеритом и борнитом. Также распространен в качестве эмульсионной вкрапленности в сфалерите.

Ксеноморфные зерна сфалерита имеют тесную ассоциацию с халькопиритом и пиритом. Сфалерит также наблюдается в виде агрегатов неправильной формы в нерудных минералах с включениями линз галенита. По данным химического анализа приведенным в таблице 1, в зернах сфалерита встречается примесь ртути, кадмия, меди и марганца.

Борнит нередко образует крупные ксеноморфные выделения (200–300 мкм) в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом и неравномерно распространен в нерудном матриксе в виде неправильной формы зерен, размер которых не превышает 60–100 мкм.

Таблица 1

Химический состав сфалерита (масс. %)

№	S	Mn	Zn	Cu	Fe	Hg	Cd	Total
1	33,02	0,01	65,47	0,09	0,13	0,02	0,32	99,13
2	33,16	0,02	66,93	0,1	0,17	0	0,31	100,72
3	33,34	0	66,52	0,03	0,16	0	0,26	100,38
4	32,88	0	66,47	0,11	0,12	0,08	0,25	99,96
5	33,24	0,03	65,96	0,18	0,13	0,03	0,24	99,96
6	33,02	0,01	66,38	0,16	0,17	0	0,29	100,02
7	32,95	0	67,11	0,18	0,12	0	0,19	100,6
8	33,26	0,01	66,05	0,07	0,71	0,08	0,22	100,45
9	33,66	0,02	66,75	0,11	0,16	0,1	0,24	101,05
10	33,26	0,03	66,85	0,09	0,16	0,01	0,33	100,76
11	33,13	0,03	66,64	0,12	0,17	0,03	0,3	100,44

Халькозин и ковеллин в пробах руд встречаются в виде каемок, округлых и ветвящихся выделений в ассоциации с халькопиритом.

При описании аншлифов были обнаружены редковстречающиеся минералы: теннантит, галенит, дигенит, гессит, германит и пумпеллиит. В весьма небольшом количестве в руде встречается теннантит, он образует ветвящейся формы вкрапления в халькопирите и пирите. Размер обычно порядка 100–300 мкм. Галенит в руде представлен в виде аллотриоморфных выделений. Образует прожилки, жилки и линзы в сфалерите мощностью не более 60 мкм. Одним из представителей теллуросодержащих минералов является гессит, первые упоминания о котором были в 1970 г. Среди проб медно-цинковой руды в одной из полировок гессит встречается в мелких трещинах, размер выделений не более 40 мкм. Пумпеллиит в пробах представлен призматическими зернами, размер зерен в длину более 200 мкм. Германит встречается в виде ксеноморфных включений округлой формы в ассоциации с галенитом, борнитом и пиритом. Размер включений 200 мкм. Ранее в описанных аншлифах данный минерал не был встречен, что свидетельствует о том, что в рудах Октябрьского медноколчеданного месторождения германита присутствует в экстремально малом количестве.

Видимое золото в рудах Октябрьского месторождения встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом и борнитом. Размер встреченных зерен золота составляет 10–50 мкм. Выделения золота имеют ветвящуюся слегка уплощенную и линзовидную форму. Химический анализ золота, показал, что в зернах золота встречается примесь меди и ртути (таблица 2).

Таблица 2

Химический состав самородного золота Октябрьского месторождения (масс. %)

№	Ag	Hg	Cu	Au	Total
1	0,02	0	0,15	98,36	98,54
2	99,97	0,04	0,04	0,06	100,2
3	0	0	0,18	99,62	99,79
4	30,84	0,03	0,04	69,3	100,2
5	28,1	0	0	71,08	99,18
6	27,99	0	0,04	71,83	99,87
7	28,98	0,01	0,05	71	100
8	28,34	0	0	71,69	100
9	30,24	0	0,03	70,32	100,6
10	18,96	0,14	0	79,81	98,91
11	19,67	0,1	0	80,3	100,1
12	19,1	0,09	0	79,62	98,8
13	19,36	0,1	0,02	79,97	99,44
14	27,33	0	0,06	73,27	100,7

В медно-цинковых вкрапленных рудах находки золота в парагенезисе со сфалеритом позволили провести расчеты температуры образования руд и летучести серы [1]. В результате чего рассчитанная температура образования сосуществующих минералов 180–370 °С, при значении фугитивности $S = 0,003$ [2].

Методом фазового химического анализа для представительных проб установлено, что в сплошных медных рудах гидротермально-метасоматической фации основной объем золота связан с сульфидами (86–87%), главным минералом концентратом золота среди сульфидов является пирит. В медно-цинковых рудах, относящихся к преобразованной кластогенной фации, доля свободного золота составляет до 24,12% [1].

Исследованные руды отрабатываемого месторождения относятся к парагенетическим ассоциациям сульфидов халькопиритовой фации. Изучение главных рудных минералов позволяет говорить о многоэтапном процессе образования руд, по пириту можно наблюдать смену форм кристаллов, что свидетельствует об неоднократной смене условий образования.

Литература:

1. Белогуб Е.В., Масленников В.В., Цигалов А.М. Поведение золота при обогащении руд Октябрьского медно-цинково-колчеданного месторождения (Башкортостан) // Колчеданные месторождения — геология, поиски, добыча и переработка руд: Матер. Всерос. науч. конф. «V Чтения памяти С.Н. Иванова», 1–5 окт. 2013 г. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2013. — С. 8–11.
2. Титова М.В. Редкие минералы Октябрьского медно-колчеданного месторождения // Международный научно-промышленный симпозиум «Уральская горная школа — Регионам» 12–21 апр. 2010 г. — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. — С. 72–74.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРОГНОЗНО-РЕВИЗИОННОГО ИЗУЧЕНИЯ МСБ БАШКОРТОСТАНА

В. Н. Никонов

ООО «Баймакская горная компания»

В Республике Башкортостан и соседних с ней регионах ежегодно обостряется проблема создания поискового задела для постановки оценочных и разведочных работ. Фонд имеющихся объектов для постановки таких работ — недоизученных рудных полей, месторождений, рудопроявлений, известных с давних времен (большой частью благодаря послевоенным, довоенным и даже дореволюционным разведкам), в значительной степени исчерпан.

Практиковавшаяся в 1960–1980-е годы методика поисков, предусматривающая сплошное разбуривание перспективных площадей в комплексе с геохимическими и геофизическими съемками разных масштабов, в настоящее время осуществляется все в меньшем масштабе из-за дефицита финансовых ресурсов. К тому же эффективность такого подхода в целом оказалась невысокой.

Это можно показать на истории поисков и разведки рудного золота в Башкортостане. После многочисленных открытий дореволюционных лет, 1920–1940-х годов (времени открытия месторождений Тубинской и Миндякской групп, «железных шляп» Учалинского, Сибайского и Бурибайского месторождений и множества других), с 1955 года и по настоящее время к принципиально новым золоторудным открытиям промышленного значения можно с полным основанием отнести бурожелезняковые залежи Юбилейного и Западно-Озерного медноколчеданных месторождений, месторождения Санкым, а также золото-полиметаллическое месторождение Балта-Тау. При этом объемы работ и затраты на геологоразведку до 1955 г. и в последующий период абсолютно несопоставимы.

При сохранении такой тенденции существующие геологоразведочные организации испытывают дефицит в объектах для основного вида их деятельности — дорогостоящих оценочных и разведочных работ по прежним технологиям.

Проблема усугубляется острым дефицитом специалистов именно по начальной стадии поисков — рекогносцировочным методам обнаружения месторождений и предварительной прогнозной оценке известных, но недостаточно изученных объектов.

Мы предлагаем в кратчайший срок и с оптимальными затратами коренным образом изменить такую ситуацию, создав новый фонд поисковых объектов, в первую очередь:

- наиболее востребованных и быстро осваиваемых современной горной промышленностью площадных залежей окисленных руд золота в корах выветривания, залегающих практически на поверхности, доступных для рентабельной разработки современными геотехнологическими способами даже при невысоких содержаниях золота (на уровне 0,7–1,5 г/т);
- медных объектов нетрадиционного для Республики типа (порфирового, малосульфидного, медистых песчаников);
- битуминозных фаций, перспективных в отношении рения, урана, редкоземельных и благородных металлов;
- техногенных объектов, содержащих драгоценные и цветные металлы, сырье для строительной промышленности и др.

Основаниями для нашей уверенности являются:

- Общая высокая перспективность рудных районов РБ в отношении месторождений рудного золота и других металлов вышеназванных типов.
- Доступность перспективных участков для изучения, неплохая обнаженность и наличие многочисленных горных выработок в пределах рудных полей, что облегчает их картирование и опробование.
- Цепочки сближенных старинных карьеров, разрезов, шахт и шурфов, сами по себе являющиеся наилучшим индикатором металлоносных геологических структур, более надежным, чем геохимические и геофизические аномалии. Исходя из основного принципа вековой поисковой практики — «Ищи руду возле руды» — этот критерий, наряду с общими геологическими и металлогеническими соображениями, необходимо использовать для выявления неизученных ранее золотосодержащих руд неконтрастного внешнего облика — глинисто-щебнистых кор выветривания, мощных залежей окисленных метасоматитов по вулканогенно-осадочным и черносланцевым образованиям, а также в отношении меди и редких металлов.
- Опыт проведения подобных работ в 1998–2013 гг., несмотря на их небольшой объем и скромное финансирование, доказывает их весьма высокую эффективность. Из этого следует целесообразность и необходимость замены части дорогостоящего (и нередко безрезультатного) поискового бурения по площадям в комплексе с почти со столь же дорогостоящими и безрезультатными геохимическими и геофизическими работами на поверхностное опробование потенциально рудоносных элювиально-делювиальных образований в рудных полях точечными и бороздовыми пробами.

Такая методика дает прямые данные о золотоносности и иной металлоносности покровных образований (элювиальных высыпок, склоновых развалов и кор выветривания) и их коренного субстрата. В комплексе с детальным изучением разрезов и коренных обнажений на изучаемых участках получается достаточно объективная модель потенциального месторождения объемного типа.

В свое время такая «штуфометрическая съемка» по объектам, отбракованным в результате скрупулезного структурно-геологического и металлогенического анализа, позволила выявить в короткое время и при небольших затратах новые перспективные объекты в Башкирском Зауралье, затем вовлеченные в разведку и разработку (месторождения Красная жила, Тубинское, Бакр-Узяк, Горный прииск и др.).

С весьма высокой вероятностью можно ждать выявления новых промышленных объектов в мощных зонах приразломного рассланцевания в других рудных полях, не получивших положительной оценки в ходе поисков прежних лет, проведенных по традиционной затратной методике.

Имеется большое количество слабо изученных золотоносных кор выветривания и «железных шляп» в Бурибайском, Макано-Октябрьском, Файзуллинском, Байкаринском и других рудных полях Баймакского и Хайбуллинского районов, минерализованных линейно-площадных зон окисления по мощным зонам расщеливания в Учалинском, Абзелиловском и Белорецком районах. С этими объектами сопряжены интенсивные геохимические аномалии золота и его спутников. Анализ и обобщение разрозненных фактов прежних лет изучения свидетельствуют о возможности обнаружения здесь промышленного оруденения.

Вышеназванная методика, кроме золотосодержащих руд, может быть применена к изучению выходов на поверхность медных руд, в частности, в протяженной полосе развития гипергенной медной минерализации в диоритовых массивах Аралтауской площади в Баймакском районе РБ, изученность которой ограничена фактами находок и опробования гнезд и прожилков малахита и азурита в «железных шляпах» в период до 1967 г., которые могут представлять собой зону окисления крупнообъемных меднопорфировых объектов, а также площади развития серебро-, золото-, ванадий- и, возможно, ренийсодержащих медистых песчаников в Приуралье.

Наряду с золотоносными и иными металлоносными объектами подобным образом можно изучать площади развития сырья, необходимого для производства строительных, керамических, горно-химических и иных неметаллических материалов.

Не менее продуктивен подобный подход в изучении техногенных объектов — отвалов вскрыши медных и золотых рудников, преимущества которых — компактное складирование минерализованной горной массы, при достоверно известных фактах наличия в отвалах концентраций золота, меди, цинка, серебра, сопоставимых с современными кондициями недровых месторождений.

Располагая полнотой и конкретностью информации по перспективным участкам, авторская группа могла бы целенаправленно производить рекогносцировочное точечно-бороздовое и валовое технологическое опробование выявленных минеральных объектов, в том числе техногенных.

Конечным результатом такой работы представляется ответственное определение прогнозных перспектив с учетом ожидаемого качества, объема и технологических свойств руд с конкретной (четко локализованной) привязкой будущих оценочных и разведочных скважин и горных выработок, ориентировочная геолого-экономическая оценка объектов и разработка ТЭС по их освоению.

Финансирование работ такого рода возможно за счет бюджетных средств и средств заинтересованных потребителей геологоразведочной информации горно-эксплуатационных предприятий.

При оперативном выполнении и финансировании гарантируется быстрое получение конкретных результатов, достаточных для планирования оценочных и разведочных работ на многолетнюю перспективу.

Предлагаемый подход может стать достойным вкладом в решение программы Правительства Республики Башкортостан по развитию Башкирского Зауралья.

Следует особо остановиться на проблеме изучения техногенных объектов горно-обогательного комплекса РБ. Стратегическое значение горнодобывающего и другого связанного с ним производства определяется стабильным в долгосрочной перспективе поступлением налогов в бюджеты всех уровней в этой сфере экономики, экспортно-ориентированным профилем выпускаемой продукции, широкими возможностями по привлечению инвестиций и созданию новых рабочих мест. Известно, что использование техногенных ресурсов — быстро осваиваемый, быстро окупаемый и выгодный вид горнорудного бизнеса.

Идеология управления техногенными сырьевыми ресурсами — ориентация на производство высокотехнологичной товарной продукции за счет углубления переработки рудного сырья и внедрения малоотходных технологий.

Важны экологический (избавление от токсичных отходов), сырьевой (восполнение погашаемых недровых запасов) и социально-экономический (создание новых рабочих мест, выпуск дополнительной продукции) аспекты рециклинга накопленных отходов горнорудного производства.

Многие техногенные объекты в РБ, либо их значительные части, характеризуются промышленно значимыми содержаниями ценных компонентов, нередко сопоставимыми с таковыми в первичном рудном сырье. Наличие таких техногенных образований, сконцентрированных на относительно небольших площадках в пределах промышленных зон с имеющимися коммуникациями,

создает предпосылки для организации их полной переработки на самом предприятии с использованием гидрометаллургических технологий, комбинированных схем, включающих флотационные, гравитационные, пирометаллургические и другие операции передела сырья.

Для техногенных объектов, приобретение которых в актив предприятия не требует обязательной сложной, длительной и очень дорогой процедуры приобретения лицензии на недропользование через аукцион, реализация такого подхода в принципе достаточна для принятия ответственного инвестиционного решения по его освоению, без проведения дорогостоящих и длительных детальных геологоразведочных работ. Речь идет как о металлоносных объектах, так и о хранилищах техногенного сырья, которое может быть использовано для производства облицовочного камня, строительных материалов, горно-химической и агрохимической продукции.

В качестве примера рассмотрим перспективы изучения и освоения техногенных ресурсов крупнейшего горно-обогатительного комбината РБ — Учалинского. **ОАО Учалинский ГОК (УГОК)** уже имеет положительный опыт переработки бедных по меди и цинку забалансовых руд из отвалов и рудных складов на собственной модульной фабрике с использованием рентгенорадиометрической сепарации. Объем таких бедных руд в отвале вскрыши, по-видимому, измеряется десятками миллионов тонн.

Значительная часть отвалов вскрыши ОАО «УГОК» сложена окисленными метасоматитами (породами коры выветривания), не представляющими для предприятия интерес в качестве товарной медно-цинковой руды. В то же время имеются достоверные данные о наличии в таких рыхлых окисленных рудах повышенных (в том числе — промышленно значимых) содержаний золота.

В частности, горная масса такого типа в настоящее время складирована в отвале вскрыши (и пока еще не разубожена вскрышей скальных пород) на вновь осваиваемом Западно-Озерном месторождении. В 1998 г. здесь отрабатывалась богатая по золоту окисленная руда, и на флангах отработки остались руды, бедные по кондициям 1998 г., но вполне промышленные с точки зрения современной экономики. В настоящее время они участвуют в сложении отвала вскрыши.

Аналогичным образом, исследованиями ГУП «Башгеолцентр РБ» были выявлены участки компактного складирования окисленных золотосодержащих руд на отвале вскрыши Учалинского месторождения.

Переработка окисленных золотосодержащих руд не является профильным бизнесом УГОК, но на других предприятиях холдинга УГМК, в частности, на Сибайском и Гайском ГОКах, есть позитивный опыт собственной переработки окисленных руд. Кроме того, они могут стать товарным продуктом — с целью их продажи, как сырьевого актива, для других недропользователей.

Таким образом, одновременно решается ряд задач — УГОК экономит средства на многолетнюю обработку и хранение отвалов, возвращает рекультивированные земли и зарабатывает на продаже сырья, а также создает себе благоприятный имидж, как деятельный участник частно-государственного партнерства по переработке отходов.

Хвостохранилище обогатительной фабрики УГОК является одним из крупнейших техногенных месторождений благородных металлов в РФ. Апробированные Ученым советом ЦНИГРИ (протокол № 3 от 19.03.2007) прогнозные ресурсы ценных компонентов категории P_1 в хвостохранилище УГОКа по состоянию на 01.01.2006, приведены в нижеследующей таблице:

Хвосты, млн т	Полезные компоненты				
	Сu тыс. т %	Zn тыс. т %	S млн т %	Au тонн г/т	Ag тонн г/т
58,0	$\frac{143,0}{0,25}$	$\frac{347}{0,60}$	$\frac{19,0}{32,54}$	$\frac{76}{1,31}$	$\frac{1050}{18,14}$

Ежегодно объем таких отходов УГОКа пополняется на 4–5 млн т, создавая острейшую проблему их безопасного хранения. По состоянию на 01.01.2013 ориентировочный объем хвостохранилища — 80 млн т, количество золота в нем — более 100 т.

В РБ накоплен практический опыт по изучению техногенных объектов. В разное время геологоразведка с применением бурения, реже шурфов, проводилась на хвостохранилищах Сибайской, Бурибайской и Миндякской флотационных фабрик, Семеновской цианоидовой фабрики, отвалах вскрыши месторождения Бакр-Тау. Отвалы вскрыши золото-колчеданных месторождений Балта-Тау, Бакр-Тау, Бурибайское, Учалинское, Тубинское и др. опробованы валовыми пробами, подтвердившими практически значимые содержания металлов. По этим пробам проведены предварительные технологические исследования. На отвале Бакр-Тау, кроме того, практически доказана применимость для локализации участков компактного складирования техногенных руд газортугометрической съемки. Колчеданные руды ряда месторождений, в частности Сибайского, содержат пирротин и магнетит и могут выявляться в отвалах вскрыши высокоточной магниторазведкой, а также методами ВП и др. Этот опыт может быть тиражирован при оценке техногенных объектов в Оренбургской обл. (отвалы вскрыши и гидроотвалы Гайского месторождения), Челябинской обл. (вскрыша карьеров горы Магнитной, шлаки Карабашского медьзавода и др.).

ГЕОЛОГИЯ И ПРОДУКТИВНОСТЬ УЧАЛИНСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ: К 75-ЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ И 60-ЛЕТИЮ УЧАЛИНСКОГО ГОКА

П. И. Пирожок¹, А. В. Чадченко², И. Б. Моисеев¹, А. М. Кулбаков¹, В. В. Макаров¹

¹ ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы, РБ

² ОАО «Башкиргеология», Учалинский филиал, г. Учалы, РБ

Учалинское месторождение открыто в 1939 г. первоначально как золоторудное по бурым железнякам в контуре геофизической аномалии, выявленной партией ВСЕГЕИ [5]. В 1939–1940 гг. скважинами № 1 (современный проф. 7) и № 2 (проф. 9), на глубинах соответственно 17,5–81,25 и 28,0–90,0 м были подсечены массивные МК и МЦК руды: открытие месторождения завершилось [5, 7]. Первооткрывателями, награжденными дипломами в 1973 и 1976 гг., являются М.И. Долгаль («Башзолото»), А.И. Демчук и Л.А. Баженов (ВСЕГЕИ), И.М. Гарипов и Х.А. Шафеев («Башзолото»).

Геологическое строение и морфология залежи. В строении рудного поля Учалинского месторождения участвуют породы карамалыташской (D_2ef) и улутауской свит ($D_2\dot{z}v-D_3f$). Месторождение локализовано в западном крыле Учалинской полеовулканической постройки, претерпевшей интенсивные синвулканические деформации [1, 2]. Его рудная залежь залегает в кровле второй толщи карамалыташской свиты (D_2kr^2), представленной кремнекислыми вулканитами, подвергшимся гидротермально-метасоматическим преобразованиям, и перекрыта горизонтом вулканомиктовых и кислых пород с прослоями и рудокластами массивных МК и СК [1, 5].

Главная рудная залежь, имея длину 1550 м по простиранию с юга (проф. 4-ю) до проф. 27 (северная выклинка), представляет собой меридионально вытянутое линзообразное тело с «пережигом» мощности над апикальной частью дорудного экструзивного купола риолито-дацитов (проф. 8–13, центр месторождения), «раздувами» мощности «сундучной» формы, с холмообразной кровлей на юге (проф. 3–7) и близкой к «сундучной» в районе профилей 15–19. Далее к северу (проф. 20–21) залежь приобретает линзовидную форму; на южной (проф. 2–0–3ю) и северной (проф. 22–27⁺²⁵) выклинках — пластообразную, сопровождаясь мелкими пропластками (см. рис.) [5].

Первоначальная пластовая форма залежи зависела от палеорельефа морского дна и конфигурации экструзивного купола; в депрессиях дна ее мощность достигала 180–220 м, над апикальной частью экструзива — десятки метров. В результате пострудных тектонических подвижек залежь приобрела современное близвертикальное положение, с крутым ($70^\circ-85^\circ$) падением к западу [1, 2, 5].

Минеральный состав руд. Главными рудными минералами залежи являются (% от общих запасов): пирит (60–90), сфалерит (0,2–25), халькопирит (0,1–10); *второстепенными* — блеклые руды, галенит, магнетит, борнит, ковеллин (на верхних горизонтах), гематит; *редкими* — арсенопирит, пирротин, марказит, мельниковит-пирит, алтаит, гессит, Au самородное, калаверит, киноварь, моусонит, станноидит, теллуrowисмутит, теллур самородный, гринокит, тетрадимит, рутил, сфен, реньерит, халькозин, фрейбергит, колусит, бетехтенит, голдфилдит, смитсонит, делафоссит [5, 6, 10], пирсеит, петровскаит, эмпрессит, колорадоит, клаустолит [4].

Главные нерудные — кварц, барит, серицит, хлориты; *второстепенные* — кальцит, гипс, сидерит, эпидот, арагонит; *редкие* — авгит, альбит, ангидрит, пренит, апатит, пумпеллиит, роговая обманка, турмалин (в СК), флюорит, циркон, родонит, гранаты, аксинит, пьомонтит, опал, монтмориллонит, ярозит, вивианит и др. [5, 6, 7].

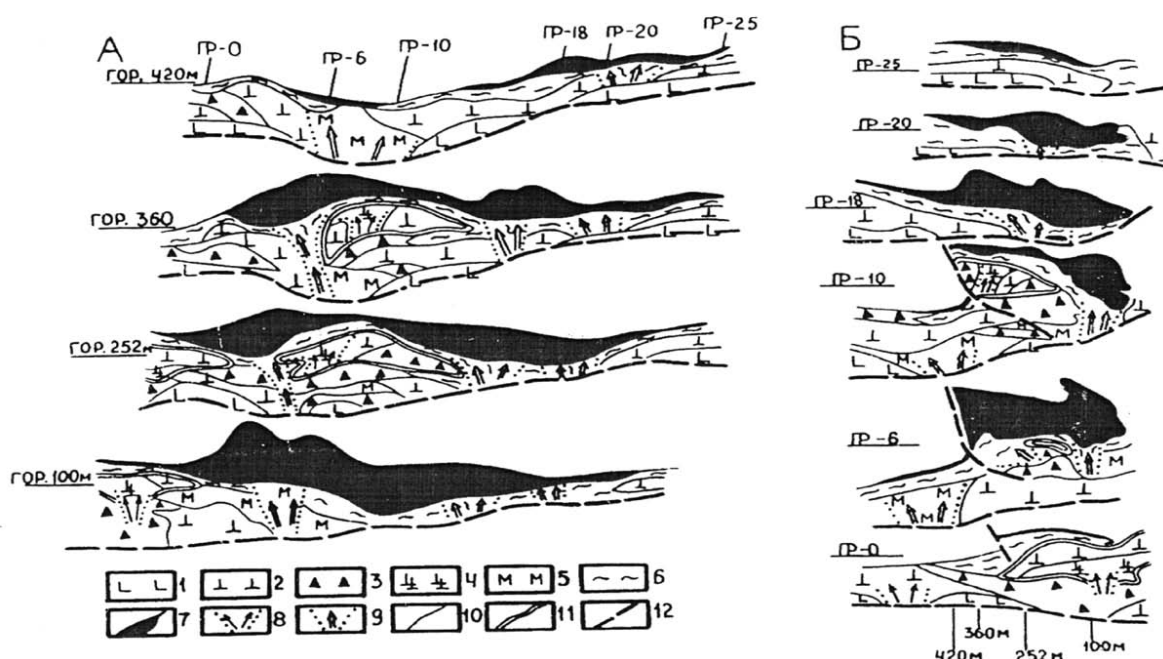


Рис. Погоризонтные планы (А) и разрезы (Б — палеорекострукция) западного крыла антиклинали с элементами палеовулканических структур. Составил С.Е. Знаменский с использованием данных УГОКа и Межозерной ГРП

Условные обозначения: 1 — подрудные диабазовые порфиры и их брекчии; 2 — риодацитовые порфиры; 3 — туфы и брекчии кислого состава; 4 — экструзивные породы кислого состава; 5 — хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 6 — серицит-кварцевые сланцы; 7 — массивная колчеданная руда; 8–9 — зоны магнаподводящих (8) и магна-рудоподводящих (9) разломов; 10 — геологические границы; 11 — границы эффузивно-экструзивных куполов; 12 — разрывные нарушения.

Основные полезные компоненты в рудах месторождения: медь (халькопирит, блеклые руды), цинк (сфалерит), сера сульфидная; *попутные* — золото, серебро, кадмий, индий, селен, и теллур (последние три в концентратах не оплачиваются кадмий — частично); *вредные примеси*: мышьяк (0,12–0,18%), сурьма (0,6–0,66%), фтор (0,01–0,005%), ртуть в среднем по месторождению 9,8 г/т, по сортам руд от 4–5 до 37 г/т [5, 6, 7].

Содержания элементов-примесей в рудах (до начала разработки): свинца — 0,06–0,28%, среднее 0,16%; висмута — 2–100 г/т, в среднем 22 г/т; молибдена — 4–189 г/т, среднее 105 г/т; кобальта — до 60 г/т, среднее 48 г/т; германия — до 5,9 г/т, среднее 2,7 г/т. Выявлены проявления олова, скандия, ванадия, фосфора, марганца, титана, а также ЭПГ (табл. 1):

Продуктивность месторождения. В соответствии с утвержденными кондициями на месторождении выделены следующие типы (сорта) колчеданных руд:

медные — МК сплошные, в них содержание серы сульфидной >35%; МВ — вкрапленные, серы <35%, обычно 22–25%;

медно-цинковые — МЦК и МЦВ, в них меди >0,4%, Zn 1% и более;

цинковые — ЦК и ЦВ, в них меди <0,4%, цинка 1,0% и более;

серноколчеданные — СК, в них серы >35%, Cu <0,4%, Zn <1%;

Их объемы (%): МК — 12; МВ — 1,6; МЦК — 75,8; МЦВ — 1,2; ЦК — 6,7; ЦВ — 0,5; СК — 1,8.

Таблица 1

Содержание платины и палладия (мг/т) в руде и концентратах технологических проб Учалинского месторождения (выписка из табл. 30) [3]

Тип руды	Платина	Палладий
Cu-Zn руды	20	10
Cu-руды	—	4
Zn-концентрат	1–30	2–19
Cu-Zn-концентрат	460–500	13–100
Cu-концентрат	1–750	4–80
Пиритный концентрат	30	5
Zn-хвосты	1200–1960	25–100

Примечание: 1. В Zn — хвостах также установлен иридий до 19 мг/т; 2. Жирным шрифтом — аномально высокие концентрации.

УГОК добывает отдельно такие сорта: медноколчеданный (МК+МВ) — 13,6%; медно-цинковый (МЦК+МЦВ+ЦК+ЦВ) — 84,3%; серный колчедан — 1,8% от всех запасов.

Соотношение Cu:Zn:Pb = 1,0:3,46:0,14; в МЦК Cu:Zn варьирует от 1:3 до 1:15; в среднем 1:3,5–3,9, что чрезвычайно благоприятно для селекции Cu и Zn при флотации.

Первый подсчет запасов колчеданных руд за 1940–1951 гг., выполненный А.А. Петровым, И.С. Вахромеевым и др., утвержден ВКЗ СССР по состоянию на 01.01.1952; он послужил основанием для проектирования рудника мощностью 2600 тыс. т руды в год и создания в 1954 г. Учалинского ГОКа.

Поскольку детальную разведку месторождения Учалинская ГРП завершила только в 1956 г., а запасы после 1952 г. оперативно ставились на государственный баланс, УГОК потребовал составить подсчет в полном объеме. Постоянные кондиции Госплан СССР утвердил в 1961 г. Генеральный пересчет запасов до глубины 585 м был выполнен по состоянию на 01.01.1963 и утвержден ГКЗ СССР протоколом № 4283 от 20.03.1964. Эти запасы составили: руды кат. В+С₁ 113 591 тыс. т, кат. С₂ — 2362 тыс. т, в них — Cu, Zn, S, Au, Ag, Se, Te, Cd, Jn (табл. 3, гр. 2) [7, 9].

За годы разработки месторождения открытым и подземным способом (1958–2012) для товарной руды было погашено в недрах по кат. В+С₁: руды 134 107 тыс. т, в ней 1 447,2 тыс. т меди с сод. 1,08%, 4 592,9 тыс. т цинка с сод. 3,42% и других компонентов (табл. 2, гр. 3); общая продуктивность, с учетом остатка, такова (табл. 2):

Учалинский ГОК в течение всего периода своей деятельности систематически проводит эксплуатационную разведку за счет собственных средств, а также в 80-е годы доразведку совместно с Межозерной ГРП ОАО «Уралцветметразведка». В результате этих работ получен значительный прирост балансовых запасов из недр, частично за счет перевода в кат. В из кат. С₂ (табл. 3), которые уже отработаны.

Динамика добычи руды за 1958–2012 гг. Первые тонны колчеданной руды Учалинского месторождения добыты открытым способом в октябре 1958 г., 3,0 млн. т — в 1968 г., перекрыв проект на 0,5 млн. т. Прирост запасов позволил увеличить проектную глубину карьера с 240 до 324 м, мощность — до 3,5 млн. т руды в год; с 1975 по 1985 г. добывалось от 3,66 до 3,99 млн. т в год; с 1986 по 1995 г. — наступило снижение от 3,2 до 1,4, в 1998 г. — 0,8 млн. т; в 2012 г. — 332 тыс. т. В 1993 г. сдана в эксплуатацию 1-я очередь подземного рудника мощностью 350 тыс. т товарной руды в год; в 2006 г. добыто 1 685 тыс. т (проект 1 400 тыс. т); в 2012 г. — 1 574 тыс. т; остаток запасов будет отработан в течение нескольких последующих лет.

Таблица 2

Продуктивность Учалинского месторождения на 01.01.2013

Наименование	Ед. изм.	Факт. погашение за 1958–2012 гг. кат. В+С ₁	Остаток в недрах В+С ₁ на 01.01.2013	Общие запасы (продуктивность) на 01.01.2013 (3+4)	Изменение в % по отношению к ГКЗ 1963 г.
Руда МК+МЦК+СК	тыс. т	134 107	9 201	143 308	126,16
Cu	$\frac{\text{тыс. т}}{\%}$	$\frac{1447,2}{1,08}$	$\frac{86,8}{0,94}$	$\frac{1534,0}{1,07}$	$\frac{125,16}{99,07}$
Zn	—”—	$\frac{4592,9}{3,42}$	$\frac{402,0}{4,37}$	$\frac{4994,9}{3,49}$	$\frac{117,78}{93,57}$
S	—”—	$\frac{57202,1}{42,7}$	$\frac{3645,4}{39,62}$	$\frac{60847,5}{42,46}$	$\frac{120,46}{95,48}$
Au	$\frac{\text{т}}{\text{г/т}}$	$\frac{220,17}{1,64}$	$\frac{10,11}{1,10}$	$\frac{230,28}{1,61}$	$\frac{161,34}{107,33}$
Ag	—»—	$\frac{3260,3}{24,3}$	$\frac{116,1}{12,62}$	$\frac{3376,4}{23,57}$	$\frac{167,33}{132,42}$
Se	—”—	$\frac{6597,9}{49,2}$	$\frac{554,5}{60,25}$	$\frac{7152,3}{49,91}$	$\frac{140,88}{112,23}$
Te	—”—	$\frac{9536,8}{71,1}$	$\frac{862,3}{93,72}$	$\frac{10399,1}{72,45}$	$\frac{167,76}{131,93}$
Cd	—”—	$\frac{14350,0}{107,0}$	$\frac{1036,0}{112,59}$	$\frac{15386,0}{107,36}$	$\frac{182,53}{143,15}$
Jn	—”—	$\frac{1399,9}{10,44}$	$\frac{11,6}{1,26}$	$\frac{1411,5}{9,85}$	$\frac{107,22}{89,55}$

Таблица 3

**Прирост балансовых запасов Учалинского месторождения
кат. В+С₁ по состоянию на 01.01.2013**

Наименование	Запасы по ГКЗ, 1963 г. В+С ₁	Факт. погашено в недрах на 01.01.2013	Прирост запасов кат. В+С ₁	Прирост запасов, %
Руда МК+МЦК+СК	113 591	134 107	20 516	118,06
Cu	1 225,6	1 447,2	221,6	118,08
Zn	4 240,8	4 592,9	352,1	108,30
S	50 513	57 202	6 689	113,24
Au	142,73	220,17	77,43	154,25
Ag	2 017,8	3 260,3	1 242,5	161,58
Se	5 076,8	6 597,9	1 521,1	129,96
Te	6 125,6	9 536,8	3 411,2	155,69
Cd	8 429,3	14 350,0	5 920,7	170,24
Jn	1 316,4	1 399,9	83,5	106,34

Примечание: 1. Прирост запасов (гр. 4) показан без учета остатков в недрах (гр. 4), которые еще будут уточняться. 2. Руда МК+МЦК+СК, Cu, Zn, S — в тыс. т, остальные компоненты — в тоннах.

Таким образом, за 1958–2012 гг. Учалинским ГОКом погашено в недрах для товарной продукции балансовых запасов руды кат. В+С₁ 134,1 млн. т, с ростом против ГКЗ на +18,1%, в том числе МК — 18,8 млн. т, в ней меди 217,4 тыс. т, золота 24,62 т, серебра 210,68 т; МЦК — 113,9 млн. т (84,9% от общих запасов), в ней меди 1 224,81 тыс. т, цинка 4 439,27 тыс. т, золота 194,15 т, серебра 3 038,94 т; СК — 1,46 млн. т, в нем серы сульфидной 692,68 тыс. т и других компонентов.

Кроме того, необходимо отметить, что Учалинским рудником треста «Башзолото» в 1940–1953 гг. добыто открытым и подземным способом золотосодержащей руды из «железной шляпы» месторождения 1 012 тыс. т, в ней 12 113 кг золота, 177 469 кг серебра, при содержании соответственно 11,97 г/т и 175,36 г/т, а также 1 598 кг металлической ртути [8].

В целом УГОК, которому в 2014 г. исполняется 60 лет, подтвердил с превышением на +26% запасы руды, на +25% меди, +17% цинка, +61% золота, +67% серебра и др. компонентов (данные геологоразведчиков Мингео СССР), что продлило работу рудника на 10 и более лет и дало государству большой экономический эффект (табл. 2, гр. 6).

Литература:

1. Бобохов А.С., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др. Учалинское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. – С. 109–120.
2. Бородаевская М.Б., Пирожок П.И., Курбанов Н.К., Нафиков У.С. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал) // Тр. ЦНИГРИ. 1967. – Вып. 67. – С. 119–141.
3. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд – М.: Научный мир, 2004, – 344 с.
4. Викентьев И.В., Шишакowa Л.Н., Степанова Е.А. и др. Особенности минерального состава руд Учалинского месторождения // Металлогения древних и современных океанов – 2008. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. – С. 156–162.
5. Минеральные ресурсы Учалинского ГОКа / И.Б. Серавкин, П.И. Пирожок, В.Н. Скуратов, А.В. Чадченко и др. – Уфа: Баш. кн. изд.-во, 1994. – 328 с.
6. Петровская Н.В., Касьянов А.В. Некоторые черты минералогии и генезис Учалинского месторождения на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. – 1960. – Вып. 37. – С. 56–94.
7. Пирожок П.И., Серавкин И.Б., Чадченко А.В. Геолого-экономическая и горно-техническая характеристика эксплуатируемых и резервных месторождений // Учалинский ГОК на рубеже XXI века. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2000. – С. 32–46.
8. Пирожок П.И. Золотоносность «железной шляпы» Учалинского медно-цинковоколчеданного месторождения (Ю.Урал) // Металлогения древних и современных вулканов – 2006. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. – С. 217–222.
9. Протокол № 4283 Заседания Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых СССР от 20 марта 1964 г. Учалинское месторождение медно-цинковых руд. – М., 1964. – С.117. – Фонды УГОК.
10. Шадлун Т.Н. Теллуризованный из колчеданной руды Учалинского месторождения (Южный Урал) // Записки ВМО. – 1961. – Т. 90, Вып. 31. – С. 294–296.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В. И. Сначёв

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

Рассматриваемая территория ввиду довольно слабой изученности не имеет общепризнанной концепции своего развития. Более того, до сих пор идут споры о границе между Восточно-Уральской мегазоной и Зауральским поднятием. Предложенная нами модель развития Южного Урала в палеозойское время предполагает наличие в восточной его части долгоживущей континентальной рифтовой системы. Рифейско-вендские гранито-гнейсовые образования Восточно-Уральского и Зауральского поднятий выступали в роли допалеозойского фундамента, на котором в ордовике заложилась Восточно-Уральская рифтовая система, прошедшая, как и все подобные структуры, определенные стадии своего развития: сводового поднятия, заложения рифтовой долины, дифференцированных погружений, общего погружения и перестройки структуры.

Рифтовый (палеозойский) период фиксируется заложением в раннем палеозое Восточно-Уральской субмеридиональной континентальной рифтовой системы, являющейся составной частью южноуральской сети рифтов, в состав которой входят также Кракинско-Медногорский, Магнитогорский и Октябрьско-Денисовский. Механизм формирования подобной сети континентальных рифтов, некоторые из которых в дальнейшем перерастают в океаны тех или иных размеров, хорошо разработан на примере Красноморского рифта с позиции мантийного диапира [7, 8].

Специфика рассматриваемой территории заключается в том, что она расположена на северном замыкании континентального рифта. Вулканизм в ее пределах проявился лишь в ордовикское и позднедевонско-раннекаменноугольное время. В силурийский, в ранне- и среднедевонский этапы накапливались либо терригенные, либо карбонатные породы. В то же время южнее, на Увельской площади [4, 6], по крайней мере в силуре формировались вулканогенные отложения, хотя и небольшой мощности. Ордовикские низкохром-никелевые толеитовые базальты здесь также присутствуют в основании рифтогенного комплекса (осейская толща). Все это позволяет предположить раскрытие Восточно-Уральской рифтовой системы с юга на север, расщепление ее жестким мигматитовым Челябинским куполом и затухание в северном направлении. Подтверждением тому является и явно более сильная степень дифференциации вулканитов, развитых в пределах Увельской площади. Механизм веерного расщепления рифтов хорошо изучен на примере Красноморского, развитие которого в северном направлении ограничено гранито-гнейсовой Синайской глыбой [8].

Наибольший всплеск магматической активности в северной части Восточно-Уральского палеорифта произошел в позднедевонско-раннекаменноугольное время, когда сформировался вулcano-плутонический комплекс, в который кроме андезитов, туфов и лавобрекчий среднего состава входят многочисленные субвулканические малые тела преимущественно диоритов, кварцевых диоритов и андезитовых порфириров. Подобные разновозрастные образования, кроме того, установлены в более южных районах западного фланга палеорифта, а также, не менее широко, на восточном фланге.

Известно, что каждая стадия развития палеорифтовой континентальной системы кроме определенного комплекса вулканогенно-осадочных и интрузивных пород характеризуется и набором рудных формаций. С геодинамическими режимами континентального рифтогенеза прослеживается отчетливая связь месторождений флюорита, барита, редких и благородных металлов, редких земель, алмазов и других полезных ископаемых. Известно, что такие элементы, как Zn, Pb и F, весьма чувствительны к давлению и температуре [1] и способны перемещаться в области низких значений этих параметров. Такие условия характерны для флангов континентальных рифтов, что и предопределило металлогеническую специализацию северной части Восточно-Уральской синформы на золото-полиметаллическое оруденение. Высокая перспективность данной территории на обнаружение месторождений полезных ископаемых обусловлена расположением ее в зоне динамического влияния регионального сдвига, пересекающего Восточно-Уральскую палеорифтовую систему, с его активно взаимодействовавшим с земной корой мантийным диапиром [5]. Сформировавшаяся область деструкции значительно повысила проницаемость земной коры для рудоносных трансмагматических растворов.

Практически все более или менее значимые рудные объекты Челябинского рудного района, расположенного в северной части Восточно-Уральской синформы (полиметаллические, медно-порфиоровые, золото-порфиоровые и золото-сульфидно-кварцевые), принадлежат единой рудно-магматической системе, развитие которой завершилось в раннекаменноугольное время. Основу ее металлогении составляют Биргильдинская, Томинская и Мичуринская рудные зоны, которые входят в состав единого Биргильдинско-Томинского золото-медно-полиметаллического рудного узла, протягивающегося в меридиональном направлении на расстояние свыше 40 км при ширине более 20 км. Его формирование происходило одновременно с березняковской свитой (D_3-C_1) и с синхронными ей интрузивными образованиями биргильдинско-томинского комплекса. С малыми телами диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров, являющихся завершающими фазами андезитоидного магматизма, связаны медно-порфиоровые (Биргильдинское, Томинское), золото-порфиоровые (Березняковское) и золото-сульфидно-кварцевые (Шершневское, Романовское,

Южно-Челябинское и др.) месторождения и проявления. Различия заключаются лишь в глубинности их формирования и некоторой пространственной разобщенности. И если золото-порфировые объекты занимают верхнюю часть рудно-магматической системы (субвулканический уровень), то медно-порфировые и золото-сульфидно-кварцевые — среднюю (мезо-гипабиссальный уровень). Поэтому и расположены золото-порфировые месторождения и проявления в южной, наименее эродированной, части Челябинской купольной структуры. Полиметаллическое оруденение (Биксизак), наоборот, приурочено к корневым частям рудно-магматической системы (мезоабиссальный уровень) и контактовой зоне известняков биксизакской толщи с осадочно-вулканогенной. Присутствие сульфидных полиметаллических руд подобного типа предполагается на глубоких горизонтах золото-порфирового месторождения Березняки.

Подавляющее большинство гранитоидных массивов Кочкарского рудного района, расположенного южнее Челябинского, также сформировалось в позднедевонско-раннекаменноугольное время. Сюда входят порфировые интрузии габбро-диорит-плагиогранитной и крупные массивы тоналит-гранодиоритовой формаций, образующих два последовательно сформировавшихся субмеридиональных пояса с различной рудной специализацией. Гранитоиды западного пояса несут золотую (Кочкарское месторождение), медно-порфировую (Зеленый Дол, Урманское, Осейское) и полиметаллическую (Поляновское, Кособродское) минерализацию (пластовский и зеленодольский комплексы), далее на восток имеем золото-редкометальную, золото-порфировую и редкометальную специализацию гранитоидов. Наиболее крупное Кочкарское золото-сульфидно-кварцевое месторождение сформировалось в тектонически проработанных метасоматических гранитоидах пластовского комплекса в протяженной зоне трансформационного сдвига.

Таким образом, в северной части Восточно-Уральской синформы имеем рудную зональность как в меридиональном, так и в широтном направлениях. В совокупности с рудными объектами вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций (полиметаллические массивные сульфидные руды, флюорит) металлогения Восточно-Уральской синформы в целом указывает на связь территории с континентальным рифтогенезом [3, 9]. С учетом небольшой мощности континентальной коры в ее пределах [2] становится понятным формирование в пределах Увельской площади именно гранитоидов повышенной основности (тоналит-гранодиоритовая формация).

В пределах Восточно-Уральского поднятия наиболее крупным является Светлинское полигенное и полихронное месторождение, принадлежащее золото-сульфидной формации. Формирование месторождения продолжалось на протяжении длительного интервала времени, начало которому было положено с момента накопления вмещающей терригенно-осадочной толщи, а завершение — экзогенным преобразованием рудных тел. В дальнейшем в пермский коллизионный этап развития образовались многочисленные интрузии гранитной формации (санарский, кремёнкульский комплексы), вмещающие редкометальное оруденение. Этим этапом магматической деятельности завершился длительный период формирования земной коры Восточно-Уральской мегазоны.

Литература:

1. **Абрамович И.И., Клушин И.Г.** Геодинамика и металлогения складчатых областей. — Л.: Недра, 1987. — 247 с.
2. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / *В.М. Нечехин, Н.Г. Берлянд, В.Н. Пучков, В.В. Соколов.* — Свердловск: УНЦ РАН, 1986. — 106 с.
3. Континентальные рифты / *Под ред. И.Б. Рамберга, Э.Р. Неймана.* — М.: Мир, 1981. — 485 с.
4. **Косарев А.М., Лазаренко Ю.С.** Восточно-Уральский палеовулканический пояс. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. — 40 с.
5. **Кузнецов Н.С.** Прогнозирование рудных полей месторождений на основе тектонофизического анализа гравитационного поля: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. — Екатеринбург: УГГГА, 1994. — 23 с.
6. Магматизм Восточно-Уральской зоны Южного Урала / *В.И. Сначев, Е.П. Шулькин, В.П. Муркин, Н.С. Кузнецов.* — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. — 178 с.
7. **Милановский Е.Е.** Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976. — 280 с.
8. **Разваляев А.В.** Континентальный рифтогенез и его предистория. — М.: Недра, 1988. — 191 с.
9. **Рамберг И., Морган П.** Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27-й межд. геол. конгресс. Тектоника. — М.: Наука, 1984. — С. 78—109.

РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ «СИБИРКА»: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТНЫХ ЭТАПАХ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ

В. В. Холоднов¹, Е. С. Шагалов¹, А. А. Носова²

¹ *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Месторождение «Сибирка» является крупнейшим комплексным редкометальным месторождением Урала с промышленными содержаниями Nb, Ta, Zr, Th, Mo, Be, TR, но отнесено к забалансовым в связи с плохой обогатимостью руд обычными методами. Оно сложено полевошпатовыми, фельдшпатоидно-полевошпатовыми и карбонатитовыми метасоматитами с разнообразной тонкозернистой редкометальной минерализацией. Эти редкометальные метасоматиты развиты по трахиандезито-базальтам и сиенитам небольшой локальной вулканической структуры (по-видимому, кальдеры вулкана) и вмещающим ее осадочным породам бакальской и саткинской свит нижнего рифея. Эта вулканическая постройка с редкометальным месторождением расположена в зоне рифтогенного тектонического нарушения, оперяющего долгоживущий Юрюзано-Зюраткульский глубинный разлом. Последний с запада ограничивает кувашский грабен среднерифейской кувашско-машакской рифтовой структуры, врезаемый в карбонатные толщи (саткинская и другие свиты) нижнерифейского возраста, содержащие крупные месторождения магнезита и сидерита. Данные по составу и структуре месторождения, минералогии и геохимии пород и руд приведены в [2, 3 и др.].

В монографии [2] это месторождение отнесено к раннерифейской рифтогенно-платформенной, щелочно-базальтоидной формации. А.А. Алексеев [1] относил вулканы этого месторождения к среднему венду, а по [3] они соответствуют раннепалеозойской трахибазальтовой формации западного склона Урала. Данное сообщение содержит информацию о первых результатах по комплексному возрастному датированию и изотопно-геохимическому изучению рудовмещающих вулканитов, сиенитов и некоторых типов редкометальных рудоносных метасоматитов месторождения «Сибирка».

Данные U-Pb датирования циркона. В составе обломков, слагающих эруптивную трахиандезит-базальтовую брекчию на месторождении, обнаружены небольшие по размерам ксенолиты амфибол-биотитового гранита. По химическому составу этот гранитный ксенолит близок к гранитам, завершающим становление 1353 ± 16 млн лет [7] кусинско-копанского интрузивного комплекса. Южные габбро-гранитные массивы этого комплекса (Копанский, Маткальский, Рябиновский) расположены в нескольких км восточнее, их размещение также контролируется Юрюзано-Зюраткульским разломом. Близкими возрастными аналогами гранитов кусинско-копанского комплекса являются и некоторые разновидности гранитов-рапакиви Бердяушского массива [4, 6], расположенного от месторождения «Сибирка» в 25 км севернее.

Из одного такого гранитного ксенолита были выделены цирконы. Эти цирконы по морфологии кристаллов и другим особенностям разделены на два типа: 1 тип — это прозрачные розовые кристаллы размером $200-300 \times 40-70$ мкм, 2 тип — непрозрачные и слабо просвечивающие более крупные сиреневато-бурые кристаллы, размером $(300-400 \times 120-160)$ мкм. Католюминесценция обоих типов циркона слабая, она отражает кристаллизационную зональность. U-Pb возраст цирконов из данного гранитного ксенолита определен на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [9]. Результаты анализа свидетельствуют, что конкордантный возраст цирконов 1 типа 1354 ± 7 млн лет. Непрозрачные цирконы второго типа обнаруживают химическую (по содержанию U и Th) и возрастную зональность. В центральной части кристаллов 2 типа содержание U и Th более низкое, оно соответствует содержанию в кристаллах 1 типа (600–900 г/т каждого элемента). В краевых частях непрозрачных кристаллов 2 типа содержание этих элементов возрастает в 3 раза. Возрастная зональность проявляется здесь в уменьшении значений возраста от центра кристаллов к краям. Для таких зональных кристаллов определен дискордантный возраст. Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту

1356±27 млн лет, а нижнее — 616±110 млн лет. Таким образом, на основании полученных данных U-Pb возраст циркона в гранитном ксенолите эруптивного трахиандезито-базальта 1350–1360 млн лет. Это значение соответствует данным по возрасту заключительных этапов среднерифейского гранитного магматизма в зонах рифтогенной деструкции Башкирского мегантиклинория [7].

Данные Sm-Nd возрастного датирования. Всего исследовано 13 проб, из них в различной степени измененные (карбонатизированные и альбитизированные, обогащенные Nb) трахиандезитовые и трахибазальтовые вулканы — 5 проб, сиениты и альбитизированные и карбонатизированные апосиениты, обогащенные Nb, Ta, Zr, Hf, Mo, Zr — 4 пробы, 2 пробы — это эгирин-полевошпатовые метасоматиты (Сиб-1 и Сиб-9), среди них одна с очень высоким содержанием монацита и циркона (Сиб-1) и 2 пробы — ксенолиты гранита. Исследование Sm-Nd изотопной системы месторождения «Сибирка» проведено по валовым пробам различных по составу магматических и метасоматических пород масс-спектрометрическим методом на Neptune Plus в ИГГ УрО РАН (аналитики Н.Г. Солошенко и М.В. Стрелецкая). Получен ряд линейных эрохронных зависимостей. Одну из эрохрон образуют породы сиенитового состава, с наложенными на них гидротермально-метасоматическими изменениями. Возраст по 4 точкам для этих пород — 1395±46 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0,510994 \pm 0,000035$, СКВО=0,94. Другую линейную эрохронную зависимость образуют трахибазальтовые аповулканы и некоторые типы рудоносных метасоматитов месторождения (6 точек), с общим значением возраста 1337±150 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0,51111 \pm 0,00011$, СКВО=39. Выделенные из этой группы в самостоятельную эрохрону трахибазальты (2 точки) соответствуют возрасту 1366±82 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0,511079 \pm 0,00006$. В целом, с учетом погрешностей, возраст рудовмещающих магматических пород (трахибазальтов, трахиандезитов и сиенитов) и исследованных редкометальных метасоматитов месторождения «Сибирка», по данным этого метода возрастного датирования, по-видимому, находится в диапазоне 1366–1337 млн лет. Этот диапазон возрастных значений отвечает началу среднего рифея, как и возраст других рудно-магматических образований (титаномагнетитовые и ильменитовые месторождения в габброидах кусинско-копанского рудоносного комплекса) в зоне Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома Башкирского мегантиклинория.

Изотопно-геохимические данные также свидетельствуют, что трахиандезит-базальтовые вулканы на месторождении имеют самые высокие положительные значения ϵNd (+4...+4,9), приближающиеся к значениям деплетированной мантии. Сиенитовые и апосиенитовые породы отличаются более низкими, но также положительными значениями ϵNd (+1,6...+2,8), а эгирин-полевошпатовые метасоматиты имеют промежуточные значения ϵNd (+3,2...+2,8). Формирование вулканитов и сиенитов, с учетом их геохимических особенностей (высокие концентрации титана, железа, фосфора, высокочargedных РЭ), предполагает смешение магм, отделенных от литосферного и сублитосферного (скорее всего, астеносферного) мантийного источника (диапира или плюма), при явном преобладании вещества последнего при образовании трахиандезит-базальтовых вулканитов. ϵNd значения в ксенолитах гранита (–1,6...+1,1) близки к этому параметру базальтов машакской свиты (+0,6...+0,8), породам Бердяшского массива (–6,5...+2,8) [8] и Кусинского массива (–1,9) [7 и др.], которые, вероятно, испытали более заметную коровую контаминацию.

Заключение. В целом, данные Sm-Nd возрастного датирования, с учетом данных U-Pb датирования циркона в ксенолите гранита, свидетельствуют, что начало формирования (1366–1337 млн лет) этого, по всей вероятности, полихронного редкометального месторождения, как и формирование вмещающей его вулканической структуры, отвечает началу среднего рифея. В дальнейшем, по данным K-Ar, Rb-Sr датирования, появлению цирконов с омоложенными датировками (до 616 млн лет) и др. данными — это месторождение и, в целом, рифтовая структура, его вмещающая, неоднократно испытали тектоно-магматическую активизацию и последующие гидротермально-метасоматические преобразования.

Необходимо также отметить, что сам факт находки ксенолитов гранита с возрастом 1350–1360 млн лет в эруптивных трахиандезито-базальтах месторождения, прорывающих нижнерифейские саткинскую и бакальскую свиты, имеет важное геологическое значение, так как наличие близких по возрасту гранитов на севере в Бердяшском массиве, а на востоке в составе интрузий кусинско-копанского комплекса позволяет поставить вопрос об источнике тепловой энергии

и дополнительном источнике флюидов при формировании месторождений магнезита в Саткинском рудном районе. Эти месторождения, по последним Sm-Nd данным [5], формируются в этом же возрастном диапазоне (около 1400 млн лет). Можно предположить, что на глубине под магнезитовыми месторождениями саткинской свиты могут находиться крупные массивы рифтогенных гранитов и габброидов с возрастом 1390–1350 млн лет. Последние, вместе с многочисленными дайками и силлами габбро-долеритов, своей флюидно-тепловой энергией создавали необходимые предпосылки для миграции рудообразующих высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, с формированием метасоматических рудных залежей магнезита, в соответствии с моделью, развиваемой М.Т. Крупениным.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН проект 12-П-5-2015 и совместного проекта УрО, СО и ДВО РАН №12-С-5-1022.

Литература:

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 136 с.
2. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. — Екатеринбург, 2004. — 336 с.
3. Еськова Е.М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. — М.: Наука, 1976. — 292 с.
4. Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяшского плутона (Южный Урал) в свете новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных // Записки РМО. — 2011. — Ч. СХХХХ, № 2. — С. 59–73.
5. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Особенности Sm-Nd систематики магнезитов Паленихинского месторождения (Саткинское рудное поле, Южный Урал) // Ежегодник ИГГ УрО РАН—2012. — Вып. 160. — Екатеринбург, 2013. — С. 249–254.
6. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Козак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SRIMP-II ограничения // Докл. РАН. — 2007. — Т. 415, № 3. — С. 370–376.
7. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Южном Урале: U-Pb датирование цирконов Медведовского месторождения // Докл. РАН. — 2012. — Т. 446, № 4. — С. 432–437.
8. Belyaev A.M., Larin A.M., Ovchinnikova G.V. et al. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi graniteneplheline syenite Berdiaush massif (S. Urals, Russia) // Symp. IGCP 315, — Belem, Brazil. — Abstr. Vol., 1995. — P. 13.
9. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology. — 1998. — V. 7. — P. 1–35.

О РЕЗУЛЬТАТАХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, ВЫПОЛНЕННЫХ УЧАЛИНСКИМ ФИЛИАЛОМ ОАО «БАШКИРГЕОЛОГИЯ» ЗА ПЕРИОД С 1944 ПО 2013 ГГ.: К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ СОЗДАНИЯ УЧАЛИНСКОЙ ГРП

А. В. Чадченко, В. А. Крылатов, Е. А. Мустакимова, И. Б. Галиуллин

Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы, РБ

В марте 2014 г. исполнилось 70 лет со дня создания Учалинской ГРП (04.03.1944) в Учалинском районе Республики Башкортостан, правопреемником которой является Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология».

За прошедшие семь десятилетий предприятие несколько раз переименовывалось, но задачи оставались прежними — геологическое изучение, поиски, оценка и разведка земных недр Учалинского района и сопредельных территорий с целью выявления новых рудных и нерудных объектов для расширения минерально-сырьевой базы действующих горнодобывающих предприятий.

Несмотря на сложности переходного периода в экономике страны, мирового экономического кризиса, а также уменьшение доли госбюджетных ассигнований на проведение геологоразведочных работ, предприятие «выжило», сохранило свой кадровый и технический потенциал и имеет все возможности для успешной работы в будущем.

За 70-летнюю историю производственной деятельности Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология» (ранее УГРП, УГРЭ, УКГРП, СВГРЭ) реализовано несколько десятков проектов поисковых, оценочных и разведочных работ на территории Учалинского рудного района на металлические (медь, цинк, золото, серебро и др.) и неметаллические (известняки, граниты, яшмы и др.) полезные ископаемые. За прошедший период были выполнены геологоразведочные работы на **Учалинском** медноколчеданном месторождении (1944–1957), **Мансуровском** месторождении гранитов (1960–1972), **Юлдашевском** месторождении известняков (1973–1974), золоторудном месторождении **Муртыкты** (1974–1992), **Западно-Озерном** медно-цинковом месторождении (1980–1990); на **Восточно-Утлыкташской** (2000–2002), **Зириклинской** (2006–2008), **Убалы-Балбукской** (2007–2009), **Курпалинской** (2006–2009) перспективных площадях и других рудных и нерудных объектах.

В результате проведенных работ были открыты **Западно-Озерное** медно-цинковое месторождение при реализации проекта детальных поисков, составленного **В.А. Гавриловым** и **А.В. Калташевым**, рудная зона Промежуточная на золоторудном месторождении **Муртыкты** (первооткрыватели — **Б.Г. Галиуллин**, **М.В. Смирнов**); выявлены десятки рудопроявлений сульфидных руд, коренного и россыпного золота, по которым подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 .

К числу вновь выявленных и переоцененных рудопроявлений и месторождений относятся: Таш-Ярское цинковое, Вознесенское медно-порфировое, золоторудные Вознесенское и Интер, группы Буйдинских, Контрольно-Курпалинских и Карагайлинских золото-сульфидных рудопроявлений и др.

Кроме известных медноколчеданных и золоторудных месторождений на территории Учалинского района оценены и апробированы ФГУП «ЦНИГРИ» прогнозные ресурсы меди, цинка и золота по категориям P_1 и P_2 в количествах: меди — 500 тыс. т, цинка — 750 тыс. т и золота — более 100 т.

И если по золоторудным объектам в результате проведенных ГРП были локализованы и оценены прогнозные ресурсы в количествах, близких к проектным, то по медноколчеданному оруденению таких результатов достигнуто не было. Тем не менее были выделены перспективные участки на медноколчеданное оруденение на Зириклинской, Восточно-Утлыкташской и других площадях, а также в пределах геологических отводов Озерного и Западно-Озерного месторождений на глубинах 500–700 и более метров на рудоносных уровнях Учалинского и Узельгинского рудных узлов.

С началом перехода на рыночный путь развития страны резко сократились ассигнования из бюджета, что привело к увеличению объемов работ по договорам для других районов республики Башкортостан, Челябинской области и республики Татарстан (рис.).

В последние годы значительно возросли объемы геологоразведочных работ за счет средств недропользователей. Так, в 2009–2013 гг. выполнялись геологоразведочные работы по договорам с ОАО «Учалинский ГОК» на Озерном, Западно-Озерном, Ново-Учалинском, Талганском и Молодежном месторождениях в пределах геологических и горных отводов, результаты которых используются при составлении технических проектов на разработку упомянутых рудных объектов.

Особенностями производственной деятельности предприятия на современном этапе являются:

- острая необходимость технического перевооружения с целью повышения конкурентоспособности предприятия на рынке труда по оказанию услуг;
- уменьшение доли госбюджетных ассигнований на проведение геологоразведочных работ;
- отсутствие прогнозной геологической карты М 1:100 000 и апробированных прогнозных ресурсов меди и цинка на территории Учалинского рудного района (кроме Восточно-Ургунской площади), необходимых для подготовки и обоснования предложений по новым перспективным участкам для включения их в перечень ГРП за счет средств госбюджета.

Нерешенной проблемой на сегодняшний день является острая необходимость выполнения тематических и ревизионно-поисковых работ по анализу металлогении Учалинского рудного района с целью его перспективной оценки на колчеданное и золото-полиметаллическое оруденение [1–3]; по переоценке прогнозных ресурсов меди, цинка и золота в Учалинско-Александринской

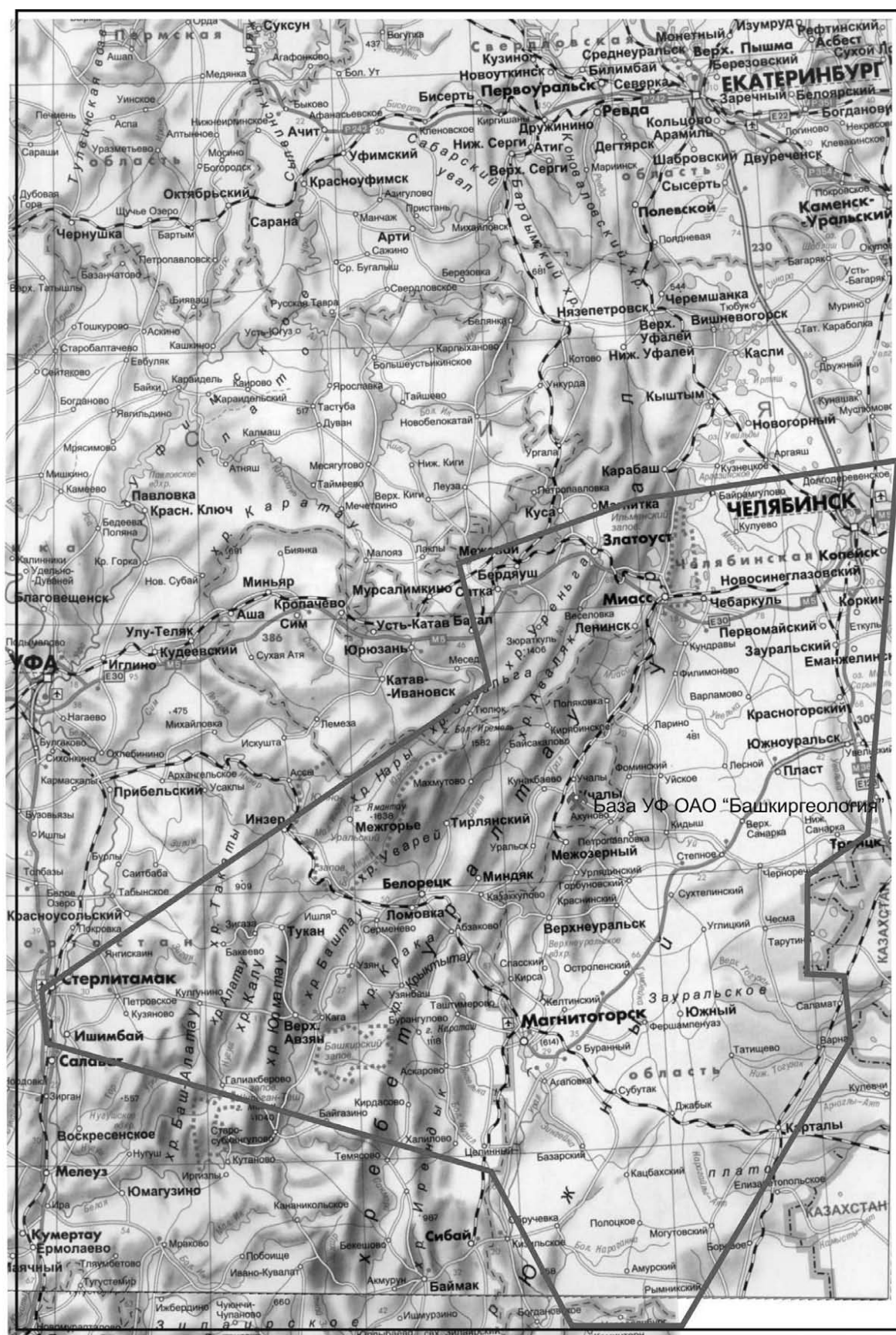


Рис. Территория, на которой выполнялись ГРП Учалинским филиалом (УГРП, УГРЭ, УКГРП, СВГРЭ) ОАО «Башкиргеология» в 1944–2014 гг.

металлогенической зоне [4, 6], по составлению прогнозной карты Учалинско-Александринской рудоносной зоны масштаба 1:100 000 с целью перспективного планирования поисковых и оценочных работ [5].

Выполнение вышеперечисленных работ позволит обобщить геологические, геофизические и геохимические материалы по колчеданоносным и золотоносным (известным и потенциальным) зонам с составлением геологических и палеовулканологических карт и схем с элементами прогноза. Актуальность этой работы обсуждалась, начиная с 2005 г., с сотрудниками Башнедра, ФГУП ЦНИГРИ, ИГ УНЦ РАН, ИМ УрО РАН, ИГЕМ и др.

Таким образом, **основными геологическими задачами на ближайшую перспективу** являются:

- Разработка концепции проведения геологоразведочных работ, направленной на прослеживание и оценку рудоносности выявленных уровней локализации колчеданного оруденения на глубинах ниже 500–700 м.
- Составление прогнозной карты Учалинско-Верхнеуральской рудоносной зоны М 1:100 000.
- Подготовка и обоснование прогнозных ресурсов меди, цинка и золота в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах и их апробирование в отраслевом институте (ФГУП «ЦНИГРИ»).
- Подготовка и обоснование предложений по проведению поисковых и ревизионно-поисковых работ на перспективных площадях для включения их в Перечень объектов ГРП за счет бюджетных средств, в том числе по медноколчеданному, медно-порфировому и золото-сульфидному оруденению.

В настоящее время коллектив УФ ОАО «Башкиргеология» способен вести поисковые и оценочные работы на перспективных площадях как за счет бюджетных ассигнований, так и за счет средств недропользователей. На предприятии работают высококвалифицированные кадры, имеется достаточное количество соответствующего бурового оборудования и вспомогательной техники.

Литература:

1. Галиуллин Б.Г., Гаврилов В.А. Перспективы медноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения Учалинской площади // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. — Уфа: Тау, 2002. — С. 608–618.
2. Крылатов В.А., Галиуллин Б.Г., Баранов Э.Н. Золото-полиметаллическое оруденение — ресурсный потенциал Учалинского рудного района // Материалы VI Межрегиональной научно-практической конференции. — Уфа, 2006, — С. 133–134.
3. Семендяев В.К., Чадченко А.В., Крылатов В.А. и др. О результатах поисковых работ и перспективах медноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения Учалинского рудного района (Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов—2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2010, — С. 311–312.
4. Сурин Т.Н., Баранов Э.Н., Чадченко А.В., Пирожок П.И. О необходимости переоценки прогнозных ресурсов цветных металлов и золота в Учалинско-Александринской рудоносной зоне (Южный Урал) // Материалы IV Уральского металлогенического совещания «Рудные месторождения»: вопросы происхождения и эволюции». — Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. — С. 176–180.
5. Сурин Т.Н., Чадченко А.В. Составление прогнозной карты Учалинского-Александринской рудоносной зоны масштаба 1:100 000 с целью перспективного планирования поисковых и оценочных работ // Материалы Одиннадцатой научной студенческой школы «Металлогения древних и современных океанов—2005». Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах: Рефераты. — Миасс: УрО РАН, 2005, — Т. 2. — С. 163.
6. Чадченко А.В., Пирожок П.И., Сурин Т.Н. Переоценка прогнозных ресурсов меди, цинка и золота в Учалинско-Александринской металлогенической зоне (Южный Урал) — насущная задача времени // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Матер. VI Межрег. науч.-практ. конф, г. Уфа, март 2006 г. — Уфа, 2006. — С. 131–132.

VI. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПРИ МИГРАЦИИ СТОКОВ ХИМИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА

Р. Ф. Абдрахманов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

На Южном Урале глинистые грунты довольно широко используются для устройства противofильтрационных экранов в прудах-накопителях, отстойниках для жидких отходов химической, нефтяной, горной промышленности и сельского хозяйства. Отходы и стоки эти представляют собой хлоридные рассолы с минерализацией (M) от 3–10 до 150–290 г/л. При проектировании этих и им подобных сооружений следует иметь в виду, что степень проницаемости глинистых пород при фильтрации минерализованных растворов значительно выше по сравнению с пресными водами [1, 2, 4].

Фильтрационные свойства глинистых отложений при фильтрации $Cl-Ca$ рассолов, в отличие от пресных вод, увеличиваются в 1,5–2 раза, а $Cl-Na$ — до 5–10 раз. Особенно резко увеличивается проницаемость монтмориллонитовых глин (в 10 раз и более) и, в меньшей степени, каолинитовых. Кроме того, и температура (T) фильтрующейся воды влияет на проницаемость глин. Рост T от 20 до 30 °C увеличивает проницаемость монтмориллонитовых глин в 10, иногда в 100 раз [3]. В целом, в зависимости от состава глинистых минералов, проницаемость глин в интервале T 20–90 °C увеличивается на порядок и больше.

Основной прирост значений проницаемости наблюдается до минерализации раствора 10–30 г/л. Кроме того, проницаемость глинистых пород меняется с течением времени. Это связано с особенностью глинистых минералов разбухать и закупоривать поровое пространство при взаимодействии с пресной водой. При фильтрации же через глинистые породы минерализованных вод это явление развито в значительно меньшей степени. Более того, в результате процессов кристаллизации солей из минерализованных вод нередко происходит рост активной пористости пород, а следовательно, улучшение их фильтрационных свойств.

Миграция минерализованных вод через глинистые породы сопровождается метаморфизацией их вследствие целого ряда физико-химических процессов (растворения, выщелачивания, окисления, поглощения отдельных компонентов и пр.). В связи с фильтрационной анизотропностью пород многие реакции между стоками, подземными водами и породами протекают с изменением объема растворов, значений pH , Eh и других параметров [7].

Изменение структуры и геохимических условий глинистых пород изучено при утилизации стоков Стерлитамакского содово-цементного комбината (ОАО «Башкирская содовая компания») в долине р. Белой. Состав стоков ОАО «Сода» хлоридный натриево-кальциевый, минерализация 170 г/л, pH 8,5. В качестве противofильтрационного здесь принят глинистый экран из местных четвертичных тяжелых суглинков мощностью 0,4 м, плотностью веса скелета грунта 1,55–1,60 г/см³, при влажности 25–30% с коэффициентом пористости <0,8. Ниже экрана залегают четвертичные перигляциальные суглинки и глины мощностью 2–3 м. В процессе эксплуатации шламонакопителя шло обогащение солями глинистого экрана и подстилающих суглинков.

При многолетних сроках эксплуатации (свыше 60 лет) в глинистых породах экрана происходят структурные изменения за счет роста кристаллов солей на поверхности глинистых частиц и в поровом пространстве (рис. 1). А это, в свою очередь, приводит к изменению фильтрационных свойств глинистого экрана (рис. 2). Установлено, что количественное содержание водорастворимых солей в глинистом экране и подстилающих четвертичных грунтах имеет тесную корреляционную связь с коэффициентами пористости. Изменение пористости глинистого экрана и подстилающих суглинков связано с процессами кристаллизации солей.

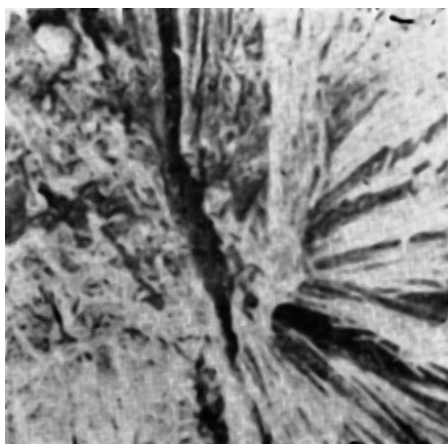


Рис. 1. Структура глинистого экрана после 17-летнего срока эксплуатации прудонакопителя стоков ОАО «Сода» (электронно-микроскопический снимок, увеличение $\times 1000$)

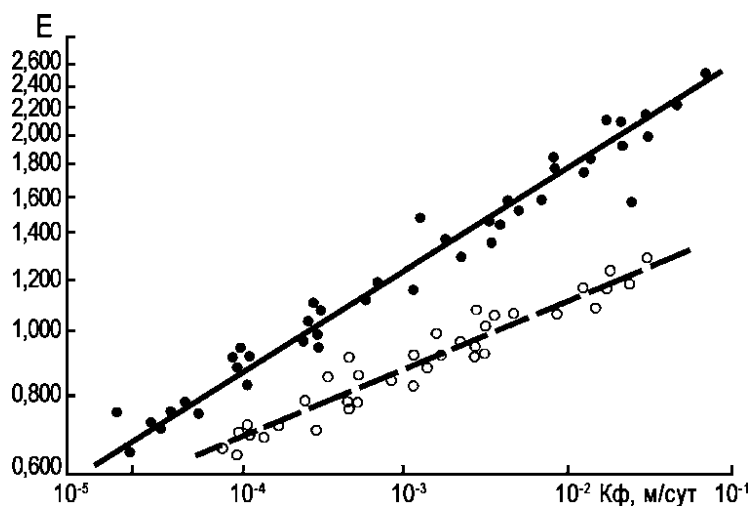


Рис. 2. Зависимость между коэффициентами пористости (E) и фильтрации (K_f) глинистого экрана (черные кружки) и четвертичных грунтов (белые кружки) [6]

Рост кристаллов солей, находящихся в ограниченном поровом пространстве, создает значительное кристаллизационное давление, которое раздвигает минеральную скелетную часть грунта, увеличивая его пористость. В поровом пространстве образуются кристаллы $CaCl_2$ и $NaCl$. С увеличением пористости сильно возрастает проницаемость глинистых пород.

С начала эксплуатации прудов-накопителей ОАО «Сода» коэффициент фильтрации суглинков под глинистым экраном повысился в среднем в 10 раз. Особенно сильно изменилась фильтрационная способность нарушенных грунтов глинистого экрана: за 2-годовой срок эксплуатации коэффициент пористости увеличился в 1,2 раза, коэффициент фильтрации — в 10 раз, за 4-годовой — соответственно в 1,4 и в 130 раз, за 7-летний — в 1,7 раза и в 180 раз, за 17-летний — в 2,1 раза и в 5300 раз.

Расчеты методом моделирования [5] показали, что влияние подземного стока в результате фильтрации сточных вод из «Белых морей» ОАО «Сода» на качество речной воды р. Белой (0,2 г/л) вполне соизмеримо с влиянием поверхностных источников загрязнения (0,13 г/л). Это подтверждает необходимость прогнозирования количества солей, поступающих в р. Белую с грунтовыми водами при разработке мероприятий по защите реки от загрязнения.

Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф. О фильтрационных свойствах глинистых четвертичных отложений Западной Башкирии // Геология и полезные ископаемые Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — С. 80–81.
2. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. — Уфа: Информреклама, 2005. — 344 с.
3. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. — М.: Недра, 1986. — 160 с.
4. Кульчицкий Л.И., Гольдберг В.М. Влияние минерализации воды на фильтрационные свойства песчано-глинистых пород // Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1969. — С. 6–22.

5. Маркина Н.К., Цыгуткин С.Г., Чавырь З.А. Гидрогеологические обоснования защиты р. Белой от загрязнения подземным стоком // Моделирование и контроль качества вод: Сб. науч. тр. — Харьков, 1988. — С. 158–162.
6. Мосьяков Е.Ф., Мерков Ю.Б. Структурные и фильтрационные изменения глинистых грунтов в шламо-накопителях Стерлитамакского содово-цементного комбината // Стратиграфия и корреляция плиоцена и плейстоцена Предуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1976. — С. 79–84.
7. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ионнообменная концепция в генетической гидрогеохимии. — Уфа: Гилем, Башкирская энциклопедия, 2013. — 356 с.

ГЕОЭКОЛОГИЯ БАШКИРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Р. Ф. Абдрахманов¹, Р. М. Ахметов¹, Б. Н. Батанов²

¹ *Институт геологии Башкирского научного центра РАН*

² *Башкирский государственный аграрный университет, г. Уфа*

В соответствии со «Среднесрочной комплексной программой экономического развития Зауралья на 2011–2015 гг.» (Постановление Правительства РБ от 24.02.2011 № 38), включающей Абзелиловский, Баймакский, Бурзянский, Зиянчуринский, Зилаирский, Учалинский, Хайбуллинский муниципальные районы, городской округ город Сибай, предусматривается решение ряда социально-экономических проблем, включающих и геоэкологические:

- развитие технологий комплексной переработки горнорудных отходов с извлечением полезных ископаемых;
- очистку и утилизацию сточных вод;
- решение водохозяйственных проблем и пр.

Исследуемый объект «Зауралье» в геолого-геоморфологическом отношении находится на территории Предуралья (Зиянчуринский муниципальный район), Центрального Урала (Бурзянский, Зилаирский) и Башкирского Зауралья (Учалинский, Абзелиловский, Баймакский, Хайбуллинский). В данной работе рассматривается геоэкологическое состояние в основном Башкирского Зауралья — одного 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 месторождения относятся к числу крупнейших на Урале [1]. По степени экологической напряженности в «Зауралье» выделяются следующие зоны: катастрофическая (восточные части Абзелиловского и Баймакского районов), критическая и напряженная (части Учалинского, Абзелиловского, Баймакского, Хайбуллинского), условно удовлетворительная (Бурзянский, Зилаирский, Зиянчуринский) [5].

В структурно-тектоническом отношении Башкирское Зауралье находится в западной и центральной части Магнитогорского синклинория. Геологический субстрат в регионе сложен в основном вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами силура, девона и карбона, прорванными интрузиями различного состава. Здесь расположен ряд колчеданных месторождений, эксплуатация которых привела к серьезным экологическим проблемам. Отработкой месторождений и переработкой руд занимались и занимаются в настоящее время ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат» (УГОК), ОАО «Башкирский медно-серный комбинат» (БМСК), ЗАО «Бурибайский горно-обогатительный комбинат» (БГОК), Семеновская золото-извлекательная фабрика (СЗИФ) и др.

На всех стадиях производственной деятельности рассматриваемых предприятий образуются отходы:

- твердые отходы — внешние отвалы вскрышных, пустых пород и некондиционных руд, хвосты обогащения руд и неликвидный пиритный концентрат;
- жидкие отходы — карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, фильтрат хвостохранилищ;
- газопылевые выбросы, образующиеся при проведении буровзрывных работ, при дефляции с поверхности отвалов и хвостохранилищ, а также при переработке руд [1].

В настоящее время объем отходов, накопленных предприятиями цветной металлургии превысил 1 млрд т. Твердые отходы являются своеобразными «аккумуляторами» техногенных мигрантов и основными источниками загрязнения природной среды на данной территории. Содержание тяжелых металлов в отходах в большинстве случаев превышает фоновые значения.

Одной из форм миграции токсикантов являются гидрогенные потоки в виде производственных стоков. Окисление рудных минералов в отходах приводит к переводу труднорастворимых сульфидов в хорошо растворимые сульфаты ($2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$), к увеличению концентраций сульфат-иона, трехвалентного железа, а также многих рудных элементов. Все это сопровождается снижением pH этих вод и резким увеличением их окислительно-восстановительного потенциала. Среди элементов в сточных водах горных предприятий экологически наиболее опасны не 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 $\text{Cd}(\text{CH}_3)^+$, $\text{Hg}(\text{CH}_3)^+$, $\text{As}(\text{CH}_3)_3$, токсичность которых на порядок выше, чем у простых катионных форм [3].

Рудничный (карьерный и шахтный) водоприток образуются при дренаже горизонтов, вскрытых горными выработками, и характеризуется высокой минерализацией. Например, карьерные воды Сибайского месторождения характеризуются следующими параметрами (мг/дм³): сухой остаток до 3216, Cu 0,067, Zn 8,68, Cd 0,007, Fe 3,6, Mn 5,94, Cr 0,07, Sr 2,6. Величина pH карьерных вод составляет 5,9. Состав рудничных вод Бурибаевского месторождения сульфатный магниевый-кальциевый с минерализацией (М) 4,7 г/дм³, pH 3–5,2. Максимальное содержание в них (мг/дм³): Fe^{3+} 225, Fe^{2+} 375, Cu 140, Zn 66, Mo 1,1. В общем водосборнике Учалинского месторождения воды имеют pH 4,5, М 7,2 г/дм³, содержание (мг/дм³): Cu 32,5, Zn 212, Fe 62,2, Mn 36,96, Cd 0,6, NH_4^+ 10,4.

Самыми специфичными среди стоков горнорудного комплекса являются подотвальные воды: минерализация их нередко превышает минерализацию рудничных вод. Результаты выполненных в 2005–2009 гг. исследований химического состава фильтрата отвалов УГОК, БМСК и БГОК следующие: М 5,0–420,0 г/дм³, pH до 2,6, Eh до +565,0 мВ. Воды преимущественно сульфатные магниевые, лишь в районе Бурибаевского месторождения хлоридные кальциево-магниевые, в них содержится Cu до 1884,0 мг/дм³, Zn до 9734,0 мг/дм³, Fe до 18560,0 мг/дм³, Mn до 314,0 мг/дм³. В подотвальных водах содержатся также редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы (U, Th). Несмотря на невысокое содержание этих элементов в литосубстрате, процессы техногенеза приводят к их высокой концентрации в сточных водах (мг/дм³): Cd до 31,4, Tl до 0,01, U до 1, Th 0,8, Be до 0,13, Y 0,12–6,3, Ce 0,0004–2,2, La 0,0016–0,94 и пр. Содержание элементов на порядок и более превышает фоновое. Подотвальные воды представляют собой минеральное сырье, в котором по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо с содержанием в рудах, в то же время высокие концентрации металлов определяют высокую токсичность подотвальных вод [3, 4].

Результатом стока жидких отходов из отвалов, хвостохранилищ и др. является повсеместное загрязнение прилегающего к предприятиям и их производственным объектам ландшафтов. Особенно сильное воздействие испытывают поверхностные и подземные воды. В связи с ртутным загрязнением питьевых вод (до 59 ПДК) в пос. Семеновский (СЗИФ) в 1996–2000 гг. были проведены научно-исследовательские работы «Исследование источников загрязнения и степени их воздействия на окружающую среду в местах размещения горнорудных предприятий Баймакского района». В 2012 г. эти исследования были повторены для составления проекта по рекультивации хвостохранилищ на основе Распоряжения Правительства РБ № 789-р от 29 июня 2011 г. «Ликвидация экологического ущерба от хозяйственной деятельности СЗИФ». Наши исследования показали,

что химический состав подземных вод в районе деятельности СЗИФ характеризуется значительными изменениями, вызванными влиянием на них сточных вод предприятия и технологических растворов, примененных на ней. За период наблюдений с 1996 по 2012 гг. максимальная М подземных вод несколько увеличилась (от 7,7 до 9,8 г/дм³). Произошли резкие изменения в химическом составе подземных вод. При фоновом сульфатно-гидрокарбонатном составе с М 0,3 г/дм³ воды стали сульфатными, хлоридно-сульфатными, сульфатно-хлоридными и хлоридными. Воды содового типа метаморфизировались в хлормagneиные и хлоркальциевые воды. В воде резко выросло содержание хлор-иона от 15–22 (фоновое) до 2658 г/дм³, сульфат-иона от 38–64 до 2385–4615 мг/дм³, рН понизился до 5,41. Режимные наблюдения за химическим составом подземных вод показали практически повсеместное превышение нормативов Fe до 322000 ПДК и Mn до 50 ПДК, Pb 5 ПДК, Cd 13 ПДК, Ba 4 ПДК. В двух скважинах установлено ртутное загрязнение: скв. Р.2 до 3,2 ПДК и скв. Р.6 до 2,4 ПДК [2].

В 2012 г. нами было составлено заключение «Эколого-геологическое исследование техногенных объектов серноколчеданного месторождения Куль-Юрт-Тау: минералого-геохимический и гидрогеологический аспекты» и доложено (Р.Ф. Абдрахманов, зав. лабораторией гидрогеологии и геоэкологии ИГ УНЦ РАН) на совместном заседании (24.02.2012) Министерства промышленности и инновационной политики и Министерства природопользования и экологии РБ по вопросам обоснования выбора месторождения Куль-Юрт-Тау в качестве «Пилотного проекта (модельного) восстановления техногенно нарушенных и загрязненных ландшафтов Зауралья с созданием производств на основе переработки отходов горнорудных предприятий и снижения негативного воздействия на поверхностные и подземные водные объекты».

Выполненные нами исследования (2005–2011 гг.) свидетельствуют, что подотвальные подземные воды месторождения Куль-Юрт-Тау имеют М от 13,5 до 107 г/дм³ при рН 1,65–2,75, с содержанием отдельных элементов (мг/дм³): Fe до 10000, Cu 4,5–16,4; Zn 7,6–15,1; Pb 0,03–0,8; Co 1,6–12,4; Ni 0,5–2,4; Mn 11,3–23,6; Sr 0,9–1,6; Mo 0,2–9,2; Cd 0,02–0,08; Be 0,02–0,03; Tl 0,002–0,006; Th 0,08–0,8; U 0,2–0,3. По расчетам, общий объем загрязненного подземного потока, от отвалов до р. Таналык, (1450 м) составляет 413,3 м³/сут. В воде р. Таналык содержание компонентов многократно превышает ПДК (в скобках кратное превышение) для воды рыбохозяйственных водоемов (мг/дм³): Fe до 12,3 (123); Cu до 0,04 (40); Zn — до 0,6 (60); Mn — 0,5 (50); Pb — 0,1 (1); As — 0,07 (1,4); Cd — 0,008 (1,6) [3].

Как видно из приведенных данных, подотвальные воды характеризуют высокие концентрации элементов в отвалах, которые представляют собой вторичные минеральные ресурсы для извлечения ценных компонентов. В связи с этим мы рекомендуем серноколчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау в качестве модельного объекта для решения геоэкологических проблем Зауралья.

В такой сложной геоэкологической ситуации проблему хозяйственно-питьевого, сельскохозяйственного и промышленного водоснабжения в этом регионе можно решить только путем регулирования местного речного стока созданием водоемов. В Зауралье построено 21 водохранилище обычного типа и 7 водохранилищ озерного типа, общий объем воды в них 366,95 млн м³. Кроме этого, необходимо активизировать развитие производства (бутилирования) питьевых вод. Наши предложения по улучшению питьевого водоснабжения в регионе:

- необходимо завершить работы по обследованию территории региона согласно Президентской программе «Питьевые и минеральные воды Республики Башкортостан», результатом которых будет выявление подземных источников (родников) пригодных к использованию для хозяйственно-питьевых целей;
- следует провести инвентаризацию систем водоснабжения сельских населенных пунктов как по техническому состоянию, так и по качеству воды для корректировки Республиканской программы «Социальное развитие села»;
- необходимо создание сети мониторинга подземных вод с оценкой их качественного состояния с выделением участков с повышенной техногенной нагрузкой;
- актуальным остается вопрос о выявлении альтернативных источников водоснабжения региона, необходимо проведение разведочных и поисково-оценочных работ с оценкой качества и запасов подземных вод.

Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. — Уфа: Информреклама, 2005. — 344 с.
2. Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Геохимия пород и подземных вод в зоне влияния Семеновской ЗИФ // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПресс, 2013. — С. 211–221.
3. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2010. — 420 с.
4. Ахметов Р.М., Батанов Б.Н. Подотвальные воды горнорудных предприятий Южного Урала — источник тяжелых металлов // Экватор—2006: Докл. 7-го Междунар. конгресса «Вода: экология и технология». — М., 2006. — Ч. 2. — С. 705–706.
5. Габбасова И.М. Деградация и рекультивация почв Башкортостана. — Уфа: Гилем, 2004. — 284 с.

ГИПОГЕННЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА И ЮЖНОГО УРАЛА

Р. Ф. Абдрахманов¹, В. Г. Попов²

¹ *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: hydro@ufaras.ru*

² *Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск, E-mail: popovvg@novoch.ru*

Природные гидрогеохимические аномалии по происхождению и условиям формирования относятся к двум категориям — гипергенным и гипогенным. Первые образуются в зоне выветривания *in situ* и связаны с процессами конвективного рассеяния вещества инфильтрационными подземными водами. При этом в качестве возмущающего источника вещества выступают скопления солей, рудные залежи и др. Гипогенные гидрогеохимические аномалии, в отличие от гипергенных, появляются в приповерхностной зоне в результате поступления в разной степени глубинных газожидких флюидов из нижних гидрогеодинамических и литогенетических зон.

Восходящая разгрузка глубинных растворов обеспечивается высокими давлениями и напорами вод, создаваемыми гидростатическими и геостатическими силами в бассейнах инфильтрационного и элизионного типов с пластовыми скоплениями поровых и трещинно-поровых вод. В складчато-надвиговых структурах орогенных областей значимым фактором формирования избыточных напоров трещинно-жильных вод может быть боковое (одностороннее) давление (стресс), возникающее в результате интенсивных тектонических дислокаций. Вне зависимости от энергетической природы напоров путями восходящей миграции глубинных газожидких флюидов служат зоны повышенной проницаемости пород, связанные с дизъюнктивными нарушениями и гидрогеологическими «окнами» литолого-фациального происхождения.

Для генетической диагностики приповерхностных гидрогеохимических аномалий и их идентификации с глубинным источником поступления вещества используются различные физико-химические параметры подземных вод: минерализация (М), макро- и микрокомпоненты, газы, изотопы разных элементов, рН, Eh, температура (Т) и др. Среди них в Уральском регионе, как установлено, наиболее информативны гелиевый (He) и Т критерии, применяемые в общем комплексе геохимических исследований.

Роль Т-фактора, как индикатора глубинных процессов, особых комментариев не требует: в условиях стационарного теплового поля геотермозоны появление в гелиотермозоне источников с Т выше Т нейтрального слоя однозначно указывает на разгрузку термальных в разной степени глубинных вод. Глубина формирования глубинных струй (Н), питающих термальные источники, определяется по формуле: $H = (T_{\text{ист}} - T_{\text{нс}}) / \Gamma + H_{\text{нс}}$, где $T_{\text{ист}}$ — Т воды источника; $H_{\text{нс}}$ и $T_{\text{нс}}$ — глубина и Т нейтрального слоя; Γ — геотермический градиент, °С/100 м. В наших расчетах $H_{\text{нс}}$ принимается

равной 25 м. Величины T_{nc} и Γ для различных структур региона составляют соответственно 2–5 °C и 1,0–1,6 °C/100 м [3, 6]. Приведенная формула не учитывает снижения T разгружающихся с глубины вод по мере продвижения их к поверхности, поэтому действительная глубина всегда будет несколько выше расчетной. Величина расхождения между ними зависит от структуры трещинного пространства, динамики потока и других факторов.

Что касается He-исследований, они являются одним из новых методов в геологии и гидрогеологии [5]. Использование радиогенного (корового) изотопа ^4He в качестве индикатора гидрогеодинамических процессов обусловлено его инертностью, низкими адсорбционными свойствами, конвективно-фильтрационной формой миграции, высокими градиентами в гидrolитосфере, а также наличием прецизионной техники («ИНГЕМ»), позволяющей исследовать слабые He-поля ($n \cdot 10^{-5}$ мл He/л), равновесные атмосферному. Структура приповерхностного поля растворенного в подземных водах He в первую очередь отражает гидрогеодинамические и геотектонические особенности земной коры. Анализ ее дает возможность получить объективную информацию о глубине и масштабах вертикального массопереноса, оценить долю глубинного источника поступления вещества в зону гипергенеза, выявить проницаемые зоны разломов.

Связь аномальных концентраций растворенного He с дислокациями земной коры доказана на региональном материале и является общепризнанной. Предуралье и Урал в этом отношении не являются исключением, хотя и обладают геотектонической и гидрогеологической спецификой, контролирующей распределение в подземных водах He и других физико-химических аномалий. Гипогенные аномалии здесь представлены естественными источниками, которые в соответствии с классификацией минеральных вод региона [2] принадлежат к трем группам: 1) радоновой, 2) сульфидной и 3) без «специфических» компонентов.

К группе радоновых вод относятся: 1 — *Березовский источник* (Rn 182 нСи/л) в Печорско-Воркутинской впадине, 4 — *Куткантауские* (Rn 6,3 нСи/л) и 5 — *Кургазак* (Rn 13,8–23,3 нСи/л) в Юрюзано-Сылвенской, 6 — *Тереклинские*, 7 — *Аскынские*, 8 — *Таш-Астинский* (Rn до 25 нСи/л) и 9 — *Красноусольский* (Rn 14–25 нСи/л) источники в Бельской впадине (рис.). Это мощные (до 50–100 л/с и более) восходящие струи минеральных вод из трещин в каменноугольных и нижнепермских карбонатных породах. Они связаны с надвигами, трассирующимися вдоль границы Урала с Предуральским прогибом и в самом прогибе. По составу воды $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и Cl-Na с M от 0,5–1,0 до 7,6–13,5 г/л, низкими концентрациями Br^- и I^- . Среди газов преобладает N_2 , содержание O_2 — 1–2 мг/л, CO_2 — 20–30 мг/л, редко присутствует H_2S — 0,1–8,0 мг/л. Термогеохимическая среда вод: T 7,5–21,0 °C, pH 6,9–7,1, Eh +10...+265 мВ (в присутствии H_2S снижается до –235 мВ). Концентрации He изменяются от слабоаномальных — $(2,6\text{--}3,1) \cdot 10^{-4}$ мл/л до ураганных — $(1,1\text{--}4,1) \cdot 10^{-3}$ мл/л, что на 1–2 порядка выше фоновых значений — $(5\text{--}7) \cdot 10^{-5}$ мл/л. С учетом этих данных и динамики потока глубина разгрузки вод, питающих источники, изменяется от 200–400 до 800–1000 м ниже врезов гидрографической сети.

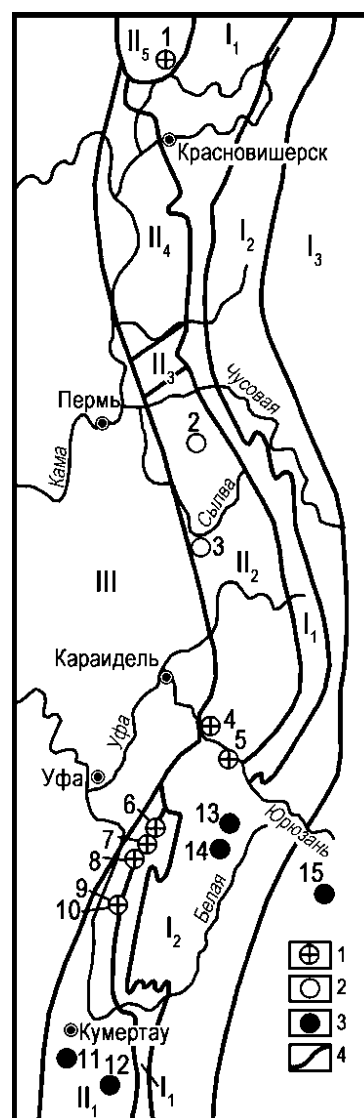
По происхождению минеральные источники инфильтрогенные. Они образовались при смешении Cl-Na соленых вод каменноугольных пород с пресными $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ водами зоны свободного водообмена. Седиментогенная составляющая предположительно присутствует только в Красноусольском радоновом источнике, в солевом составе которого в небольшом количестве (до 7%) имеется специфическая соль CaCl_2 .

Сульфидные (сероводородные) гидрогеохимические аномалии представлены: 2 — *Верхнекултымским* (H_2S 10 мг/л), 3 — *Ключинскими* (H_2S 150 мг/л) источниками в Юрюзано-Сылвенской депрессии и 10 — *Красноусольскими источниками* (H_2S 10–80 мг/л) в Бельской впадине (см. рис.). Аномальные явления связаны с надвиговыми дислокациями в палеозойских отложениях. По составу воды Cl-Na с M 3,1–59,1 г/л. O_2 среди $\text{N}_2\text{-H}_2\text{S}$ газов отсутствует. Величина Eh всегда находится в области резко отрицательных значений (–170...–340 мВ); pH 6,9–7,3; T 8,0–12,4 °C. Воды отличаются высокими концентрациями He, достигающими $(0,9\text{--}2,9) \cdot 10^{-2}$ мл/л.

Отсутствие в солевом составе MgCl_2 и CaCl_2 вместе с высокими значениями генетических коэффициентов $g\text{Na}/g\text{Cl}$ (1,0) и Cl/Br (>1000) указывает на инфильтрационную природу сульфидных вод, химический состав которых обусловлен выщелачиванием солевого комплекса пород. H_2S образуется биохимическим путем в гипсоносных каменноугольных известняках на глубинах 500–800 м,

Рис. Схема расположения гипогенных гидрогеохимических аномалий в геологических структурах Предуральского прогиба и Южного Урала

Условные обозначения: 1–3 — геохимические типы аномалий: 1 — радоновые (1 — Березовская, 4 — Куткантауская, 5 — Кургазак, 6 — Тереклинская, 7 — Аскынская, 8 — Таш-Астинская, 9 — Красноусольская), 2 — сульфидные (2 — Верхнекултымская, 3 — Ключинская, 10 — Красноусольская), 3 — без «специфических» компонентов (11 — Яманбулякская, 12 — Якутовская, 13 — Катав-Ивановская, 14 — Ассинская, 15 — Мулдаккульская); 4 — границы геологических структур: I — горноскладчатый Урал (I₁ — Западно-Уральская внешняя зона складчатости, I₂ — Центрально-Уральское поднятие, I₃ — Тагило-Магнитогорский прогиб); II — Предуральский прогиб с впадинами (II₁ — Бельской, II₂ — Юрюзано-Сылвенской, II₄ — Соликамской, II₅ — Печорско-Воркутинской) и II₃ — Косьюинско-Чусовской седловиной; III — Волго-Уральская антеклиза



откуда и происходит внедрение Cl-Na соленых вод и слабых рассолов в верхнюю часть гидрогеохимического разреза с HCO_3 -Mg-Ca водами.

Гидрогеохимические аномалии без «специфических» компонентов зафиксированы в южной части Бельской депрессии. Это — *Яманбулякская* (11) и *Якутовские* (12) минеральные источники, которые также тяготеют к проницаемым зонам надвигов, осложняющих верхнепермские комплексы. Термогеохимическими особенностями их являются: повышенная T (7,3–9,5°C), азотный Cl-Na состав при величине M 3,9–13,0 г/л, переходные окислительно-восстановительные условия ($Eh +50...+80$ мВ), наличие O_2 (1,5–2,0) мг/л, слабоокислая среда (pH 6,7), повышенные концентрации He — (6,0–6,1)·10⁻⁴ мл/л. В солевом составе вод, помимо доминирующего NaCl (47–84%), присутствует NaHCO_3 (10–20%). Именно Cl-Na воды кунгурского яруса, разгружающиеся с глубины 200–300 м из соленосных кунгурских отложений, и содовые воды верхнепермских пород явились исходными для Якутовских и Яманбулякских солянощелочных минеральных вод.

В горноскладчатой области Южного Урала известны три гидрогеохимические аномалии без «специфических» компонентов, две из которых (13 — *Катав-Ивановская* и 14 — *Ассинская*) находятся в Инзерском синклинии Центрально-Уральского поднятия, а одна (15 — *Мулдаккульская*) — в Кизильской синформе Тагило-Магнитогорского прогиба (см. рис.).

Гипогенные аномалии Инзерского синклиния связаны с метаосадочными терригенно-карбонатными образованиями рифея. Термогеохимическая среда их характеризуется следующими показателями: M 16,8–20,5 г/л, T 15,0–15,3°C, pH 6,7–7,0, $Eh +20...+40$ мВ. Минеральные источники имеют геохимический тип морской воды (NaCl 74,6–76,5%, MgCl_2 6,5–8,0%) и близкую к ней величину отношения gNa/gCl (0,89–0,91). Среди газов атмосферно-биохимического происхождения преобладает N_2 с примесью O_2 (0,9–2,8 мг/л), CO_2 (10–20 мг/л), иногда H_2S (0,5–1,7 мг/л). Содержание микрокомпонентов (мг/л): Br^- 4,5–8,5; H_3BO_3 4,4–10,1; F^- 0,1–0,3.

Формирование гидрогеохимических аномалий связано с процессами смешения инфильтрованных вод зоны гипергенеза с талассогенными рассолами, выдавливаемыми по разлому под действием гидростатических сил и геостатического давления из терригенных пород зильмердакской свиты рифея, выполняющей наиболее погруженные части синклиния. Глубина формирования питающих источники струй, определенная с использованием геотермических данных, составляет 950–1000 м [4].

Мулдаккульская гидрогеохимическая аномалия представлена одноименным озером с водой SO_4 -Cl-Mg-Na состава, M 14–25 г/л. В питании озера кроме атмосферных осадков, речных и ин-

фильтрационных подземных вод принимают участие также и глубинные седиментогенные воды, подтверждением чего служит повышенная концентрация He ($1,84 \cdot 10^{-4}$ мл/л) в придонном слое озерной воды на глубине 3,4 м.

В озерной котловине разведочными скважинами на глубине 80–100 м и более в песчаниках янгельской свиты (C_3-P_1) обнаружены азотные Cl-Ca-Na и SO_4 -Cl-Mg-Na-Ca воды с М до 37,2 г/л, содержанием $CaCl_2$ до 30–50%, Br^- до 34 и I^- до 2 мг/л. Коэффициент метаморфизации rNa/rCl составляет 0,7–0,5, что ниже, чем для нормальной морской воды (rNa/rCl 0,87). Воды отличаются очень высокими концентрациями He (до $3 \cdot 10^{-2}$ мл/л). Изотопный состав H и O воды ($\delta D\text{‰}$ –101...–78, $\delta^{18}O\text{‰}$ –11...–13) указывает на ее смешанное инфильтрационно-седиментогенное происхождение [1].

Аномальные воды образуют гидрогеохимический купол, приуроченный к зоне разлома, по которому происходит восходящая разгрузка седиментогенных рассолов Cl-Ca типа с глубины 1000 м и, возможно, более из нижнекаменноугольных отложений. По мере удаления от разлома концентрация He резко снижается до фоновых значений.

Выполненные исследования позволяют констатировать, что, несмотря на принципиальные различия гидрогеологических условий Предуральяского прогиба и Южного Урала, они обладают сходством геохимического облика гипогенных аномалий. Общая черта их состоит в том, что в условиях нормальной физико-химической зональности этих регионов наблюдаются тесные корреляционные связи He с T и отдельными компонентами подземных вод — Cl^- , Br^- , I^- , Na^+ , Ca^{2+} , H_2S , CH_4 , Rn и др., а также компонентов между собой. Это обусловлено линейным законом смещения глубинных минерализованных вод с пресными водами зоны гипергенеза. Гидратированные вещества имеют различную природу, но в ходе восходящей конвективной миграции He становятся его элементами-спутниками и вместе с ним в растворенном состоянии выносятся из различных глубинных зон земной коры в зону гипергенеза.

На этом этапе глубинной миграции судьба всех растворенных веществ определяется их нахождением в едином флюиде-носителе — подземных водах. При разгрузке их на поверхность геохимическая ситуация претерпевает коренные изменения. В результате процесса бифуркации растворенного вещества одни компоненты (Cl^- , I^- , Br^- , Ca^{2+} , Na^+ , N_2 и др.) остаются в растворе, другие выводятся из него в виде твердой или газовой фаз. Так, He диссипирует в космическое пространство; радон, являющийся короткоживущей эманацией радия ($^{226}Ra = ^{222}Rn + ^4He$), удаляется из раствора путем дегазации и распада на другие изотопы; H_2S окисляется до серы и сульфат-иона, что вызывает расходование O_2 и сдвиг Eh в область положительных значений. Катиогенные элементы вод, прежде всего Na^+ и Ca^{2+} , могут вступать с терригенными породами в обменно-адсорбционные взаимодействия, вызывающие поглощение и воспроизводство растворенного вещества, а также изменение кислотно-щелочного состояния вод.

Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимические особенности и формирование Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале // Отеч. геология. — 2012. — № 1. — С. 70–78.
2. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. — Уфа: Гилем, 1999. — 208 с.
3. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. — М.: Наука, 2005. — 189 с.
4. Попов В.Г. Абдрахманов Р.Ф. Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отеч. геология. — 1999. — № 5. — С. 63–66.
5. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. — М.: Наука, 1990. — 168 с.
6. Сальников В.Е., Попов В.Г. Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1982. — № 3. — С. 128–135.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭНЕРГОСБЕРЕГАЮЩИХ И ЭКОЛОГИЧНЫХ МЕТОДОВ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ ПЛАСТОВ: ОПЫТ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В. Е. Андреев¹, Г. С. Дубинский¹, Ю. А. Котенев²,
Р. Р. Хузин³, А. Ш. Мияссаров³, Н. И. Хузин³

¹ ГАНУ ИНТНМ РБ, г. Уфа

² УГНТУ, г. Уфа

³ ООО «Благодаров-Ойл», Республика Татарстан, г. Альметьевск

Увеличение количества экологических проблем в настоящее время связано с усилившейся антропогенной и техногенной нагрузкой на окружающую среду. Перспективы решения такого рода проблем в нефтегазодобывающей отрасли специалисты связывают с внедрением экологически безопасных и ресурсосберегающих технологических процессов и реагентов. Соответственно, необходимо изучение возможности применения технологий и реагентов с уменьшенным негативным воздействием на окружающую среду или полностью исключаящих такое воздействие. Следовательно, есть необходимость в качественной и количественной оценке воздействия на окружающую среду и количественной оценке эффективности планируемой к применению технологии воздействия на продуктивные пласты с целью выполнения проектных показателей разработки и увеличения нефтеотдачи.

На территории Волго-Уральского НГБ сосредоточена значительная часть месторождений высоковязкой нефти (ВВН) России, здесь локализовано примерно 500 залежей ВВН, которые являются частью почти 300 месторождений. Волго-Камская нефтегазоносная область является более крупной из двух в Волго-Уральском НГБ, а месторождения ВВН располагаются на территории республик: Башкортостан, Татарстан, Удмуртия, областей: Оренбургской, Пермской, Пензенской, Самарской, Саратовской. Более 90% залежей ВВН Волго-Уральского НГБ находятся в Волго-Камской нефтегазоносной области, причем нефть 76,6% залежей имеет вязкость 30–100 мПа·с, а вязкость нефти 23,4% залежей — 100–500 мПа·с [1].

Запасы ВВН, сосредоточенные как в низкопроницаемых зонах неоднородного коллектора, так и в высокопроницаемых зонах, относят к категории трудноизвлекаемых (ТРИЗ), зачастую их разработка дополнительно осложнена невысоким (45–65%) насыщением коллектора углеводородами, значительным снижением температуры пласта за счет интенсивного заводнения высокопроницаемых областей коллектора холодной водой и рядом других геолого-физических факторов. К настоящему времени в России и других нефтедобывающих странах разработано большое количество технологий увеличения степени вытеснения нефти, которые, в общем, позволяют достигать повышения эффективности процесса нефтеизвлечения. Но для каждого месторождения необходим индивидуальный подход.

Крупные нефтяные компании в основном не занимаются эксплуатацией залежей с ТРИЗ, в особенности небольшими месторождениями. Малые нефтяные компании (МНК) осваивают залежи, содержащие ТРИЗ. В основном небольшие залежи ВВН были открыты более 20–30 лет назад, но не были введены в разработку, так как общепринятыми (стандартными) методами разработки это было экономически нерентабельно, и даже разорительно для компаний и государства.

Для решения проблемы эффективного освоения ТРИЗ надо разработать и внедрить не просто новые методы увеличения нефтеотдачи (МУН) и реагенты, а следует использовать такую систему разработки и такой комплекс МУН, которые обеспечат необходимую экономическую рентабельность, уменьшат экологическую нагрузку на окружающую среду. Такие апробированные технологии позже могли бы быть использованы многими другими нефтедобывающими компаниями на аналогичных объектах. Основные принципы экологически безопасных технологий увеличения нефтеотдачи, повышения эффективности добычи нефти и уменьшения объемов попутно добываемой воды представлены на схеме (рис.).



Рис. Принципы экологически безопасной утилизации промышленных отходов при применении технологий МУН и ОВП

Имеются значительные объемы избыточного активного ила — отходов очистных сооружений нефтеперерабатывающих, нефтехимических производств, есть отходы и в пищевой промышленности. Такие производства расположены и на территории Башкортостана, и в других регионах России. Существует проблема безопасной утилизации этих отходов, для безопасной утилизации отходов возможно эффективное применение микробиологических методов увеличения нефтеотдачи (ММУН) (рис.).

Например, для комплексного воздействия на продуктивный пласт с целью ограничения водопритоков и увеличения охвата продуктивных пластов фильтрацией можно применять микробиологическое воздействие. Рекомендуются обработать нагнетательные скважины избыточным активным илом с полимером (биореагент «ИАИП-1») [2]. Такое воздействие обеспечивает заблокирование высокопроницаемых промытых каналов и направление токов закачиваемой воды в низкопроницаемые зоны пласта, не охваченные фильтрацией, одновременно увеличивается коэффициент вытеснения и, в результате, КИН. Воздействие реагентом «ИАИП-1» было осуществлено на скважинах фонда НГДУ «Азнакаевскнефть» — 96 скважино-операций дали дополнительную добычу 67,2 тыс. т нефти, по НГДУ «Елховнефть» — 29 скважино-операций дали дополнительную добычу 12,8 тыс. т нефти, по НГДУ «Бавлынефть» — 4 скважино-операции дали дополнительную добычу 4,5 тыс. т нефти, по НГДУ «Джалильнефть» — 5 скважино-операций дали дополнительную добычу 2,5 тыс. т нефти, по НГДУ «Ишимбайнефть» — 70 скважино-операций дали дополнительную добычу 85 тыс. т нефти. Очень важно, что основная составная часть биореагента — активный ил является отходом биологических очистных сооружений. Таким образом, получается двойной эффект: уменьшается нагрузка на окружающую среду путем безопасной утилизации отходов, содержащих микроорганизмы, использование биореагента позволяет увеличить коэффициент извлечения нефти (КИН) из продуктивных пластов, сократить добычу попутной воды, что в свою очередь увеличивает энергоэффективность добычи нефти и берегает ресурсы. Эти аспекты очень важны для МНК. Так, например, Некрасовское нефтяное месторождение разрабатывает МНК, для которой важны все аспекты (экологический, экономический, технологический) применения микробиологического воздействия (МБВ) на пласт с целью увеличения нефтеотдачи. Разрабатывается в основном залежь нефти в башкирском ярусе. Фонд скважин месторождения малodeбитный, нефть высоковязкая (211 мПа·с), обводненность продукции более 17% скважин высокая. Был проведен прогнозный расчет технологической эффективности МБВ на двух участках Некрасовского месторождения с применением характеристик вытеснения [3]. Прогнозный технологический эффект по одному очагу воздействия составил 692 т дополнительной добычи нефти за год по второму — 984 т. Такой ожидаемый технологический эффект при применении экологически чистой технологии МБВ показывает

перспективу применения этого метода на Некрасовском месторождении и других подобных месторождениях.

Например, на Солдатском поднятии Кереметьевского месторождения ведется разработка только залежи высоковязкой нефти в бобриковских отложениях. Залежь разрабатывается с 2007 г. Два года залежь разрабатывали на естественном упруговодонапорном режиме. Средняя пластовая температура составляла $+23,9 \div +24^\circ\text{C}$. В 2010 г. обводненность продукции достигла 53% при проектных 13,8%. Соотношение подвижностей нефти и воды для бобриковской залежи Солдатского поднятия $\mu_0 > 200$ поэтому вытеснение происходит неравномерно: произошел прорыв воды на ранней стадии разработки. Лабораторные и промысловые исследования показывают целесообразность уменьшения μ_0 . Это можно осуществить уменьшением вязкости нефти, или загущением вытесняющего агента, или применением комплексного метода, включающего два первых способа. Также известно, что при длительной закачке холодной воды будет происходить охлаждение пласта, что вызовет резкий рост вязкости нефти и уменьшение КИН. Даже простое сохранение начальной пластовой температуры дает значительный положительный эффект.

Попутный газ ранее сжигался на факеле из-за отсутствия соответствующей инфраструктуры для его утилизации. В процессе подготовки нефти и ее обезвоживания проводится нагрев, для этих целей было принято решение использовать в качестве топлива попутный газ. Объем попутно добываемой воды стал значительным, что требовало мер по безопасной утилизации сточных вод после подготовки нефти. Сточная вода на выходе с УПН имеет температуру $+45 \div +62^\circ\text{C}$. Таким образом, возникла ситуация при которой логично было использовать горячую воду для закачки в продуктивный пласт с целью увеличения коэффициента извлечения нефти (КИН). При этом решалась задача: сохранения температуры и некоторого нагрева пласта, сокращения опасности дальнейшего прорыва воды к добывающим скважинам и в конечном итоге — увеличения нефтеотдачи пласта, утилизации сточной воды, рационального использования тепловой энергии и иных ресурсов, уменьшения выбросов тепла в окружающую среду. Математическое моделирование показало, что организация термозаводнения одновременно с началом поддержания пластового давления (ППД) позволила увеличить КИН на 5,5% по сравнению с «холодным» ППД.

В целом приведенные технологии увеличения КИН и ограничения водопритока можно оценивать как экологичные и энергоресурсосберегающие и рассматривать их как альтернативные варианты разработки месторождений ВВН.

Литература:

1. Халимов Э.М., Климушин И.М., Фердман Л.И. Геология месторождений высоковязких нефтей СССР: Справочное пособие. — М.: Недра, 1987. — 174 с.
2. Биогeотехнологические методы увеличения нефтеотдачи пластов: Учеб.пособие / В.Е. Андреев, Ю.А. Котенев, Л.Н. Загидуллина, Ш.Х. Султанов, В.Г. Шербинин, М.Ш. Каримов, П.М. Зобов. — Уфа: Изд-во УГНТУ, 2000. — 137 с.
3. Методическое руководство по оценке технологической эффективности применения методов увеличения нефтеотдачи пластов / ВНИИнефть. — М., 1993. — 87 с.

РТУТЬ В ГЕОТЕХНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Р. М. Ахметов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Ртутное загрязнение природной среды является весьма актуальной проблемой на сегодняшний день. Согласно Докладу «Оценка поступлений ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации», подготовленному в 2005 г. для Совета стран Арктики по проблемам предотвращения загрязнения Арктики (АСАР), на территории России хранится 1,1 млн т ртутьсодержащих отходов. 58% всей массы отходов характеризуется содержанием ртути в 10–30 мг/кг, около 12% — содержат ртуть от 100 до 5000 мг/кг, и 30% содержат ртуть более 5000 мг/кг. Количество ртути в грунтах и отвалах промышленных предприятий оценивается в 3000 т, в отвалах, хвостах обогащения, шламонакопителях золотодобывающей промышленности накоплено до 6000 т ртути, что представляет реальную угрозу национальной безопасности России. По опубликованным данным, ежегодно из мест хранения отходов промышленных предприятий в почвогрунты поступает до 50 т, а в воздух — до 3,5 т ртути [2].

Гипергенная геохимия ртути, ранее почти не изученная, в середине XX в. стала интенсивно изучаться в связи с резко обострившимися экологическими проблемами, в особенности вследствие той грозной опасности, которую представляют собой хорошо растворимые в воде соединения метилртути $\text{Hg}(\text{CH}_3)^+$. Легкая испаряемость ртути ведет к тому, что элемент, поступающий на поверхность Земли из природных или антропогенных источников, в значительной мере уходит в атмосферный воздух. Фоновое содержание Hg в атмосферном воздухе Северного полушария составляет около 3 нг/м³ (над Европой и Сев. Америкой) и около 2 нг/м³ — над Атлантикой. 90% атмосферной ртути представлено парами Hg, а остальное, по-видимому, Hg(II) и метилртутью. Фоновое содержание метилртути в атмосфере колеблется в диапазоне трех порядков — от 0,005 до 1,3 нг/м³ [7]. Поставка ртути в окружающую среду в результате ртутного дыхания Земли (природная эмиссия) составляет около 3000 т в год. Поставка ртути в атмосферу, обусловленная промышленной деятельностью человека (техногенная эмиссия), оценивается в 3600–4500 т в год. В природных условиях ртуть обычно мигрирует в трех наиболее распространенных состояниях — Hg (элементарная ртуть), Hg(II) (ион двухвалентной ртути), $\text{Hg}(\text{CH}_3)^+$ (ион метилртути). Химические соединения Hg(II) встречаются в природе значительно чаще, нежели Hg(I) [4].

Как было отмечено выше, одним из главных источников эмиссии ртути в природную среду является горнорудное производство — добыча и переработка рудного сырья. Наиболее высокие содержания данного элемента характерны для гидротермального процесса, что связано с халькофильными свойствами ртути. В этом отношении она проявляет близость с другими халькофильными элементами, вместе с которыми и концентрируется в гидротермальных месторождениях. Содержания ртути растут от гипотермальных условий к эпитемальным. Известен широкий комплекс месторождений, в рудах которых ртуть представлена в собственно минеральной форме (например, медно-серебряные месторождения), входит в состав сложных минералов (тип платиноидных месторождений) или же находится в рассеянном состоянии (медно-колчеданные, медно-никелевые, серно-колчеданные, полиметаллические месторождения и др.). Основными концентраторами минералов ртути на Южном Урале являются блеклые руды, сфалерит, галенит, в меньшей степени — халькопирит и пирит, куда минералы ртути входят в виде примесей. Присутствующие минералы ртути — колорадоит (HgTe), блеклая руда — шватцит ($(\text{Hg,Cu})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) и, редко, киноварь HgS). Содержания ртути в рудах месторождений различны, но часто достигают существенных величин, например (г/т): Узельгинское — 800, Учалинское — 560, Новоучалинское — 88, Сибайское — 23, Гайское — 27. В породах зоны окисления медноколчеданных месторождений также повышены содержания ртути. Например, в зоне окисления медноколчеданных месторождений Бакр-Узяк и Сибай повышены содержания ртути, которая, по исследованиям А.П. Вагановой и др. [1947 г.], содержится в виде метациннабарита и амальгамы золота (табл. 1): минеральная фаза, по составу

близкая к эталону ASTM Au_{0,81}Hg_{0,19}. В зоне окисления руд Сибайского месторождения содержание ртути достигало 2,5%, а в среднем 0,8%. Для россыпей также характерно содержание ртутьсодержащих минералов. По данным ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» [2002 г.], на россыпи Тарлау (правый приток р. Урал, Учалинский район РБ) установлено присутствие киновари в тяжелой фракции шлихов, эфельные отвалы золотоносной россыпи Малый Каран содержат до 0,1% киновари. Для россыпей также характерна техногенная ртуть; рентгенографическое исследование самородного россыпного золота, покрытого пленкой техногенной амальгамы, выявило присутствие минеральных фаз, сходных с эталонами ASTM Au₆Hg₅ и Au₅Hg₈. Поверхность частиц самородного золота, извлеченного из отходов отработки россыпей, участками или целиком покрыта техногенной амальгамой золота [6].

Таблица 1

**Результаты рентгенографического исследования амальгамы золота
из бурых железняков месторождения Бакр-Узяк [1]**

№№ п/п	Исследованный образец	Эталон ASTM			
		Амальгама золота, Au _{0,81} Hg _{0,19}		Самородное золото	
		d/n	I, %	d/n	I, %
1	0,831	0,806	40		
2	0,906	0,855	22	0,909	70
3	0,929	0,937	19,5	0,933	23
4	1,010	1,047 0,961	5,5 20	1,020	6
5	1,212	1,209	11	1,223	36
6	1,266	1,263	38		
7	1,486	1,481	32,5	1,442	32
8	2,103	2,095	49,5	2,03	90
9	2,429	2,419	100	2,35	100

В результате добычи и обогащения сырья часть ртути переходит в конечный продукт — концентрат: в концентратах Учалинского месторождения содержится 10–75 г/т, Сибайского месторождения — 1,8–7,5 г/т, Гайского — 10–25 г/т ртути. Значительная часть ртути попадает в отходы: отвалы пустых пород и некондиционных руд, хвосты флотации, сточные воды и т.д. К примеру, в материале Северного отвала Сибайского месторождения содержится до 7 г/т ртути. Шахтные воды Сибайского и Октябрьского месторождений содержат 0,02 мг/дм³ и 0,013 мг/дм³ ртути соответственно, вода хвостохранилища Бурибайского месторождения — 0,0007 мг/дм³, оборотное водохранилище Семеновской золото-извлекательной фабрики — 0,03 мг/дм³ при ПДК 0,0005 мг/дм³ [6]. Все это приводит к загрязнению ртутью природной среды: атмосферы, почв, природных вод, донных осадков и т.д. В марте 2001 г. Институтом БЖД РБ была проведена снеговая съемка территории района воздействия Учалинского горно-обогатительного комбината. Концентрация ртути в пробах снега превышала ПДК от 1,1 до 11 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрики до 118 раз) [3].

Попадая в воду и взаимодействуя с растворенным органическим веществом (ОВ), ртуть образует прочные растворимые комплексы. В водах с низкой минерализацией основным соединением Hg с ОВ считают ион метилртути HgCH₃⁺, обладающий высокой подвижностью, а также гидроксиметилртуть CH₃HgOH. Свойства метилпроизводных ртути существенно различаются. Диметилртуть при pH > 7 легко испаряется из воды, тогда как метилртуть при pH < 7 остается в растворе и, вследствие своей способности проникать через клеточные мембраны и блокировать ферменты, оказывается главным токсикантом [7]. В поверхностных водах ртуть мигрирует в двух основных фазовых состояниях — в растворе вод (растворенные формы) и в составе взвеси (взвешенные формы). В свою очередь, в растворе вод она может находиться в виде двухвалентного иона, гидроксида

ртути, комплексных соединений (с хлором, органическим веществом и др.). Среди соединений Hg(II) по своему экологическому и токсикологическому значению особая роль принадлежит ртуть-органическим соединениям. Важнейшими аккумуляторами ртути, особенно в условиях загрязнения, являются взвесь и донные отложения водных объектов. Наиболее высокими концентрациями ртути характеризуются техногенные илы, активно накапливающиеся в реках и водоемах, куда поступают сточные воды промышленности. Уровни содержания ртути в них достигают 100–300 мг/кг и больше (при фоне до 0,1 мг/кг). При изменении физико-химических условий эта ртуть может обратно переходить в растворы. Например, в донных отложениях пруда Тубинской золото-извлекательной фабрики в 1996 г. было зафиксировано до 26,6 мг/кг ртути, а в 2000 г. это значение снизилось до 1,72 мг/кг [3], что, видимо, свидетельствует о естественной демеркуризации техногенных отложений. Диметилртуть, отличаясь высокой растворимостью и испаряемостью, улетучивается из воды в атмосферу, где может превращаться в монометилртуть, удаляться с дождевыми осадками и возвращаться в водоемы и в почву, завершая таким образом локальный круговорот ртути. В связи с распространением ртути в природных водах известны массовые случаи отравления населения мышьяком и ртутью (на Урале и в некоторых рудных районах западных штатов США) [5].

Таким образом, мониторинг загрязненных территорий и изучение геохимии ртути (особенно, форм ее нахождения в природе) является одной из первостепенных задач в деле охраны окружающей среды.

Литература:

1. **Ахметов Р.М.** Самородные медь и золото зоны окисления медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов—2001: Матер. Всерос. науч. школы. — Миасс: Имин УрО РАН, 2001. — С. 168–171.
2. Доклад «Оценка поступлений ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации» / Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору. Датское агентство по охране окружающей среды. — 2005. — 312 с.
3. **Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Ибатуллин У.Г. и др.** Обращение с отходами производства и потребления. — Уфа: Диалог, 2005. — 292 с.
4. **Захаров Л.Н.** Техника безопасности в химических лабораториях. — Л.: Химия, 1991. — 336 с.
5. **Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. — М.: Наука, 2004. — 677 с.
6. **Мустафин С.К., Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М.** Техногенная трансформация геологической среды районов деятельности предприятий горнодобывающей промышленности Республики Башкортостан // Техногенная трансформация геологической среды: Матер. Междун. научно-практ. конф. — Екатеринбург, 2002. — С. 153–156.
7. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Проблема ртути в углях // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. — 2004. — № 10. — С. 6–12.

ВЛИЯНИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ, СКЛАДИРУЕМЫХ В ОТРАБОТАННЫХ КАРЬЕРАХ, НА КАЧЕСТВО ПОДЗЕМНЫХ ВОД (НА ПРИМЕРЕ ШЛАКОВОГО ОТВАЛА И СВАЛКИ ТВЕРДЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ)

В. А. Елохин¹, О. В. Елохина²

¹ *Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

² *Уральский государственный колледж им. Ползунова, г. Екатеринбург*

Рекультивация старых карьеров на Урале осуществляется, как правило, заполнением их отходами производства. Разные технико-экономические условия, в которых происходило превращение карьеров в полигоны складирования отходов производства, определяют различную степень их экологической безопасности. Особое место в этом ряду занимают карьеры, в которых накопленные отходы подвергаются вторичной переработке, сопровождаемой выработкой дисперсного минерального вещества и его аэрогенным распространением. Именно к таким относится один из изучаемых объектов, который расположен на высоком цокольном берегу р. Пышмы в 250 м от уреза реки, в городе Сухой Лог.

В отработанном щебеночном карьере глубиной 10–20 м, расположенном на карбонатных породах, с 1974 г. складировались промышленные отходы IV класса опасности, образующиеся в процессе производства вторичных сплавов. Гидрологические особенности территории размещения шлакового отвала не определяют смыв вредных веществ с поверхностным стоком. Атмосферные осадки, инфильтруясь через толщу шлаковых отходов, обогащаются химическими компонентами шлаков и формируют подотвальные воды (фильтрат), которые являются источником загрязнения подземных и поверхностных вод прилегающей территории. Благодаря близости дрены, площадь загрязнения подземных вод относительно невелика — с запада, севера и северо-востока она ограничена тальвегами логов, открывающимися к р. Пышме и перехватывающими сток от северной части отвала, расположенной в пределах водосборной площади Лиственного Лога. Южная же часть отвала расположена непосредственно в водосборной площади р. Пышмы и поток подотвальных вод от нее направлен непосредственно к реке, обладающей высокой разбавляющей способностью.

На рассматриваемом участке подземные воды безнапорные и гидравлически тесно взаимосвязаны с поверхностными водами р. Пышмы, являющейся базисом дренирования территории. При отсутствии закарстованных пород зеркало грунтовых вод в сглаженном виде повторяет поверхность естественного рельефа территории, и линии поверхностного и подземного водоразделов совпадают. При интенсивном развитии процессов карстообразования подземный водораздел может несколько не совпадать с положением поверхностного водораздела. Удельные дебиты водозаборных скважин, пройденных в известняках, составляют от 0,4 до 8,0 дм³/с.

Мониторинг подземных вод ведется по двум наблюдательным скважинам, расположенным на западном и восточном бортах отвала.

Воздействие шлакового отвала на качество подземных вод проявляется в обнаружении в наблюдательных скважинах высокой общей жесткости и минерализации, наличия большого количества сухого остатка, высокого содержания нитратов и нитритов, аммония, меди, цинка, марганца, кальция, фтора.

Сравнение гидрохимических показателей восточнее и западнее шлакоотвала выполнено путем сравнения их значений в скважинах 2н и 1н. Вода в скважине 2н характеризуется более высокими значениями окисляемости, SiO₂, NH₄⁺, Fe, SO₄²⁻, NO₂⁻, Cu, Zn, Ni и F. В тоже время воде в скв. 1н свойственны повышенные концентрации отдельных макрокомпонентов (натрия, калия, кальция, магния, хлора, нитратов, мышьяка), а так же общей и карбонатной жесткости, количества сухого остатка и общей минерализации.

Содержания меди, цинка, фтора в обеих скважинах превышают нормативы ПДК химических веществ в воде водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение, но в тоже время значи-

тельно ниже нормативов для воды водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования.

По результатам наблюдений за подземными водами в районе шлакового отвала можно сделать вывод о том, что состав подземных вод имеет техногенно-измененный (нитратно-хлоридный натриево-кальциевый) облик с высокой минерализацией (до 2,29 г/дм³) и высокой общей жесткостью (до 29,74 мг-экв/дм³).

Высокая минерализация воды и высокие содержания хлоридов и натрия объясняются растворением шлаков, повышенное содержание кальция и высокая общая жесткость воды объясняются агрессивностью отвальных вод по отношению к известнякам и активным протеканием реакции катионного замещения кальция на натрий.

Предприятие свалка твердых промышленных отходов «Прометей» расположено в карьерной выемке на участке организованного выпуска на рельеф сточных вод предприятий на левом берегу реки Исеть в городе Каменск-Уральский и занимает площадь 5,8 га.

На территории свалки пробурены три наблюдательные скважины, из которых скважина 1н является фоновой (расположена выше по потоку подземных вод), скважина 2н пробурена в теле свалки, скважина 3н расположена ниже по потоку подземных вод.

Замеры температуры воды в пробуренных скважинах дали следующие результаты. Температура воды в фоновой скважине 1н характеризуется значениями 6,3–6,7 °С, что может свидетельствовать об естественной, природной температуре. Температура воды в скважине 2н значительно выше фоновой скважины и составляет 20,7–21,2 °С, что свидетельствует о протекании физико-химических реакций в теле свалки с выделением тепла. Температура воды в скважине 3н, расположенной ниже по потоку подземных вод, характеризуется значениями порядка 10,3 °С, что подтверждает наличие гидравлической связи между водоносными горизонтами, вскрытыми скважинами 2н и 3н.

Выполненные геохимические исследования качества подземных вод позволяют сделать следующие основные выводы.

Вода в скважине 1н имеет техногенно-измененный облик с высокой минерализацией (до 0,7 г/дм³), высокой общей жесткостью (до 7,69 моль/дм³) и характеризуется высокими концентрациями, достигающими превышения нормативов для водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования фенолов (260 ПДК) и нефтепродуктов (13,8 ПДК).

Воздействие свалки на качество подземных вод проявляется в обнаружении в наблюдательных скважинах 2н и 3н высокой общей жесткости и минерализации, наличия большого количества сухого остатка, высокого содержания аммония, кадмия, фенолов и нефтепродуктов. Кроме того, в скважине 2н зафиксированы высокие концентрации натрия, калия, магния, железа, сульфатов, нитратов, нитритов.

Сравнение гидрохимических показателей качества подземных вод выполнено путем сравнения их значений в скважинах 2н и 3н по отношению к скважине 1н (рассчитан коэффициент накопления).

Вода в скважине 2н характеризуется более высокими значениями водородного показателя, общей и карбонатной жесткости, сухого остатка, минерализации и окисляемости. Кроме того, в скважине 2н фиксируется накопление аммония, калия, нитритов, меди, хлора, натрия, нитратов, кадмия, железа, сульфатов и нефтепродуктов.

В скважине 3н отмечаются незначительные превышения ПДК для воды водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования по содержанию кадмия, нефтепродуктов и фенолов. В то же время в сравнении с ПДК химических веществ в воде водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение, фиксируются превышения по аммонии, меди, железу, натрию и никелю.

Сравнительный анализ качества подземных вод в скважинах 1н и 3н свидетельствует о том, что вода в скважине 3н характеризуется более высокими показателями количества сухого остатка, общей минерализации, а также накоплением аммония, натрия, хлора, нитратов, меди, калия, цинка.

Таким образом, выполненные исследования, позволяют сделать следующие основные выводы:

- подземные воды, отобранные из скважин, по содержанию в них вредных примесей различаются;
- подземные воды, отобранные из скважин 1н, 2н и 3н (ТПО «Прометей»), имеют техногенно-измененный облик с высокой минерализацией и высокой общей жесткостью;
- наибольшее влияние на подземные воды (по содержанию меди, цинка и фтора) оказывает шлаковый отвал вблизи его границ, с удалением уровень загрязнения подземных вод снижается;
- свалка промышленных отходов оказывает непосредственное влияние на загрязнение подземных вод, что отчетливо фиксируется в скважине 2н;
- учитывая то, что содержания в подземных водах ряда компонентов превышают практически все допустимые нормативы, необходимо вести работы по мониторингу подземных вод.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНИЧНОГО СТОКА ПРИ «МОКРОЙ» ЛИКВИДАЦИИ ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ НА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА

С. Н. Елохина, А. И. Кононученко

ОАО «Уральская гидрогеологическая экспедиция», г. Екатеринбург

Горнодобывающая деятельность является одним из старейших производств на планете. На Урале, включая территорию Башкортостана, горнорудный облик в значительной степени определяют колчеданные месторождения [1], отличительной чертой которых является наличие сульфидной (главным образом, пиритной) минерализации [5]. Неотъемлемой частью горнодобывающей деятельности является остановка и закрытие горных выработок в определенных экономических или иных условиях, обычно сопровождаемые на Урале самозатоплением шахтных полей [4].

«Мокрая» ликвидация или консервация (МЛ) шахтных полей создает период перестройки гидродинамических и геохимических факторов формирования рудничного стока, а при его завершении формирует особый тип водообмена. Он выражается через глубину залегания уровня подземных вод, вертикальные и горизонтальные скорости геофильтрации, модуль подземного стока и инфильтрационного питания, измененные зоны питания, транзита и разгрузки природно-техногенных подземных водоносных систем [3].

Как известно [1, 5], при вскрытии и отработке колчеданных месторождений с изменением окислительно-восстановительной обстановки происходит активная мобилизация рудного материала поверхностными и подземными гидрохимическими потоками. В результате появляются агрессивные кислые сульфатные воды, как на поверхности, так и в подземных горизонтах. Вторичное минералообразование, в первую очередь, гидроморфных гидроксидных комплексов происходит, например, при выходе рудничных вод на поверхность земли. В отвальных комплексах и под землей в зоне недостаточного насыщения протекают процессы кристаллизации рудных элементов (железа, меди, цинка и др.) с формированием легкорастворимых твердых фаз сульфатов в пространствах, примыкающих к зонам окисления и выщелачивания [2]. Следует отметить, что на территориях остановленных рудников накоплены огромные объемы техноминеральных образований [1, 7], сформированы техногенные литохимические ореолы (как на поверхности земли, так и в подземном пространстве), специфические геохимические барьеры и т.п. [1, 2, 5]. После остановки горнодобывающего предприятия на поверхности земли при полном или частичном сохранении отвальных комплексов, техногенных литохимических ореолов и т.п., условия сернокислотного выщелачивания изменяются незначительно.

Кардинальная перестройка геохимической обстановки при МЛ происходит в подземных водоносных каналах формированием техногенных водоносных горизонтов шахтного типа [3, 4], транспортирующих рудничный сток затопленных объектов. Принципиально изменяются условия сернокислотного выщелачивания и вторичного минералообразования [4].

Эмпирические данные по геохимии рудничных вод, к сожалению, не всегда содержат полный цикл наблюдений, позволяющий в динамике оценить его трансформацию. Скорее исключением служат материалы по представленным объектам: Дегтярский рудник [4] и Кизеловский угольный бассейн [6, 7], позволившие разработать эмпирические геохимические модели. Очевидное их сходство проявляется, в первую очередь, в наличии трех временных периодов (рисунок), обусловленных

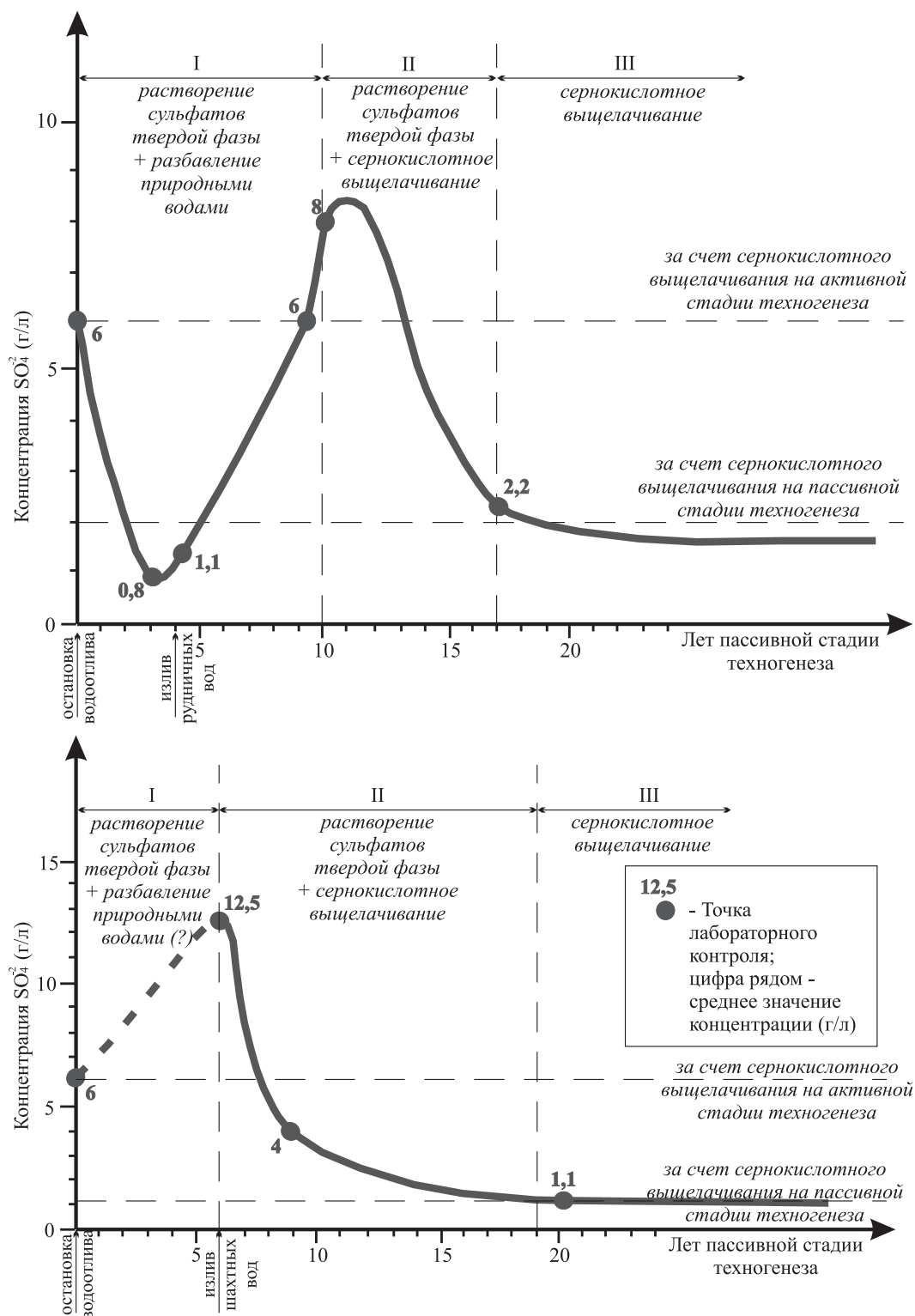


Рис. Эмпирические геохимические модели формирования рудничных вод при МЛ Дегтярского рудника (вверху) и шахтных вод на объектах Кизеловского угольного бассейна (внизу)

чередованием доминирующих геохимических процессов. При этом на начальном и конечном этапах формирования рудничных вод затопленных объектов геохимическую обстановку определяют процессы сернокислотного выщелачивания. Активность сернокислотного выщелачивания на пассивной стадии техногенеза всегда ниже, чем на активной. В условиях Дегтярского медноколчеданного месторождения — примерно в три раза, в шахтах Кизеловского угольного бассейна — в 5 раз.

В течение периода I происходит заполнение депрессионной воронки латеральным «чистым» потоком и растворение природными водами минеральных рудничных образований (твердых фаций сульфатов), накопленных в подземных полостях на стадии активного техногенеза, их смешение и разбавление естественным потоком подземных вод. Можно выделить две последовательных стадии:

— объем притока природных вод резко преобладает, что приводит к снижению геохимической контрастности рудничных вод и максимальному приближению их к составу природных вод (затопление ниже зоны естественного дренирования);

— соотношение между растворением и разбавлением изменяется, с получением преимущества первого; объем и скорость притока природных вод снижаются (условия шахтоизлива).

Период II отличает постепенное вымывание гидросульфатов из техногенной зоны аэрации с приближением к геохимической постоянной — доминирующей роли сернокислотного выщелачивания. Происходит плавное снижение агрессивности рудничных вод. Процессы сернокислотного выщелачивания, имеющие в начале периода подчиненное значение, к его завершению приобретают ведущую роль. Продолжительность периода оценивается в 15–20 лет.

Таким образом, разработанные эмпирические модели могут быть использованы для прогноза геохимической обстановки при МЛ колчеданных объектов на Урале. Получение новых данных будет служить их уточнению.

Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. — Уфа, 1993. — 208 с.
2. Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. Сульфаты Урала. — М.: Наука, 2007. — 160 с.
3. Елохина С.Н. Роль техногенеза в структурном преобразовании подземной гидросферы // Геоэкология. — 2007. — № 6. — С. 494–505.
4. Елохина С.Н. Геоэкологические проблемы затопленных рудников Урала / Под ред. О.Н. Грязнова. — Екатеринбург: Изд-во УЦАО, 2013. — 190 с.
5. Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. — Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1991. — 255 с.
6. Имайкин А.К. Оценка и прогноз гидрогеологических условий территории Кизеловского угольного бассейна после закрытия шахт: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. — М., 2005. — 20 с.
7. Перепелицын В.А., Рытвин, В.М., Коротеев, В.А. и др. Техногенное минеральное сырье Урала / Отв. ред. В.А. Коротеев и В.А. Перепелицын. — Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. — 328 с.

ОПЫТ ВЫЯВЛЕНИЯ ТРАНСФОРМИРОВАННЫХ ЛАНДШАФТОВ НЕФТЕПРОМЫСЛОВ В УСЛОВИЯХ СТЕПНОЙ ЗОНЫ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ НА ОСНОВЕ ИЗОБРАЖЕНИЙ СПУТНИКОВ LANDSAT

К. В. Мячина

Институт степи Уральского отделения Российской академии наук, г. Оренбург

С целью решения задачи выявления реального количества ландшафтов, измененных и нарушенных в процессе внедрения объектов нефтяных промыслов, в настоящее время для нефтегазодобывающих территорий Оренбургской области, наряду с традиционными наземными методами наблюдения, используются данные дистанционного зондирования. В частности, выполняется оценка возможности использования космических снимков среднего пространственного разрешения со спутников Landsat (TM, ETM, OLI) для оценки показателей, определяющих величину техногенной нагрузки в нефтегазодобывающих районах [1, 3, 4, 5].

В первую очередь сделана попытка выявления объектов инфраструктуры нефтегазовых промыслов и земель, нарушенных в результате их функционирования, на основе применения автоматической неконтролируемой классификации разновременных космических изображений [5]. В качестве ключевого участка была выбрана территория в границах Бобровского нефтяного месторождения, расположенного на границе Бузулукского и Курманаевского административных районов области, ландшафты которого характеризуются внушительным объемом техногенного вмешательства, способствующего значительной трансформации природных комплексов. В качестве исходных данных использовался космический снимок спутника Landsat-5TM с пространственным разрешением 30 м с датой съемки 13.06.2009. Для дешифрирования изображения применялся программный комплекс ERDAS Imagine, в частности, метод неконтролируемой классификации Isodata. Наиболее приемлемые результаты были получены при первоначальном разбиении пикселей космического снимка на 70 классов, с дальнейшим выявлением и объединением классов, относящихся к классу «Инфраструктура». Основную часть объектов инфраструктуры месторождения составляют кустовые площадки добывающих скважин, а также площадки нагнетательных и законсервированных скважин, факельных установок, технологических объектов, цеха добычи нефти и газа и др. Кроме того, к классу «Инфраструктура» были отнесены дороги и коммуникации. Верификация результатов дешифрирования указанных объектов инфраструктуры Бобровского нефтяного месторождения, за исключением дорог и коммуникаций, производилась по векторному слою, содержащему 462 объекта, который был получен ручной оцифровкой данных космических снимков высокого пространственного разрешения, представленных в программе Google Earth.

Точность распознавания объектов инфраструктуры Бобровского нефтяного месторождения с использованием метода неконтролируемой классификации Isodata составила 56%. Столь низкая точность обусловлена тем, что часть пикселей, отображающих объекты инфраструктуры, попала в классы, которые также содержат значительное количество пикселей, относящихся к территориям, нарушенным в результате сельскохозяйственного освоения. Т.е. указанные пиксели имеют практически идентичные спектральные яркости, что также затрудняет применение методов классификации с обучением.

Далее, задача выявления реального количества ландшафтов, измененных и нарушенных в процессе внедрения объектов инфраструктуры нефтяных промыслов, решалась путем расчета индексов отношений спектральных яркостей космических изображений [4]. Территории, находящиеся в процессе интенсивного недропользования, отличаются угнетенным или отсутствующим растительным покровом, что позволило авторам из большого многообразия спектральных индексов выбрать ряд тех, которые помогают дешифрировать обнаженные участки земной поверхности: Bare Soil Index, Land Degradation Index в 2-х вариациях — на основе NDVI, и на основе канала «влажность» трансформации Tasseled Cap, TopSoil Grain Size Index. Анализ и расчет индексов были произведены для сцены Landsat-7ETM+ от 15 мая 2013 г., включающей исследуемую территорию.

Для вычисления индексов по указанной сцене Landsat применялось ПО Exelis ENVI. Затем в среде ArcGIS каждому объекту были присвоены значения соответствующих пикселей из результирующих изображений рассчитанных индексов. Для полученных массивов значений каждого индекса рассчитаны медиана, верхняя и нижняя квартили. Значения последних послужили границами значимых диапазонов внутри каждого изучаемого индекса. Диапазон, определенный статистическими методами, был выделен из общего растра каждого индекса и переведен в векторную форму. Верификация вычислений производилась по тому же векторному слою, содержащему 462 объекта инфраструктуры Бобровского нефтяного месторождения.

Результаты сравнения индексов BSI, LDI-NDVI и LDI-TCW показывают разную точность распознавания объектов нефтяной инфраструктуры, наиболее информативным оказался индекс BSI — доля совпадений 66,6666667%. На рисунке показан результат совмещения слоя оцифрованных объектов с результатами распознавания по индексу BSI.

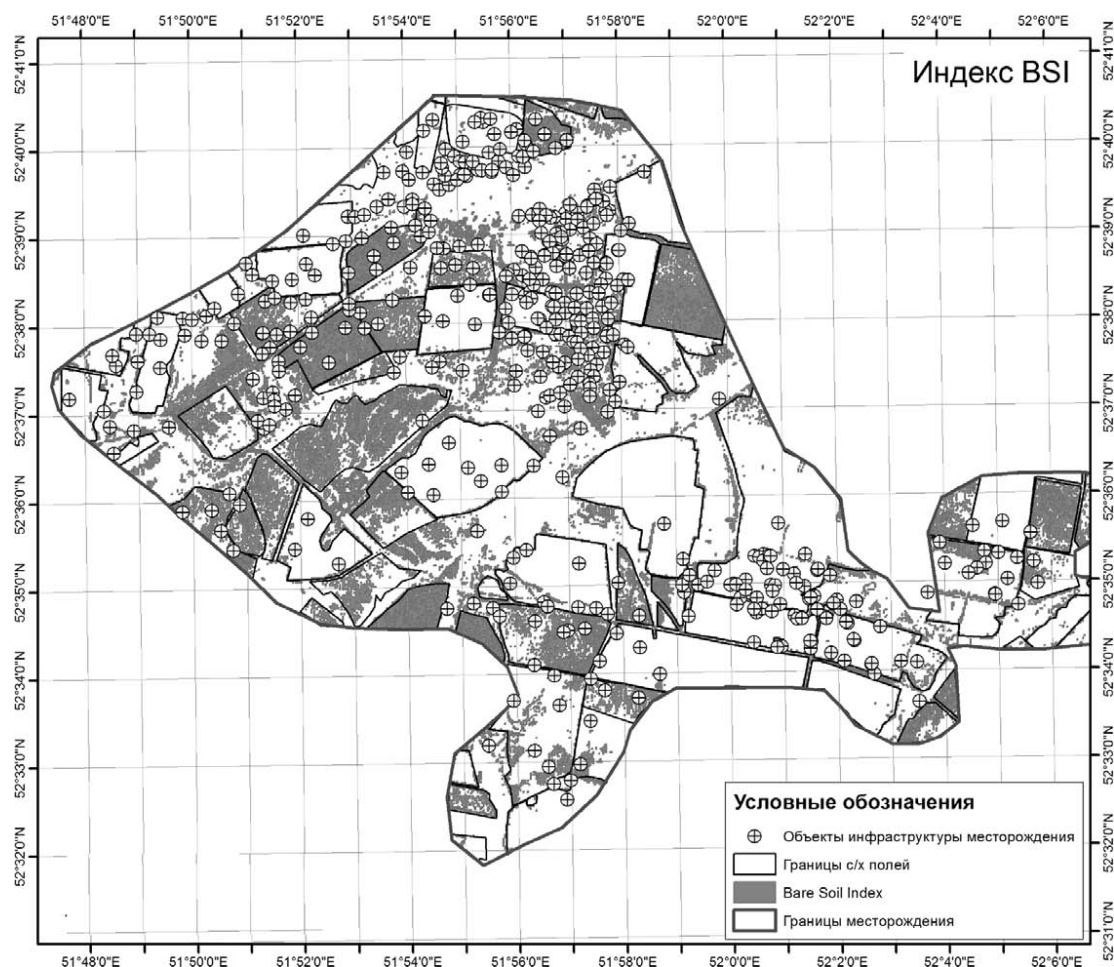


Рис. Распределение значимых диапазонов индекса BSI в границах месторождения

Относительно невысокая точность распознавания связана, по нашему мнению, в первую очередь, с активным сельскохозяйственным использованием земель на территории месторождения. Как видно на рисунке, значительная часть скважин находится внутри площадей сельскохозяйственных посевов. Стоит также учитывать тот факт, что значительная часть объектов имеет небольшие размеры (100–200 кв. м), поэтому даже их визуальное распознавание на спутниковых снимках среднего разрешения (Landsat — пространственное разрешение 30 м) не является абсолютно достоверным. Такое пространственное разрешение обеспечивает точность данных Landsat в масштабе до 1:200 000. Исходя из этих соображений, процент совпадения результатов BSI и данных контрольного слоя (67%) можно считать удовлетворительным для поставленной задачи.

Наличие полей, которые подвергаются сезонной обработке (распашка, боронение, парование, химическая обработка сорняков), приводит к тому, что доля обнаженных земель, спектральный ответ которых аналогичен таковому промышленных территорий, значительно возрастает и вносит ощутимую путаницу в распознавание объектов антропогенной инфраструктуры. На рисунке хорошо видно, что существенная часть значимого диапазона индекса приходится именно на поля, лишенные растительного покрова, что обуславливает смешивание значений условных классов «объект нефтепромысла» и «пашня». При использовании сходных методов обработки спутниковой информации в условиях, например, тундры, растительный покров которой отличается равномерностью, стабильностью и высокой степенью уязвимости (медленное возобновление после механического повреждения), была достигнута весьма высокая степень точности дешифрирования промышленных объектов [2].

Вывод. Метод расчета отношений спектральных яркостей является более информативным, чем метод автоматической классификации, однако и здесь нельзя однозначно утверждать, что причиной обнаруженных изменений является только процесс нефтегазодобычи. Поэтому с целью повышения точности распознавания объектов нефтяной инфраструктуры представляется целесообразным вывести из расчетов площади, занятые сельскохозяйственными землями. Для этого авторы планируют провести анализ многолетней серии спутниковых изображений представленной территории и затем, сочетая вегетационные индексы с индексами деградации, получить точную маску сельскохозяйственных угодий.

Литература:

1. **Мячина К.В., Baynard Ch.W., Chibilyev A.A.** Oil and gas development in the Orenburg region of the Volga–Ural steppe zone: qualifying and quantifying disturbance regimes // *International Journal of Sustainable Development and World Ecology*. – 2013. – Latest articles. – P. 1–16. – ISSN 1350-4509 (Print), 1745-2627. – (Online) Published online: 17 Dec. 2013. URL: <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/13504509.2013.867908>.
2. **Елсаков В.В., Щанов В.М.** Дистанционный мониторинг разновременных нарушений растительного покрова в районах добычи и транспортировки нефти // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2004. – № 1. – С. 152–155.
3. **Мячина К.В., Дубровская С.А.** Анализ динамики природно-техногенных комплексов нефтяного месторождения в Оренбургской области на основе использования неконтролируемой классификации космоснимков // *Бюл. Оренб. науч. центра УрО РАН : науч. электрон. журн.* – 2013. – № 2. – URL : <http://elmag.uran.ru>.
4. **Мячина К.В., Малахов Д.В.** Опыт применения данных дистанционного зондирования среднего пространственного разрешения для выделения объектов нефтепромыслов в условиях техногенно-модифицированного ландшафта (на примере Оренбургской области) // *Известия Самарского научного центра РАН*. – 2013. – Т. 15, № 3 (7). – С. 2341–2345.
5. **Мячина К.В., Токарева О.С.** Геоэкологический анализ степных ландшафтов в районах нефтегазодобычи (на примере Оренбургской области) // *Известия Томского политехнического университета*. – 2014. – Т. 324, № 1. – С. 196–202.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКСПЛУАТАЦИИ ХВОСТОХРАНИЛИЩ МЕДНОРУДНЫХ ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ ФАБРИК УРАЛА

Л. П. Парфенова

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Добыча и переработка медных руд в течение длительного времени составляла значительную долю всего промышленного производства Урала. Образованные при этом отходы характеризуются многотоннажностью, а также контрастностью фазового и химического состава. В настоящее время сложилась ситуация, при которой крупнейшие комплексы по добыче руд цветных металлов сосредоточены на Южном Урале (в Башкирии, Челябинской и в Оренбургской областях), а основные перерабатывающие производства, в том числе металлургические, размещены на Среднем Урале (в Свердловской и Челябинской областях). По этим причинам наблюдается определенная закономерность и в распределении накопленных промышленных отходов. На Южном Урале складировались преимущественно отходы от добычи и первичной переработки цветных металлов, в том числе меди, а на Среднем и Северном Урале соответственно отходы их глубокой переработки и металлургического передела. Основная доля этих отходов сосредоточена в хвостохранилищах обогатительных фабрик. Жидкие промышленные отходы медного производства в общем виде представляют собой хвосты и шламы, т.е. продукты обогащения медной руды с разным содержанием твердой и жидкой фаз (соотношение Т:Ж). По показателю Т:Ж хвостохранилища меднорудных обогатительных фабрик Урала различаются между собой, при этом показатель Т:Ж варьирует от 1:4 – 1:6 на южноуральских объектах до 1:10 – 1:15 на средне- и североуральских, из чего следует, что более глубокая переработка медных руд на стадии их обогащения требует большего объема технической воды и, как следствие, связана с увеличением объемов жидких промышленных отходов в два и более раз.

Геоэкологические проблемы, возникающие при эксплуатации хвостохранилищ меднорудных обогатительных фабрик Урала, условно можно объединить в два блока. Первый блок связан с влиянием жидких отходов на устойчивость сооружений, а именно плотин и дамб обвалования. Решением этих проблем занимаются как на стадии их проектирования, выбирая способ создания хвостохранилищ, так и на стадии эксплуатации и дальнейшего наращивания их свободной емкости. На Урале общая практика строительства и эксплуатации большинства накопителей и подобных им гидротехнических сооружений показывает, что наиболее устойчивыми в «северных» климатических условиях являются насыпные дамбы. На Южном Урале в последние годы хороший эффект получен от внедрения технологии строительства дамб намывного типа (хвостохранилище УГОКа). На Северном Урале имеется отрицательный опыт строительства дамб намывным способом (Сорьинское хвостохранилище ОАО «Святогор»). Насыпные дамбы на всех действующих хвостохранилищах Среднего и Северного Урала возведены преимущественно из глинисто-суглинистых пород с использованием металлургического шлака и других видов твердых промышленных отходов с пригрузкой низового откоса скальным грунтом. Время эксплуатации этих хвостохранилищ составляет более 35–45 лет, превышая проектные сроки в два и более раз. Наращивание дамб в течение такого длительного срока выполнялось неоднократно, в том числе и наливным способом, и в настоящее время составляет не менее двух-трех таких очередей. Высота дамб на северо- и среднеуральских хвостохранилищах, отличающихся при этом большой площадью, за счет которой создана «свободная» емкость сооружения, составляет в среднем 15–25 м. На южноуральских хвостохранилищах изначально дамбы также возводились насыпным способом, в основном из скального материала с суглинистым экраном. При этом накопители отличаются небольшими площадями и более значительной высотой дамб — 25–40 м в среднем. Недостаток свободной емкости и при этом отсутствие площадей для расширения привели к необходимости поиска более совершенных способов наращивания высоты дамб обвалования, одним из которых признан намывной. Выбор способа строительства новых дамб и наращивания уже существующих неизбежно влечет за собой решение другой проблемы — выбора наиболее эффективной системы дренажа. Существуют традиционные под-

ходы в выборе дренажа на стадии проектирования. Опыт эксплуатации ряда среднеуральских хвостохранилищ (Сорьинского, Малосернистого, Пиритного и др.) показывает, что при условии использования всех стандартных дренажных «внутридамбовых» устройств (послойный дренаж, противифльтрационный зуб и пр.), но без создания открытой дренажной системы в нижнем бьефе плотины, безопасная работа всего гидротехнического сооружения практически невозможна. Для Урала важно и то, что для эффективной работы такой системы необходимо обеспечение возможности ее круглогодичной работы с условием максимально полного перехвата объема формирующихся фильтрационных потерь в нижнем бьефе.

Для контроля устойчивого состояния дамб обвалования на эксплуатируемых хвостохранилищах организуется сеть режимных скважин-пьезометров. В сочетании с топогеодезическим мониторингом проводятся режимные наблюдения по сети скважин-пьезометров за положением депрессионной кривой в теле дамбы, а в некоторых более сложных случаях, например на плотинах, где бурение скважин ввиду весьма неустойчивого состояния насыпи просто опасно, возможно применение геофизических (неразрушающих) методов исследования устойчивости (например, сейсмических) [2].

Второй блок экологических проблем связан с процессами загрязнения поверхностных и подземных вод территории размещения накопителя. Химический состав жидких хвостов в хвостохранилищах обогатительных фабрик уральских медьзаводов отличается высокой контрастностью по отношению к природным водам и представляет собой кислые, реже щелочные минерализованные металлоносные растворы. Применительно к поверхностным водам практика эксплуатации хвостохранилищ обогатительных фабрик уральских медьзаводов показывает, что при наличии одного или нескольких разрешенных круглогодичных сбросов по причине длительного срока работы, а также за счет очень контрастного химического состава жидких стоков, ближайшие к хвостохранилищу природные водные объекты (реки, ручьи, озера, болота) в настоящее время загрязнены настолько, что вполне могут считаться вторичными источниками загрязнения водных объектов более высоких порядков. Наибольшую техногенную нагрузку при этом несут жители ближайших населенных пунктов, расположенных ниже сброса. Следует признать, что в последние годы делается многое для улучшения давно сложившейся ситуации, но накопленные за предыдущее время объемы загрязнения, например в донных отложениях поверхностных водотоков и водоемов, не позволяют в полной мере ощутить эффект от прилагаемых усилий.

Общая ситуация с загрязнением подземных вод на территории размещения хвостохранилищ обогатительных фабрик уральских медьзаводов будет дана на основании анализа опыта их эксплуатации (на примере Сорьинского, Малосернистого, Пиритного и др.). На большинстве эксплуатируемых хвостохранилищ Урала существует сеть наблюдательных скважин, входящих в состав системы локального экологического мониторинга мест размещения отходов производства. Представительность наблюдательной сети разная, количество наблюдательных скважин может варьировать от нескольких штук до первых десятков (на Сорьинском хвостохранилище — 9 скважин, на Малосернистом — 23 скважины), при этом период регулярных наблюдений по ним составляет не менее 5 лет, что значительно повышает достоверность полученных данных. Анализ результатов локального гидрогеологического мониторинга показывает, что длительная (более 20–25 лет) эксплуатация хвостохранилищ приводит к изменению естественного режима подземных вод на прилегающей территории. Это проявляется, прежде всего, в подъеме уровня подземных вод от нескольких метров до десятка метров от их естественных отметок, что создает «подпертый режим» фильтрации подземных вод. На поверхности этот процесс проявляется в заболачивании территории, а также в возникновении условий «самоизлива» на устьях наблюдательных скважин. Параллельно этому процессу меняется температурное поле подземных вод, так как имеет место «отепляющий эффект» хвостохранилища, работа которого носит круглогодичный характер, а температура «хвостов» для технологических целей поддерживается в положительных значениях (например, средняя температура хвостов в Сорьинском хвостохранилище составляет 18°C). Следует учитывать тот факт, что технологии обогащения медных руд на обогатительных фабриках Урала весьма схожи.

Усредненный химический состав жидких хвостов наиболее объективно представлять в виде состава «оборотной» воды, так как именно эта их часть используется в обогатительном процессе в максимальных объемах, хотя для более высокоточных оценок и прогнозов, касающихся каждого

хвостохранилища в отдельности, следует учитывать и те процессы, которые происходят в них, например, на границе жидких и твердых хвостов, при осветлении и пр. В обобщенном виде состав «оборотной» воды в системе оборотного водоснабжения обогатительных фабрик медьзаводов Урала следующий: рН 5–6,5 дол. ед.; общая жесткость 25–35 мг-экв/дм³; общая минерализация 2,5–3,5 г/дм³; содержание сульфатов 1500–3500 мг/дм³, высокие (выше ПДК) концентрации ионов железа, меди, цинка, свинца, мышьяка, фтора и пр. Таким образом, жидкие хвосты обогатительных фабрик уральских медьзаводов представляют собой минерализованные, очень жесткие, слабокислые металлоносные растворы сульфатного кальциевого состава.

Такой химический состав жидких хвостов позволяет причислить хвостохранилища к объектам потенциально возможного загрязнения подземных вод. Анализ результатов локального гидрогеологического мониторинга показывает, что длительная (более 25 лет) эксплуатация хвостохранилищ приводит к созданию вокруг них локальных областей химического загрязнения подземных вод, площади которых в целом ограничены контурами дамб обвалования, а на участках плотин (в нижнем бьефе) вытянуты по направлению фильтрационного потока. Отсутствие тотального загрязнения подземных вод в районах длительного хранения хвостов обогащения обогатительных фабрик Урала можно объяснить многими причинами, главными из которых являются высокая анизотропия фильтрационной среды (геологический фактор), гидродинамически пассивный характер формирования фильтрационных потерь [1].

Изложенные выше основные экологические проблемы, формирующиеся при длительной эксплуатации хвостохранилищ обогатительных фабрик уральских медьзаводов, в настоящее время с разной степенью эффективности решаются или могут быть решены.

Литература:

1. МIRONENKO В.А., МОЛЬСКИЙ Е.В., РУМИНИН В.Г. Изучение загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах. — Л.: Недра, 1988. — 279 с.
2. ПАРФЕНОВА Л.П., БИЧУКИНА И.А. Комплексный подход к составлению и реализации программы экологического мониторинга накопителей жидких промышленных отходов // Экологические проблемы промышленных регионов: Матер. Всерос. конф. — Екатеринбург, 2004. — С. 195–196.

АДСОРБИРОВАННЫЕ КАТИОНЫ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ПОРОД ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАСЕЙНА: ПРИРОДА, ЭВОЛЮЦИЯ, ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В. Г. Попов¹, Р. Ф. Абдрахманов²

¹ Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ), г. Новочеркасск;
E-mail: popovvg@novoch.ru

² Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru

Продолжительность и верхний возрастной рубеж позднепермской эпохи, включающей уфимский, казанский и татарский века, составляют соответственно 10 и 230±10 млн лет. В это время в морских, континентальных, лагунно-морских и лагунно-континентальных бассейнах седиментации в условиях преимущественно аридного климата накопились мощная (до 500–800 м и более) красноцветная, местами сероцветная и эвапоритовая формации. Они сложены глинами, глинистыми песчаниками, алевролитами с пачками и прослоями известняков, доломитов, гипсов, а в Бузулукской впадине с пластами каменной соли. В палеогидрогеологическом отношении позднепермская эпоха представляет чередование инфильтрационных и элизионных этапов, контролирующих формирование и распределение в породах метеогенных и седиментогенных (талассогенных) вод.

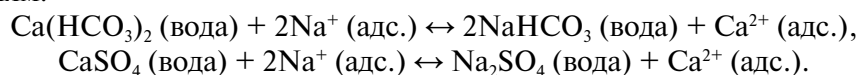
Судя по палеогидрохимическим и литолого-фациальным данным, соленость позднепермских водоемов изменялась от >300 до 36 г/л и ниже, а состав — от Cl и $\text{SO}_4\text{-Cl}$ до SO_4 и возможно HCO_3 . Существовавшее равновесие между седиментогенными минерализованными водами, с одной стороны, и составными частями ионно-солевого комплекса пород (поровые растворы, адсорбированные ионы и водорастворимые минералы) — с другой, способствовало вхождению в поглощенный комплекс (ПК) глинистых новообразований катионов бассейнов седиментации. Поэтому в сингенетичном с водной средой ПК терригенных отложений изначально преобладал адсорбированный Na^+ по отношению к Ca^{2+} и Mg^{2+} .¹ Судя по всему, емкость ПК слаболитифицированных глинистых осадков на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза достигала $80\text{--}100$ ммоль/100 г и выше.

В мезозое в Волго-Уральском регионе установился континентальный режим, вызвавший перестройку гидрогеодинамических и гидрогеохимических условий верхнепермского комплекса. Начиная с верхних горизонтов в него стали поступать геохимически чуждые породам маломинерализованные щелочноземельные инфильтрационные воды. Процесс освобождения пород от талассогенного наследия в общем виде протекал в несколько последовательных стадий, накладывающихся друг на друга: 1) постепенное замещение формационных и поровых литогенных растворов метеогенными водами; 2) выщелачивание из пород легкорастворимых солей морского происхождения; 3) обмен натрия первичного ПК «морского» типа на кальций инфильтрационных SO_4 и HCO_3 вод.

Геохимическая судьба сингенетичных морской воде и морским осадкам обменных катионов зависит не только от характера чередования субаэральных и субаквальных этапов в верхнепермском гидрогеологическом цикле, но и от времени последней трансгрессии моря, ее масштабов и продолжительности. Эти обстоятельства нельзя не учитывать при решении вопроса о восполнении запасов адсорбированного Na^+ в ПК пород, которые могли быть частично или полностью утрачены в течение предшествующего инфильтрационного этапа.

В Волго-Уральском бассейне крупная последняя трансгрессия моря, соединявшегося с океаном, была 3,6 млн лет назад во второй половине плиоцена (акчагыльский век).² Наступление акчагыльского моря на сушу Русской равнины в начальный период носило характер ингрессии. В ходе ее произошло локальное внедрение морских вод вглубь материка по долинам глубоководных (до абсолютных отметок $-100\text{--}-400$ м) рек системы Палео-Волги, Палео-Белой, Палео-Камы и др. Однако в последующую трансгрессивную фазу акчагыльское море вышло далеко за пределы долин палеорек, покрыв склоны и междуречные пространства, сложенные верхнепермскими породами. В результате морские и производные от них лагунные воды не могли не проникнуть в пермский субстрат, залегающий под дном морского бассейна. Решающее значение в этом процессе принадлежало концентрационной (плотностной) конвекции более минерализованных и тяжелых морских вод и продуктов их сгущения в среду менее минерализованных подземных вод под действием гравитационных сил [3]. Отсюда вытекает, что в неогене существовали все необходимые условия для возрождения натриевого типа ПК верхнепермских терригенных пород, частично утраченного в мезозойский континентальный этап.

Особо важные события произошли в четвертичном периоде (1,8 млн лет), когда под влиянием дифференцированных неотектонических движений были сформированы основные черты рельефа с долинами современных рек системы Волги. Они сыграли роль местных областей дренажа верхнепермских комплексов, вскрытых на глубину до $100\text{--}300$ м. Под влиянием инфильтрационного водообмена из пород были полностью вытеснены талассогенные растворы, а также выщелочены морские соли — NaCl , MgCl_2 , частично CaSO_4 . Это относится и к поровым растворам, которые, как свидетельствуют специальные исследования, не являются сингенетичными вмещающим их верхнепермским осадкам, а имеют в основной своей массе вторичное происхождение. И только после этого началось перестройка структуры ПК пород «морского» типа в «континентальный» согласно реакциям:



¹ В современной морской воде содержание Na^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} составляет соответственно 79,18 и 3%.

² До акчагыльской трансгрессии юго-западные районы региона заливались меловыми морями.

Постепенно эти процессы захватывали все более глубокие горизонты зоны гипергенеза. Вследствие замещения в ПК Na^+ на Ca^{2+} вод сейчас мы имеем дело с существенно трансформированным ПК верхнепермских пород, в котором содержание щелочных и щелочноземельных элементов в лучшем случае примерно равно (рис. 1). Наибольшие геохимические изменения коснулись ПК самых верхних горизонтов зоны свободного водообмена (до глубины 50 м). Они утратили $>90\%$ обменного Na^+ ; содержание его в ПК снизилось до минимума (5–10 мг/100 г). В то же время Na^+ в высоких концентрациях (до 600 мг/100 г) сохранился в ПК емкостью 40–80 ммоль/100 г алевролитов, глин и глинистых песчаников, залегающих в зоне затрудненного водообмена (до глубины 200–300 м и более), вне сферы дренирующего воздействия речной сети. В этих породах с гидрослюдисто-сметкитовым составом слагающего их тонкодисперсного глинистого вещества, обладающего огромной удельной поверхностью (до 500–800 м²/г), заключены $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Na}$ воды. Геохимические особенности их отражены в следующих формулах:

$$O_2N_2M0,5-1,5 \frac{HCO_385-98SO_42-15Cl1-4}{Na65-98Mg1-25Ca1-10} pH7,3-8,8 Eh+100...+300T4-6,$$

$$N_2M2,5-20,9 \frac{HCO_31-14SO_468-98Cl1-18}{Na41-89Mg1-20Ca1-20} pH7,4-8,8 Eh0...+250T5-8.$$

Как видно, $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды представляют собой маломинерализованный «чистый» щелочной содовый раствор с содержанием $\text{NaHCO}_3+\text{Na}_2\text{CO}_3$ до 80–92% (0,8–1,3 г/л). Причем поведение Na^+ и Ca^{2+} по мере роста М содовых вод (рис. 2) имеет разнонаправленный характер: концентрация Na^+ неуклонно растет (10...400 мг/л), а Ca^{2+} , напротив, уменьшается (60...1 мг/л). В подобной ситуации в содовых водах с наиболее высокой М содержание $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ минимально (10–40 мг/л), тогда как растворимость CaCO_3 даже при низких концентрациях CO_2 (<50 мг/л) достигает 500 мг/л. Все это дает основание *a priori* предполагать существование природного механизма, регулирующего поступление в раствор Na^+ и одновременный вывод из него Ca^{2+} .

$\text{SO}_4\text{-Na}$ (глауберовые) воды с М до 21 г/л также обладают хорошо выраженной щелочной реакцией среды. Содержание Na_2SO_4 увеличивается по мере роста М вод и достигает 8–10 г/л (60–77%), а иона SO_4^{2-} — 6–13 г/л (80–98%), что в 5–8 раз больше, чем в типичных гипсовых ($\text{SO}_4\text{-Ca}$) водах.

Для выяснения формирования химического состава $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Na}$ вод выполнено экспериментальное физико-химическое моделирование в системе «вода – порода». Приготавливались водные вытяжки из навесок проб алевролитов и песчаников, отобранных из интервалов залегания вод указанных геохимических типов, с отношением твердой (Т) и жидкой (Ж) фаз 1:2. В ПК этих пород концентрация обменного Na^+ составляла 280–300 мг/100 г при величине отношения $r\text{Na}/(r\text{Ca}+r\text{Mg})=1,1-1,8$. В каждом из опытов было выполнено по 5–7 последовательных вытяжек с нарастающим соотношением Т:Ж (1:2...7:2), когда вода вступала в реакции экстракции CaSO_4 и CaCO_3 и катионного обмена Ca^{2+} раствора на Na^+ ПК «свежей» породы. Тем самым воссоздавался природный литолого-гидрогеохимический процесс метаморфизации воды при ее

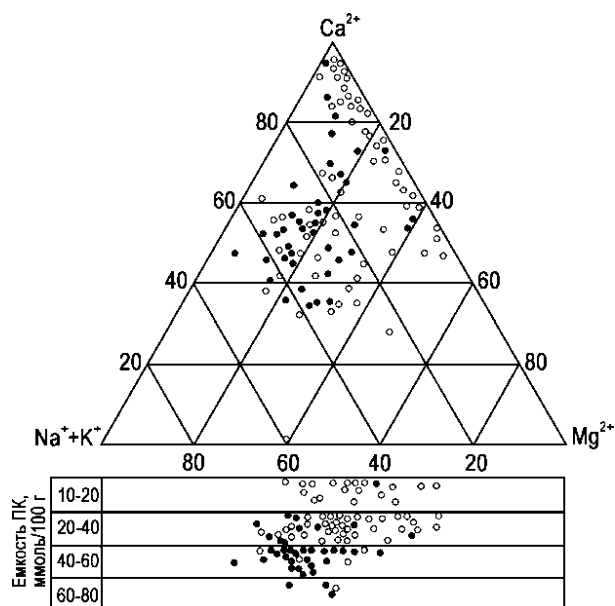


Рис. 1. Состав адсорбированных ионов и емкость ПК верхнепермских отложений (залитые значки — глины, аргиллиты; незалитые — песчаники, алевролиты)

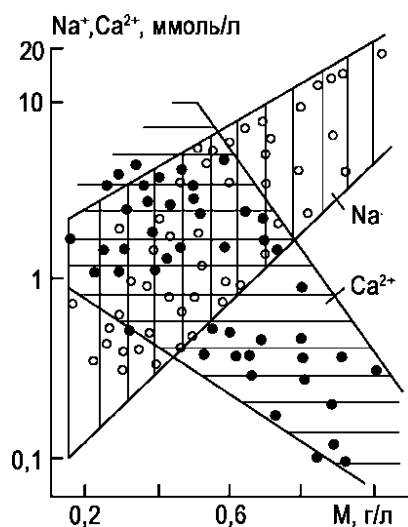


Рис. 2. Поведение Ca^{2+} и Na^+ по мере роста M содовых вод

фильтрации через терригенные породы с «морским» (натриевым) обликом ПК. После каждой из серии многоступенчатых вытяжек производился анализ раствора и ПК участвующей в реакции породы, что позволило количественно оценить массоперенос между Т и Ж фазами. Не останавливаясь на частных вопросах, отметим главные результаты выполненных исследований.

На всех стадиях экспериментов в обменных реакциях Ca^{2+} (вода) $\leftrightarrow$ Na^+ (адс.) сохраняется баланс катионов в гидратированном и адсорбированном состояниях, т.е. они независимо от M и состава раствора носят стехиометрический характер и подчиняются закону действующих масс. Установлена тесная генетическая связь катионов, растворенных в гидрокарбонатных и сульфатных

водах, с составом и концентрацией адсорбированных породой оснований. Доказано, что необходимым и достаточным условием образования $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Na}$ вод служит наличие в породах соответственно CaCO_3 и $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а также высоких концентраций в них адсорбированного Na^+ .

При низких концентрациях обменного Na^+ ($< 50\text{--}100$ мг/100 г) и тем более при его отсутствии в ПК пород образования содовых и глауберовых вод не происходит. В этом случае в зависимости от состава растворимых солей в породах формируются обычные $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{SO}_4\text{-Ca}$ воды с M соответственно < 1 и 3 г/л, контролируемой величиной растворимости CaCO_3 и $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Адсорбированные катионы этих пород, залегающих в условиях интенсивной химической денудации, представлены щелочноземельными металлами, находящимися в геохимическом равновесии с гидратированными катионами воды.

Главная причина низкой M кислородно-азотных $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод заключается в столь же низкой M (< 1 г/л) подвергающихся метаморфизации $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ вод, что, в свою очередь, связано с невысокими концентрациями в подземных водах биохимического CO_2 ($20\text{--}30$ мг/л), регламентирующего растворимость карбонатов и поступление в раствор щелочноземельных элементов. При этом вновь образующаяся за счет катионного обмена $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 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.

В углекислой среде (CO_2 до $2\text{--}3$ г/л), свойственной регионам молодой термометаморфической и/или вулканической деятельности (Кавказ, Предкавказье и др.), в терригенных отложениях, содержащих CaCO_3 и высокие концентрации Na^+ в ПК, за счет чередующихся процессов экстракции карбонатного вещества и обменной адсорбции образуются $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ($\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$) воды с M до $8\text{--}15$ г/л Боржомского и Ессентукского типов [4].

Близкую кинетику, но совершенно иные гидрогеохимические последствия имеют процессы селективной экстракции гипса и обменной адсорбции в глинистых породах, богатых адсорбированным Na^+ . Вопреки утвердившимся представлениям в этой области [5 и др.], оказалось, что указанные процессы в системе « $\text{SO}_4\text{-Na}$ вода — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — Na^+ ПК», как и в случае углекислых содовых вод, не одноактны. Они имеют многоступенчатый альтернирующий характер, обеспечивающий аккумуляцию в растворе значительных количеств Na_2SO_4 . Именно благодаря двум взаимосвязанным и взаимообусловленным процессам, стимулирующим друг друга, — катионному обмену, ведущему к появлению в растворе Na_2SO_4 , и последующей экстракции образующейся $\text{SO}_4\text{-Na}$ водой гипса — и происходит аккумуляция Na_2SO_4 и формирование соленых глауберовых вод. Однако, несмотря на большие резервы гипса в породах и Na^+ в ПК их терригенной части, накопление в модельных растворах Na_2SO_4 происходит только до M $14\text{--}16$ г/л, что с учетом наличия других солей соответствует M подземных $\text{SO}_4\text{-Na}$ вод. После этого растворение гипса завершается и литолого-гидрогеохимическая система приходит в равновесное состояние.

Таким образом, $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Na}$ воды представляют закономерный итог геохимической эволюции подземной гидросферы Волго-Уральского бассейна в позднем палеозое, мезозое и кайнозое. Катионный состав их опосредствованно (через ПК пород) заимствован от вод позднепермских бассейнов седиментации и, следовательно, является их геохимическим наследием.

Следует указать, что механизм и кинетика межфазовых взаимодействий, происходящих на границе «глинистый минерал — вода» под совокупным влиянием электростатических, адсорбционных и диффузионных сил [6], определяют исключительно высокую скорость протекания обменно-адсорбционных процессов. Время, необходимое для их завершения (минуты — часы) [1, 2], несоизмеримо мало по сравнению с периодом полного водообмена в породах и, тем более, с их возрастом. Вместе с тем, несмотря на скоротечность ионообменной адсорбции, ПК глинистых пород в течение длительного геологического времени способен хранить «память» о своем прародителе — исходном бассейне седиментации, являющемся источником адсорбированных глинистыми частицами катионов. Это — своеобразный генетический код, открывающий доступ к палеогидрогеохимической информации и позволяющий воссоздать состав водоемов седиментации минувших геологических эпох.

Литература:

1. Гедройц К.К. Избранные научные труды. — М.: Наука, 1975. — 637 с.
2. Попов В.Г. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере // Водные ресурсы. — 1990. — № 1. — С. 73–81.
3. Попов В.Г. Литолого-гидрогеохимическая роль плотностной конвекции в седиментационных бассейнах с галогенными формациями // Литология и полез. ископаемые. — 2000. — № 4. — С. 413–420.
4. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.И. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. — Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. — 156 с.
5. Посохов Е.В. Сульфатные воды в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 166 с.
6. Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зянгириов П.С. Грунтоведение. — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 596 с.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА

А. И. Смирнов

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

В настоящее время выделяется более 300 типов карста, при этом в отечественной литературе нет единой точки зрения на проблему типологии карста. Поэтому при типизации карста какой-либо территории с целью оценки ее карстоопасности, как правило, должны выбираться главные факторы его развития, наиболее полно раскрывающие особенности той или иной закарстованной территории.

Исходя из современных представлений о подземной гидросфере и вертикальной зональности карста [1], в ней выделяются две принципиально различные обстановки его развития, которые представлены двумя этажами: экзо- и эндокарстовым. Для оценки карстоопасности, направленной на безопасность жизнедеятельности человека и других биологических сообществ, типизация карста должна затрагивать, прежде всего, верхнюю (близповерхностную) зону (или экзокарстовый этаж) карстосферы, в которой карст развивается наиболее интенсивно.

Верхняя зона карстосферы на Южном Урале и в Предуралье наиболее активно формировалась в новейший этап геологического развития. В неоген-четвертичное время наиболее благоприятные климатические условия для развития карста существовали в доплиоценовое и раннеплиоценовое время. На рубеже миоцена и плиоцена для развития карстового процесса были наилучшими и гид-

родинамические условия, обусловленные предкинельским врезом палеорек. Резко активизировавшись в это время на участках с наиболее благоприятными геолого-геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, карстовый процесс унаследованно более активно развивался на них и в последующие периоды формирования верхней зоны карстосферы. Наивысшую активность развития на этих участках карст сохраняет и на современном этапе. Отсюда, мощность верхней зоны карстосферы для рассматриваемой территории контролируется глубиной современного и палеовреза речной сети и колеблется от 100 до 200 м [4].

По условиям залегания карстующихся пород и характеру рельефа на региональном уровне в верхней (близповерхностной) зоне карстосферы на Южном Урале и в Предуралье в границах Республики Башкортостан выделяются: Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I) и Уральская карстовая страна (II). В пределах первой развит: I-A — равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах Предуралья и I-B — равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах. В пределах второй: II-A — горный карст в сильно дислоцированных образованиях Урала и II-B — равнинный карст в складчатоглыбовых отложениях Зауралья [2].

Карстооведам, геологам и гидрогеологам хорошо известны основные типы карста рассматриваемой территории, которые выделяются по: условиям питания подземных вод, составу карстующихся пород, степени перекрытости карстующихся пород некарстующимися (их состава, возраста и характера водопроницаемости).

Кроме того, по геоморфологическим условиям на уровне элементов рельефа на территории Башкортостана выделяется два типа карста: 1) карст речных долин и 2) карст междуречий.

Главным основанием выделения этих типов карста является установленная еще Д.С. Соколовым [5] общая закономерность более интенсивной закарстованности долин-дрен в сравнении с ядрами водораздельных пространств.

В свою очередь, карст речных долин по характеру рельефа можно разделить на склоновый (1а) и террасовый (1б). В то же время по характеру разгрузки подземных вод в речных долинах выделяются две основные гидродинамические обстановки, характеризующие особенности развития карста — гидродинамические обстановки интенсивного и затрудненного водообмена трещинно-карстовых вод.

Гидродинамические условия в пределах карста речных долин характеризуются следующим образом [4]. Гидродинамическая обстановка (1а—1) интенсивного водообмена трещинно-карстовых вод, которая характерна обычно для крутых склонов долин-дрен, где наблюдается выклинивание водоупорных и водоносных пород, свободная разгрузка трещинно-карстовых вод в виде родников или же невидимый переток из верхних толщ в нижележащие породы по трещинам бортового отпора. Формирование ее обусловлено предкинельским и раннеплейстоценовым врезами речной сети. В этой обстановке карст развивается однонаправленно и унаследовано с конца миоцена, что предопределяет в ее условиях наибольшую интенсивность распространения карстовых форм и высокую активность их развития на современном этапе.

Гидродинамическая обстановка (1а—2) затрудненного водообмена трещинно-карстовых вод, которая характеризуется замедленной разгрузкой подземных вод вследствие развития обычно на пологих склонах и низких междуречьях суглинисто-глинистого неоген-четвертичного покрова. Наличие слабоводопроницаемого или водоупорного чехла над карстующейся толщей препятствует здесь инфильтрации атмосферных осадков и свободной разгрузке подземных вод, что предопределяет значительно более низкую интенсивность распространения и активность развития карстового процесса в ней, чем в гидродинамической обстановке интенсивного водообмена.

Следует отметить, что гидродинамическая обстановка затрудненного водообмена трещинно-карстовых вод может быть сформирована и на относительно крутых склонах долин-дрен покрытых слабоводопроницаемым чехлом суглинисто-глинистых отложений.

Различия в активности развития карста в охарактеризованных гидродинамических обстановках можно наблюдать на Уфимском полуострове в г. Уфе (рис.).

С западной стороны полуострова (по правобережью р. Белой) — на Уфимском косогоре, где сформирована гидродинамическая обстановка интенсивного водообмена трещинно-карстовых

вод, в среднем за последние 35 лет достоверно зафиксировано образование двух новых провалов в год [3]. С восточной стороны полуострова по правобережью р. Уфы, где сформирована гидродинамическая обстановка затрудненного водообмена трещинно-карстовых вод, какие-либо современные проявления карста на поверхности за это же время не фиксировались.

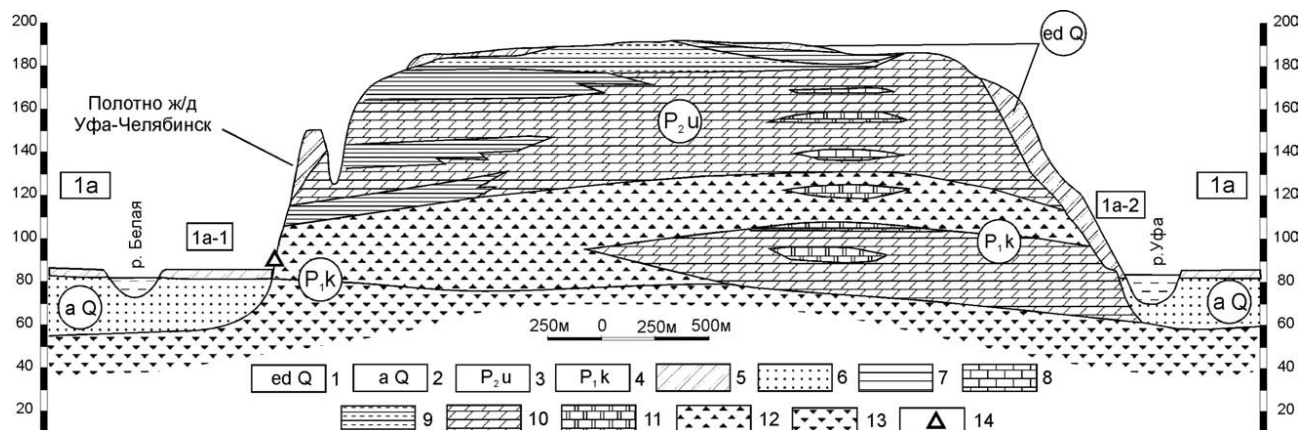


Рис. Схематический геологический разрез Уфимского полуострова по широте разреза «Воронки» (по С.П. Ткаличу, 1953 г.)

Условные обозначения: 1 — элювиально-делювиальные отложения склонов и водоразделов; 2 — отложения надпойменных аккумулятивных террас; 3 — глинисто-мергельно-песчано-известковая красноцветная толща уфимского яруса; 4 — гипсово-ангидритовая толща кунгурского яруса; 5 — суглинок, глина; 6 — песчано-гравийно-галечные отложения; 7 — аргиллит; 8 — известняк; 9 — песчаник; 10 — мергель; 11 — доломит; 12 — гипс; 13 — ангидрит, 14 — родник.

Литература:

1. Ежов Ю.А., Лысенко Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. Карст в земной коре: распространение и основные типы. — Новосибирск, 1992. — 76 с.
2. Карст Башкортостана / Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В. Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин. — Уфа: Информреклама, 2002. — 383 с.
3. Смирнов А.И. Активность проявления карста вдоль железной дороги на Уфимском косогоре // Гидрогеология и карстование: Межвуз. сб. науч. тр. — Пермь; Оренбург, 2013. — Вып. 19. — С. 219–224.
4. Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф. Карстоопасность территории Республики Башкортостан // Вестник АН РБ. — Уфа, 2007. — № 2. — С. 5–11.
5. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 322 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ МОРФОЛИТОСИСТЕМ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Н. Г. Судакова, А. И. Введенская, Г. М. Немцова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Результативность региональных геоэкологических исследований в значительной мере определяется рациональным системным подходом к оценке устойчивости морфолитогенной основы с учетом как пространственного разнообразия особенностей рельефа и геологического строения, так и унаследованных эволюционных преобразований морфолитосистем. Поиск палеогеографических закономерностей развития природного комплекса — актуальная задача геоэкологии [1, 3]. В этих целях весьма перспективно проведение комплексного эколого-палеогеографического районирования неоднородной территории с учетом всей совокупности системообразующих факторов морфолитоге-неза, которое имеет существенные преимущества для достижения более объективной интегральной и адресной оценки геоэкологической напряженности в региональных подразделениях [2].

В основу реконструкций и обобщений положены результаты многолетних комплексных палеогеографических полевых и лабораторных исследований на обширной территории с применением широкого спектра геоморфологических, литостратиграфических, биостратиграфических и геохронологических методов, которые позволяют получить ценную информацию для стратиграфических и геоэкологических построений [3, 4]. Разработана стратегия по выявлению закономерностей морфолито-генеза с целью оценки устойчивости геосистем на основе проведения комплексного эколого-палеогеографического районирования территории Среднего Поволжья, где в едином информационном поле отражаются пространственные (провинциальные, зональные) и возрастные (направленные, ритмические) тенденции изменчивости показателей строения и состава морфолитосистем.

Критерием региональных подразделений служат факторы, характеризующие геоэкологическое состояние морфолитогенной основы. Они представлены в классификационной матрице (таблица): 1) геологическое строение коренного основания, 2) геоморфологические особенности, 3) строение плейстоценовой толщи, 4) экзогенные процессы. По ряду признаков обособляются единицы районирования различного таксономического ранга. Четыре провинции выделены по морфоструктурным признакам в тесной связи с геологическим строением и тектоническими структурами. Десять областей локализуются в соответствии с геоморфологической принадлежностью и спецификой местных питающих провинций, типом строения разрезов плейстоценовых отложений, а также направленностью и интенсивностью экзогенных процессов. В трехбалльной системе оценивается природная устойчивость морфолитогенной основы.

При анализе и оценке природной устойчивости морфолитосистем учитывались геолого-геоморфологические факторы неустойчивости: фациально-генетическая и литолого-стратиграфическая неоднородность и маломощность четвертичного покрова, близкое залегание к поверхности неустойчивых коренных пород в сочетании с относительно большой глубиной и густотой расчленения рельефа и высоким уровнем грунтовых вод. Снижает геоэкологическую устойчивость морфолитосистем широкое распространение легко размываемых и просадочных лессовидных пород. Взаимосвязь и многообразие этих природных факторов, пространственные и возрастные закономерности рельефо- и осадкообразования, устанавливаемые с помощью вспомогательных карт, служат основой для порайонной суммарной оценки состояния устойчивости морфолитосистем.

Проведенная порайонная оценка выявляет регионы с различной геоэкологической напряженностью. Из анализа таблицы следует, что наиболее стабильное состояние устойчивости окружающей среды (2—3 балла) свойственно областям, отличающимся мощными ледниковыми аккумуляциями на слабо расчлененной равнине, преимущественно в тылу границы московского оледенения (провинции IV, VI, области 8, 9). Относительно низкая природная устойчивость (1—2 балла) характерна для областей с неглубоким залеганием карстующихся пород и изменчивым строением и мощностью

рыхлых отложений (14 область). Так, интенсивное карстообразование характерно для территории Коврово-Окско-Цнинского вала, в цоколе которого на глубине около 20 м залегают карбонатные коренные породы. Неблагоприятная геоэкологическая обстановка усиливается здесь активной овражной эрозией (при густоте овражного расчленения 0,4–0,8 км/км²). В нижнем течении рек Цны и Мокши, и ниже по течению р. Оки на склонах долин, сложенных в основании пластичными юрскими породами, активизируются оползневые процессы, также составляющие геоэкологическую угрозу. На юго-восточной окраине зоны покровных оледенений наличие мощного лессового покрова с просадочными явлениями (области 8, 9, 10 — см. табл.) способствует проявлению интенсивной овражной эрозии.

Таблица

**Подразделения эколого-палеогеографического районирования
Среднего Поволжья**

Единицы районирования		Факторы формирования морфолитосистем					Устойчивость морфолитосистем (в баллах)
Провинции	Области	Геологический индекс коренного основания, литология	Абс. отметки поверхности (м)	Мощность четвертичного покров (м)	Глубина эрозионного расчленения (м)	Преобладающие экзогенные процессы	
I. Плато Северные Увалы	1. Ледниково-эрозионное плато	Р, Т, К. Мергели, глины, пески	150–260	20–100	30–70	С, К	2–3
II. Окско-Верхневолжская равнина	2. Вологодско-Даниловская ледниково-аккумулятивная возвышенность с грядами и холмами	Р, Т, К. Мергели, глины, пески	125–230	20–130	50–70	С, Оп.	2–3
	3. Борисоглебско-Ивановская ледниковая равнина	К, J, Р. Пески, глины, мергели	90–290	60–100	30–50	С, О	2
	4. Унжинско-Клязьминская зандрово-водноледниковая аллювиальная равнина	Р, Т, J, К. Мергели, глины, пески	100–180	20–80	20–50	О, Б, Оп, А	2
	5. Клиньско-Дмитровская ледниковая возвышенность	К, J, С. Опоки, глины, пески, известняки	200–290	10–60	70–125	О, Оп, С	1–2
	6. Мещерская-аллювиально-зандровая низина	J, К, N. Глины, пески	100–170	10–40	20–40	Б, К	1–2
	7. Цнинско-Клязьминское моренное плато	С, Р, J. Известняки, мергели, глины	150–185	15–20	40–60	К, О, Оп, С	1
III. Окско-Донская равнина	8. Цнинско-Мокшинская моренно- и долинно-зандровая равнина	N, К, J, С. Пески, глины, мергели	150–215	15–20	20–60	П, С	2–3
IV. Приволжская возвышенность	9. Арзамасская ледниково-эрозионная равнина	Р, J, К. Мергели, глины, пески	200–250	10–30	75–125	О, К, П	2
	10. Чембарская эрозионно-денудационная возвышенность	К, Рg. Глины, опоки, пески	180–290	2–40	75–125	С, О, К	1–2

Примечания: 1. Глубина эрозионного расчленения рельефа дана по А.И. Спиридонову [1980]. 2. Обозначения экзогенных процессов: О — овражно-балочные; Оп. — оползни; А — абразия; С — комплекс склоновых процессов (нерасчлененных); К — карст; П — просадки; Б — заболачивание, торфообразование (пожароопасность при иссушении). 3. Оценка степени устойчивости морфолитосистем в баллах: 1 — неустойчивая; 1–2 — слабоустойчивая; 2 — среднеустойчивая; 2–3 — относительно устойчивая.

Таким образом, инновационные предложения по проведению комплексного районирования позволили получить более объективную интегральную (с учетом унаследованных признаков) оценку состояния устойчивости геосистем и одновременно обоснованный адресный (порайонный) прогноз развития геоэкологической напряженности. Установленная инфраструктура территориальных подразделений с адресной оценкой геоэкологического состояния и прогноза устойчивого развития геосистем имеет важное значение для рационального природопользования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222).

Литература:

1. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. / Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, Н.И. Глушанкова, С.С. Карпунин, В.А. Костомаха, Н.В. Макарова, Г.М. Немцова, Г.И. Рычагов, С.С. Фаустов. — М.: Изд-во МГУ, 2013. — 119 с.
2. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Литолого-геоморфологический анализ как основа комплексного эколого-палеогеографического районирования Русской равнины // Геоморфология. — 2013. — № 3. — С. 24–35.
3. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем — новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2: Сборник науч. тр. — М.: Изд-во Географического факультета МГУ, 2008. — С. 245–252.
4. Судакова Н.Г., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическая основа геоэкологических исследований // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Матер. конф. — Уфа, 2006. — С. 207–209.

ВЛИЯНИЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИРОДНУЮ СРЕДУ ШАРАНСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН (НА ПРИМЕРЕ АБДУЛЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

А. Д. Тулумгужина, Р. Г. Галимова

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Территория Шаранского района расположена в Башкирском Приуралье. Районный центр — село Шаран, находится в 180 км от Уфы [2].

На территории Шаранского района расположены более 30 основных предприятий и организаций, оказывающих негативное влияние на окружающую среду. Среди объектов промышленности наиболее крупные — это ППО Шаранское ЛПУ ООО «ГазПромТрансГазУфа».

В самом Шаране — самом крупном населенном пункте района — отсутствуют крупные промышленные предприятия. Есть предприятия строительной промышленности, коммунальные предприятия и сельскохозяйственные производства.

Имеется 830 стационарных источников выбросов. При этом выбрасывается более 50 различных загрязняющих веществ. Основные ингредиенты — метан, оксид углерода, окислы азота, аммиак и т.д. [4].

Нефтяные месторождения на территории Дюртюлинского, Нижнеташлинского, Чалмалинского и Базгиевского сельских поселений разрабатываются УДНГ «Октябрьскнефть» и «Туймазынефть», ежегодно ими добывается около 200 тыс. т ценного сырья.

НГДУ «Октябрьскнефть» занимается добычей нефти и газа не только на территории Шаранского района, а также на территории Еремеевского, Туймазинского, Белебеевского, Давлекановского, Благоварского и Буздякского районов республики Башкортостан. Таким образом, нефте- и газодобыча осуществляется на 19 месторождениях [3].

Наиболее опасным источником загрязнения природной среды является разрабатываемое Абдулловское месторождение, расположенное большей частью на территории Шаранского района. На месторождении пробурено 306 скважин. Основное влияние на природные комплексы оказывают факелы, резервуарные парки, котельные. Основными объектами загрязнения атмосферы на территории месторождения являются: кусты скважин и три дожимные насосные станции. Всего на территории Абдулловского месторождения выявлено 224 действующих источника выбросов, из них 218 неорганизованных и 6 организованных.

При добыче, сборе и транспортировке нефти и газа на Абдулловском месторождении применяется герметизированная система, однако в результате нарушения герметичности технологического оборудования происходит выброс в атмосферу загрязняющих веществ. В результате расчетов рассеивания вредных веществ в атмосфере определены максимальные приземные концентрации на границе санитарно-защитной зоны. Общий валовый выброс загрязняющих веществ по Абдулловскому месторождению составляет 107,9719 т/год. Основным нефтяным объектом загрязнения территории месторождения является ДНС-8. Наибольший выброс веществ приходится на факел. Основным загрязняющим веществом является оксид углерода, доля которого в общем выбросе составляет 50,1% [5].

Разработка Абдулловского месторождения сказалось на качестве двух родников, расположенных в верхнем течении р. Мордовские Сулли, в зоне с большой техногенной нагрузкой. Необходимо в зоне питания этих родников провести полномасштабные исследования с производством рекультивации земель, если это необходимо, и отбором проб на микрокомпонентный состав вод. Отбор проб следует учесть.

Значительную опасность с точки зрения загрязнения пресноводного комплекса представляют собой поглощение бурового раствора. Этому способствуют геологические и гидрогеологические условия бурения. Раствор, применяемый при бурении пресноводного комплекса, считается экологически чистым, однако техническая вода и раствор, приготовляемый на ней, могут быть носителями микроорганизмов, и для некоторых из них пластовые условия являются благоприятной средой для размножения.

Загрязнение почвенно-растительного покрова проявляется в виде замазучивания нефтью и нефтепродуктами, а также засоления минерализованными сточными водами. Площадные и линейные нефтепромысловые объекты являются потенциальными источниками загрязнения.

Загрязнение природных экосистем проявляется в случае аварийных разливов нефти и оказывает воздействие на весь комплекс качеств почв, определяющих их плодородие.

В первую очередь происходит изменение морфологических свойств почв. Цвет профиля становится более темным, увеличивается плотность и слитность почв, появляются масляные и радужные пятна по границам структурных отдельностей в иллювиальных горизонтах, появляется столбчатая структура в нижней части профиля, выцветы солей, изменяется кислотно-щелочное равновесие [1].

Соблюдение специального режима на территории водоохранных зон является составной частью комплекса природоохранных мер по улучшению гидрологического, гидробиологического, санитарного и экологического состояния водных объектов и благоустройству их прибрежных территорий.

Для предотвращения и уменьшения объема вредных выбросов от нефтедобывающего оборудования в пределах водоохранных зон устанавливаются прибрежные защитные полосы, на территории которых вводятся дополнительные ограничения хозяйственной деятельности.

С целью снижения антропогенной нагрузки на почвенно-растительный покров и устранения засоления, загрязнения нефтепродуктами проводятся рекультивационные работы.

Литература:

1. Отчет о научно-исследовательской работе / Под ред. Е.В. Лозина. — Уфа: БашНИПИнефть, 1996. — Т. 6. — 540 с.
2. Официальный сайт Муниципального района «Шаранский район РБ» [Электронный ресурс]. — URL: <http://www.sharanrb.ru/>.

3. Оценка воздействия на окружающую среду при разработке Туймазинского месторождения / Под ред. Е.В. Лозина. — Уфа: БашНИПИнефть, 2003. — Т. 1. — 412 с.
4. Оценка экологической ситуации Шаранского района за 2005 г. / Отдел по охране окружающей среды, экологической безопасности и чрезвычайным ситуациям. — Шаран, 2005. — 50 с.
5. Экологический фактор в принятии экономических решений нефтяной компании / Э.А. Крайнова. — Уфа: АНК «Башнефть», 1997. — 146 с.

СОДЕРЖАНИЕ МЕДИ (Cu) В ВОДЕ В ЗОНЕ УСТЬЯ РЕКИ МЕКОНГ ПО СРАВНЕНИЮ С ДРУГИМИ РЕКАМИ И РАЙОНАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ВЬЕТНАМА

Фунг Тхай Зыонг¹, Фан Хоанг Линь², Тринь Фи Хоань³, Тон Шон³, Фан Ван Туан³

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия; E-mail: phunghaiduongdhdh@gmail.com

² Университет Кантхо, г. Кантхо, Вьетнам

³ Университет Донгтахп, г. Каолань, Вьетнам

Исследование осуществляется в целях определения содержания тяжелых металлов Cu в воде устья реки Меконг (Вьетнам). Результаты показали, что содержание Cu в зоне устья реки Меконг составляет 69,57 мкг/дм³. Содержание всех металлов не превышает государственную норму, используемую для оценки уровня негативного воздействия на водных животных и прибрежные экосистемы. По сравнению с другими реками и зонами содержание тяжелых металлов в районе исследования высокое.

Содержание Cu в воде вдоль реки Меконг. На основании правил, установленных предельным значением параметра в поверхностной воде для использования с целью защиты водных организмов (QCVN 38:2011/BTNMT), и на основе анализа 12 проб в зоне устья р. Меконг мы находим, что содержание Cu меньше, чем установленный уровень Вьетнамской нормы (мкг/дм³) (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание Cu (мкг/дм³)

Пункт	Содержание	Пункт	Содержание	Пункт	Содержание
1	67,6	5	49,5	9	69,2
2	58,9	6	69,8	10	78,6
3	63,6	7	85,4	11	78,0
4	68,3	8	67,8	12	78,2
Среднее арифметическое		69,57			
QCVN 38:2011/BTNMT — Вьетнамская норма [6]		200,0			

Рисунок 2 показывает, что содержание Cu вдоль реки Меконг варьируется от низкого уровня 49,5 мкг/дм³ до самого высокого 85,4 мкг/дм³. Изменение содержания Cu вдоль реки Меконг иногда высокое, низкое, а изменение содержания Cu от точки к точке небольшое. К океану тенденция содержания Cu постепенно увеличивается. Содержание в точках отбора проб не превышает государственную норму (200 мкг/дм³).

Рис. 1. Район исследования (1) в нижнем течении реки Меконг (Вьетнам)

Содержание **Cu** в реке Меконг по сравнению с притоками и другими районами. На основании таблицы 2 мы находим, что содержание **Cu** в впадающих в реку Меконг притоках находится на относительно высоком уровне, выше, чем общий средний уровень содержания вдоль главной реки Хамлуонг. Из этого явствует, что накопление содержания тяжелых металлов в воде реки Меконг происходит из верховья, и производственная деятельность местного населения также значительно способствует накоплению тяжелых металлов.

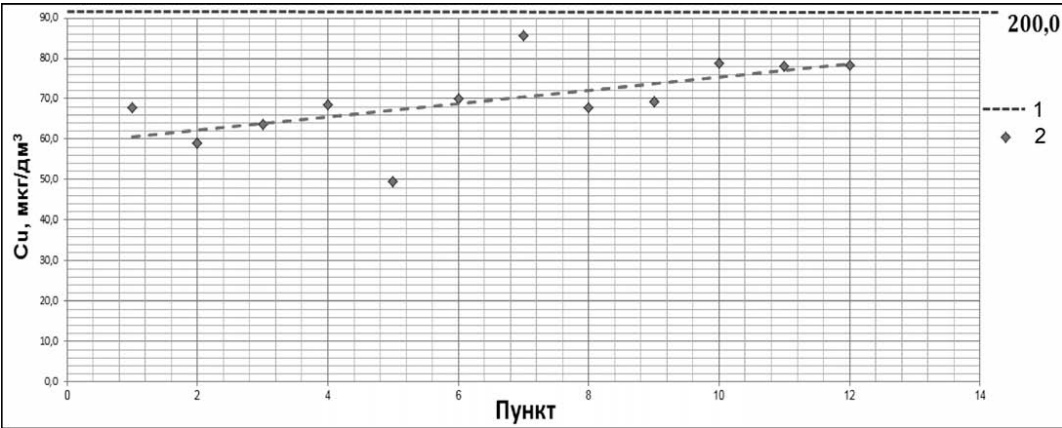
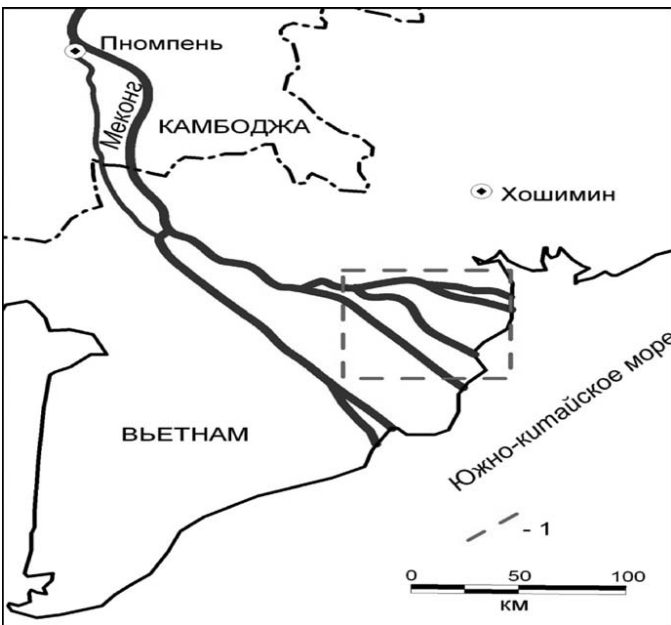


Рис. 2. Содержание **Cu** по сравнению с государственной нормой: $Cu = 1,6381x + 58,927$; $R^2 = 0,3694$
Условные обозначения: 1 — QCVN 38:2011/BTNMT — Государственная норма (Вьетнам) оценки качества поверхностной воды для водяных организмов и прибрежных экосистем (мкг/дм³); 2 — Пункт — местоположение исследования: (1, 2, 3, ..., 12)

Таблица 2

Среднее содержание **Cu в донных отложениях в зоне реки Меконг по сравнению с содержанием в других реках и районах на территории Вьетнама, мкг/дм³**

Показатель	Устье реки Меконг	Загрязнение As в поверхностной воде в дельте Меконг [1]	Качество по-верхностной воды в районе Бенче [2]	Содержание тяжелых металлов As, Cd, Hg в приморской земле провинции Камау [3]	Тяжелые металлы в среде залива Ван Фонг [4]	Провинция Кханьхоа, Содержание Hg в воде зоны устья Бать Данг [5]
Cu	69,57	н.д.	5,0	12,0	2,4	н.д.

Примечание: н.д. — нет данных [1, 2, 3, 4, 5].

Среднее содержание **Cu** в зоне устья реки Меконг является 69,57 мкг/дм³. На основании таблицы 2 мы видим, что как содержание **Zn**, так и содержание **Cu** выше, чем в других районах

и реках на территории Вьетнама. За счет значительного содержания Си в верховьях реки, а также в результате производственной деятельности местного населения, в нижнем течении содержание Си высокое, выше, чем в других районах, что содержит возможность загрязнения.

Вывод. Результаты исследования также соответствуют исследованиям и позициям J.I. Nirmal Kumar и др. (2010 г.), Patel и др. (2005 г.), R.M. Cenci, J.-M. Martin и др. (2004 г.), Simone de Rosemond и др. (2008 г.), White & Driscoll (1987 г.) (цитата в WHO (ВОЗ) 2001 г.) о том, что в зоне устья содержатся многие взвешенные вещества, городские, сельскохозяйственные и промышленные сточные воды. Все это является ключевым фактором, создающим загрязнение воды тяжелыми металлами.

Литература:

1. Буй Тхи Нга. Загрязнение As в поверхностной воде в дельте Меконга // Научный журнал Университета провинции Канто. — 2012. — № 18b. — С. 183–192.
2. Южный институт научной гидротехники. Планирование водоснабжения и сельской санитарии провинции Бенче. — 2008. — 16 с.
3. Нгуен Ван Тхо. Содержание тяжелых металлов As, Cd, Hg в почве в прибрежных районах провинции Камау. — 2007. — 51 с.
4. Ле Тхи Винь. Тяжелые металлы в среде залива Ванфонг (провинция Ханьхоа) // Наука и морская технология. — 2012. — № 3. — С. 12–23.
5. Институт рыбного хозяйства. Содержание Hg в воде в зоне устья Бать Данг. — 2013. — 3 с.
6. Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды. Государственная техническая норма качества воды (QCVN 38:2011/ BTNMT). — 2011. — 6 с.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА БУТИЛИРОВАННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД, ПРОДАВАЕМЫХ В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН, МЕТОДОМ БИОТЕСТИРОВАНИЯ ПО *LEPIDIUM SATIVUM* L.

А. Н. Шмидт

Башкирский государственный университет, г. Уфа

Согласно ГОСТ Р 54316-2011 «Воды минеральные природные питьевые» рассматриваемые минеральные воды «Белебеевская-2», «Источник жизни», «Красноусольская», «Липецкий бювет» относятся к минеральным слабоминерализованным и маломинерализованным лечебно-столовым с минерализацией >1 г/л [1].

Для исследования была выбрана методика определения качества вод по измерению показателей всхожести семян, средней длины и среднего сухого веса проростков кресс-салата [2]. Результатами практической работы мы стремились доказать гипотезу, что вполне целесообразно оценивать качество минеральных вод с помощью методов биотестирования.

Цель работы заключалась в оценке качества бутилированной минеральной воды, продаваемой в Республике Башкортостан. Работа по биотестированию качества вод осуществлялась по проросткам однолетнего растения семейства Капустные (Brassicaceae) — кресс-салат (*Lepidium sativum*) и выполнялась на кафедре ботаники Башкирского государственного университета в течение ноября — декабря 2013 г. Все исследования по теме проводились в дневное время, при сочетании искусственного и естественного освещения в стандартных, оптимальных для тест-растений условиях.

В опыте по биотестированию измерили показатели фитотеста: длину главного корня, длину побега, средний сухой вес, всхожесть, энергию прорастания, дружность прорастания. Аналогично произвели подсчет количества листьев на побеге.

Для биотестирования были взяты четыре пробы бутилированной воды разного ионного состава и минерализации (табл. 1).

Таблица 1

Основной ионный состав и минерализация бутилированных вод

Наименование ми- неральной воды	Комплекс основных ионов, мг/дм ³						Минерализация, г/дм ³
	Анионы			Катионы			
	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
«Белебеевская-2»	<50	250—450	500—700	150—350	<25	<25	1,1—2,0
«Источник жизни»	200—400	250—450	25—125	150—350	20—80	<50	0,8—1,0
«Красноусольская»	<25	200—400	1000—1500	<100	450—700	<5	1,8—2,8
«Липецкий бювет»	500—850	200—400	1200—1700	800—1200	<150	<50	4,0

Результаты исследований представлены в таблице 2, где показаны параметры морфометрических показателей и всхожести семян в зависимости от источника.

Таблица 2

Параметры фитотеста при поливе различной минеральной водой

Наименование воды	Параметры фитотеста						
	Длина главного корня, мм	Длина побега, мм	Вес, г	Количество листьев	Всхожесть, на 5 день, %	Энергия прорастания, %	Дружность прорастания, %
«Белебеевская-2»	32,0	9,2	0,43	3,7	41	28	28
«Источник жизни»	17,5	6,7	0,34	3	41	21	21
«Красноусольская»	24,4	9,9	0,39	4,2	63	29	29
«Липецкий бювет»	18,0	8,1	0,38	3,6	60	24	24
Дистиллированная вода (контроль)	31,2	9,1	0,38	3,9	60	22	22
Водопроводная вода (контроль)	30,3	10,6	0,44	4,1	67	33	33

Анализируя полученные результаты, можно отметить высокие значения морфометрических показателей и параметров всхожести кресс-салата, проросшего на «Белебеевской-2» и «Красноусольской» водах, что обуславливается относительно низким содержанием магния и хлора в составе комплекса основных ионов (см. табл. 1), а также высокие средние значения длины главного корня, длины побега, веса и других параметров. Минеральные воды «Липецкий бювет» и «Источник жизни», согласно полученным данным, оказывают подавляющее воздействие на рост и развитие кресс-салата.

Литература:

1. ГОСТ Р 54316-2011 «Национальный стандарт Российской Федерации. Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия». — М.: Стандартинформ, 2011.
2. Лисовицкая О.В., Терехова В.А. Фитотестирование: основные подходы, проблемы лабораторного метода и современные решения // Доклады по экологическому почвоведению. — 2010. — Т. 13, № 1. — С. 1–18.

БИОИНДЕКСАЦИОННАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ ПАВЛОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

М. Б. Юзаева¹, А. О. Полева², Ф. Б. Шкундина¹

¹ *Башкирский государственный университет, г. Уфа*

² *Институт геологии Уфимского научного центра РАН*

Централизованное водоснабжение г. Уфы (с населением свыше 1 млн жителей) обеспечивается инфильтрационными водозаборами, расположенными в долине р. Уфы. Ресурсы и качество воды в водозаборах регулируется Павловским водохранилищем [1].

Материалом для оценки экологического состояния водохранилища послужили пробы фитопланктона, отобранные в вегетационные периоды 2012–2013 гг. на разных створах по всей акватории водохранилища. Методика сбора и обработки материала соответствовала общепринятым подходам при изучении водорослей [2]. Количественные пробы просчитывали в камере Нажотта объемом 0,01 см³ с использованием светового микроскопа (МБИ-3). Биомассу фитопланктона определяли расчетно-объемным методом. Для оценки экологического состояния водохранилища рассчитывали индекс сапробности по численности и биомассе. Индекс сапробности указывают с точностью до 0,01. Для ксеносапробной зоны он находится в пределах 0–0,50; олигосапробной — 0,51–1,50; β-мезосапробной — 1,51–2,50; α-мезосапробной — 2,51–3,50; полисапробной — 3,51–4,00 [3]. При обработке данных использовались стандартные статистические программы для персонального компьютера.

Таблица

**Значения индексов сапробности по численности и биомассе автотрофного
планктона Павловского водохранилища на разных створах**

Даты отбора	Створы	Численность, тыс. кл/л	Индекс сапробности по численности	Биомасса, г/м ³	Индекс сапробности по биомассе
14.07.2012	Караидель, П	1812	0,74	5,24	1,59
	Магинск, П	810	0,55	0,74	1,43
	Юрюзань, Л	714	0,83	0,32	1,51
	Атамановка, Л	1010	0,62	0,38	1,47
	Атамановка, П	1218	0,61	1,60	0,57
10.07.2012	Павловка, Л дно	480	0,23	0,10	1,21
	Павловка, П поверхность	768	0,11	0,12	0,05
20.08.2012	Бердяшка, залив	1578	1,17	2,95	2,03
	Магинск, Л	2025	1,03	2,27	1,79
	Магинск, С	1614	0,74	2,62	1,54
	Устье Юрюзани, С	690	0,79	0,29	1,43
	Устье Юрюзани, П.	588	0,64	0,23	1,54
	Павловка, С	768	0,67	0,20	1,26
4.08.2013	Караидель	1608	0,62	4,22	1,63
	Бердяшка	3054	1,38	3,59	1,47
	Магинск	1464	0,62	0,0004	1,61
	Атамановка (Звездный)	1002	0,47	0,51	1,55
31.07.2013	Павловка (Авиатор)	5958	1,28	4,02	1,11
	Павловка, причал	3584	1,21	2,74	1,21

Преобладающее число видов было характерно для отделов Chlorophyta, Bacillariophyta, Cyanoprokaryota. Отдел Chlorophyta, представленный классом Chlorophyceae и 6 порядками состав-

лял 55% от общего количества выявленных видов; отдел Bacillariophyta представленный 3 классами (Coscinodiscophyceae, Fragilariophyceae, Bacillariophyceae) и 6 порядками составлял 22% от общего количества видов; отдел Cyanoprokaryota, представленный классом Cyanophyceae и 4 порядками составлял 20% от общего количества видов. Отделы Euglenophyta, Chrysophyta и Charophyta были выявлены с единственными представителями: *Lepocinlis ovum* (Ehr.) Lemm., *Dinobryon divergens* Imhof. и *Closteriums* sp. sp. соответственно.

Наибольшая численность фитопланктона отмечена на створе с. Павловка (Авиатор) в количестве 5958 тыс. кл/дм³ (проба 2013 г.), минимальная на створе с. Павловка (верхний бьеф) равная 408 тыс. кл/дм³ (проба 2012 г., отобрана на дне). Такое распределение этого показателя объясняется местоположением створов. В местах, где водохранилище имеет большую антропогенную нагрузку, численность планктона выше.

На основе полученных результатов были вычислены индексы сапробности по численности фитопланктона. Сапробность — показатель степени органического загрязнения. Полученные результаты среднего индекса сапробности по численности по всей акватории водохранилища ($0,75 \pm 0,05$) свидетельствуют о том, что в вегетационные периоды 2012–2013 гг. в водохранилище сформировалась в основном олигосапробная зона. На створах с. Павловка (поверхность, 2012 г.) и Атамановка (Звездный, 2013 г.) индекс сапробности по численности (0,11 и 0,47 соответственно) показал ксеносапробную зону. Максимальные значения характерны для створа Бердяшка — 1,17 для пробы 2012 г. и 1,38 для пробы 2013 г., эти значения характеризовали олигосапробную зону.

Среднее значение биомассы фитопланктона на изученных створах составляло 1,37 г/м³, а индекс сапробности по бимассе — $1,69 \pm 0,05$, что позволяет говорить о сложившейся в водохранилище β-мезосапробной зоне. Наибольшая биомасса наблюдалась на створе с. Караидель (правый берег, 2012 г.) и она равнялась 5,24 г/м³, наименьшая же наблюдалась в 2013 г. на створе с. Магинск — 0,0004 г/м³. Увеличение индекса сапробности по биомассе наблюдалось на створах Бердяшка, где он составлял 2,03 (2012 г.), и Караидель (2013 г.) с индексом, равным 1,63 — β-мезосапробная зона. Наименьшие значения наблюдались на створах с. Павловка (2012 г.), где индекс составлял 0,05 — ксеносапробная зона, и с. Павловка (Авиатор) (2013 г.), где индекс равнялся 1,11 — олигосапробная зона.

Активное развитие фитопланктона в вегетационный период ведет к ухудшению качества воды в инфильтрационных водозаборах г. Уфы и других населенных пунктах, расположенных ниже Павловского водохранилища.

Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф., Шкундина Ф.Б., Полева А.О. Особенности гидрохимического и гидробиологического режимов Павловского // Водные ресурсы 2014. — Т. 41, № 1. — С. 1–11.
2. Водоросли: Справочник / Под ред. С.П. Вассер. — Киев: Наукова думка, 1989. — 608 с.
3. Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей — индикаторов окружающей среды. — Тель-Авив, 2006. — 498 с.

VII. ПРОБЛЕМЫ ОХРАНЫ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ, ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ

ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ В РЕГИОНАХ УРАЛА И МУГОДЖАР (ОБЗОР ТИПОЛОГИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ, ПРОБЛЕМ И ПЕРСПЕКТИВ ОХРАНЫ)

В. М. Павлейчик

Институт степи Уральского отделения Российской академии наук, г. Оренбург

Сложность структурно-тектонического строения Урала обуславливает литолого-минералогическое разнообразие, присутствие важнейших стратиграфических разрезов, обширное проявление карстовых процессов и др. Урал является регионом, в котором на протяжении длительного времени проходила становление отечественная геологическая наука. К настоящему времени остались свидетельства освоения минеральных ресурсов с древнейших времен — уникальные образцы историко-культурного наследия в виде горных выработок, заводов и др. Многие из геологических достопримечательностей являются активно посещаемыми туристическими объектами.

Вместе с тем развитие различных видов недропользования (добыча полезных ископаемых, туризм, коллекционирование минералов и др.) несет серьезную угрозу для сохранности объектов геологического наследия. Ранее нами отмечались общие черты и различия в охране на региональном уровне [7], что свидетельствует о необходимости разработки единой межрегиональной («общеевропейской») концепции сохранения объектов природного наследия Урала.

В Институте степи в 2012–2014 гг. реализуется интеграционная (совместно с другими учреждениями УрО РАН — Горный институт, Институт геологии Коми НЦ и Институт минералогии) тема «Геологическое и геоморфологическое наследие Урала и Приуралья: проблемы сохранения в условиях недропользования» (№ 12-И-5-2018).

Одним из направлений исследований является анализ регионального опыта и методологических подходов, применяемых при охране объектов геологического наследия. В данной публикации мы дополняем полученные ранее результаты [9] сведениями об охраняемых объектах Мугоджар и прилегающих к ним геологических структур в пределах Актюбинской области Республики Казахстан, без них обзор по «общеевропейскому» проекту был бы неполным.

Во многих регионах Урала активно проводится природоохранная деятельность, разрабатываются программы и мероприятия по развитию инфраструктуры туризма и отдыха, осуществляются работы по систематизации знаний и охране объектов геологического наследия [1–5, 8]. Эти материалы были взяты за основу подготовки обзора. Экспедиционными исследованиями обследовались наиболее значимые объекты на предмет оценки их современного состояния, возможных угроз и перспектив их экскурсионного использования.

Систематизация всего разнообразия геологических памятников природы (ГПП) позволила выявить общую картину охраны геологического наследия Урала. Последующий анализ выявил регионально и методологически обусловленные различия типов ГПП в различных административно-территориальных единицах Урала. Количество ГПП в регионах РФ и РК значительно отличается, но приведенные числовые показатели не в полной мере отражают ситуацию с охраной ценных геологических объектов. Малое количество ГПП в Актюбинской области РК объясняется тем, что в настоящее время правовой статус имеют лишь локальные объекты республиканского значения.

В других регионах Урала памятники природы федерального значения отсутствуют, но геологические объекты сохраняются не только в пределах памятников природы, но и в границах комплексных и более крупных особо охраняемых природных территорий (ООПТ) — государственных заповедников, национальных и природных парков. Это, в первую очередь, первый и единственный в РФ специализированный (минералогический) Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина УрО РАН. Помимо него наиболее важные объекты геологического наследия находятся под охраной на территориях заповедников Печоро-Илычский, Денежкин Камень, Башкирский, Южно-Уральский, «Шульган-Таш», национальных парков «Югыд Ва», «Зюраткуль» и «Таганай», природных парков «Оленьи ручьи» и «Река Чусовая», природно-минералогического заказника «Режевской», ландшафтного заказника «Предуралье», историко-природного комплекса «Ледяная гора и Кунгурская Ледяная пещера» и др. В целом в регионах Урала все наиболее значимые геологические объекты имеют природоохранный статус. Единственное, пожалуй, исключение составляют Каргалинские рудники в Оренбургском Предуралье — один из важнейших металлургических центров, начиная с эпохи бронзы (III–II тыс. до н.э.).

Количество ГПП в пределах Уральской горной страны и на прилегающих территориях часто не соотносится с долями площади, занимаемыми этими геоструктурами в составе административных регионов. Так, минимально количество «внеуральских» ГПП в Челябинской и Свердловской областях, в Пермском крае. Это связано с пониженным рельефом предуральских и западно-сибирских равнин, широким развитием четвертичных отложений. Вместе с тем такое соотношение может объясняться несовершенством подходов при идентификации и охране уникальных геологических объектов.

В разрезе большинства административных регионов долевое соотношение типов ГПП относительно постоянно (рис.). Иная типологическая структура в Свердловской области — здесь значительно преобладают геоморфологические ГПП при отсутствии стратиграфических, палеонтологических и комплексных. Весьма значительна доля минералогических и петрографических объектов в Оренбургской области за счет карьерных геологических разрезов, но их число в последующие годы будет лишь сокращаться в связи с возобновлением разработки некоторых месторождений и последующей ликвидацией статуса ООПТ. Также резко отличается структура ГПП Актыбинской области; здесь геоморфологическая составляющая объектов становится вторичной, а более

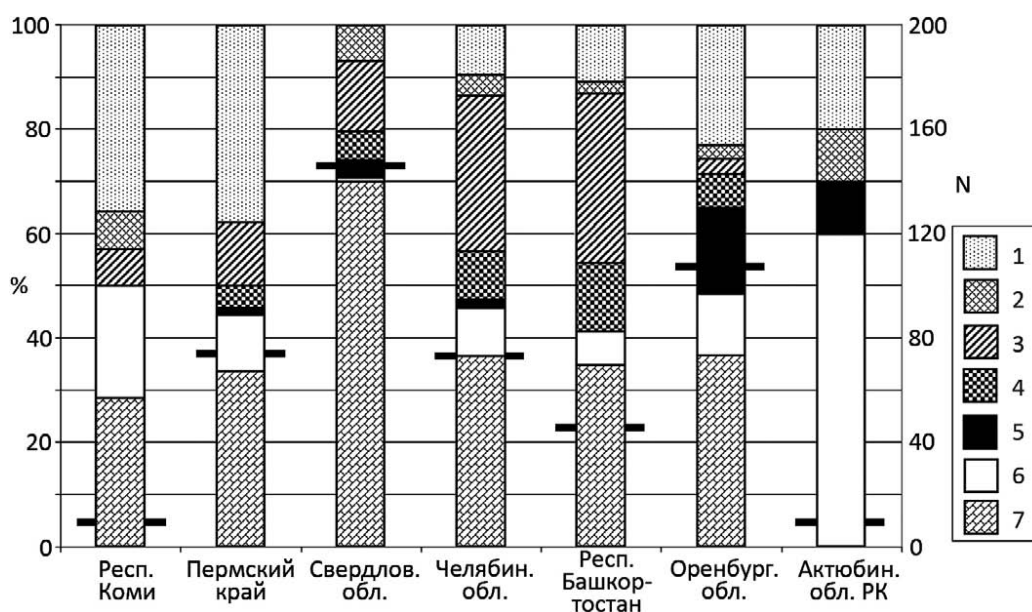


Рис. Доля (%) основных типов геологических памятников природы Уральской горной страны и Мугоджар и их общее количество (N, горизонтальные отсечки)

Типы геологических памятников природы: 1 — комплексные, 2 — историко-горнотехнические, 3 — карстовые, 4 — гидрогеологические, 5 — минералогические и петрографические, 6 — стратиграфические и палеонтологические, 7 — геоморфологические.

значимой является стратиграфическая и палеонтологическая ценность. Подобная диспропорция (относительно других регионов Урала) объясняется также сокращенностью структурных зон складчатой области Мугоджар и собственно малым числом ГПП.

Основная причина в возникновении проблем с охраной ГПП — объекты не отражены в схемах территориального планирования (землепользования), не поставлены на кадастровый учет, не оформлены паспорта и охранные обязательства. Длительное время от принятия распоряжений до оформления всей необходимой документации приводит к частичной потере ценности или целостности объектов. В Актюбинской области это «Шуылдакский палеовулканический район», гипсово-карстовый объект «Северо-Александровский». Вместе с тем существует прецедент сохранения геологических объектов с передачей собственности на землю. Речь идет о глобальном стратотипе границы каменноугольной и пермской систем — «Долина реки Айдарлыаша», часть земель которого (400 га) оформлена в собственность инициатора охраны — ТОО «АктьюбНИГРИ».

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что нормативно обеспечены охраной большинство наиболее значимых объектов геологического наследия. Первоочередным условиям их сохранения является оформление всей необходимой нормативно-правовой документации. Следует рассмотреть перспективы введения новой категории специализированных ООПТ — геопарков [6]. Благодаря уникальному геологическому разнообразию регионы, находящиеся в пределах Урала, имеют возможность для организации геологических природных парков, не уступающих по научному и рекреационному потенциалу широко известным и активно посещаемым зарубежным геопаркам [1].

Литература:

1. **Ворошук Д.** Геолого-минералогический туризм как основа для продвижения Свердловской области (и Уральского региона в целом) на международном и российском туристическом рынке. — URL: <http://welcome-ural.ru/add/785/>.
2. **Гареев Э.З.** Геологические памятники природы Республики Башкортостан. — Уфа: «Тау», 2004. — 296 с.
3. Геологические памятники природы Оренбургской области / *А.А. Чибилёв, Г.Д. Мусихин, В.П. Петрищев, В.М. Павлейчик, Ж.Т. Сивохин*. — Оренбург: Кн. изд-во, 2000. — 400 с.
4. Геологические памятники природы Пермского края / *Под общ. ред. И.И. Чайковского* / Горный институт УрО РАН. — Пермь, 2009. — 616 с.
5. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / *Составитель П.П. Юхтанов*. — Сыктывкар, 2008. — 350 с.
6. Международная конференция «Геопарки—2006». Проблемы и итоги. ВСЕГЕИ. — URL: <http://vsegei.ru/news/sx/art/257851/cr/1/br/247993/discart/257851.html>.
7. Природное наследие Урала: разработка концепции регионального атласа / *Под науч. ред. чл.-корр. РАН А.А. Чибилева и акад. РАН В.Н. Большакова*. — Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. — 478 с.
8. Путеводитель геологических экскурсий по Мугоджарам, Восточному Прикаспию и Актюбинскому Приуралью // *В.Ф. Коробков, Б.К. Баймагаметов, П.К. Сапожников, К.Т. Улукпанов*. — Актобе, 2012. — 358 с.
9. **Чибилев А.А., Петрищев В.П., Павлейчик В.М. и др.** Объекты геологического и геоморфологического наследия Урала и Приуралья в системе особо охраняемых природных территорий // Известия Самарского научного центра РАН. — 2013. — Т. 15, № 3 (2). — С. 881–884.

ПРОБЛЕМЫ ОХРАНЫ ПЕЩЕР ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ В СВЯЗИ С ЛИЦЕНЗИРОВАНИЕМ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

А. И. Смирнов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

Карстовые пещеры Южного Урала и Предуралья были известны местному населению с древних времен, они часто упоминаются в башкирском народном эпосе. Целенаправленное же изучение пещер Южного Урала и Предуралья в границах Республики Башкортостан (РБ) началось в период работы на Урале экспедиций Российской Императорской Академии Наук, которые вели изучение природных ресурсов по проекту М.В. Ломоносова. В ходе этих экспедиций (под руководством П.И. Рычкова, П.С. Палласа, Н.П. Рычкова и И.И. Лепехина) впервые были исследованы пещеры Башкортостана (21 пещера) [2].

В настоящее время на территории РБ насчитывается около 1000 естественных карстовых пещер. Из них 32 пещеры имеют официальный статус памятника природы [3].

Проблемы охраны пещер хорошо известны спелеологам. Многие пещеры РБ носят следы присутствия человека: отработанный карбид, использованные элементы питания фонарей, куски полиэтилена, упаковка от продуктов питания. Некоторые пещеры хранят прямые следы вандализма: уничтоженные натечные образования, кристаллы гипса и пещерного жемчуга, затоптанные гуры, гипсовые «цветы». В результате частых посещений ледяных пещер нарушается их микроклимат и, как следствие, бесследно исчезают великолепные ледяные натечки. Входы и стены многих пещер «украшены» разнообразными надписями. Примерами перечисленного являются сотни пещер РБ, которые хорошо известны карстоведам и спелеологам. Более того, сегодня свою былую ценность почти полностью утратили пещеры памятники природы — Хазинская и Салавата Юлаева [4].

Периодически проводимые федерацией спелеологии и спелеотуризма РБ санитарные мероприятия по очистке пещер от мусора мало помогают и в условиях открытости пещер для массового неорганизованного туризма не эффективны. То есть перечисленные аспекты охраны пещер могут быть решены только посредством организованного спелеотуризма.

Кроме отмеченных общеизвестных проблем охраны пещер необходимо остановиться еще на одной проблеме охраны пещер, которая сформировалась в начале 90-х годов прошлого столетия и связана с лицензированием использования недр. На наш взгляд, проблема охраны пещер, связанная с получением лицензий на право пользования недрами, впервые была обозначена Ю.И. Берсеевым еще в 1993 г. [1].

Лицензирование недр в РБ, как и в России, началось в конце 1992 г. Первая лицензия на право пользования недрами в Башкортостане была зарегистрирована 01.01.1993 на добычу россыпного золота в долине ручья Фидер.

На территории Башкортостана (к 01.01.2014) выдано 290 действующих лицензий только на общераспространенные полезные ископаемые (ОПИ), а общее количество действующих лицензий на все виды полезных ископаемых, включая подземные воды — 2310. При этом разработка месторождений ОПИ — гипса и строительного камня (известняк, доломит) часто осуществляется рядом с пещерами, в том числе, спелеологическими памятниками природы. Например, добыча гипса на Антоновском участке недалеко от Карламанской пещеры и на Кузнецовском участке у пещеры Куэшта. Возникали проблемы разработки гипса в связи с наличием пещер и на Вотикеевском участке в МР Уфимский район РБ, а также с освоением Охлебининского месторождения гипса в МР Иглинский район РБ.

Почему возникли проблемы охраны пещер при разработке месторождений полезных ископаемых и чем они обусловлены, можно продемонстрировать на примере лицензионного участка — Кузнецовский, рядом с которым расположен спелеологический памятник природы — пещера Куэшта.

Пещера Куэшта объявлена геологическим памятником природы в 1965 г., когда лицензирование использования недр не предполагалось даже в самых смелых проектах. При этом границы

памятника природы были определены лишь одной точкой — координатами первого (основного) входа пещеры. То есть в реестре особых охраняемых природных территорий он определен как точечный объект, без учета распространения пещерных ходов вглубь карстового массива. В результате при выдаче лицензии на разведку и добычу гипса на Кузнецовском участке часть ходов и залов пещеры попали в контур горного отвода. При этом действующее законодательство при выдаче лицензии на разведку и добычу гипсового камня формально нарушено не было, поскольку угловые точки контура горного отвода, в соответствии с реестром особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан (ООПТ РБ), согласовывались только по координатам первого (главного) входа в пещеру Куэшта, который находится за пределами горного отвода (рис.).

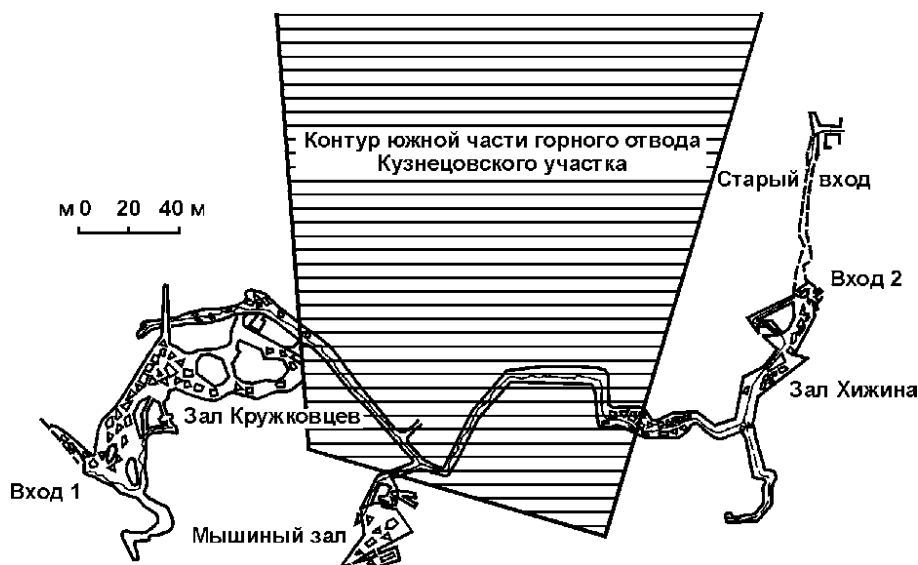


Рис. Схема сопоставления плана пещеры Куэшта и контура горного отвода Кузнецовского участка

Пещера Куэшта — одна из крупнейших (общая протяженность ходов — 1094 м) сульфатных пещер РБ, образовавшаяся в гипсах кунгурского яруса нижней перми. Пещера развита на правом обрывистом склоне долины р. Сим, именуемым горой Куэштау (Полая гора). Ходы и залы пещеры развиты по трещинам бортового отпора вдоль правого склона долины р. Сим и правого склона лога, открывающегося справа в долину одноименной реки. Пещера сквозная горизонтальная, основным вход расположен на высоте 15 м от уровня реки, имеет высоту 2,5 м и ширину — 7 м. Суммарная длина ходов 1094 м, средняя ширина — 5 м, средняя высота — 2 м, амплитуда — 15 м, площадь пола — 5 тыс. м², объем полости — 9,6 тыс. м³ (съёмка: Ю. Соколова, Д. Идрисовой, И. Мусина, Т. Якуповой, А. Галеева, К. Вагина, 2006 г.). Пещера состоит из пяти залов, высота которых достигает 10 м, соединенных извилистыми и узкими ходами.

Здесь следует особо подчеркнуть, что, к счастью, опасности разрушения и уничтожения памятника природы — пещеры Куэшта сегодня не существует. Это подтверждено неоднократными специальными обследованиями карьера и пещеры, в которых принимал участие и автор настоящей публикации, а также ведущий спелеолог Башкортостана — Ю.В. Соколов. Результаты последнего обследования изложены в акте обследования от 23.05.2013 природоохранной прокуратуры МР Иглинский район РБ, в котором заместитель прокурора района Р.Р. Бадертдинов и спелеолог Ю.В. Соколов констатируют, что состояние пещеры и прилегающей к ней территории остается неизменным на протяжении прошедших трех лет (с момента разработки карьера). Ближайшая точка промышленного карьера по добыче гипсового камня, который разрабатывается по новейшей технологии без буровзрывных работ, находится более чем в 130 м от крайних точек ходов и залов пещеры; следов воздействия разработки карьера на свод и стенки пещеры не зафиксировано.

В реестре ООПТ РБ все (!) спелеологические памятники природы являются точечными объектами, то есть ситуация, аналогичная возникшей с пещерой Куэшта, может повториться при

лицензировании участков недр рядом и с другими спелеологическими памятниками природы. Более того, часть пещер в реестре ООПТ вообще не имеет географической привязки, а лишь упоминается как спелеологический объект в памятнике природы. Например, Курманаевские пещеры, пещеры в скале Сабакай, урочище Кутук и другие.

Отсюда, возникает острая необходимость инвентаризации спелеологических памятников природы РБ с целью определения хорошо известного спелеологам «индекса развития» пещеры: определением координат угловых точек блока, в котором заложена пещера (полость). То есть определением координат крайних угловых точек пространственного расположения пещеры, как по горизонтали, так и по вертикали, описывающих параллелепипед ее развития. Это задача — минимум.

Общеизвестно, что на состояние пещер существенно влияют изменения природной среды на поверхности (вырубка леса, распашка территории, выпас скота, откачка воды из скважин, строительство гидротехнических сооружений, разработка карьеров и др.). Поэтому в идеале территория над пещерой в пределах области питания подземных вод, где формируется гидро- и метеорологический режим пещеры, должна также входить в охранную зону памятника природы. Это задача — максимум.

В заключение следует отметить, что в охранную зону нового спелеологического памятника природы — «Пещерная система Киндерлинская — Леднева — Октябрьская», утвержденного постановлением Правительства РБ от 30 декабря 2011 г. № 514, нами включена почти вся область питания и разгрузки карстовых вод, формирующих систему [5]. При этом границы охранной зоны проведена по хорошо распознаваемым на местности географическим объектам (просекам, дорогам и т.п.), что позволяет четко контролировать охрану спелеологического памятника природы и на земной поверхности.

Литература:

1. **Берсенева Ю.И.** Охрана пещер в России (юридические аспекты) // Пещеры: Межвуз. сб. науч. тр. — Пермь: Изд-во ПГУ, 1993. — С. 174—176.
2. **Кудряшов И.К.** История изучения карста Башкирии // Записки Башкирского филиала географ. об-ва СССР. — 1960. — Вып. 2. — С. 72—95.
3. Реестр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан / *Отв. ред. А.А. Мулдашев.* — 3-е изд. — Уфа: Изд. центр «Медиа Принт». 2010. — 413 с.
4. **Смирнов А.И., Соколов Ю.В.** Пещеры горной части Башкирии (Южный Урал): Препр. / РАН, Уральское отд., Башкирский науч. центр. — Уфа, 1993. — 54 с.
5. **Соколов Ю.В., Смирнов А.И.** Новый спелеологический памятник природы Республики Башкортостан «Пещерная система Киндерлинская — Леднева — Октябрьская» // Гидрогеология и карстосведение: межвуз. сб. науч. тр. — Пермь; Оренбург, 2013. — Вып. 19. — С. 225—230.

ИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА «ЭЛЕКТРОННЫЙ АРХИВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ» МИНЭКОЛОГИИ РБ

А. И. Смирнов

Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан

Эффективное функционирование и развитие геологической отрасли в современных условиях невозможно без использования информационных технологий, ориентированных на сбор, хранение, систематизацию и обработку геологической информации.

По территории Республики Башкортостан (РБ) накоплен большой объем геологических ресурсов, хранящихся в систематизированном виде в геологическом фонде РБ.

Немного из истории геологического фонда РБ. В 1930 г. одновременно с организацией геологической службы на территории Башкирии — Башкирского геологоразведочного управления (БГРУ) Наркомтяжа СССР был создан геологический фонд.

В 1949 г. по приказу Министерства геологии СССР № 248-3 от 28.06.49 на базе БГРУ было создано Южно-Уральское геологическое управление (ЮУГУ). Изменилась территория, обслуживаемая управлением. Кроме площади Башкирии, в сферу деятельности ЮУГУ вошли: западные области Казахстана, Верхне-Уральский район Челябинской области, Оренбургская область. В связи с этим геологический фонд был переименован в Южно-Уральский геологический фонд и являлся отделом ЮУГУ. Соответственно, в фонд поступали отчеты по всем геологическим исследованиям, проводимым ЮУГУ на вышеуказанных территориях.

В 1956 г. обслуживаемая территория была сокращена в связи с выделением западно-казахстанских площадей и передачей их геологическим службам Казахстана.

В 1957 г. приказом Главгеологии при Совете министров РСФСР от 28.08.57 ЮУГУ переименовано в Южно-Уральское территориальное геологическое управление (ЮУТГУ), а Южно-Уральский геологический фонд стал также территориальным.

В 1960 г. было образовано Оренбургское геологическое управление. В связи с этим в его геологический фонд были переданы все отчетные материалы по работам, ранее производимым на территории области.

В 1961 г. ЮУТГУ было преобразовано в Башкирское территориальное геологическое управление (БТГУ). Соответственно, Южно-Уральский территориальный геолфонд был переименован в Башкирский фонд. Далее Башкирский геологический фонд являлся структурным подразделением БТГУ, которое многократно преобразовывалось и переименовывалось. Однако наименование Башкирского территориального геологического фонда оставалось неизменным вплоть до 1992 г., когда он входил в состав ПГО «Башкиргеология».

В 1992 г. на базе Башкирского территориального геологического фонда был организован Башкирский республиканский геологический фонд (БРГФ), который вошел в состав Государственного комитета Республики Башкортостан по геологии и использованию недр на правах отдела.

С 2002 г. БРГФ, находясь в ведении Управления по геологии и использованию недр Республики Башкортостан, а с 2003 г. Министерства природных ресурсов Республики Башкортостан, как организационно-структурное подразделение входил в состав ГУП «Башгеолцентр» РБ.

С 2004 г. функции Башкирского республиканского геологического фонда выполнял отдел геологической информации Минприроды РБ. С 2006 г. — отдел мониторинга и информационных технологий Минприроды РБ, с 2008 г. — отдел природоресурсной и экологической информации Минэкологии РБ, а с 2009 г. и по настоящее время функции геологического фонда возложены на отдел информационных ресурсов и мониторинга Минэкологии РБ.

Важность и значимость геологического фонда для геологической отрасли Башкортостана, как и аналогичных территориальных геологических фондов в других субъектах Российской Федерации, не требует особых пояснений.

Объем фонда геологической информации в БРГФ на бумажных носителях сегодня достигает около 40 тыс. единиц хранения (табл.).

Таблица

Состав и объем геологических информационных ресурсов на бумажных носителях, шт.

По состоянию на 1 января	Геологические отчеты	Паспорта ГКМ	Буровые скважины на воду	Балансы запасов полезных ископаемых	Лицензии на пользование недрами	Материалы водопользования
2010 г.	13 957	1 823	16 780	1 899	2 868	277
2011 г.	13 981	1 832	16 780	1 905	2 932	404
2012 г.	14 008	1 835	16 780	1 916	2 976	414
2013 г.	14 037	1 837	16 780	1 925	3 002	646
2014 г.	14 066	1 849	16 780	1 932	3 044	867

В 2011 г. Минэкологии РБ, в рамках РЦП «Экология и природные ресурсы Республики Башкортостан (на 2004–2010 гг. и период до 2015 г.)», начаты работы по созданию и наполнению информационной системы (ИС) «Электронный архив геологической информации».

Система предназначена для хранения в электронном виде геологической информации БРГФ Минэкологии РБ и оперативного ее поиска.

ИС «Электронный архив геологической информации» (далее Система) построена на платформе САПЕРИОН, которая является мощной и широко используемой системой класса ЕСМ (Enterprise Content Management). Она предоставляет все возможности по организации и управлению информационного ресурса БРГФ.

Работы по созданию электронного архива на основе государственных контрактов с Минэкологии РБ выполнялись корпорацией ЭЛАР — крупнейшим в Европе специализированным предприятием по созданию, комплексному оснащению и наполнению электронных архивов.

В настоящее время общий объем электронного архива геологической информации составляет чуть более 580 Гб.

Система состоит из 7 информационных блоков. Каждый из них имеет свои поисковые тематические поля. В зависимости от геологического содержания блоков количество поисковых тематических полей колеблется от 4-х (учетные карточки буровых скважин на воду) до 15 (геологические отчеты). При этом поиск необходимой информации может осуществляться как по отдельным блокам, так и по их совокупности в целом по всей Системе.

На 01.01.2014 Система включает в себя:

- 57 планшетов регистрационных карт буровых скважин на воду;
- 57 планшетов месторождений твердых полезных ископаемых;
- 285 протоколов утверждения запасов полезных ископаемых;
- 1 078 геологических отчетов;
- 1 593 паспорта месторождений полезных ископаемых;
- 2 332 планшета по экзогенным геологическим процессам;
- 15 276 учетных карточек буровых скважин на воду;

Следует отметить, что наиболее емкими геологическими документами БРГФ являются геологические отчеты. Подавляющее большинство из них состоят из нескольких книг текста и текстовых приложений и нескольких папок графических приложений. Процент переведенных в электронный вид таких отчетов составляет всего около 8% (от общего объема всех геологических отчетов, хранящихся в БРГФ в абсолютном значении). Между тем, по результатам анализа запросов на геологическую информацию за последние три года, объем переведенных в электронный вид наиболее востребованных геологических отчетов достигает на сегодня почти 85%. Это отчеты по геологической и гидрогеологической съемкам различного масштаба, разведочные и тематические отчеты.

Менее емкие геологические документы (планшеты регистрационных карт буровых скважин на воду и месторождений твердых полезных ископаемых, паспорта месторождений полезных ископаемых и учетные карточки буровых скважин на воду), которые не менее востребованы пользователями БРГФ, переведены в электронный вид на 90–95% (по отдельным блокам Системы до 100%).

Геологические документы в Системе могут храниться во всех общедоступных форматах. Между тем геологическая информация в Системе хранится в виде сканобразов. Текст документов и все текстовые приложения в ней содержатся в формате pdf, а графические приложения — в формате jpg (300 dpi). По желанию пользователя Системы сканобразы могут быть переведены самостоятельно с использованием общедоступных программ (ABBYY FineReader, Kofax, OCR CuneiForm, FreeOCR, RiDoc, PDF Reader и др.) в форматы: rtf, doc, docx, xls, xlsx, html, ppt, pptx, txt, csv.

Хранение геологических документов в Системе в форматах pdf и jpg обусловлено тем, что все геологические документы в ней должны храниться в строгом соответствии с их оригиналом и представлять абсолютную копию информации на бумажных носителях со всеми правками и исправлениями (часто рукописными) автора (авторов) в машинописном варианте. При распознавании документа с помощью вышеперечисленных программ правки и исправления автора (авторов) могут быть неправильно распознаны и иначе интерпретированы, что неизбежно влечет за собой искажение оригинала.

В целом создание и наполнение электронного архива БРГФ Минэкологии РБ позволяет обеспечить:

- долговременную сохранность подлинников геологической информации за счет использования пользователями электронных копий этих документов;
- быстрый поиск и доступ к материалам;
- возможность создания резервных (страховых) копий фондовых документов;
- возможность предоставления государственной услуги «Предоставление в пользование данных из республиканского фонда геологической информации, полученных в результате государственного геологического изучения недр» в электронном виде.

В 2014 г. планируется продолжение наполнения системы электронного архива геологической информации новыми документами — сканобразами документов, имеющихся только на бумажных носителях, и электронными копиями документов, представленных их авторами.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

- | | | |
|--|-----------------------------|---------------------------------|
| Абдрахманов Р.Ф. 208, 210, 213, 233 | Иванова Н.А. 16, 108 | Пирожок П.И. 195 |
| Агаджанян А.К. 46 | Илалтдинов И.Я. 182 | Полева А.О. 248 |
| Аксенов Е.М. 164 | Кадыров А.Ф. 14, 101 | Попков В.И. 122 |
| Андреев В.Е. 217 | Казаков П.В. 184 | Попов В.А. 9 |
| Андрьянов П.Ф. 167 | Казанцева Т.Т. 19, 111 | Попов В.Г. 213, 233 |
| Анисимов И.С. 36 | Канипова З.А. 114, 150 | Пучков В.Н. 77 |
| Анкушев М.Н. 177 | Киселев В.В. 117 | Рахимов И.Р. 27 |
| Артемова О.А. 11 | Ковалев С.Г. 142, 147 | Романюк Б.Ф. 44 |
| Артюшкова О.В. 39 | Ковалев С.С. 142, 187 | Савельев Д.Е. 182 |
| Ахметов Р.М. 210, 220 | Козорез М.В. 189 | Салихов Д.Н. 27, 160 |
| Баженов М.Л. 14 | Кононученко А.И. 225 | Сальманова Р.Ю. 14 |
| Барышников В.И. 3 | Косарев А.М. 24 | Сатаева Э.М. 9 |
| Батанов Б.Н. 210 | Котенев Ю.А. 217 | Сафонов А.О. 108 |
| Безродных Ю.П. 44 | Кочергин А.В. 9, 169 | Сенников А.Г. 72 |
| Беликова Г.И. 133 | Краснобаев А.А. 77 | Сергеева Н.Д. 77 |
| Белогуб Е.В. 174 | Крупенин М.Т. 144 | Смирнов А.И. 237, 253, 256 |
| Биктимерова З.Р. 150 | Крылатов В.А. 204 | Сначёв А.В. 28 |
| Борозновская Н.Н. 167 | Кузнецов Н.Б. 99 | Сначёв В.И. 199 |
| Бурьян Ю.И. 164 | Кузнецов О.Б. 164 | Сорокин В.М. 44 |
| Быдтаева Н.Г. 164, 167 | Кулагина Е.И. 62, 114 | Судакова Н.Г. 240 |
| Введенская А.И. 240 | Кулбаков А.М. 195 | Сунгатуллина Г.М. 57 |
| Волчек Е.Н. 6 | Курманов Р.Г. 66 | Сунгатуллин Р.Х. 57 |
| Галимова Р.Г. 242 | Ларионов Н.Н. 69 | Тагариева Р.Ч. 87 |
| Галимов Н.Р. 9 | Левашова Н.М. 14 | Тимергазин К.К. 124 |
| Галиуллин И.Б. 204 | Лозин Е.В. 120 | Тон Шон 244 |
| Гараева А.А. 144 | Мавринская Т.М. 95 | Тринь Фи Хоань 244 |
| Гареев Э.З. 147 | Макаров В.В. 195 | Тулумгужина А.Д. 242 |
| Глушанкова Н.И. 46 | Мартешева А.В. 174 | Фазлиахметов А.М. 89, 162 |
| Голионко Б.Г. 11 | Маслов А.В. 147 | Фан Ван Туан 244 |
| Голованова И.В. 14 | Маслов В.А. 39 | Фан Хоанг Линь 244 |
| Горожанин В.М. 99, 114, 138 | Милеева И.М. 167 | Фунг Тхай Зыонг 244 |
| Горожанина Е.Н. 114 | Мичурин С.В. 150 | Халилов И.В. 127 |
| Григорьева Т.Н. 154 | Мияссаров А.Ш. 217 | Хидиятов М.М. 14 |
| Грицук А.Н. 101 | Моисеев И.Б. 195 | Холлман К. 99 |
| Грунт Т.А. 49 | Мороз Т.Н. 133, 154 | Холоднов В.В. 27, 202 |
| Гуфранов Р.А. 169 | Мустакимова Е.А. 204 | Хузин Н.И. 217 |
| Даниленко С.А. 150 | Мячина К.В. 228 | Хузин Р.Р. 217 |
| Данукалов К.Н. 14, 101 | Немцова Г.М. 240 | Чадченко А.В. 195, 204 |
| Данукалова Г.А. 51, 75 | Непряхин А.Е. 167 | Шагалов Е.С. 202 |
| Делия С.В. 44 | Нечухин В.М. 6 | Шакуров Д.Р. 31, 33 |
| Дубинский Г.С. 217 | Нигматов И.Н. 164 | Шакуров Р.К. 31, 33, 130 |
| Елисеева Е.М. 105, 107 | Никонов В.Н. 169, 191 | Шантарев А.А. 9 |
| Елохин В.А. 223 | Новиков И.В. 72 | Шахмуратов Х.Ю. 138 |
| Елохина О.В. 223 | Новоселов К.А. 174 | Шкундина Ф.Б. 248 |
| Елохина С.Н. 225 | Носова А.А. 202 | Шмидт А.Н. 246 |
| Заботина М.В. 174 | Осипова Е.М. 51 | Щербакова Е.П. 154 |
| Зайков В.В. 177 | Павлейчик В.М. 250 | Юзаева М.Б. 248 |
| Зайнуллин Р.И. 54 | Паленова Е.Е. 174 | Юминов А.М. 177 |
| Закиров М.И. 57 | Пальчик Н.А. 154 | Яковлев А.Г. 51, 93 |
| Зинатуллина И.П. 59 | Парфенова Л.П. 231 | Яковлева Т.И. 93 |
| Знаменская Н.М. 179 | Первушов Е.М. 75 | Якупов Р.Р. 95 |
| Знаменский С.Е. 179 | Пиндюрина Е.О. 157 | Янина Т.А. 44 |

СОДЕРЖАНИЕ

I. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА, ГЕОФИЗИКА.....	3
Барышников В.И. Грабены юго-востока Восточно-Европейской платформы.....	3
Волчек Е.Н., Нечехин В.М. Роль вулканизма в формировании земной коры Урало-Тиманского сегмента литосферы Евразии	6
Галимов Н.Р., Кочергин А.В., Шантарев А.А., Сатаева Э.М., Попов В.А. «Ольховская карстовая брекчия» Рязано-Охлебининского вала	9
Голионко Б.Г., Артемова О.А. Структурная эволюция Мамытского метаморфического комплекса и его обрамления	11
Голованова И.В., Данукалов К.Н., Баженов М.Л., Левашова Н.М., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю. Палеомагнетизм вендских отложений Южного Урала.....	14
Иванова Н.А. Геология западного склона хребта Уралтау. Стойкость некоторых заблуждений	16
Казанцева Т.Т. К сравнительному анализу метаморфических комплексов домезозоя Передового хребта Большого Кавказа и зоны Уралтау Южного Урала	19
Косарев А.М. Геодинамические условия формирования колчеданоносной Карамалыташской внутридуговой спрединговой зоны на Южном Урале	24
Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Новые данные о Магнитогорской габбро-гранитной серии на Южном Урале	27
Сначёв А.В. Ключевской гранитоидный массив — фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта	28
Шакуров Д.Р., Шакуров Р.К. Вызванные (вторичные) землетрясения и их проявление на территории республики Башкортостан	31
Шакуров Д.Р., Шакуров Р.К. К 15 летию издания комплекта карт ОСР-97.....	33
II. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ.....	36
Анисимов И.С. Объемы отложений ирендыкской и баймак-бурибайской свит и их альтернативное расчленение	36
Артюшкова О.В., Маслов В.А. О возрасте кремнисто-терригенной толщи, подстилающей зилаирскую свиту в Восточно-Зилаирской зоне (Южный Урал).....	39
Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Северного Каспия (новые данные)	44
Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Геологическое строение и палеогеография лессово-почвенной формации плейстоцена на территории восточного сектора Русской равнины	46
Грунт Т.А. О причинах и последствиях ликвидации уфимского яруса (пермь) в Общей стратиграфической шкале России	49
Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Осипова Е.М. Нижний неоплейстоцен Южноуральского региона	51
Зайнуллин Р.И. Особенности источника сноса нижнедевонских песчаников разреза «Талышман» (север Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала)	54
Закиров М.И., Сунгатуллина Г.М., Сунгатуллин Р.Х. Изотопия каменноугольных разрезов Башкирского Предуралья.....	57
Зинатуллина И.П. Особенности осадкообразования и распространения живетского яруса на Северо-Татарском своде Республики Татарстан	59
Кулагина Е.И. Биостратиграфия серпуховского яруса разреза Кугарчи по фораминиферам.....	62

Курманов Р.Г. Палинологическая характеристика кинельских отложений по материалам бурения (скв. 38) в долине р. Белой (Уфимский район)	66
Ларионов Н.Н. О стратиграфии машакской свиты в парастратотипическом разрезе на хребте Большой Шатак.....	69
Новиков И.В., Сенников А.Г. Комплексы раннетриасовых тетрапод Южного Приуралья	72
Первушов Е.М., Данукалова Г.А. Губки из верхнемеловых пород Южного Башкортостана	75
Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему	77
Тагариева Р.Ч. Патологические формы конодонтов рода <i>Palmatolepis</i> из пограничных фран-фаменских отложений западного склона Южного Урала	87
Фазлиахметов А.М. Особенности формирования нижедевонских известняков разреза «Талышман» (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала)	89
Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Динамика состава сообществ земноводных западного макросклона Южного Урала в голоцене	93
Якупов Р.Р., Мавринская Т.М. Корреляция ордовикских образований в пределах Западно-Зилаирской зоны Южного Урала.....	95
III. ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА	99
Горожанин В.М., Холлман К., Кузнецов Н.Б. Проявление УВ в верхнепротерозойских отложениях Южного Урала	99
Данукалов К.Н., Кадыров А.Ф., Грицук А.Н. Ориентирование керн параметрических скважин палеомагнитным методом	101
Елисеева Е.М. Опыт применения геолого-технологических исследований на Ванкорском месторождении.....	105
Елисеева Е.М. Решение геологических задач в процессе проведения геолого-технологических исследований.....	107
Иванова Н.А., Сафонов А.О. Строение оренбургской части ПКП по результатам региональных сейсморазведочных работ.....	108
Казанцева Т.Т. К перспективам нефтегазоносности Башкирии	111
Канипова З.А., Горожанина Е.Н., Кулагина Е.И., Горожанин В.М. Эпигенез и коллекторские свойства пород башкирского яруса среднего карбона Акобинского газоконденсатного месторождения	114
Киселев В.В. Перспективы нефтегазоносности Предуральского краевого прогиба	117
Лозин Е.В. Развитие коллекторов нефти и газа в карбонатах от среднего франа до конца среднего карбона в платформенном Башкортостане	120
Попков В.И. Погребенный верхнепалеозойский краевой прогиб — новый нефтегазо-перспективный объект Скифской плиты	122
Тимергазин К.К. Возможные пути формирования залежей нефти в отложениях коры выветривания доюрского основания на примере одного из месторождений Шаимского НГР Западной Сибири.....	124
Халилов И.В. Интенсификация добычи нефти сейсмическим зондированием нефте-насыщенности.....	127
Шакуров Р.К. Симская мульда — к вопросу о перспективах нефтегазоносности.....	130
IV. ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ	133
Беликова Г.И., Мороз Т.Н. К геохимии гранатов из гранат-пироксенитовых пород массива Миндяк (Южный Урал).....	133
Горожанин В.М., Шахмуратов Х.Ю. Минерализованные трубы «очага разрузки» подземных вод в юрских отложениях Таналык-Баймакской депрессии	138

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Минералогия, геохимия и генезис пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала	142
Крупенин М.Т., Гараева А.А. Флюидный режим метасоматоза на магнезитовых месторождениях Южно-Уральской провинции	144
Маслов А.В., Ковалев С.Г., Гареев Э.З. ЭПГ-систематика «фоновых» терригенных отложений нижнего рифея Южного Урала	147
Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Даниленко С.А. Цинк в карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал).....	150
Пальчик Н.А., Мороз Т.Н., Григорьева Т.Н., Щербакова Е.П. Исследование природных марганцевых минералов методами инфракрасной спектроскопии и дифрактометрии	154
Пиндюрина Е.О. Новые данные по термобарометрии эклогитов белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)	157
Салихов Д.Н. Геохимические особенности базальтов каменноугольной коллизионной эпохи развития Южного Урала	160
Фазлиахметов А.М. О связи геохимических индикаторных отношений и гранулометрического состава песчаников на примере диаграмм Бхатии — Крука	162
V. МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ БАШКОРТОСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	164
Аксенов Е.М., Быдтаева Н.Г., Бурьян Ю.И., Кузнецов О.Б., Нигматов И.Н. Минерально-сырьевая база кварцевого сырья России — состояние, проблемы и перспективы развития.....	164
Быдтаева Н.Г., Непряхин А.Е., Андриянов П.Ф., Милеева И.М., Борозновская Н.Н. Метасоматические кварциты Уфалейской высокобарической зоны как потенциальное кварцевое сырье для высоких технологий.....	167
Гуфранов Р.А., Кочергин А.В., Никонов В.Н. Новые направления развития горного кластера Республики Башкортостан.....	169
Заботина М.В., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Мартешева А.В. Минералогическая характеристика вмещающих пород и рудоносных метасоматитов Ганеевского месторождения золота (Учалинский район, Башкортостан)	174
Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н. Александровское золоторудное поле (Гумбейская палеоостровная дуга, Южный Урал).....	177
Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурные условия формирования Ганеевского месторождения золота (Южный Урал)	179
Илалтдинов И.Я., Савельев Д.Е. О гравитационном обогащении вкрапленных хромовых руд Саксей-Ключевской площади массива Средний Крака (Южный Урал).....	182
Казаков П.В. Техногенно-минеральное золотосодержащее сырье Республики Башкортостан	184
Ковалев С.С. Рудоносность углеродистых отложений Башкирского мегантиклинория ...	187
Козорез М.В. Минералогическое исследование колчеданных руд Октябрьского медно-цинково-колчеданного месторождения	189
Никонов В.Н. Геолого-экономическая основа прогнозно-ревизионного изучения МСБ Башкортостана	191
Пирожок П.И., Чадченко А.В., Моисеев И.Б., Кулбаков А.М., Макаров В.В. Геология и продуктивность Учалинского медно-цинковоколчеданного месторождения, Южный Урал: к 75-летию открытия и 60-летию Учалинского ГОКа	195
Сначёв В.И. Закономерности размещения золоторудных и золотосодержащих формаций в пределах Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал).....	199
Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Носова А.А. Редкометальное месторождение «Сибирка»: новые данные о возрастных этапах и условиях формирования.....	202

Чадченко А.В., Крылатов В.А., Мустакимова Е.А., Галиуллин И.Б. О результатах геологоразведочных работ, выполненных Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология» за период с 1944 по 2013 гг.: к 70-летию со дня создания Учалинской ГРП	204
--	-----

VI. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Абдрахманов Р.Ф. Изменение геохимических условий и фильтрационных свойств глинистых пород при миграции стоков химического производства	208
Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М., Батанов Б.Н. Геоэкология Башкирского Зауралья	210
Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Гипогенные гидрогеохимические аномалии Предуральяского прогиба и Южного Урала	213
Андреев В.Е., Дубинский Г.С., Котенев Ю.А., Хузин Р.Р., Мияссаров А.Ш., Хузин Н.И. Применение энергосберегающих и экологических методов увеличения нефтеотдачи пластов: опыт и перспективы	217
Ахметов Р.М. Ртуть в геотехнической системе горнорудных районов Южного Урала	220
Елохин В.А., Елохина О.В. Влияние промышленных отходов, складированных в отработанных карьерах, на качество подземных вод (на примере шлакового отвала и свалки твердых промышленных отходов)	223
Елохина С.Н., Кононученко А.И. Геохимические аспекты формирования рудничного стока при «мокрой» ликвидации шахтных полей на колчеданных месторождениях Урала	225
Мячина К.В. Опыт выявления трансформированных ландшафтов нефтепромыслов в условиях степной зоны Оренбургской области на основе изображений спутников LANDSAT ...	228
Парфенова Л.П. Геоэкологические проблемы эксплуатации хвостохранилищ медно-рудных обогатительных фабрик Урала	231
Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Адсорбированные катионы верхнепермских пород Волго-Уральского бассейна: природа, эволюция, гидрогеохимическое значение	233
Смирнов А.И. Гидродинамические условия развития карста	237
Судакова Н.Г., Введенская А.И., Немцова Г.М. Региональные особенности геоэкологической устойчивости морфолитосистем Среднего Поволжья и сопредельной территории	240
Тулумгужина А.Д., Галимова Р.Г. Влияние нефтяных месторождений на природную среду Шаранского района Республики Башкортостан (на примере Абдулловского месторождения)	242
Фунг Тхай Зьонг, Фан Хоанг Линь, Тринь Фи Хоань, Тон Шон, Фан Ван Туан. Содержание меди (Cu) в воде в зоне устья реки Меконг по сравнению с другими реками и районами на территории Вьетнама	244
Шмидт А.Н. Оценка качества бутилированных минеральных вод, продаваемых в Республике Башкортостан, методом биотестирования по <i>Lepidium sativum</i> L.	246
Юзаева М.Б., Полева А.О., Шкундина Ф.Б. Биоиндексационная оценка качества воды Павловского водохранилища	248

VII. ПРОБЛЕМЫ ОХРАНЫ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ, ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ

Павлейчик В.М. Объекты геологического наследия в регионах Урала и Мугоджар (обзор типологического разнообразия, проблем и перспектив охраны)	250
Смирнов А.И. Проблемы охраны пещер Южного Урала и Предуралья в связи с лицензированием недропользования	253
Смирнов А.И. Информационная система «Электронный архив геологической информации» Минэкологии РБ	256
Алфавитный указатель авторов	259

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА, УРАЛА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Десятая Межрегиональная научно-практическая конференция
(Уфа, 13–15 мая 2014 года)

Материалы и доклады

Подписано в печать 15.04.2014. Формат 60×84 ¹/₈. Усл. печ. л. 30,80. Тираж 150. Заказ 85.

ООО «Альфа-Реклама». 450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205. Тел. (347)291-13-60
Эл. почта: dizain_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом в ООО «Дизайн-Пресс»