

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

Министерство природных ресурсов
и охраны окружающей среды Республики Коми

Уральский координационный совет
по геологии и недропользованию

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 11-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

3-4 декабря 2002 г.

Сыктывкар
2002

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 11-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 224 с.

В сборнике представлены материалы 11-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов без редакторской правки.

Оргкомитет конференции:

И. Н. Бурцев (председатель), В. Ю. Лукин (зам. председателя), С. И. Плоскова (секретарь), О. Е. Амосова, М. Н. Кортикова, Н. А. Мариева, Т. И. Марченко-Вагапова, В. В. Удоратин, Д. В. Хипели, Р. В. Хипели, С. Н. Шанина, Н. С. Дорохов



Конференция проводится при поддержке ОАО «СУАЛ Холдинг»

ЛИТОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЗИМНИХ ГОР (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

Т. А. Бабушкин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

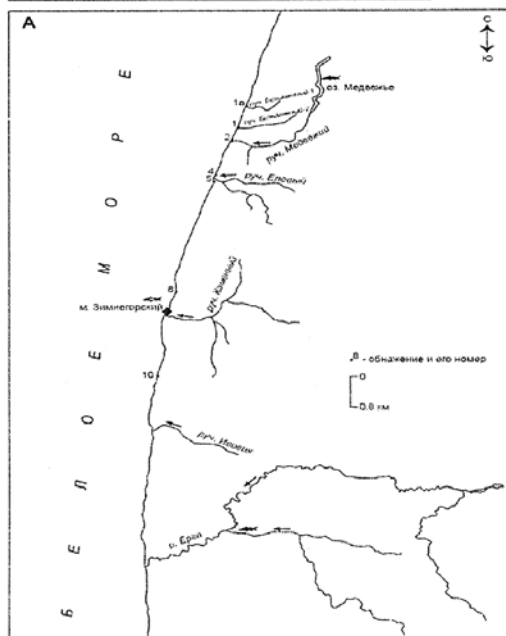
babushkin_t@mail.ru

Зимнегорский разрез располагается на восточном побережье Белого моря (Зимний берег) (см. рисунок). Здесь на протяжении почти 15 км непрерывной полосой наблюдаются выходы на дневную поверхность пород усть-пинежской и мезенской свит высотой от 7 до 80-90 м. Нами было описано 15 наиболее полных обнажений, что позволило проследить фациальные изменения в выделенных пачках, которые на основе литологических признаков были привязаны к местной стратиграфической схеме [3]. Усть-пинежская свита представлена в разрезе сюзьминс-кой, вайзицкой и зимнегорской подсвитами (рисунок).

Сюзьминская подсвита (мощность 11 м, интервал 0-11 м) сложена глинами темно зеленовато-серой окраски, участками тонко переслаивающихся с алевролитами. Толщина слоев, слагающих интервалы переслаивания, составляет в среднем 2-4 мм (при колебаниях от долей мм до нескольких см). Отмечаются прослои (до 10 см) песчаников, которые выклиниваются по простиранию. Песчаники серые, мелкозернистые, с тонкой горизонтальной и косой волнистой слоистостью, обычно, с эрозионной подошвой, к которой обычно приурочена плоская глиняная галька. Именно с этим интервалом связано одно из богатейших местонахождений вендской фауны [4].

В основании *вайзицкой подсвиты* (мощность 14 м, интервал 11-25 м) залегают линзовидные прослои (10-20 см) желтовато-серых гравелитов и конгломератов, впервые описанные здесь Д. В. Гражданкиным [2]. Подсвита сложена, главным образом, глинами красноватыми и красновато-коричневыми, тонкослоистыми, реже однородными. В интервале 12-16 м породы окрашены преимущественно в зеленовато-серые тона. Здесь также отмечаются линзы и прослои песчаников серых, мелко-, реже среднезернистых, горизонтально и косоволнистослоистых (до 5-5 см). В интервале 16-25 м (см. рисунок) обнаружены [1] пепловые туфы, что, собственно, и дает основание для выделения в разрезе вайзицкой подсвиты, соответствующей третьему туфогенному горизонту [3].

В составе *зимнегорской подсвиты* (мощность 43 м, интервал 25-68 м) можно выделить 2 пачки. Нижняя (до 35 м) представлена алевролитами зеленовато-серой и светло-фиолетовой окраски, тонкослоистыми, в нижней части существенно глинистыми, с перьевидным изломом. В составе пачки, на участке между устьями руч. Медвежий



Условные обозначения :

 глины
 тонкое переслаивание
 алевролиты
  песчаники
 вулcano-осадочные породы
 гравелиты и конгломераты

У с т ь - п и н е ж с к а я	М е з е н с к а я	С в и т а	Подсвита	Литология	
		Е р г и н с к а я		135.0	
Вайцкая	Зимнегорская	110.0			
		95.0			
		80.0			
		71.0			
		68.0			
		60.0			
Vsz		25.0			
		16.0			
		12.0			
		11.0			
0.0					

Местоположение и сводная литологическая колонка разреза верхнего венда
Зимних Гор

и Еловый (рисунок), песчаники присутствуют в виде редких невыдержанных по простираению прослоев и линз толщиной от 5-6 см до 0.5 м, а также в виде промоин(?) амплитудой до 0,5-1 м, сингенетических оползневых образований. Песчаники здесь сероцветные, мелко-, реже среднезернистые, крепкие, с косой слоистостью, иногда массивной текстурой, хорошо отмыты от глинистого материала. В подошве песчаников отмечаются борозды течения, а в кровле знаки ряби волнения. В «южных разрезах» (на участке между Зимнегорским маяком и устьем р. Ёрга) в верхней части последовательности появляется мощные (до 12-15 м) линзовидные тела песчаников, которые переслаиваются с алевролитами и фациально замещаются ими. Песчаники серые, красновато-серые, мелкозернистые, преимущественно с горизонтальной слоистостью, реже массивные. Верхняя пачка (8 м) образована глинами зеленовато-серыми, тонкослоистыми. Слоистость подчеркивается тонкими (доли мм) слоями алевролитов. Вверх по разрезу мощность и количество таких прослоев увеличивается (до 4-5 мм) и появляются линзы (до 10 см) песчаников серых, тонко горизонтально слоистых.

Мезенская свита, представленная в разрезе *ёргинской подсветитой* [3] (мощность 67 м, интервал 68-135 м), в основании имеет линзы гравелита и состоит из 5 пачек. Первая (3 м) образована переслаивающимися алевролитами и глинами зеленовато-серой окраски, с линзовидными прослоями (до 0,2-0,3 м) и промоинами, выполненными песчаниками серыми, мелкозернистыми, косоволнистослоистыми. Вторая пачка (до 9 м) сложена голубовато-серыми тонкослоистыми глинами. Третья пачка (15 м) состоит из циклитов, в основании которых залегают слои, линзы или промоины песчаников (0,5-0,9 м), переходящих в зеленовато-серые глины или глины, тонко переслаивающиеся с алевролитами (1,2-6,8 м). Для песчаных тел характерна невыдержанность по мощности и простираению. Песчаники серые, мелкозернистые, косо- и горизонтальнослоистые, массивные, обычно, с эрозионной подошвой. В основании четвертой пачки (до 15 м) преобладают песчаники, а выше алевроито-глинистые разности зеленовато-серой окраски. Песчаники сероцветные, мелко- и среднезернистые, массивные и косослоистые, образуют крупные промоины и линзы-каналы(?) протяженностью до 1-3 м и толщиной до 1-1.5 м, присутствуют в виде оползневых образований. Пятая пачка (до 25 м) в основании имеет слой песчаника (до 1 м) с гравийными обломками осадочных пород в подошве. В количественном отношении здесь преобладают глины, на отдельных участках тонко переслаивающиеся с алевролитами или фациально замещаемые ими, в меньшей степени распространены песчаники. Характерно увеличение толщины последних вверх по разрезу. В нижней части преобла-

дает зеленовато-серая окраска, а к кровле последовательности постепенно увеличивается роль красноцветных литотипов. В обломочных породах широкое развитие получает косослоистая текстура, а в кровле — знаки симметричной ряби волнения.

ЛИТЕРАТУРА

Гражданкин Д.В., Бронников А.А. Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // ДАН, 1997. Т. 357, № 6. С. 792-796.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003 (в печати).

Станковский А.Ф. и др. Венд Юго-Восточного Беломорья // Вендская система. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 67-76.

Федонкин М.А. Беломорская биота венда. М.: Наука, 1981. 100 с.

ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-ПИНЕЖСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Т. А. Бабушкин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

babushkin_t@mail.ru

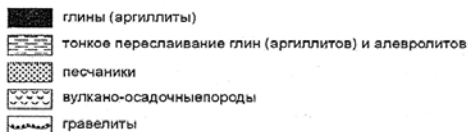
В время экспедиционных работ 2002 года в Архангельской области нами был изучен керн скважин (см. рисунок), пробуренных Сюзьминской партией Новодвинской экспедиции ЗАО «Архангельскгеолразведка» (г. Новодвинск) в период с 1992 по 1998 гг. на Онежском п-ове. В составе усть-пинежской свиты верхнего венда согласно схеме А.Ф. Станковского и др. [2], в изученных скважинах Т.Н. Зоренкой др. (1998 г.) выделяются тамбуканская, лямбуканская, архангельская, верховская и сюзьминская под-свиты.

Тамбуканская подсвита залегает на породах верхнего рифея с размывом и образована гравелитами (низы разреза), песчаниками и их переходными разностями, при подчиненном развитии алевролитов и аргиллитов. Песчаники преимущественно красноцветные, с разнозернистой структурой, горизонтальной или косой слоистостью. Гравийная фракция и редкая галька в породах представлена кварцем, полевыми шпатами и микроклиновыми гранитами. Характерна плохая сортировка обломочного материала и незначительное количество цементирующей массы. Алевролиты и аргиллиты бурого цвета, распространены в верхней части разреза, где образуют интервалы переслаивания. Мощность под-свиты 23,9-28 м (см. рисунок). Трансгрессивный характер строения последовательности, плохая степень сортировки обломочного материала, позволяет предположить аллювиальный генезис описанных образований.

Лямбуканская подсвита соответствует первому туфогенному горизонту. В основании под-свиты на тамбуканских алевролитах залегает маломощный (0,2-0,3 м) слой песчаника, светло-серого, разнозернистого, с галькой (до 3-4 см) и гравием кварца и прямой градиационной слоистостью. Отметим, что подобное взаимоотношение было впервые описано Д.В. Гражданкиным [1]. Ранее (например, [2]), переход к лямбуканскому от нижележащих тамбуканских отложений характеризовался как постепенный — «через переслаивание». Автору ближе точка зрения Д.В. Гражданкина [1], так как этот размыв фиксируется и в скважинах, пробуренных в северо-западной части Онежского п-ова (скв. 45, 44, 42, см. рисунок), что удалось выяснить путем анализа послойного описания керна скважин (отчет В.П. Копылова и др., 1972 г.). В изученных разрезах лямбуканская под-свита представлена глинами аргиллитоподобными, красновато-коричневыми с фиолетовым оттенком, тонкослоистыми и однородными,



Условные обозначения :



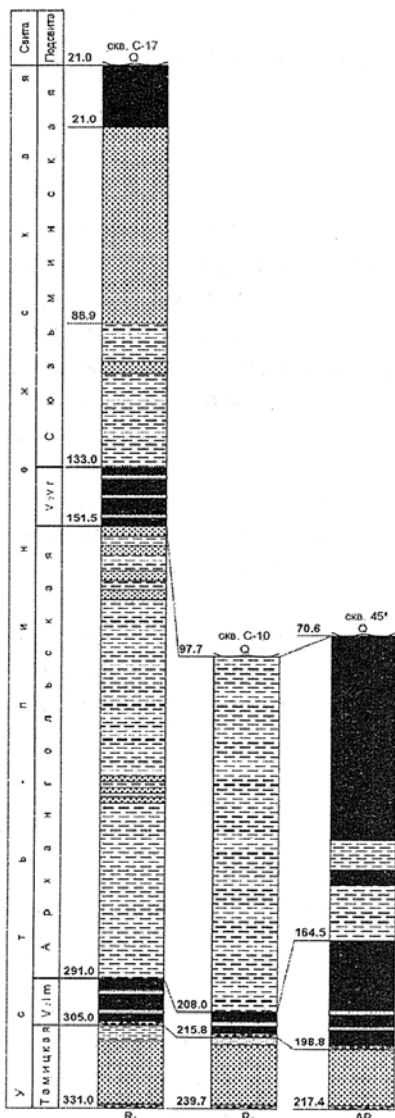
* - литологическая колонка скв. 45 составлена по результатам изучения описания керна (отчет В.П. Копылова и др., 1972 г.). Стратиграфическая привязка разреза к схеме А.Ф. Станковского и др. [2] по Т.А. Бабушкину.

Каталог изученных скважин

№ ск.	Глубина, м	Глубина подсыты / мощность, м						
		Q	V-82	V-82	V-82	V-82	V-82	R-82
C-17	387.1	21.21	133/112	151.5/88.5	239/130.5	354.8/14	331/26	387.1/26.1
C-15	299.9	0.30.3	32/21.7	45/17.3	192/143	215/19	238/25	280/41
C-10	250.2	97.7/97.7			208/110.3	215.5/7.8	239.7/23.9	250.2/10.5

Примечание: Q - четвертичные отложения; венские отложения: V-82 - ольховская подсыта, V-82 - верховская подсыта, V-82 - аргиллитовая подсыта, V-82 - лавинная подсыта, V-82 - транзитная подсыта, верховская подсыта; R-82 - неогеновая свита.

Местоположение и литологические колонки скважин



плотными, с характерным раковистым изломом. В глинах присутствуют прослои и линзочки мощностью от долей мм до 2 см вулcano-осадочных пород, сложенные монтморрилонитом. В отдельных микроинтервалах отмечается тонкое переслаивание алевролитов и глин слоями толщиной до 1 мм. Мощность подсыты 7,8-19 м. Аналогичным литологическим составом характеризуется и *верховская подсыта* (V_{2vr}), соответствующая второму туфогенному горизонту и имеющая мощность 17,3-

18,5 м. Переход от лямической и верховской подсвит, к архангельской и сюзьминской подсвитами, соответственно, проводится по смене окраски пород на зеленовато-серую [2].

Основу *архангельской* и *сюзьминской* последовательностей составляют зеленосероцветные, реже коричневые глины и алевролиты, образующие интервалы тонкого переслаивания. Толщина слоев литотипов колеблется от долей мм до нескольких см. Редко отмечаются прослои и линзочки (до 2-4 мм) мелкозернистых песчаников. Регрессивность строения подсвит выражена последовательным увеличением мощности и появлением в верхних частях их разрезов пачек, сложенных преимущественно песчаниками серыми, мелкозернистыми, с косой волнистой и горизонтальной слоистостью, хорошо сортированными и отмытыми от глинистого матрикса. В сюзьминской подсвите (разрез скв. С-17) выше песчаников вновь появляются глины. Мощность архангельской подсвиты 110,3-143 м, а сюзьминской — до 112 м.

Образование лямических и верховских глин происходило в спокойных гидродинамических условиях области шельфа. Алевроито-глинистые породы, слагающие значительную часть архангельской и сюзьминской подсвит, по-видимому, также накапливались на шельфе, ниже волнового базиса, о чем свидетельствует не нарушенная волновой эрозией тонкая слоистость глин и тонкое горизонтальное переслаивание глин и алевролитов. Алевроито-песчаный материал мог доставляться в неритовую область штормами. Переход к другой гидродинамической обстановке — выше уровня волнового базиса — фиксируется появлением в разрезах этих подсвит хорошо сортированных песчаников с косоволнистой слоистостью. Седиментация горизонтальнослоистых песчаников могла происходить в зоне пляжа. В позднесюзьминское время отмечается относительный подъем уровня моря, о чем свидетельствует появление глин, перекрывающих песчаники (рисунок).

Автор благодарен Е. М. Веричеву и А. Ф. Станковскому за предоставленную возможность работы с кернами и фондовым материалом.

ЛИТЕРАТУРА

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003 (в печати).

Станковский А.Ф. и др. Венд Юго-Восточного Беломорья // Вендская система. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 67-76.

ЧЕШУИ АКАНТОД (ACANTHODII: PISCES) МОРФОГИСТОЛОГИЧЕСКОГО ТИПА ACANTHODES ИЗ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА

П. А. Безносков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Beznosov@geo.komisc.ru

Акантодовые чешуи морфогистологического типа *Acanthodes* имеют широкое вертикальное распространение в верхнедевонских отложениях Среднего и Южного Тимана [11]. Детальное изучение их морфологических особенностей и внутреннего строения до последнего времени не проводилось. Это не позволяло установить их таксономическую принадлежность, а также ограничивало возможности использования в стратиграфических целях.

Автором было исследовано более 300 изолированных чешуи, полученных при растворении проб из крайпольской свиты Среднего Тимана, устьерегской, доманиковой, лыаельской и ижемской свит Южного Тимана. Некоторые предварительные сведения об особенностях их строения и стратиграфическом распространении приводились ранее [1, 4-5]. Сравнение их с другими описанными в литературе [2, 3, 6, 9, 10] девонскими чешуями данного типа по морфологическим и гистологическим признакам не позволило определить их точную таксономическую принадлежность.

Все франские чешуи имеют близкие форму и размеры. Кроме того у них есть одна важная общая особенность: поверхность их кроны сплошь покрыта микроскопическими бугорками до 2 мкм в диаметре. Подобная микроскульптура кроны отмечена также у чешуй из фаменских отложений Бельгии [7]. По всей видимости, этот признак имеет большую таксономическую ценность и может служить критерием до родового уровня.

В гистологическом плане франские чешуи обнаруживают значительное сходство с чешуями типового вида рода *Acanthodes* — *A. bronni* Agassiz, описанными В.Гроссом [8]. На этом основании они были предварительно определены как *Acanthodes?* sp. Наличие у них ряда морфологических и гистологических различий позволило выделить три основные разновидности (см. таблицу).

Чешуи из ижемской свиты отличаются от франских более крупными размерами, своеобразной формой, особенностями гистологического строения и характером микрорельефа кроны. Своеобразие формы выражается в следующих признаках: крона смещена назад относительно основания, шейка низкая, слабо развита, основание уплощенное, с двумя ямками вдоль заднего края. На поверхности кроны бугорки микроскульптуры отсутствуют, но развиты немногочисленные беспорядочно

Гр.	Ф Р А Н С К И Й					Ф А М Е Н С К И Й		ЯРУС	ЮЖНЫЙ ТИМАН		
	ТИМАН-СКАЯ	УСТЬ-ЯРЕГСКАЯ	ДОМАНИ-КОВАЯ	ВЕТЛАСЯН-СКАЯ	СИРАЧОЙ-СКАЯ	УХТИНС-КАЯ	САВИНО-БОРСКАЯ	ИЖЕМСКАЯ			
				ЛЫАЕЛЬСКАЯ					СВИТА		
				Acanthodes? sp.1					ТАКСОН		
				Acanthodes? sp.3							
				Acanthodidae gen. indet.							
Гр.	Ф Р А Н С К И Й								ЯРУС	СРЕДНИЙ ТИМАН	
	УСТЬ-ЯРЕГСКАЯ	КРАЙПОЛЬ-СКАЯ	БЕРЕЗОВ-СКАЯ	КАМЕННО-РУЧЕЙСКАЯ							
											СВИТА
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН
											ТАКСОН

Conference "*Basin Stratigraphy — Modern Methods and Problems*". Vilnius, 2002. Pp. 20-21.

7. Derycke, C & Chancogne-Weber, C Histological discovery on acanthodian scales from the Famennian of Belgium. *Geobios*, M.S. 1995. № 19. Pp. 31-34.

8. Gross, W. Die Agnathen und Acanthodier des obersilurischen Beyrichienkalks. *Palaeontographica*. 1947. Abt. A. Bd. 96. S. 91-161.

9. Gross, W. Downtonische und dittonische Acanthodier-Reste der Ostseegebietes. *Palaeontographica*. 1971. Abt. A. Bd. 136. S. 1-82.

10. Gross, W. Kleinschuppen, Flossenstacheln und Zähne von Fischen aus europäischen und nordamerikanischen Bonebeds des Devons. *Palaeontographica*. 1973. Abt. A. Bd. 142. S. 51-155.

11. Ivanov, A.O. & Luksevics, E. Late Devonian vertebrates of the Timan. *Daba un Muzejs*. Riga, 1996. № 6. Pp. 22-33.

НОВАЯ НАХОДКА SOMOHOLITES BELUENSIS (AMMONOIDEA) НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

К. В. Борисенков
СПбГУ, Санкт-Петербург
borissenkov@mail.ru

В кечьпельской свите Лемвинской структурной зоны Приполярного Урала геологами объединения Полярноуралгеология (Восточно-Грубенская ГСП) была найдена конкреция, содержащая раковину аммоноидеи. Полевой номер образца Ф-4153-3, предварительно конкреция была распилена на три части. Материал был передан во ВСЕГЕИ Г. В. Котляр, которая любезно предоставила его автору для изучения.

После тщательной препарации, удалось восстановить некоторые начальные обороты раковины, а так же наблюдать ее лопастную линию. Все это позволило определить раковину как *Somoholites beluensis* (Haniel, 1915), ранее известный только из сакмарских отложений о. Тимор (Индонезия) и Южного Урала.

Возраст кечьпельской свиты в настоящее время определяется как C_3-P_1 . Таким образом, можно утверждать, что возраст местонахождения аммоноидеи — сакмарский. Это дополняет возрастную характеристику свиты, которая чрезвычайно бедна органическими остатками. Образец хранится в музее кафедры Палеонтологии СПбГУ, коллекционный номер 2/28.

род *Somoholites* Ruzhencev, 1938

Somoholites beluensis (Haniel, 1915)

Somoholites beluensis: Руженцев, 1951, стр. 130, табл. IX, фиг. 4; Saunders 1971, стр. 105, табл. 24, фиг. 2-4, 6, 9, 11 *Somoholites shikhanensis*?: Руженцев 1951, стр. 128, табл. IX, фиг. 3

Голотип — MTHD, 12704;
о. Тимор; сакмарский ярус.

Форма (рис. 1). Раковина субсфероконовая, с умеренно инволютными оборотами, приближающимися к очень инволютным. Вентральная сторона выпуклая, плавно сливается с боковыми сторонами. Умбональный край выраженный, узко закругленный. Умбональная стенка не очень широкая, крутая. Умбо умеренно широкое, ступенчатое.

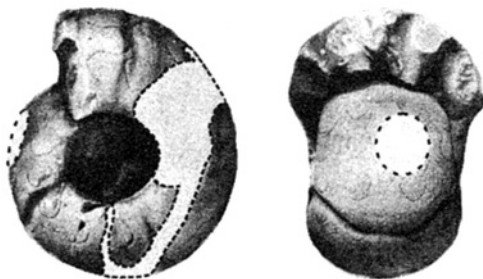


Рис. 1 *Somoholites beluensis* (Haniel); экз. № 2/28 (x1,5); Приполярный Урал, р. Харута; сакмарский ярус, кечь-пельская свита.

Размеры в мм и отношения

№ экз.	Д	В	Ш	У	В/Д	Ш/Д	У/Д
2/28	24,1	9,1	18,0	8,1	0,38	0,75	0,34
2/28	18,3	7,1	13,7	5,6	0,39	0,75	0,31

Лопастная линия изображена на рис. 2

Скульптура сохранилась фрагментарно, сетчатая. Представлена пересечением тончайших продольных лир и немногим более грубых ребрышек. На поверхности ядра отчетливо видно не менее четырех пережимов на оборот, образующих на вентральной стороне широкий выступ, осложненный в центре небольшим синусом; на боковой стороне выступ сменяется пологим синусом и небольшим выступом на умбональном крае. На умбональной стенке и внутренней стороне пережимы не развиты.

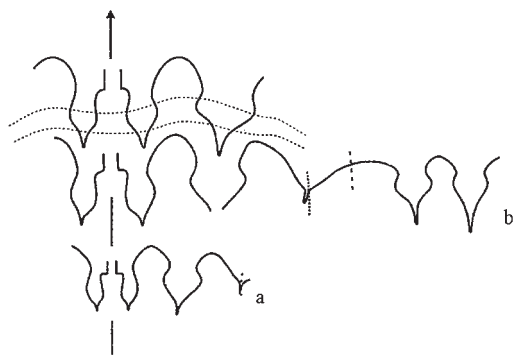


Рис. 2. Лопастные линии *Somoholites beluensis* (Haniel): а, в — экз. каф. Палеонтологии № 2/28 (х3), а при Д=18 мм и Ш=12 мм, б, в при Д=24 мм и Ш=18 мм, пунктиром показаны направления пережимов; Приполярный Урал, р. Харута; сакмарский ярус, кечь-пельская свита

Сравнение. Описанный вид по форме раковины ближе всего к *S. shikhanensis* Ruzh., 1951 из сакмарских отложений Южного Урала, от которого отличается большей сжатостью лопастей и очертанием вентральной лопасти. Следует отметить, однако, что наш экземпляр меньшего диаметра. От *S. andrianovi* Kutugin, 1999 отличается более высокими оборотами и более узкой вентральной лопастью. От

остальных видов рода легко отличается лопастной линией: расположением умбональной лопасти на умбональном крае, и равной шириной внутренних лопастей.

Замечание. От топотипических экземпляров с о. Тимор и от южноральского экземпляра, изображенного в работе В.Е. Руженцева (1951), описанный отличается немного более широкой раковинной — Ш/Д 0,75 вместо 0,66-0,70.

Распространение. Сакмарский ярус: о. Тимор, Урал.

Материал. Одна раковина с Приполярного Урала, Лемвинской структурной зоны, р. Харута из кечь-пельской свиты, слою с фосфоритовыми конкрециями.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ БАЙГУСКАРОВСКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Д. В. Борисенко

ГИН РАН, Москва

borisenok@geo.tv-sign.ru

Скальные обнажения вдоль левого берега р. Дергамыш напротив д. Байгускарово и ниже по течению давно привлекают внимание геологов [2, 3]. Это объясняется любопытными геологическими образованиями развитыми здесь, под названием байгускаровский меланж. Однако, нужно сразу оговориться, что к меланжу, как к тектоническому микститу с серпентинитовым матриксом эти образования отнести нельзя, так как они преимущественно имеют осадочную природу. Слагающие толщу обломки обычно имеют хорошую окатанность (конгломераты, валунники), горизонты определенного обломочного материала хорошо стратифицированы, местами отмечается градационная слоистость. Характерный пример разреза обнажается в 700 м южнее д. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш.

У самого основания реки скальные обнажения конгломератов валунников, которые образованы серпентинизированными ультрабазитами, местами сцементированных карбонатным материалом. Мощность этой пачки ~ 12 м, падение крутое (60—80°) в СВ румбах.

Выше переходная пачка мощностью 2 м, в которой обломки представлены серпентинитами, габбро, кремнями.

Далее следует кремнеобломочная пачка мощностью 10 м. Среди кремнистых обломков редко встречаются куски серпентинитов, габбро. Кремнеобломочные конгломераты содержат прослои полимиктовых гравелитов, песчаников. Здесь, в кремнистых обломках этого микстита, нами собран комплекс конодонтов (т. 1) *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler) — D_{1p2}-е (определение девонских форм проводилось В. А. Аристовым).

Выше находится пачка кремнистых туфоалевролитов мощностью 3 м. Пачка хорошо выдержана по простиранию и прослеживается на СЗ ~400 м до скального обнажения на повороте реки «скала Див».

Выше по разрезу идут гравелиты, песчаники, алевролиты с четкой градационной слоистостью. Мощность выхода последних около 5 м. Далее на СВ задернованный участок, за которым начинается водораздел сложенный вулканической толщей.

Вниз по течению и выше на водоразделе от описанного обнажения развита вулканическая толща преимущественно основного состава. Подушечные лавы базальтов прорваны множеством субвулканических кислых тел, формирующих скальные выходы у берега и бронирующих



отдельные сопки на водоразделе. Среди лав встречаются редкие линзы кремней, фтанитов, яшм. Эти осадочные прослои часто сильно окварцованы и своей формой залегания подчеркивают интенсивную дислоцированность вулканической толщи. В линзе фтанитов среди базальтов в 1,5 км от окраины д. Байгускарово по аз. 150 в 2001 г. нами был собран комплекс верхнеордовикских конодонтов (т. 2) (*Scabbardella altipes* subsp. B Orhard a element, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp. e, c elements) (определение всех ордовикских форм проводилось С. В. Дубининой). В 2002 г. в этой же точке (N 51°54,551, E 057°59,451) (координаты даны в системе WGS 84, без поправок) в 5 м в верх по разрезу из голубовато-зеленых кремней чередующихся с фтанитами и редкими прослоями сидерита, лежащих на базальтах, мы собрали (т. 3) *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Dapsilodus mutafus* (Branson et Mehe) верхнего ордовика. В этом же году в горизонте яшм и красных кремнистых алевролитов мощностью 2-4 м и протяженностью не менее 200 м в 600 м от д. Байгускарово (N 51°54,930, E 057°59,068) (т.4) нами были собраны *Periodon grandis* (Ethington), *P. oistodiform.* el. (Et), *P. plectospatrdis* el. (Et.), *Panderodus* sf. A(Dzik), *Dapsilodus* sf. верхнего ордовика. Нужно отметить, что среди поля развития вулканитов встречаются выходы микститов, обычно кремнеобломочные, по-видимому, расслаивающие отдельные пластины или олистоплаки вулканитов. Среди такого крем-необломочного горизонта нами собраны конодон-

ты из различных галек (т.5) 1) *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler), *Panderodus* sp. — D₂p₂-e. 2) *Polygnathus* cf. *gronbergi* (Klapp. et Johns) — D₁e₁, 3) *Polygnathus* cf. *costatus patulus* (Klapp.) — D₁e₂.

В 2 км к ЮЮВ от д. Байгускарово обнажается хаотическая толща иного состава. Здесь блоки амфиболитов, иногда гранатовых, погружены в алевролитовый матрикс. Блоки амфиболитов довольно массивные, достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Далее, вниз по течению и ниже по структуре, расположен Байгускаровский ультраосновной массив. Однако сразу ниже амфиболитов в серпентинитах также отмечаются элементы осадочного строения. Серпентинитовые песчаники, гравелиты, конгломераты падают здесь на СЗ и далее по периферии опоясывают массив. Центральная часть массива по нашему мнению имеет действительно меланжевую структуру с крупными блоками ультраосновных пород различной степени серпентинизации.

Структурно выше всех описанных комплексов с тектоническим контактом залегает кремнистая толща девона переходящая во флиш зилаирской серии фамена. В обнажении напротив мечети п. Байгускарово (N 51°55,35, E 057°59,11) в верхних кремнях нами собраны *Polygnathus costatus costatus* (Klapper) — D₂e₁.

В заключение подведем некоторые итоги исследований. По всей вероятности на левом берегу р. Дергамыш мы имеем дело с олистостромовым комплексом полимиктового состава совмещенным с тектоническими пластинами верхнеордовикских вулканитов. Нужно отметить, что в тех случаях, когда микститовая толща имеет элементы градационной слоистости, она визуально напоминает зилаирскую серию фамена, проксимальной частью которой возможно и является. Находки фауны среди обломков отвечают нижнедевонскому уровню. Вулканиты, получившие новую возрастную характеристику, ранее относились к боймак-бурибаевской свите нижнего девона. Учитывая неоднозначность датировки этой толщи [1] появляются основания пересмотреть возраст вулканитов Присакмаро-Вознесенской зоны объединяемых под этим стратоном.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ 00-50-64104, мас-02-05-06032.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маслов В.А. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. УФНЦ РАН. Уфа. 1993. 217с.
2. Садрисламов Б.М. Тамбовцев В.В., Бородин В.Л. Отчет по теме «Стратиграфия силурийских и девонских отложений зеленокаменного комплекса восточного склона Южного Урала» Уфа. 1964.
3. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа. 2001. 318 с.

НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СКУЛЬПТУРЫ *BERGERIA MIMERENSIS* НОЕГ (ПЛАУНОВИДНЫЕ, ДЕВОН)

А. В. Броушкин

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

vsegei@vsegei.sp.ru

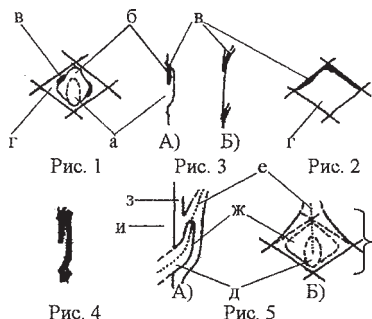
В 1942 г. О. А. Ноед под названием *Bergeria mimerensis* описал остатки стволов древовидных плауновидных из пограничных отложений живета-франа Шпицбергена. Он полагал, что скульптура поверхности данных стволов является результатом декортикации; происхождение наблюдаемых структур О. А. Ноед не рассматривал, используя для их характеристики описательную терминологию. Н. J. Schweitzer (1965, 1999) интерпретировал ромбические площадки на поверхности остатков *B. mimerensis* как листовые подушки, а овальные структуры — как листовые рубцы. Эта интерпретация послужила одним из главных аргументов для объединения *B. mimerensis* и *Protolepidodendropsis pulchra*.

Изучая материал из типового местонахождения *B. mimerensis* и морфологически идентичные ему остатки из разновозрастных отложений Восточно-Европейской платформы, автор пришел к другому выводу о природе наблюдаемых структур. Новая интерпретация основана главным образом на изучении наиболее информативного экземпляра, происходящего из ястребовских отложений Шкурлатовского карьера (окрестности г. Павловска Воронежской области). Данный экземпляр представляет собой отпечаток внутренней и внешней сторон обугленного остатка (антраколеймы: Schopf, 1975) коры растения; сама антраколейма не сохранилась. Отпечаток внутренней стороны антраколеймы (фиг. 1, рис. 1) несет скульптуру из нечетко разграниченных ромбических площадок, на поверхности которых имеются остатки тонких линзочек матрикса, прикрепленных к площадкам овальными в сечении ножками. Линзочки подстилаются остатками антраколеймы, которая раньше также покрывала их сверху; таким образом линзочки находились внутри нее. В некоторых местах линзочки сколоты (у некоторых экземпляров *B. mimerensis* они, по-видимому, отсутствовали первоначально) и на поверхности площадок видны только их ножки (фиг. 2); именно эти структуры Н.-J. Schweitzer интерпретировал как листовые рубцы. На отпечатке внешней поверхности антраколеймы (фиг. 3, рис. 2) ромбические площадки выражены гораздо четче; здесь они черепитчато накладываются друг на друга, в местах налегания видны уходящие внутрь породы остатки антраколеймы. Сопоставление структур внутренней и внешней поверхностей антраколеймы и восстановление морфологии растения показано на рис. 1-5. Автор предлагает следующую интерпретацию

Новая интерпретация скульптуры *Bergeria mimerensis* Hoeg

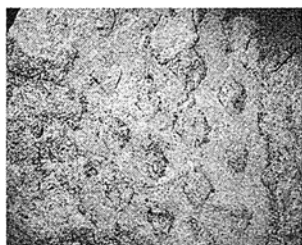
(плауновидные, девон).

Буквами на рисунках обозначены:



а) ножка линзочки; б) линзочка матрикса; в) остатки антраколеимы; г) ромбическая площадка; д) азренхимная обкладка листового следа; е) проводящий пучок листового следа; ж) массив неустойчивой к разложению ткани; з) устойчивая к разложению ткань внешней коры; и) неустойчивая к разложению ткань коры; к) листовое основание;

Рис. 1. Отпечаток внутренней стороны антраколеимы (= фиг. 1). Рис. 2. Отпечаток внешней стороны антраколеимы (= фиг. 3). Рис. 3. Продольные разрезы - внутренней (А) и внешней (Б) сторон антраколеимы. Рис. 4. Восстановленная антраколейма. Рис. 5. Реконструкция морфологии растения, продольный разрез (А) и вид сверху (Б).



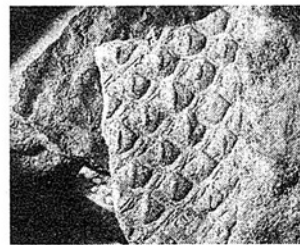
Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 1. Шкурлатовский карьер, № 102, отпечаток внутренней стороны антраколеимы; видны линзочки матрикса. Фиг. 2. То же, сохранились только ножки линзочек. Фиг. 3. Тот же экземпляр, отпечаток внешней стороны антраколеимы. Фиг. 4. Шпицберген, № 1221, отпечаток внешней стороны антраколеимы; линзочки матрикса видны со внутренней стороны.

данной фоссилии: (1) антраколейма соответствует только сохранившимся до фоссилизации устойчивым к разложению тканям внешней коры (стереотипная для плауновидных сохранность); (2) линзочки матрикса внутри антраколеймы, вероятнее всего, отвечают островкам какой-либо неустойчивой к разложению ткани (напр., аэренхимы); после гибели растения эта ткань разрушилась, а оставшиеся на ее месте полости были при захоронении заполнены осадком через лакуны, соответствующие также разрушившейся аэренхимной обкладке листовых следов (ножки линзочек); (3) черепитчато налегающие ромбические площадки внешней поверхности антраколеймы являются остатками крупных листовых оснований (s.l.), которые при захоронении были прижаты к коре и наложились друг на друга; неясные ромбические площадки на внутренней поверхности антраколеймы представляют собой оттиски оснований листьев, возникшие при фоссилизации. Материал со Шпицбергена согласуется с предложенной здесь интерпретацией.

Данная интерпретация морфологии *B. mimerensis* позволяет по-новому взглянуть на положение этого растения в системе девонских плауновидных. (1) Родовое название *Bergeria*, закрепленное за определенной стадией декорткации осей плауновидных, не следует применять к остаткам данных стволов. (2) Интерпретация Н.-J. Schweitzer скульптуры *B. mimerensis* не может служить аргументом в пользу их связи с *P. pulchra*: эта связь, по мнению автора, маловероятна. (3) Более вероятна связь *B. mimerensis* с *Leptophloeum* Dawson, т.к. у некоторых экземпляров, относимых к этому роду, обнаружены структуры, сходные с описанными выше для *B. mimerensis* (Li, Dou, Sun, 1986; Zhao Xiu-hu et al., 1986; Сенкевич, 1991); вслед за М.А. Сенкевич автор ранее [1] интерпретировал эти структуры как остатки пельтатных листьев, характеризующих *Leptophloeum*. На данный момент относить *B. mimerensis* к *Leptophloeum* преждевременно. (4) Структуры, аналогичные линзочкам матрикса остатков *B. mimerensis* были впервые описаны и интерпретированы СМ. Berry и D. Edwards (1997) у *Gilboaphyton* (*Archaeosigillaria*); это может служить весомым аргументом в пользу связи *B. mimerensis* и *Gilboaphyton*, несмотря на существенные различия в их размерах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Броушкин А.В. Новые данные о времени существования и географическом распространении *Leptophloeum* Dawson // Проблемы ботаники на рубеже XX-XXI веков. СПб. 1998. С. 232-233.

СТРОЕНИЕ АРТИНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ «КАМЕННЫЙ БОР» НА МАЛОЙ ПЕЧОРЕ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

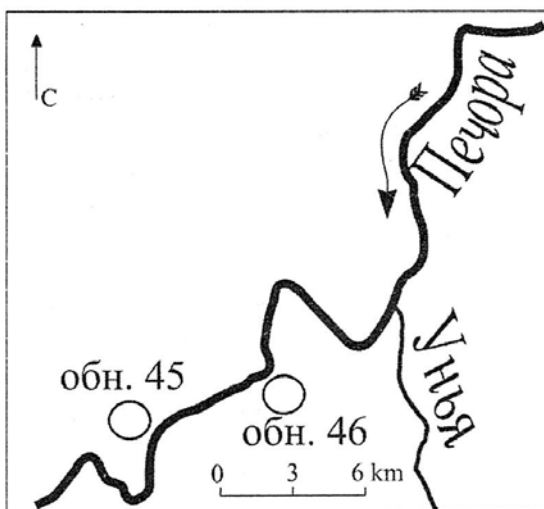
А. А. Буравский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На Малой Печоре выходы терригенных отложений нижнепермского возраста были изучены В. А. Варсанофьевой в 40-х годах XX-го века [1]. Разрез "Каменный Бор" (обн. 45, нумерация по В.А. Варсанофьевой) является, в своем роде, уникальным для севера Урала. Здесь было найдено большое количество аммоноидей хорошей сохранности, указывающих на позднеартинский возраст этих пород [1]. И. С. Муравьевым породы разреза "Каменный Бор" отнесены к нисельской свите [2]. Обн. 45 находится на правом берегу р. Печора, в 2 км выше устья р. Бол. Андюга (рис. 1). В современном структурно-тектоническом плане эти породы входят в состав Верхнепечорской впадины Предуральяского кра-



Рис. 1. Местоположение разреза "Каменный Бор" (обн. 45 по В.А. Варсанофьевой)



евого прогиба. Породы, слагающие этот разрез, обнажаются на склоне высотой 10-15 м и протягиваются на расстоянии 280 м. Залегание пород моноклинальное (рис. 2). Они падают на северо-запад (аз. пд. 280-295) под углом 20°. Нижнепермские терригенные отложения в разрезе "Каменный Бор" представлены неравномерным переслаиванием тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета, серых алевролитов, аргиллитов серого цвета и зеленовато-серых алевролитистых аргиллитов.

Автор изучал нижнепермские терригенные отложения на Малой Печоре во время экспедиционных работ в 2002 году. Важно отметить,

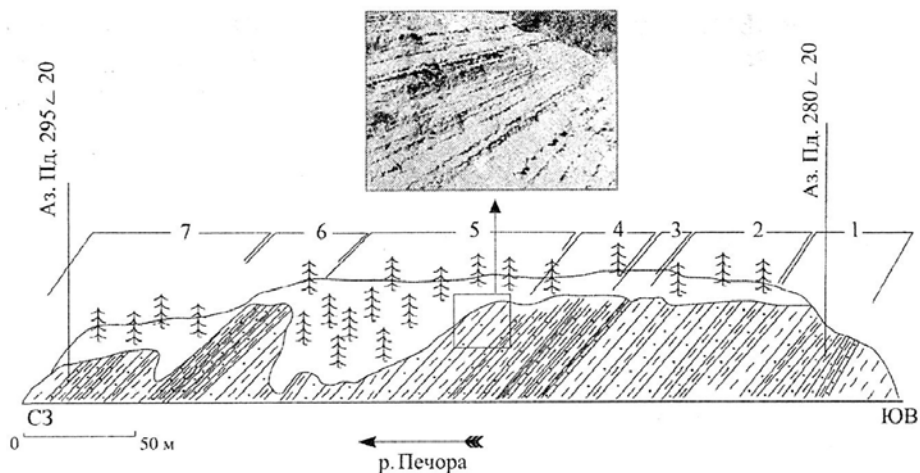


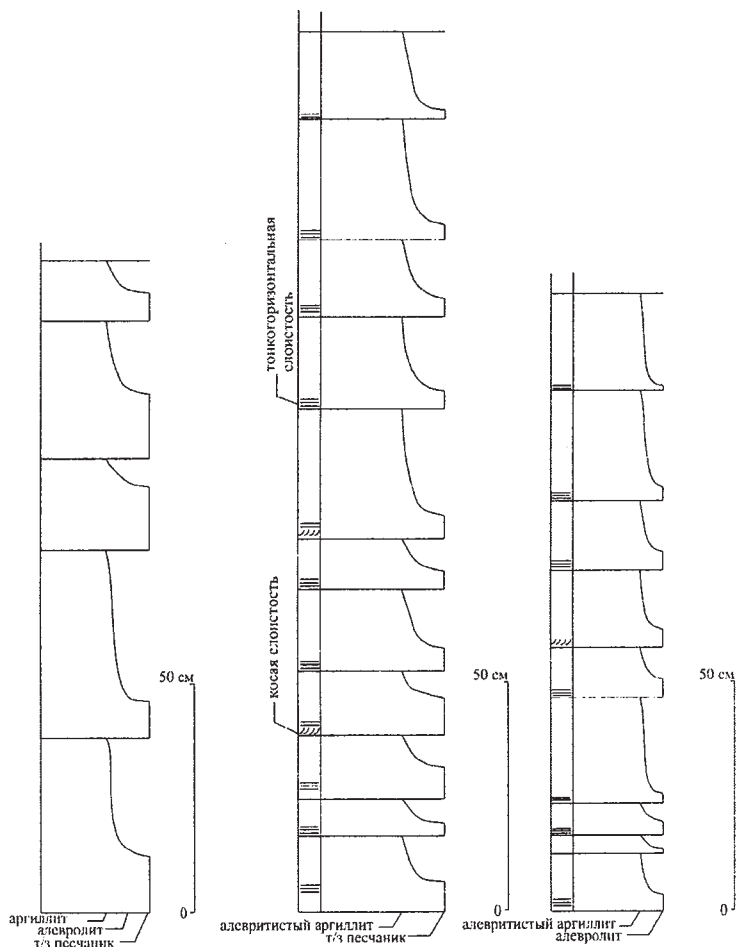
Рис. 2. Зарисовка разреза "Каменный Бор".

что их стратиграфия, характер цикличности и вещественный состав почти не изучены. В настоящее время еще не получены данные химических анализов и не сделаны петрографические шлифы, поэтому материалы этой работы основываются только на результатах полевых исследований.

Важной особенностью нижнепермских терригенных отложений на Малой Печоре, а в частности в разрезе "Каменный Бор", является их цикличное строение. Цикличность осадочных толщ многими геологами рассматривается как одно из универсальных свойств осадочных пород. Среди отложений разреза "Каменный Бор", нами были выделены циклиты первого и второго порядков. Под циклитами первого порядка нами подразумеваются элементарные циклиты. Характерной чертой циклитов первого порядка в данном разрезе является резкое основание и постепенный переход от нижележащих отложений к вышележащим. Среди них по составу можно выделить три типа (рис. 3).

Тип А. Включает в себя три элемента цикла. В основании находится слой тонкозернистого песчаника, мощность которого может меняться в пределах от 5 до 20 см, плавно переходящего в алевролит мощностью от 5 до 25 см, который, в свою очередь, постепенно сменяется аргиллитом мощностью до 8 см. В этом типе внутрипластовых текстур не наблюдается. Мощность циклитов типа А изменяется от 15 до 55 см.

Тип Б. Состоит из двух элементов. Нижний элемент цикла представлен слоем тонкозернистого песчаника, чья мощность составляет 3-8 см. Верхний элемент цикла - алевролитистый аргиллит, мощность ко-



Характер цикличности типа А

Характер цикличности типа Б

Характер цикличности типа В

Рис. 3. Типы элементарных циклитов.

торого варьирует от 5 до 40 см. Для песчаников этого типа характерны косая и тонкогоризонтальная слоистость (интервалы с, d цикла Боума). Мощность этого типа циклитов варьирует от 10 до 50 см.

Тип В. Представлен тонким переслаиванием алевролитов и алевритистых аргиллитов. В этом типе тонкогоризонтальная текстура характерна для алевролитов (интервал d цикла Боума). Мощность циклитов типа В меняется в пределах от 10 до 25 см.

В изученном разрезе можно выделить циклы второго порядка, состоящие из двух элементов. Нижним элементом циклита второго по-



Рис. 4. Скорлуповатая отдельность в алевритистых аргиллитах

Элементарные циклиты типа Б встречаются лишь в верхней части пачки. Мощность пачки 20 м.

Пачка 2. Представлена цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета с алевритистыми аргиллитами зеленовато-серого цвета. На поверхности последних отмечаются остатки мелкого растительного детрита. В этой пачке насчитывается около 150 элементарных циклов. Мощности элементарных циклов в пачке 2 изменяются от 10 до 30 см. Вместе с тем, встречаются единичные циклы мощностью до 60 см. В этой пачке отмечаются циклиты как первого, так и второго порядков. Циклиты первого порядка представлены типом Б и типом В. Циклиты второго порядка достигают мощности 1 м.

Пачка 3. Этот интервал выполнен цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников светло-серого цвета и алевритистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. В строении пачки 3 принимают участие около 40 элементарных циклов, мощность которых составляет 10-25 см. Эта пачка состоит из элементарных циклитов типа Б. Мощность пачки 8 м.

Пачка 4. Сложена цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников светло-серого цвета, серых алевролитов и алевритистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. В этой пачке насчитывается примерно 40 элементарных циклов, мощность которых варьирует от 10 до 30 см. Встречаются единичные циклы, чья мощность может достигать

рядка служит элементарные циклиты типа Б, а верхним элементом - элементарные циклиты типа В. Циклиты второго порядка включают в себя 6-10 элементарных циклитов типа Б и 2 - 4 элементарных циклитов типа В.

На основании характера цикличности в разрезе "Каменный Бор" нами было выделено несколько пачек.

Пачка 1. Сложена цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета, алевролитов серого цвета и аргиллитов темно-серого цвета. В этой пачке насчитывается порядка 25 элементарных циклов. Мощности элементарных циклов меняются от 15 до 40 см. В этой пачке преобладают элементарные циклиты типа А.

70 см. В строении этой пачки принимают участие как циклиты первого порядка, так и циклиты второго порядка. Циклиты первого порядка в нижней части пачки представлены типом В, в верхней части пачки - типом А. Мощность пачки составляет **11 м.**

Пачка 5. Выполнена переслаиванием тонкозернистых песчаников и алевритистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. В этой пачке можно выделить порядка 60 элементарных циклов, мощность которых составляет от 30 см до 1,50 м. В строении этой пачки принимают участие циклиты первого порядка, представленные типом В в нижней части и типом Б - в верхней части пачки. Мощность пачки 45 м.

Пачка 6. Эта пачка сложена цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников зеленовато-серой и серой окраски и алевритистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. В этой пачке насчитывается приблизительно 45 элементарных циклов, мощность которых меняется от 20 до 40 см. В строении пачки участвуют элементарные циклиты типа В и Б, причем циклиты типа Б являются преобладающими. Мощность пачки составляет 12 м.

Пачка 7. Этот интервал выполнен цикличным переслаиванием тонкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета и алевритистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. В этой пачке насчитывается примерно 90 элементарных циклов, чья мощность варьирует в пределах от 15 до 90 см, чаще 20 - 40 см. В строении пачки выделяются элементарные циклы типа Б. Мощность пачки составляет 30 м.

Общая мощность отложений обн. 45 около 155 м.

Фаунистические остатки встречаются по всему разрезу. В подавляющем большинстве их находки связаны с известняками, реже встречаются в терригенных породах, в последних фауна, как правило, плохой сохранности. Известняки встречаются в виде конкреций, а также в виде отдельных прослоев и приурочены к верхним частям циклов типа Б. Нами была собрана достаточно большая коллекция фауны аммоноидей, пелиципод, брахиопод, ортоцератид. К сожалению, она пока не определена. В подошвах некоторых слоев песчаника (в пачке 2, 9) отмечаются ориентированные текстуры (борозды, слепки царапин), указывающие на направления палеотечений север-юг. В алевритистых аргиллитах средней и верхней части разреза наблюдается характерная скорлуповатая отдельность (рис. 4), подмеченная ранее В. А. Варсановьевой [1]. Такая текстура в терригенных породах образуется в результате их выветривания.

Проанализировав строение, характер цикличности и структурно-текстурные особенности нижнепермских терригенных отложений в разрезе "Каменный Бор", можно определенно отнести их к отложениям мутьевых (турбидитных) потоков. Каждый элементарный цикл интер-

претируется нами как один турбидит. Ассоциации таких турбидитов позволяют интерпретировать их как дистальные фации. Накопление известняков, закономерно приуроченных к верхним частям циклов, вероятно связано с нормальным гемипелагическим осадконакоплением, которое является фоновым для турбидитов. Учитывая мощность отложений и количество элементарных циклитов в изученном разрезе, можно предположить, что образование турбидных потоков в позднеартинское время происходило не менее 1 раза в 5 тыс. лет.

Полученные данные о цикличности и характере строения нижнепермских терригенных отложений разреза "Каменный Бор" будут способствовать корреляции с аналогичными отложениями Севера Урала.

В заключении автор выносит благодарность В. А. Салдину за консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печорско-Ыльчского Государственного заповедника // Труды Печорско-Ыльчского Государственного заповедника. Выпуск 1. - Москва, 1940. - С. 147 - 154.
2. Муравьев И. С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Изд-во Казанского Гос. Университета, 1972. 193 с.

ТИПЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДФРАНСКОГО ПЕРЕРЫВА В ТИМАНО-ПЕЧОРСКОМ СЕДИМЕНТАЦИОННОМ БАСЕЙНЕ

В. Ю. Вехтева
ГУП ТП НИЦ, Ухта
tpsrc@sever.ru

Перерыв на рубеже средне- и позднедевонской эпох — это важнейшее событие с которым связаны крупнейшие структурные перестройки в эволюции Тимано-Печорского седиментационного бассейна [1]. Он оказал существенное влияние на территориальное распространение основных коллекторских толщ в среднедевонско—франском поддоманиковом и ордовикско-нижнедевонском нефтегазоносных комплексах, а также на их пространственное соотношение с изолирующими толщами. Предфранское несогласие отчетливо фиксируется стратиграфически по выпадению из разрезов целого ряда подразделений, вплоть до систем. Вслед за ТВ. Майдль [2] автором продолжено изучение литологических особенностей проявления этого несогласия в разных частях бассейна.

На юге Колвинского мегавала перерыв на границе среднего и верхнего девона выявлен по отсутствию в разрезе яранского горизонта. Поверхность несогласия залегает внутри обломочных толщ, сформированных в дельтовых и прибрежных бассейновых условиях — I тип. Но разные участки этой области после перерыва вовлекались в процесс осадконакопления в разное время, что определило формирование поверхностей несогласий двух подтипов (см. рисунок). Первый подтип (скв. 2-Харьяга) генетически связан с формированием «вложенной» долины, заполнение которой аллювиально(?)—дельтовыми отложениями происходило в раннеджьерское время. Литологически перерыв фиксируется по смене лагунных (мелководно-шельфовых?) аргиллитов на плохо сортированные и слабо окатанные мелкогалечные конгломераты. Выше по разрезу чередуются разнотекстурные песчаники и алевролиты. За счет заполнения «вложенной» долины произошло выравнивание рельефа. В связи с повышением относительного уровня моря, связанным со следующей волной трансгрессии, в позднеджьерское время осадконакопление распространилось за пределы долины, и сформировалась поверхность несогласия второго подтипа (скв. 14-Харьяга). Граница несогласного перекрытия джьерскими отложениями старооскольских толщ является трансгрессивной и четко фиксируется по резкой смене тех же, что и в первом подтипе, алевролитов на грубо-, ко-со- и линзовиднослоистые крупногалечные конгломераты. Но генетически эти конгломераты принадлежат к иному типу — трансгрессивным образованиям бассейнового побережья.

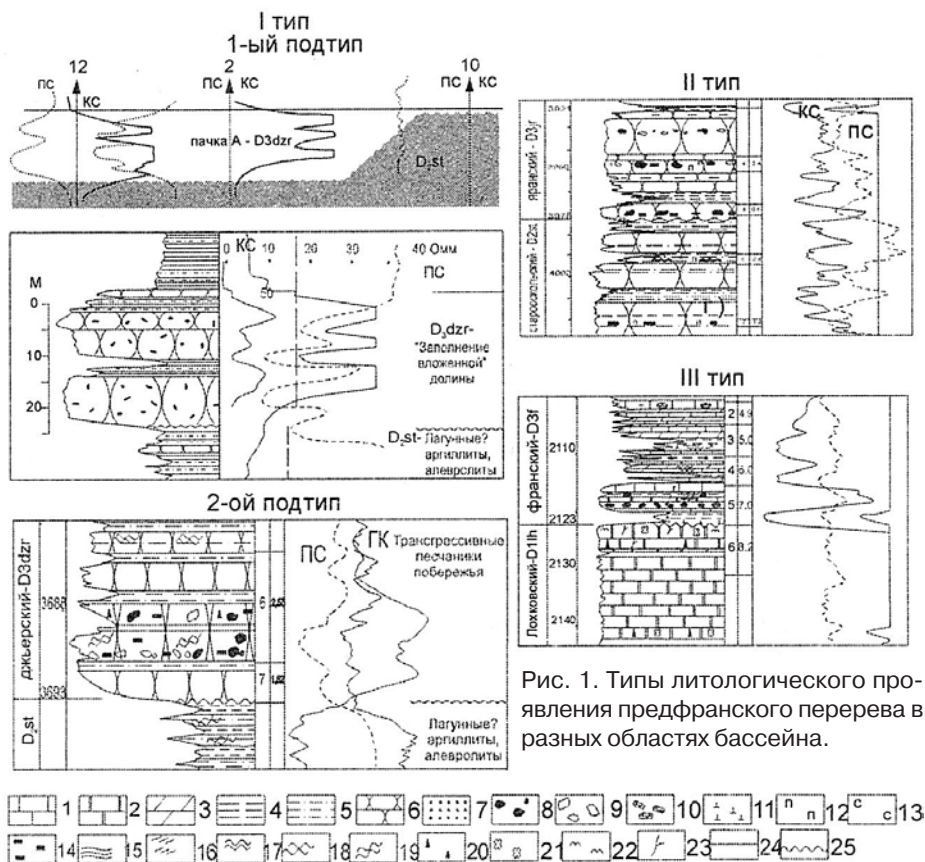


Рис. 1. Типы литологического проявления предфранского перерыва в разных областях бассейна.

1 - известняк, 2 - доломит, 3 - мергель, 4 - аргиллит, 5 - алевролит, 6 - песчаник, 7 - конгломерат, 8-10 - обломки: 8 - глинистые, 9 - кварцевые, 10 - известняковые, 11 - известковистость, 12 - пирит, 13 - сидерит, 14 - углистость, 15-19 - слоистость: 15 - горизонтальная, 16 - косая, 17 - волнистая, 18 - линзовидная, 19 - косая, линзовидная, 20 - нефтенасыщенность, 21 - кавернозность, 22 - стилолиты, 23 - трещиноватость, 24-25 - залегание: 24 - согласное, 25 - несогласное

На юге Шапкина-Юрьянского вала (Пашшор, Верхний Грубешор) предфранское несогласие размещается внутри флювиально-дельтовых гравийно-песчаниковых образований — II тип. Подстилающие старооскольские толщи, в целом, сложены сероцветными кварцевыми мелко-средне-крупнозернистыми плохо отсортированными песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов, с резко подчиненной долей неравномерно глинистых алевролитов и аргиллитов. Перекрывающие нижнефранские отложения (ронаельская свита) отличаются пестротцветностью, разномзернистостью (от тонко- до грубозернистых) и разнообразием состава обломочной части. Помимо кварца, в них присутствуют зерна полевых шпатов, обломки пород фундамента, глинистые кату-

ны. Характерны частые линзовидные прослои интенсивно ожелезненных гравелитов и конгломератов.

III тип несогласия изучен по разрезам южной части Варандей-Адзвинской зоны (ВАЗ) (Черпаю, Хасырей, Нядейю), где перерыв в осадконакоплении установлен по отсутствию среднего девона и несогласному залеганию тиманского горизонта верхнего девона на овинпармском нижнего. Подстилают поверхность несогласия аридные нижнедевонские крайне мелководные шельфовые доломиты: ясно- и скрытокристаллические, участками кавернозные, трещиноватые, местами стилолитизированные, содержащие тонкие прослои домеритов и аргиллитов. Основание тиманского горизонта, перекрывающего несогласие, слагают гумидные мелководно-шельфовые аргиллиты, которые выше сменяются тонкокристаллическими, микротрещиноватыми известняками с линзами конгломератов, состоящих из обломков доломитов и аргиллитов.

Таким образом, в разных областях седиментационного бассейна предфранский перерыв литологически проявляется по-разному. На юге Колвинского мегавала, территория которого в среднедевонскую эпоху и в начале франского века являлась грабенообразным прогибом, а процесс осадконакопления определялся влиянием морских и дельтовых процессов, перерыв наиболее ярко выражен и легко узнаваем по всем признакам (биостратиграфическим, литологическим, ГИС), несмотря на то, что поверхность этого несогласия находится внутри преимущественно терригенных отложений. В отличие от этого, на юге ВА3, на юго-восточном склоне Большеземельского палеоподнятия, находившегося в центральной морской части бассейна, поверхность несогласия размещается внутри карбонатных толщ, но четко фиксируется биостратиграфически и по смене мелководно-шельфовых аридных образований гумидными. Напротив, в краевой части бассейна (юг Шапкина-Юрьяхинского вала), несмотря на крайнюю мелководность, разрез выглядит практически непрерывным, но детальные литологические исследования выявляют поверхность, соответствующую перерыву, по разнице вещественного состава подстилающих и перекрывающих пород и по смене направленности (регрессивной на трансгрессивную) изменения состава отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ларионова З.В., Богацкий В.И. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к «Атласу геологических карт», 2000). Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. 122 с.
2. Майдль ТВ. Литологическая характеристика предсреднедевонского и предфранского несогласий в осадочной толще Печорского бассейна // Геология горючих ископаемых европейского севера России. Сыктывкар, 1998. 203 с. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО РАН; Вып 97).

ТЕОРЕТИКО-ЧИСЛОВОЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ ИКОСАЭДРИЧЕСКИХ ФУЛЛЕРЕНОВ

Ю. Л. Войтеховский¹, О. Н. Ярыгин²

¹ГИ КНЦ РАН, ²КФ ПетрГУ, Апатиты

voyt@geoksc.apatity.ru

Физической стабильности фуллеренов способствует высокая симметрия комплекса. Наиболее стабильный фуллерен C_{60} имеет и самую совершенную симметрию — 3-5т. Изучению таких форм, а также фуллеренов с симметрией 235 (являющейся подгруппой группы — 3-5т), вместе называемых икосаэдрическими, посвящена эта статья. Полезной идеей, позволяющей строить икосаэдрические фуллерены, является замена всех граней додекаэдра равными блоками, при сочетании которых получается полиэдр фуллеренового типа. Так получены простейшие формы интересующего нас многообразия: C_{20} , C_{60} , C_{80} , C_{140} , C_{180} , C_{240} [1]. Но этот путь оставляет сомнение в том, что найдены все формы.

В [2] доказана теорема о числе вершин икосаэдрического фуллерена, устраняющая это сомнение. Напомним суть доказательства. Перейдем от любого икосаэдрического фуллерена к дуальной форме. Она является мега-икосаэдром, образованным 20-ю треугольными блоками, сходящимися по 5 в каждой вершине и сложенными ровно (h^2+hk+k^2) треугольными гранями. Поэтому у исходного фуллерена ровно 20 (h^2+hk+k^2) вершин. Значения h^2+hk+k^2 для $0 \leq k \leq h \leq 10$ даны в табл. 1. Заметим, что шестерка минимальных чисел 1, 3, 4, 7, 9 и 12 в ней соответствует простейшим икосаэдрическим формам.

Ясно, что все икосаэдрические фуллерены дуальны мега-икосаэдрам, построенным из всевозможных треугольных блоков с вершинами на треугольной сетке. Все они задаются парами чисел (h,k) , где $k \leq h$. Есть два способа построить более сложную форму из уже имеющегося фуллерена икосаэдрической симметрии. В первом случае h и k можно увеличить в t раз. При той же ориентации на треугольной сетке треугольный блок увеличится по площади в t^2 раз. Во столько же раз увеличится и число вершин фуллерена. В табл. 1 (не ограниченной по h и k) имеется бесконечно много семейств "родственных" форм, порожденных этой процедурой. Так, пара $(h,k) - (1,0)$, дающая додекаэдр C_{20} , при умножении на $t=2$ и 3 дает пары $(2,0)$ и $(3,0)$, отвечающие фуллеренам C_{80} и C_{180} . При произвольных t из C_{20} получается вся верхняя строка табл. 1. Пара $(1,1)$, дающая фуллерен C_{60} , при умножении на $t=2$ дает пару $(2,2)$, порождающую фуллерен C_{240} . При произвольных t из C_{60} получается главная диагональ табл. 1. Фуллерены из первой строки и диагонали табл. 1 имеют симметрию — 3-5гл, остальные — 235.

Во втором случае для исходного фуллера строится дуальная форма, все вершины которой усекаются. Пусть у исходного фуллера f граней, из которых 12 5-угольных и $f-12$ 6-угольных, и $v=2f-4$ простых вершин. Тогда у дуального полиэдра $2f-4$ треугольных граней и f вершин, из которых 12 степени 5 и $f-12$ степени 6. У нового фуллера $v+f$ граней и $3v$ вершин. Кроме того, пара (h, k) переходит в $(h+2k, h-k)$. Так, $(1, 0)$ — додекаэдр C_{20} порождает $(1, 1)$ — усеченный икосаэдр C_{60} . Любая пара $(h, 0)$ порождает (h, h) , то есть фуллерены верхней строки табл. 1 порождают формы, стоящие под ними на диагонали. Заметим, что пара $(h+2k, h-k)$ порождает $(3h, 3k)$ — двукратное применение второго способа заменяемо первым с $t=3$. Наконец, сведение формы к более простым, если это возможно, выполняется по правилу $(h, k) \rightarrow [(h+2k)/3, (h-k)/3] \rightarrow (h/3, k/3)...$

Возникает вопрос: каким (h, k) отвечают фуллерены, не сводимые двумя указанными способами к более простым формам? Назовем их генераторами в том смысле, что каждый из них заключает в себе потенциальную возможность генерирования двух бесконечных серий. Вопрос решается теоремой, доказанной одним из авторов (Ю.В.): генераторы соответствуют тем и только тем парам (h, k) , в которых h и k взаимно просты и не сравнимы по модулю 3, то есть при делении на 3 дают различные остатки. В табл. 2 указаны лишь генераторы. Видно, что анализ многообразия икосаэдрических форм на уровне генераторов намного проще, чем на уровне индивидуальных форм.

Возможны ли комбинаторно различные икосаэдрические фуллерены с равным числом вершин? Ответ следует из табл. 1. Такие фуллерены

Таблица 1. Значения h^2+hk+k^2 для $0 < k < h < 10$

$k \setminus h$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1	4	9	16	25	36	49	64	81	100
1	3	7	13	21	31	43	57	73	91	111
2		12	19	28	39	52	67	84	103	124
3			27	37	49	63	79	97	117	139
4				48	61	76	93	112	133	156
5					75	91	109	129	151	175
6						108	127	148	171	196
7							147	169	193	219
8								192	217	244
9									243	271
10										300

Таблица 2. Значения h^2+hk+k^2 для фуллеренов-генераторов $0 < k < h < 10$

$k \backslash h$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1									
1		7	13		31	43		73	91	
2			19				67		103	
3				37	49		79	97		139
4					61				133	
5						91	109		151	
6							127			
7								169	193	
8									217	
9										271
10										

ны-изомеры возможны. Простейшими из них являются формы, порожденные парами (7,0), (5,3) и (9,1), (6,5). У первых 980, у вторых — 1820 вершин. Они столь огромны, что имеют чисто теоретический интерес. Следовательно, в ближайшей области числа (h, k) фиксируют даже комбинаторный тип икосаэдрического фуллерена. Но можно задаться вопросом о простейших тройках, четверках ... икосаэдрических фуллеренов-изомеров. Для его решения одним из авторов (О.Я.) разработана компьютерная программа, позволившая найти серии до 10 изомеров. Они далеки от практического применения. В то же время, обнаруженные связи показывают возможности теории чисел при изучении атомных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Klein D.J., Seitz W.A., Schmalz T.G. Icosahedral symmetry carbon cage molecules // Nature. 1986. V 323. P. 703-706.
2. Schmalz T.G., Seitz W.A., Klein D.J., Hite G.E. Elemental carbon cages // J. Am. Chem. Soc. 1988. V 110. P. 1113-1127.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В РОССЫПИ ИЧЕТЬЮ

Е. В. Выборов, Э. С. Щербаков
КГПИ, Сыктывкар

Полиминеральная россыпь Ичетью расположена на Среднем Тимане и залегает в основании верхнеэфельской толщи песчаников, гравелитов и конгломератов. Полезными компонентами в россыпи являются золото, алмазы, кулларит и титановые минералы. Особенность набора минералов состоит в том, что алмазы лишены своих парагенетических спутников — пиропов и хромшпинелидов. В связи с этим высказывалось предположение о том, что пиропы и хромшпинелиды алмазной ассоциации были разрушены в коре выветривания или не выдержали дальней аллювиальной транспортировки. Накопление алмазов происходило в прибрежно-морских условиях (Мальков, 1995), обломочный материал и полезные компоненты поступали в россыпь с юга и с запада (Дудар, 1996).

По поводу условий образования россыпи имеются и другие представления. О.П.Тельнова (Тельнова, 2001) рассматривает продуктивную толщу как континентальное образование, а Э.С.Щербаков, А.М.Плякин и П.П.Битков (Щербаков и др., 2001) пришли к выводу о формировании продуктивного пласта в условиях дельты. Для обоснования своих взглядов они использовали динамическую программу, отражающую отношение процентного содержания лейкоксена к сумме содержания циркона и ильменита.

Задачей данного исследования являлось выяснение характера распределения основных акцессорных минералов — лейкоксена, циркона, ильменита, рутила, на площади, занимаемой россыпью.

С этой целью использованы результаты минералогических анализов УГРЭ по пробам из керна скважин и ряда шурфов в приплотиковых и надплотиковых отложениях. Таким образом, интервал опробования колебался от 20 до 50 см в скважинах и до 80 см в шурфах.

Для иллюстрации распределения акцессорных минералов построены карты, из которых видно, что в приплотиковых пробах концентрации лейкоксена, циркона и, в меньшей степени, ильменита отражают струйное распределение минералов на участке Золотокаменный. Струи вытягиваются в восточном направлении. В восточной части россыпи преобладает площадное распределение указанных минералов. На участке Ичетью вновь видно струйное распределение минералов.

Здесь, в юго-западной части россыпи, установлено несколько мелких конусов выноса. В одном из них, шурфы 115-147 по линии 994.8, обособляется центральная струя, в которой содержания лейкоксена зако-

номерно снижаются от 50 % до 30 % по мере удаления от вершины конуса. Юго-восточнее к ней примыкает струя циркона, ориентированная в восточном направлении. В ней содержание минерала нарастает по мере приближения к внешнему краю конуса от 20 % до 30%. Максимальное содержание ильменита 30-40 % приурочены к боковым частям конуса, за пределами указанных выше струй лейкоксена и циркона.

В другом конусе выноса, шурфы 155-171 по линии 997.6 так же видны струи лейкоксена и циркона, расположенные рядом и ориентированные на северо-восток. Ильменит в этом случае образует узкую полосу, вытянутую вдоль границы современного распространения отложений Пижемской свиты.

Отсюда можно сделать вывод, что распределение лейкоксена, циркона и ильменита контролировалось с одной стороны, образованием конусов выноса, а с другой, процессами перемыва отложений конуса в условиях волнения воды в прибрежной полосе бассейна.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Дудар В.А. Россыпи Среднего Тимана //Руды и металлы, 1996. № 4. С. 80-90.
2. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. — Сыктывкар, 1995. — 49 с.
3. Тельнова О.П. Стратиграфическое положение, возраст, климатические и фациальные условия формирования продуктивных отложений месторождения Ичетью //Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. — Сыктывкар, 2001. — С. 48-50.
4. Щербаков Э.С., Плякин А.М., Битков П.П. Условия образования среднедевонских алмазоносных отложений Тимана //Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. — Сыктывкар, 2001. — С. 39-40.

О МИНЕРАЛОИДНЫХ ИНДИВИДАХ

Е. А. Голубев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Разработка корректного понятия о минералоидном виде сталкивается с рядом трудностей, в частности, при идентификации минералоидных индивидов. Одной из проблем, даже при относительном постоянстве фазового состава, можно считать отсутствие собственной формы у большинства минералоидных образований. За исключением ряда веществ (например, волокнистого волынского керита), форма природных выделений минералоидов является директивной, определяемой либо поверхностными или гравитационными силами, либо формой заполняемого пространства [1].

Значительное внимание надмолекулярной структурной организации находящихся в некристаллическом состоянии продуктов геологических процессов в своих работах уделяли В.Ф. Чухров, В.Ф. Пеньков, В.Т. Дубинчук, И.И. Плюснина, И.Д. Беляева, Д.В. Калинин, Н.Д. Денискина, И.Ф. Ефремов, Н.П. Юшкин, В. В. Ковалевский, Дж. Пенс, П. Грир и др. В ходе исследований практически во всех типах минералоидов выявлена надмолекулярная организация, причем её элементы, как правило, имеют нанометровые размеры, и часто рассматриваются в качестве характеристического структурного признака минералоидов. В настоящее время все большее внимание уделяется микро- и нанометровым минеральным образованиям, их конституционной специфике, структурно-морфологическим особенностям [2]. В частности, предполагается существование для каждого кристаллического твердого тела некоего минимального размера, при котором твердое тело сохраняет все свои структурные особенности и нормальные "предельные" свойства, т.е. свойства, характерные для массивного образца данного кристалла [3]. Действительно, когда количество атомов поверхности становится сравнимым с количеством атомов, находящихся в объеме, поверхностные эффекты, среди которых можно выделить перестройки атомных конфигураций, начинают играть значительную роль, меняя конфигурации атомов и в объеме, и соответственно внося изменения в физико-химические свойства твердого тела. Соответствующие изменения классифицируют как *размерные эффекты* [4]. В частности, изменяются межатомные расстояния, перестраивается кристаллическая структура, вплоть до перехода в неупорядоченное состояние, часто изменяется стехиометрический состав вещества, его электронная структура, что отражается на результатах рентгеноструктурных исследований. Поскольку в рамках упомянутого подхода твердое тело рассматривается как *надмолеку-*

ла (предельно устойчивая единица кристаллического вещества), то по аналогии при рассмотрении надмолекул некристаллических веществ, также являющихся их характеристическими структурными элементами, можно рассматривать их в качестве морфологических индивидов природных некристаллических веществ.

Следует заметить, что есть огромные трудности с выделением этих индивидов для многих минералоидов, например, до сих пор не удается получить индивидуализированную глобулу шунгитового углерода. На сегодняшний день многие такие вещества выделяются только в виде агрегатов подобных индивидов, причем нельзя исключать, что многие из них могут сохранять свою индивидуальность только в рамках таких агрегатов. Это происходит вследствие того, что в подобных нанодисперсных системах структура и свойства в значительной степени определяются межфазными явлениями (где основные две фазы - "объем" и "поверхность" дисперсной составляющей).

На микро- и нанометровом уровне у значительного числа природных некристаллических веществ установлены морфологически оформленные структурные элементы. Основными формами являются глобулярная (сфероидальные и эллипсоидальные образования, иногда полые) и фибриллярная (волокнистые, трубчатые, нитевидные образования). В рамках рассматриваемого подхода форму структурообразующего элемента некристаллического твердого тела - надмолекулы - можно рассматривать как собственную форму данного твердого тела и говорить, в частности, не о глобулярной структуре некристаллического вещества, а о глобуле - твердом теле (надмолекуле), как индивиде конкретно рассматриваемого минералоида. Причем, учитывая достаточно сложный характер организации надмолекулярных структурных единиц в некристаллическом твердом теле, можно вспомнить понятие сложного минерального индивида [5], в рамках которого надмолекулярные структурные единицы могут рассматриваться как субиндивиды.

Рассматривая плюсы подобного подхода, можно указать, что некристаллические вещества могут быть уже более полноправно включены в минералогическую систематику, поскольку именно отсутствие собственной формы является одним из препятствий, мешающих их классификации как самостоятельных объектов изучения минералогии, даже для тех из них, которые имеют постоянный вещественный состав.

Таким образом, можно говорить о существовании двух основных форм некристаллических природных твердых тел: шарообразной и волокнистой. В рамках данного подхода можно, например, считать шарообразной форму таких минералоидов, как благородный опал, шунгит. В форме волокон можно рассматривать многие природные по-

лимеры, прежде всего некоторые твердые углеродистые вещества, разновидности кремнезема. При этом диапазон размеров минералогических индивидов, как правило, лежит в пределах от единиц до сотен нанометров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юшкин Н.П. Конденсированное некристаллическое состояние вещества литосферы / В сб.: Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры. СПб.: Наука, 1995, с. 4-14.
2. Юшкин Н.П. Нанодисперсное состояние вещества. Наноструктуры и наноиндивиды. // Разд. в моногр.: "Ультрадисперсное состояние минерального вещества". - Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 5-18.
3. Алесковский В.Б. Курс химии надмолекулярных соединений. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. 284 с.
4. Петров Ю.И. Кластеры и малые частицы. - М.: Наука, 1986. 336 с.
5. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. - Л.: Наука, 1977. 292 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ПРОДУКТИВНЫХ ЛАМПРОИТОВ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ГРАВИО-ПИРОСТРУКТУР)

Е. В. Дель, В. И. Стреляев, Н. В. Шиганова

Томский государственный университет, Томск
dekanat@ggf.tsu.ru

Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин [1] разработали основные теоретические предпосылки применения двуслойной конвекции к гравис—пироструктурным (ГПС) особенностям и геодинамике Земли. Наши исследования и расчеты по термодинамике и кинетике показали, что основные положения и выводы [1] могут быть использованы в практике проведения научно-исследовательских и геологоразведочных работ [2,3].

При проведении комплексных гравио-пиротермических (ГПТ) исследований в пределах Присаянского и Сетте-Дабанского складчатых ГПС рифейского и палеозойского возраста были установлены дифференцированные по степени развития максимальной энергии плюма (ГТ) интрузивные и субвулканические массивы, сложенные магмиевыми эвкритами, щелочными пикритами, различными по продуктивности лампроитами, слюдяными пикритовыми субвулканитами [4,5].

При ГПТ-моделировании ключевым моментом были М- и К-потoki (мантийные и коровые) конвективного диффузионного обмена между гравио-термическими полями с определенными числовыми критериями оценки максимальной энергии плюма. То есть в модели учитывались как гравитационные, так и термические факторы, влияющие на процессы дефектности потоков как плюмов, так и потоков материковой коры в отдельных зонах ГТ. Приведем примеры такого моделирования (см. таблицу).

Из таблицы видно, что ключевым моментом оценки энергии плюма являются параметры гравио-термического отжига, которые зависят от возраста и мощности энергии плюмной волны. Анализ табличного материала, проведенный по методике Паскаля и др. [3], дает основание для вывода, что рифейская плюмная волна в Присаянской ГПС была, по сравнению с палеозойской плюмной волной в Сетте-Дабана, почти в два и более раз энергичнее (такую энергию мы относим к «максимальной»). С максимальной энергией плюмной волны рифея связывается большая продуктивность лампроитов Присаянской ГПС и сильная сжимающая составляющая для данного участка земной коры. Что касается Сетте-Дабанской ГПС, то из материалов таблицы видно, что поздняя и ослабленная плюмная волна дает «ослабленный» набор глубинных, преимущественно коровых, потоков с малыми Т- и Х-параметрами энергии ГТ.

Конвективная энергия плюмов создает геодинамические обстановки формирования тектонических пластин с самыми плотными и сжатыми упаковками компонентов при прохождении над ГТ

Состав [4,5]	Очень горячая подъячая		Переходная подъячая		Теплая подъячая	
	Звенья		Звенья		Звенья	
	Нижнее, эвкриты	Верхнее, лампроиты	Нижнее, у/базиты	Верхнее, лампроиты	Нижнее, у/базиты	Верхнее, пикриты
	Присяянский супергорячий плюм					
SiO ₂	44,28	45,6	39,25	43,91	44,24	30,39
Al ₂ O ₃	10,6	6,9	6,22	5,0	3,11	6,93
Fe ₂ O ₃	5,08	16,3	7,45	10,51	4,79	11,93
FeO	4,69	1,61	8,76	2,15	7,29	10,31
CaO	7,08	2,36	4,31	2,92	4,98	12,82
Na ₂ O	0,54	0,59	0,03	0,09	0,09	0,05
K ₂ O	0,06	2,76	0,04	1,38	0,03	0,49
T/X	T=+200	X=-2,5	T=+155,5	X=-3,62	T=+103,6	X=-14,5
E у.е.	200/80		155,5/2,14		103,6/0,77	

Примечание: T- закономерное изменение излучения энергии плюмных потоков, у.е.; X - закономерное изменение поглощения тепла плюма коровыми потоками, у.е.; E - относительные значения упаковок во времени, у.е.; курсив - максимальная энергия Сетте-Дабанского позднего плюма.

Полученные факты со всей определенностью подтверждают то, что нами доказывается основополагающая роль для концентрации коренных алмазов в лампроитах конвективного горячего поля мантии Земли с максимальной энергией горячей точки.

Механизм формирования лампроитов, с нашей точки зрения, предполагает диффузионный обмен между М- и К-потоками литосферы на докристаллизационной стадии эволюции мантии под воздействием термических и гравитационных полей ($E = 200$ у.е.) со становлением т.н. «лампроитовых складчатых выступов-пластин».

В наиболее отжатых и самых плотных ГПС (Красновишерской на Русской плите, Ингашинской на Сибирской плите и т.п.) кристаллизация и застывание расплавов ГТ шло по линии сохранения структурных связей только у самых отжатых и самых плотных компонентов (таковыми являются алмазы рассматриваемых тектонических выступов-пластин).

Установленные нами для отдельных сегментов земной коры Сибири гравио-термические супергорячие точки являются индикаторами наиболее перспективных на ГТ- алмазы разного геологического возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двуслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика. Том 34, №1, 1993. С. 3-26.
2. Стреляев В.И., Щанов Д.Ю., Тюкавкина О.В. От изучения конвекции до подсчета запасов — новые подходы в геологической службе России. Мат-лы регион. науч. конф. — Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. С. 257-260.
3. Паскаль Ю.И., Стреляев В.И., Борисов С.С. О гравитационной дифференциации магматического расплава (термодинамика и кинетика). Изв. вузов СССР. Серия «Физика», 1988. 62 с.
4. Сагир А.В., Дорофеева Р.Н., Круковский П.Ю. и др. Структура, магматизм и металлогения Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. №1, 2001. С.34-43.
5. Секерии А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Этапы магматизма и алмазоносность Центральной части Урикско-Ийского грабена Присяня // Отечественная геология. №6, 2001. С.38-43.

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ НАРОДИНСКОГО МАССИВА

Н. С. Дорохов¹, Н. М. Кудряшов²

¹ИГ Коми НЦ РАН, Сыктывкар

²ГИ КНЦ РАН, Апатиты

soboleva@geo.komisc.ru, nik@geoksc.apatity.ru

Доордовикские гранитоиды на севере Урала имеют широкое распространение, они слагают многочисленные плутоны, относящиеся к сальнерско-маньхамбовскому комплексу.

На неоднородность минерального и химического состава пород комплекса обращали внимание многие исследователи. Так, Л. В. Махлаевым гранитоиды комплекса были разделены на А- и I-типы [1], которые в целом соответствовали выделявшимся ранее М. В. Фишманом сальнерскому и маньхамбовскому подтипам [2]. Гранитоиды, отвечающие по составу I-типу, картируют обычно как первую фазу, а близкие к А-типу — в качестве второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Интрузивные взаимоотношения между фазами были описаны, в частности, для Малопатокского массива. Кроме отдельных массивов, сложенных гранитоидами А- или I-типа, выделяются также сложностроенные, в составе которых присутствуют оба типа. Одним из таких массивов является Народинский.

В северной части Народинского массива отмечаются граниты с редкими жилами гранит-порфиров и аплитов. Южная часть массива отличается более широким спектром пород, где преобладают кварцевые диориты, гранодиориты, а также граниты с жильными телами гранит-порфиров и аплитов. Между гранитоидами южной части массива существуют два типа взаимоотношений: постепенные переходы от кварцевых диоритов к гранодиоритам и интрузивный контакт даек гранодиоритов с кварцевыми диоритами. Такие взаимоотношения можно рассматривать как свидетельства процессов магматической дифференциации в очаге и близко-одновременном существовании расплавов, из которых кристаллизовались кварцевые диориты и гранодиориты. Взаимоотношений между гранитоидами южной и северной частей массива не установлено.

Как показано в работах [3,4,5] гранитоиды Народинского массива имеют минеральные и геохимические различия. При этом гранитоиды северной части массива по своим характеристикам близки к А-типу гранитоидов, а гранитоиды южной части — к I-типу, в связи с чем возникает вопрос о времени формирования каждого типа гранитов Народинского массива.

Возраст гранитоидов массива по геологическим данным определяется как поздний рифей-кембрий. Они прорывают отложения мороин-

ской и, предположительно, саблегорской свит верхнего рифея, а также перекрываются отложениями нижнего ордовика, относящимися ко-беизской свите. Для определения U-Pb возраста нами были исследованы цирконы из лейкократовых гранитов северной части и биотитовых гранитов южной части массива. Циркон из биотитовых гранитов представлен удлинёнными кристаллами, дипирамидально-призматического габитуса, прозрачными с желтоватым оттенком. Циркон из лейкогранитов отличается повышенной трещиноватостью и содержанием мелких включений коричневого цвета. Изотопный возраст для циркона из биотитовых гранитов составил 515 ± 8 млн. лет, а из лейкогранитов 518 ± 10 млн. лет, т.е. в пределах ошибки полученные результаты оказались одинаковыми.

Исходя из полученных результатов, заключительный этап формирования первой фазы массива, на котором образовались наиболее кислые породы — биотитовые граниты, был, вероятно, близок ко времени внедрения лейкократовых гранитов второй фазы. Образование же менее кремнекислых гранитоидов южной части массива, таким образом, должно было происходить раньше, и ожидается, что они должны иметь более древние датировки.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 00-05-64645.

ЛИТЕРАТУРА

1. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия. — Екатеринбург, 1996. 141с.
2. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Москва-Ленинград: Изд-воАН СССР, 1963. 107 с.
3. Дорохов Н. С, Соболева А. А. Гранитоиды Народинского массива (Приполярный Урал) // Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления. Санкт-Петербург, 2001. С. 11-13.
4. Дорохов Н. С, Соболева А. А. Тектоно-магматическая эволюция севера Урала в позднем рифее-кембрии // Материалы XXXV тектонического совещания: Тектоника и геофизика литосферы. Москва, 2002. — Т.1. С.176-177.
5. Дорохов Н. С, Соболева А. А. I-граниты севера Урала// Международная научная конференция (VIII чтения А.Н. Заварицкого). — Екатеринбург, 2002. — С.210-212.

ПРОЦЕССЫ НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ГАЗ — ТВЕРДОЕ ТЕЛО

А. С. Забоев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В настоящее время одним из наиболее развивающихся разделов науки является физика поверхности. Интенсивное изучение явлений, происходящих на границе раздела газ-твердое тело, вызвана необходимостью решения ряда назревших проблем в экологии, полупроводниковой электронике, космических технологиях, геологии и других науках.

Все поверхностные явления сводятся к взаимодействию атомов и молекул, которые происходят в двумерном пространстве. Любую твердую поверхность можно представить себе как "универсальный магнит", притягивающий любые частицы, оказавшиеся поблизости. Таким образом, поверхность любого твердого тела обязательно "загрязнена" молекулами воздуха и воды. Опыт показывает, что чем выше степень дисперсности данного тела, тем больше количество частиц другого тела оно поможет поглотить своей поверхностью. Процесс самопроизвольного "сгущения" растворенного или парообразного вещества (газа) на поверхности твердого тела или жидкости носит название адсорбции.

При адсорбции на поверхности минералов происходят интересные явления и эффекты.

Адсорбционная эмиссия.

Работа выхода электрона может изменяться под действием адсорбции. Это зависит оттого, заряжается ли поверхность при адсорбции положительно или отрицательно, т.е. от природы адсорбируемого газа. В первом случае работа выхода снижается, во втором — возрастает. По тому, как она изменяется, часто можно судить о составе газовой фазы. Давление газовой фазы также влияет на работу выхода.

Влияние адсорбции на электропроводность.

Электропроводность поверхности монотонно изменяется по мере хода адсорбции, но не достигает некоторого постоянного значения. Часто за процессом можно следить по изменению электропроводности. Адсорбция вызывает увеличение или уменьшение электропроводности кристалла в зависимости от того, какой газ (акцепторный или донорный) адсорбируется.

Адсорбооптические свойства:

- фотоадсорбционный эффект — это зависимость адсорбционной способности адсорбента — полупроводника от освещения. При этом эта способность может увеличиваться положительный и уменьшаться (отрицательный фотоадсорбционный эффект).

- адсорболоминесценция — это люминесценция, возбуждаемая не светом, а самим актом адсорбции. Свечение длится до тех пор, пока идет процесс адсорбции, и погасает, когда адсорбция прекращается. Яркость свечения пропорциональна скорости адсорбции. Цвет свечения при адсорболоминесценции, как правило, тот же, что и при фотолюминесценции.

- изменение окраски при смещении адсорбционно-десорбционного равновесия.

Были проведены измерения коэффициента диффузного отражения образцов. Измерения проводились на образцах с поверхностью покрытой адсорбированными молекулами воздуха, и после термообработки, в результате которой с поверхности должны уйти ОН-группы 1 рода.

Спектры снимались на микроспектрофотометре МСФУ-312, образец освещался светом галогенной лампы КГМ-12-70 (12 В, 70 Вт) питаемой стабилизированным напряжением от блока БПН-3, регистрация — с использованием метода счета фотонов с управлением приводом шагового двигателя поворота решетки (блоки КАМАК и ВЕКТОР) и выводом на персональный компьютер под управлением специализированной программы. Нагрев специально изготовленной кюветы производился от блока. Температура измерялась хромель-алюмелевой термопарой цифровым вольтметром М-838.

БАЗА ДАННЫХ «МОНОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МИОСПОР ДЕВОНА»

Д. В. Збукова¹, В. М. Омелин²

¹ВСЕГЕИ, ²ВНИГРИ, Санкт-Петербург
vsegei@vsegei.sp.ru (с пометкой для Збуковой), ins@vnigri.spb.ru

Насущной задачей палинологических исследований позднего палеозоя является создание атласов и справочников по систематике, номенклатуре и описанию ископаемых дисперсных миоспор. Имеющиеся в распоряжении специалистов работы на русском языке изрядно устарели. Для создания подобных атласов необходима унификация терминов морфологического описания миоспор; пересмотр таксономического значения морфологических признаков, используемых при систематизации; установление необходимых и достаточных признаков для диагностики таксонов разных иерархических уровней. Издание атласов требует длительной кропотливой подготовки и больших затрат. Вместе с тем использование персональных компьютеров открывает перспективы оперативного решения этой проблемы [1].

Настоящий доклад посвящен базе данных «Монографическое описание миоспор девона», предназначенной для накопления и хранения информации по систематике и описанию ископаемых дисперсных миоспор. База данных включает три основных блока информации: классификационная система, описание таксонов родового уровня и таксонов видового уровня. При запуске программы появляется главное окно системы, в верхней части которого располагается главное меню, название выбранного раздела и эмблема. Основным пункт главного меню, ориентированный на пользователя — «Просмотр». В открывающемся списке имеются следующие подпункты: «Систематика», «Роды», «Виды», «Виды2» «Словари» и «Распределение». Подпункт меню «Систематика» вызывает на экран окно «Схема классификации» (рис. 1), в которой отображается принятое разделение видов по иерархическим уровням классификационной системы. Схема представлена набором раскрывающихся списков, каждый из которых соответствует отдельному иерархическому уровню и содержит перечень объектов данного уровня. При выборе на некотором уровне конкретного объекта списки нижележащих уровней отражают только те объекты, которые попадают в подсхему иерархии вышеуказанного объекта. При этом внизу формируется список видов попадающих в эту подсхему.

Следующий подпункт — «Роды» вызывает на экран окно «Список родов». С помощью кнопки «Описание» мы имеем возможность увидеть полное описание данного рода. Для описаний рода или вида программой предусмотрены возможности ввода исчерпывающей информации

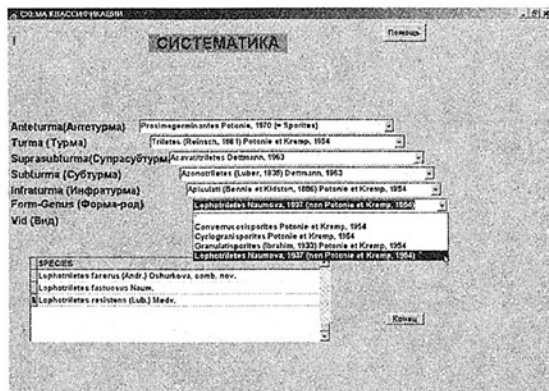


Рис. 1. Экранное окно "Схема классификации"

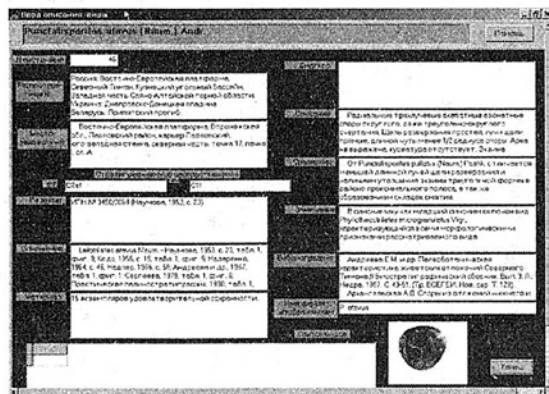


Рис. 2. Экранное окно "Описание вида"

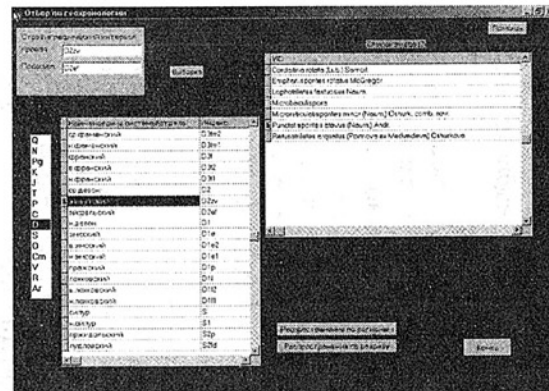


Рис. 3. Окно "Отбор по стратиграфическому распространению"

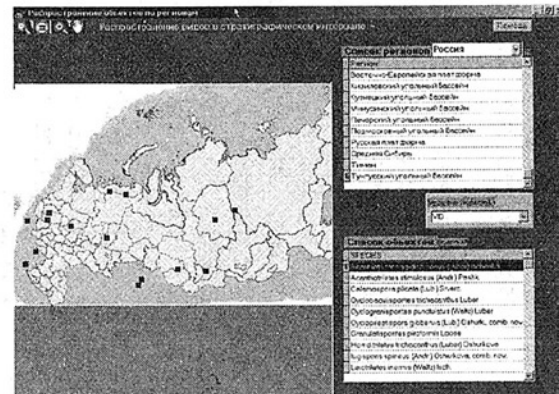


Рис. 4. Окно "Отбор по регионам"

в соответствии с обязательными требованиями по описанию палеонтологических объектов. Таким образом, для описания рода предусмотрены следующие позиции: название рода, синонимика, тип рода, диагноз, сравнение, замечание, геохронологическая датировка, географическое распространение, естественная принадлежность и библиография. Так же можно видеть видовой состав данного рода. С помощью кнопки «Печать» предусмотрен выход этой информации на печать.

Следующий подпункт «Виды» открывает на экран окно «Описание вида» (рис. 2). Описание вида содержит в основном аналогичные позиции, заменяя позицию «Тип рода» на «Голотип» и включает дополнительные позиции: «Местонахождение», «Материал» и «Описание».

Предпоследний пункт главного меню «Отбор» обеспечивает построение выборок из базы данных по таким параметрам как геохронологический интервал и географическое распространение видов. При выборе кнопки «Отбор по стратиграфическому распространению» появляется окно с наименованием единиц геохронологической шкалы и панель «Стратиграфический интервал» — с двумя полями ввода возрастных датировок — верхней и нижней (рис. 3). Ввод интервала может производиться с клавиатуры или из словаря, после заполнения полей можно нажать кнопку «Выборка» в результате чего появится список видов удовлетворяющих данным условиям. При выборе кнопки «Отбор по географическому распространению» открывается окно «Отбор по регионам» (рис. 4), где из списка регионов можно выбрать либо все, либо конкретный и он будет выделен цветом на карте и просмотреть распространение того или иного вида или рода по регионам.

В настоящий момент база данных содержит описания девонских миоспор Восточно-Европейской платформы. Распространение электронного варианта атласа может осуществляться путем записи на CD.

ЛИТЕРАТУРА

1. Збукова Д.В., Омелин В.М., Ошуркова М.В. Информационная система «Монографическое описание миоспор» // Методические аспекты палинологии. Материалы X Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГиР-ГИ. 2002. С. 87-88.

ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПАРНОКСКОГО ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н. Н. Зыкин

МГУ, Москва

nznz@yandex.ru

Изотопный состав вещества, зависящий как от источника поступления, так и от условий формирования горных пород и минералов, несёт в себе значительную геологическую информацию [1, 4, 5]. Так, для Парнокского месторождения было показано [3], что фаунистически не охарактеризованный рудный горизонт, относимый ранее к перекрывающим отложениям ордовика, залегание которых считается опрокинутым [6], по геохимическим признакам принадлежит к подстилающим образованиям. Таким образом, было выявлено что, составляя верхнюю часть отложений харотской свиты (S-D₂hr), пласты железных и марганцевых руд являются непрерывным членом осадочного разреза и находятся в нормальном залегании. В последующем среднедевонский возраст рудного горизонта был подтверждён данными палеомагнитного анализа [2]. Изучение изотопного состава руд также показало значительную обогащённость рудных образований лёгкими изотопами углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ от -7,7 до -19 ‰, PDB; $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}}$ = + 21 ‰, SMOW). Это, в частности, заставило пересмотреть представления о формировании месторождения. Полученные результаты определённо указывают, что руды западной части месторождения (участки «Магнитный-1» и «Магнитный-2») принадлежат к осадочному генетическому типу, а не к вулканогенно-(гидротермально)-осадочно-му, принимаемому ранее достаточно условно. По значительной обеднённости руд тяжёлыми изотопами можно утверждать, что наряду с другими, биогенный фактор являлся ведущим при садке рудного компонента.

Помимо этого, по изотопному составу вмещающих толщ установлены фациальные обстановки их формирования. В составе пород было выявлено органическое вещество континентального происхождения ($\delta^{13}\text{C}_{\text{с}}$ = до -42 ‰), а по изотопному составу карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ CO_3^{2-} = от -10 до -25 ‰) можно говорить, что они сформировались в значительно опреснённых водах. Данные наблюдения позволяют рассматривать рудовмещающие толщи в составе отложений Елецкой структурно-фациальной зоны (субконтинентальные, мелководные осадки). Таким образом, с учётом стратиформного характера рудных тел, их нормальных взаимоотношений с вмещающими толщами, минерального состава руд (первичные окисные и карбонатные) и их геохимических особенностей, при решении вопроса о механизме и условиях

формирования более обоснованным является их осадочный генезис. Источником полезного компонента при этом являлся континентальный снос.

Как известно, железо и марганец в экзогенных условиях ведут себя по-разному, а при общем источнике их латеральное разделение во время осадкообразования является функцией удалённости от источника. Для оруденения западной части Парнокского месторождения характерно переслаивание как различных типов марганцевых, так и чисто железных (магнетитовых) руд. Исходя из этого, предполагается близость источника рудного вещества. В качестве такового автором рассматриваются рудные образования участков «Восточный» и «Дальний», ранее установленные юго-восточнее от участков «Магнитный-1 и -2». Данное оруденение локализовано в осадочных толщах ордовика (рис. 1) и представлено бедной Fe-Mn минерализацией [6]. Для выявления их генезиса по этим образованиям также проведён изотопный анализ.

Таблица 1

**Результаты изотопных анализов $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ руд
и вмещающих пород участка «Восточный» Парнокского
железо-марганцевого месторождения**

№ п.п.	№ обр	$\delta^{13}\text{C CO}_3^{2-}$, ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	краткое описание пород
1.	745	-1.7	+19.5	микритовый известняк с прослойками Mn карбоната
2.	780	-3.3	+18.8	алевритистый кремнистый сланец
3.	790Д	-1.4	+18.8	алевролит кремнистый
4.	897-2	-8.9	+23.2	силикатно-карбонатная Mn руда
5.	1-897	-15.2	+20.8	окисно-карбонатная Mn руда
6.	1011	-18.42	+21.2	окисно-карбонатная марганцевая руда (участок М-1)

Полученные данные (табл. 1, рис. 2) показывают, что окисно-карбонатные руды участка «Восточный» по изотопным характеристикам схожи с рудами западного фланга месторождения. Это не исключает возможности их участия в формировании последних. В то же время, силикатно-карбонатные (родонит-спессартин-родохрозитовые) руды имеют значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, близкие к углероду эндогенного происхождения. Как отмечалось ранее [3], агрегаты схожего минерального состава установлены в рудах участка «Магнитный-1». По морфологии этих образований и

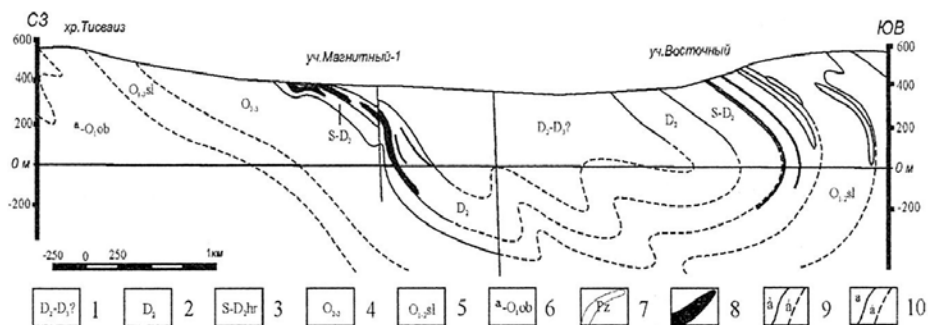


Рис. 1. Геологический разрез через центральную часть Парноковского железо-марганцевого месторождения. 1 — D2-3: известковистые песчаники, алевролиты, известняки; 2 — D2: детритовые известняки, алевролиты, углисто-кремнистые сланцы, марганцевые и железные руды; 3 — харотская свита S-D2hr: углисто-кремнистые сланцы, микритовые известняки; марганцевые и железные руды; 4 — O2-3: хайминская и юнковожская свиты нерасчленённые: алевритистые известняки, глинисто-кремнистые сланцы, бедные карбонатные марганцевые руды, магнетитовые и гриналит — магнетитовые руды; 5 — саледская свита: O1-2sl: песчаники, алевролиты, сланцы; 6 — E-O1ob: обеизская свита: красноцветные и серые кварцевые песчаники, кварциты, серо-зелёные и лиловые алевролиты, лиловые сланцы (филлиты) с прослоями массивных зеленовато-серых и бледно-лиловых алевритистых песчаников; 7 — габбро-диоритовый комплекс Pz; 8 — марганцевые и железные руды; 9 — литологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — тектонические границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — прочие разрывные нарушения

их текстурно-структурным особенностям они были определены как диагенетически и гидротермально-изменённая кластика в составе различных типов руд, составляющая в отдельных случаях значительную часть рудных горизонтов участка «Магнитный-1». По изотопному составу ($\delta^{13}\text{C}$ $\text{CO}_3^{2-} = -4 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = +16,6 \text{ ‰}$) делалось предположение о глубинном источнике вещества этих минеральных агрегатов. Новые данные (табл. 1, обр. 897-2) подтверждают это предположение и показывают, что данные образования, слагающие руды участка «Восточный», при их переотложении подверглись длительному воздействию метеорных вод.

В то же время, для выявления механизма формирования руд восточной части месторождения показательным является значительная разделённость полей изотопных составов руд и вмещающих пород (рис. 2). Резкое отличие в изотопных составах доказывает «чужеродность» и иной источник углерода рудного вещества, а также пульсационный характер его поступления, в отличие от условий формирования рудного горизонта участка «Магнитный-1», где изотопный состав вмещающих пород и собственно руд составляют практически единое поле.

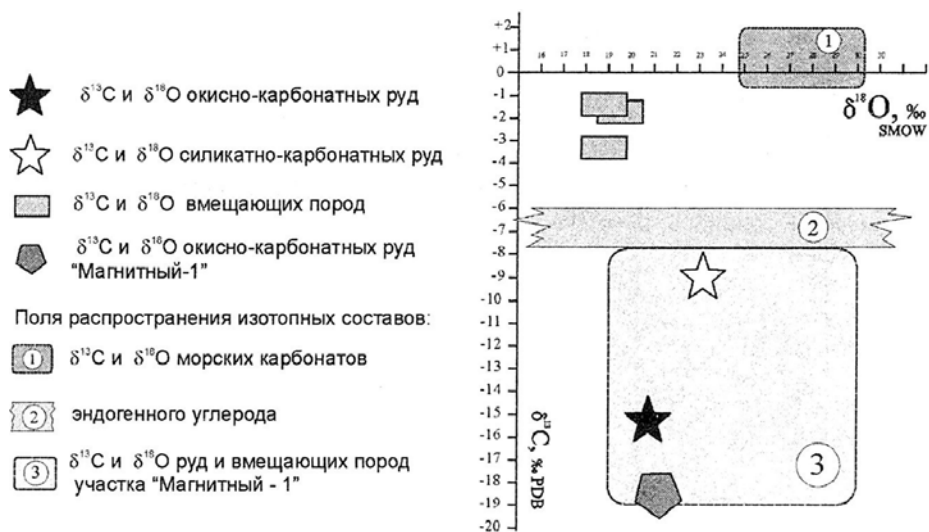


Рис. 2. Изотопный состав руд и вмещающих пород участка "Восточный"

При этом значительное облегчение по $\delta^{18}\text{O}$ вмещающих пород участка «Восточный» определённо показывает, что данные толщи прошли этап экзогенного выветривания.

По минеральному составу руд, геохимическим особенностям и пространственной совмещённости их с развитым здесь дайковым комплексом генезис рудных формирований участка «Восточный» оценивается как гидротермально-осадочный. Следует отметить, что силикообразные тела дайкового комплекса, по контуру которых развивается марганцевое оруденение, некоторыми исследователями описываются как дайки габбро-диабазов. Время их внедрения оценивается по-разному ($\text{O}_1\text{-S}$). По наблюдениям автора здесь установлены полнокристаллические разности среднего состава (габбро-диориты). Предварительные данные указывают на возможность формирования этого комплекса в среднем девоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226
2. Зыкин Н. А. Геологическое строение Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) по палеомагнитным данным // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 4-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2001.

3. Зыкин Н.Н. Изотопный состав углерода и кислорода руд и вмещающих пород Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) в связи с его генезисом // М.: Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. С. 32-39.
4. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Перевод с англ. / Под редак. акад. В. И. Смирнова. М.: Мир, 1977.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. — М.: Мир, 1989. — 590 с.
6. Шишкин М. А., Герасимов Н. Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 5. С. 445-156.

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ КАНИНСКО-ТИМАНСКОГО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО РЕГИОНА (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАНИНСКОЙ ТУНДРЫ)

С. А. Игловский

ИЭПС УрО РАН, Архангельск

Felix@dvina.ru

В июле 2002 года нами были проведены геокриологические исследования в южной части п-ова Канин (в окрестностях с. Несь на 66°36' с.ш. и 44°48' в.д., Канинская тундра). Территория по геокриологическому районированию входит в Канинско-Тиманский геокриологический регион и представлена островными и редкоостровными многолетнемерзлыми породами (ММП), которые приурочены в основном к полосам торфяников [1]. При районировании Мезенской и Канинской тундры по характеру развития грунтовых толщ по данным [2] исследуемая территория входит в Несь-Пезенский район (Канинская тундра), в Мезенскую область, Московско-Печорскую подзону, Смоленско-Камскую зону, в Смоленско-Московско-Печорскую провинцию.

ММП в Канинской тундре приурочены к молодым морским террасам, где их мощность достигает 10-15 метров, а температуры близки к 0°C. По литературным данным в изучаемом районе сейчас мощность ММП составляет от 5 до 25 м по [3] и от 10 до 12 м по [2], что вносит некоторую неопределенность в реальную мощность криолитозоны. В северной же части п-ова Канин в районе с. Шойна в торфяниках мощность ММП составляет 12-15 метров, а в поймах рек Шойна, Чижа, Чеша ММП отсутствуют, хотя мерзлые породы развиты на всех элементах рельефа. Близкие значения мощности ММП фиксируются и на южном побережье Чешской губы [2]. На территории Канинской и Мезенской тундр распространены разнообразные криогенные процессы (морозное пучение пород, термокарст, термоэрозия). В рельефе криолитозона представлена криогенными явлениями: буграми пучения, термокарстовыми озерами (термокарстовыми понижениями), а также термогидрогенными (термоэрозионными) формами. Криогенный возраст ММП поданным С. Е. Суходольского, Н. Г. Обермана, И. Д. Данилова [1] позднеголоценовый (Q_3 - Q_4). По степени увлажненности — льдистости породы являются сильноувлажненными (западная часть Мезенской тундры), а также многолетнемерзлыми льдистыми (северо-восточная часть Мезенской и Канинской тундр) [2].

По данным наших полевых исследований в 2 км к северо-западу от с. Несь на границе перехода лесотундры в тундру мерзлота была встречена на плоскобугристом болоте в миграционных буграх пучения высотой до 0,5 м. Миграционных бугров пучения с высотами выше 1 м в ра-

диусе 10 км от с. Несь не обнаружено. В 8-10 км к западу от с. Несь отмечены участки с маломощным торфяным покровом и отсутствием мерзлоты. Такие участки имеют некоторое сходство с тундроподобными участками Соловецкого архипелага, где преобладают сильные северо-восточные ветра, которые имеют охлаждающее воздействие [4]. Здесь наибольшее воздействие оказывают как западные, так и северные ветра. В 5 км от р. Несь на северном берегу р. Кутины (приток р. Несь) отмечен снежник площадью $\approx 112 \text{ м}^2$. Мощность снега — 0,25 м. Под снежником залегает лед, массив которого по своей площади соответствует площади снежника, ниже залегают промерзшие глинистые отложения. Подобные снежники отмечены во многих участках по высоким берегам р. Кутины на ее северной стороне, где они могут сохраняться несколько лет, но чаще имеют сезонный характер. На берегу располагается ерник на мерзлом торфянике, который сползает при разрушении берега по глинистому водоупору к снежнику, консервируя его. В глинистых отложениях отмечены моренные валуны. ММП отмечены в торфяниках повсеместно как в естественных условиях, так и на участках с антропогенным воздействием: под дорогами, бороздами, рывтинами. Мерзлота отсутствует лишь в мочажинах. По классификации В.А.Кудрявцева [5] на исследуемой территории тип СТС-СМС переходный — полупереходный. Среднее значение глубины СТС в период с 27.06.02 по 23.08.02 составляет в буграх — 0,36 м, а в понижениях — 0,37 м соответственно. Мощность торфа не велика и достигает первых метров. Видимо мерзлота имеет сложный характер залегания. С продвижением на юг и на запад от с. Несь на исследуемом участке мощность торфа снижается, мерзлота исчезает. Можно прийти к предварительным заключениям, что в окрестностях с. Несь проходит современная южная граница распространения ММП.

На Конушенском «Русском» берегу Белого моря (в 20 км к западу от с. Несь) мы отмечаем, что мерзлота приурочена к береговым торфяным отложениям и встречается в миграционных буграх пучения с высотами до 3 м. Берег моря, мощность торфа 2 метра, снизу торф подстилается глиной мощностью 4 м до уровня моря. Мощность сезонно-талого слоя — 0,35 м. Весь торф мерзлый, лишь на границе раздела глина — торф, торф талый на 0,2 м, снизу торф подстилается немерзлой глиной. Радиационный фон изменяется от 5 до 9 МкР/ч. В период с 10.07.02 по 23.08.02 проводились температурные измерения в бугристых торфяниках в окрестностях с. Несь (см. таблицу).

Можно констатировать, что в антропогенном ландшафте средние значения температур грунтов выше, чем в интразональном ландшафте, а на кровле мерзлоты температура близка к нулю. Среднее значение глубины СТС за исследуемый период составило 0,37 м. В целом можно

Средние значения температуры грунтов (°С) на глубинах (0,15, 0,3 м и на кровле мерзлоты) в СТС в антропогенном ландшафте (А) (мочажины, с. Несь) и в интрозональном ландшафте (Б) (бугры, пойма р. Несь) в период с 27.06.02 по 23.08.02

Глубина Ландшафты	На поверхности грунта, °С	0,15 м, °С	0,3 м, °С	Кровля мерзлоты, °С	Глубина СТС, м
А	12,9	6,7	4,8	-	-
Б	14,1	3,7	1,4	0,004	0,37

охарактеризовать состояние криолитозоны в Канинской тундре как неустойчивое, и при незначительных изменениях климата в сторону потепления и усилении антропогенного воздействия может возникнуть активизация процессов пучения и термокарстовых процессов. Работа была выполнена при поддержке УрО РАН, программы «Университеты России» (проекты № 992457; № УР.07.01.064), ФЦП «Интеграция» (проекты № Е 0238; № Э 0039), РФФИ-Север (проект № 02-05-97502).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геокриология СССР, Европейская территория СССР под ред. Ершова Э.Д.М.: Недра, 1988. С.15-36.
2. Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во МГУ, 1984. 608 с.
3. Основы геокриологии. Часть 3. Региональная и историческая геокриология / Под ред. Э.Е. Ершова М.: Изд-во МГУ, 1998. 562 с.
4. Шварцман Ю.Г., Игловский С.А., Болотов И.Н. Геоэкологическое состояние Соловецкого архипелага в условиях меняющегося климата // Экология северных территорий России. Архангельск. ИЭПС УрО РАН. 2002. Т. 1. С. 47-52.
5. Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А.Кудрявцева. М.: Изд-воМГУ, 1978. 463 с.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЦИНКА, КАДМИЯ И СВИНЦА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ПАВЛОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРХ. НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

В. О. Ильченко

СПбГГИ (ТУ), Санкт-Петербург

Sherp@aport.ru

При изучении зоны гипергенеза Павловского месторождения исследовались особенности миграции цинка, кадмия и свинца при окислении первичных сульфидных свинцово-цинковых руд, а также минеральный состав окисленных руд, для чего использовались спектральный, рентгеноструктурный и фазовый химический анализы.

Рудные тела месторождения расположены в левобережье реки Безымянная и образуют обрывистые коренные выходы сплошных и вкрапленных руд высотой до 20-25 м. Руды пересекаются глубоко врезаемыми постоянными и временными водотоками, имеются также заболоченные участки стоячей воды. Сезонные и климатические изменения существенно влияют на эрозию рудных тел, что приводит к значительным изменениям масштабов стока [4].

Зона окисления на Павловском месторождении развита на малую глубину и имеет мощность не более 2,5-3 м — максимум размерзания в летний сезон. Сведенный по многим точкам наблюдения профиль зоны окисления имеет следующее строение:

Кровля рудного тела — дезинтегрированные руды Ga-Sf-Py состава;

Зона черного цвета, мощностью 5-25 см, сложенная рыхлым пиритом;

Зона желтого цвета, мощностью 5-20 см, сложенная ярозитом и гипсом;

Зона рыжего цвета, мощностью до 30 см, представленная гетитом, гипсом;

В результате проявления сернокислого процесса воды становятся сильнокислыми ($\text{pH} < 4$), резко возрастает содержание сульфат-иона SO_4^{2-} , нижний предел окислительной обстановки характеризуется величинами $E_h +0,4—0,5$ В. Важным фактором ускорения сернокислого процесса может являться присутствие тионовых бактерий, окисляющих серу и сульфиды до H_2SO_4 , при этом pH вод может снижаться до 1, что соответствует 5-10 % раствору H_2SO_4 [5].

Из новообразованных минералов в зоне гипергенеза Павловского месторождения отмечены: распространенные — (K, Na, Pb) — ярозиты, гетит, гипс; редкие и очень редкие — копиапит, мелантерит, фиброферрит, смитсонит, англезит, церуссит и др.

В группе железосодержащих гипергенных минералов на Павловском месторождении отмечаются следующие:

— ранние — водорастворимые сульфаты — копияпит, цинк-копияпит, фиброферрит, мелантерит и роценит в виде корочек, волокнистых агрегатов, белесых выцветов. Эти минералы образуются при повышении концентрации сульфатных растворов. Необходимым условием устойчивости купоросов является высокая кислотность растворов ($\text{pH} < 3$) и низкий потенциал среды ($< 0,2\text{В}$) — такие условия создаются в нижней части гипергенного профиля.

— промежуточные — минералы группы ярозита образуют горизонт в виде буро-желтой рыхлой массы совместно с гипсом. Образование этих минералов происходит в условиях кислых вод ($\text{pH} < 3$) и высокого окислительного потенциала среды, т.е. при большом количестве свободного кислорода [6].

— поздние — оксиды и гидроксиды железа, среди которых установлены гетит в виде пористых буро-коричневых масс, расположенных в верхней части профиля зоны окисления, и очень редкий неустойчивый ферроксигит (д — FeOOH). Образование гетита происходит в широких пределах значений pH (> 5) растворов при окислении Fe^{2+} , а также при гидролизе соединений Fe^{3+} . На поздних этапах развития зоны окисления ярозит замещается гетитом.

Цинк — один из наиболее подвижных элементов в условиях зоны окисления, резко отличаясь в этом отношении от своего обычного спутника — свинца. Тенденция к рассеянию проявлена у цинка очень сильно. Сульфат ZnSO_4 не гидролизуются, не окисляется и не восстанавливается. Попав в зону окисления, цинк выносится за пределы месторождения и рассеивается, но иногда может осадиться в виде карбонатов или силикатов.

Из вторичных цинковых минералов на Павловском месторождении отмечены цинк-копияпит и смитсонит. Цинк-копияпит — раннее образование зоны окисления, зафиксирован в виде корочек по волокнистому фиброферриту. Смитсонит отмечается в виде тонких каемок вокруг зерен сфалерита, а также заполняет в нем ямки и трещины в поздних кварц-сульфидных жилах. Оба минерала мало распространены на объекте.

Поведение кадмия в зоне гипергенеза очень близко к поведению его аналога — цинка [3]. Но при этом кадмий — более основной элемент и имеет более низкий окислительный потенциал и энергетические характеристики, обуславливающие более быстрый выход иона Cd из кристаллической решетки сфалерита [2]. Кадмий, вслед за цинком, мигрирует в грунтовых и далее речных водах. В сернокислой среде до $\text{pH} < 8$ кадмий мигрирует в виде Cd^{2+} или CdSO_4° и $\text{Cd}(\text{OH})_+$ при $\text{pH} 9$ [1]; незначительная часть кадмия может образовывать комплексы с органи-

ческим веществом и мигрировать в таком виде. Собственных гипергенных минералов кадмия не обнаружено, он образует повышенные концентрации в минералах цинка.

Свинец в зоне окисления на первых же стадиях дает такие трудно растворимые соединения, что часто сложно говорить о сколько-нибудь значительной его миграции, это один из наименее подвижных элементов сульфидных руд. Из собственных гипергенных минералов Pb на Павловском месторождении отмечаются плюмбоярозит — широко распространенный; англезит, церуссит, элиит и бедантит — редкие. Плюмбоярозит отмечается в виде желто-бурой рыхлой массы в ярозитовом горизонте. Англезит встречен в тонких каемках по зернам галенита и спайным трещинам. Церуссит, элиит и бедантит диагностированы рентгеноструктурным анализом.

Для выяснения возможности миграции цинка, кадмия и свинца был проведен фазовый химический анализ, с помощью которого выделены растворимые в воде сульфатные формы элементов — для цинка и кадмия; нерастворимые — карбонатные для свинца, цинка и кадмия, сульфатные — для свинца, причем в виде англезита и плюмбоярозита (см. таблицу). Коэффициент «выноса» ($K = C_{\text{исх}}/C_{\text{окисл}}$) для этих элементов, как и ожидалось, оказался различным: $K_{\text{Zn}} = 21,3$; $K_{\text{Cd}} = 30,3$; $K_{\text{Pb}} = 5,4$ — существенный для первых и слабый для последнего.

Гидрогеохимические исследования показали, что содержания тяжелых металлов в водотоках на месторождении очень значительны, например, в ручье Ржавый, пересекающем рудные тела, концентрации цинка в воде достигают 13000 мкг/л, Pb — 42, Cd — 14 мкг/л. В застой-

Распределение элементов по данным фазового химического анализа (в %)

Проба	Zn			Cd		Pb		
	Сульфат	Карбонат	Общий	Сульфат	Общий	Сульфат + карбонат	Pb-ярозит	Общий
1	0,09	0,07	0,55	0,0002	0,0074	0,022	1,98	2,012
2	0,028	0,017	0,1	< 0,0001	0,0013	0,002	0,16	0,282
3	< 0,001	0,019	0,1	< 0,0001	0,0008	0,005	0,015	0,022
4	< 0,001	0,13	0,51	< 0,0001	0,0018	< 0,001	0,5	0,558
5	< 0,001	0,05	0,1	< 0,0001	0,0013	0,67	0,6	1,85
6	0,04	0,08	0,14	0,0003	0,0030	< 0,001	0,032	0,039
7	0,02	0,45	0,7	0,0001	0,0048	0,02	0,23	0,32
8	0,002	0,78	0,86	< 0,0001	0,0058	0,001	0,26	0,271

Примечание: 1 — окисленные сплошные руды, 2, 3 — разложенный нерудный прожилок в сплошных рудах, 4 — железная шляпа, 5 — метасоматически измененные породы, 6, 7 — глиноподобные образования по вкрапленным руд, 8 — корки вторичных минералов по вкрапленным рудам. Аналитик С.Н. Зими́на, «МеханоБр-Аналит».

ных областях в районе Рудного обрыва зафиксированы ураганные содержания: Zn — 425,3 г/л, Pb — 700, Cd — 450 мкг/л. Примерно подсчитан вынос тяжелых металлов с Безымяннинского рудного узла: в год он составляет для цинка 28-30 т, свинца 3-4 т, кадмия 0,7-0,8 т [4].

Из всего выше сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Зона окисления Павловского месторождения имеет малую мощность, что обусловлено климатическими факторами, но, несмотря на это, участвует в образовании вторичного ореола рассеяния тяжелых металлов и оказывает существенное влияние на экологическую обстановку в регионе.

2. Окисленные руды представлены типичными минералами: водорастворимые сульфаты железа и цинка, различные ярозиты, гипс, гетит. Отмечено несколько редких минералов — элиит, сидеронатрит, этрингит, которые совместно с сульфатами железа и цинка образуются в нижней части профиля зоны окисления и являются показателями условий (pH и Eh) формирования.

3. Исследование форм нахождения элементов показали, что цинк и кадмий выносятся в виде легкорастворимых сульфатов и создают участки с ураганными содержаниями; вынос свинца затруднен, но аномалии все же возникают.

4. Правильно организованные гидрогеохимические поиски по водным ореолам рассеяния могли бы обнаружить новые рудные объекты в этом перспективном регионе со сложным геологическим строением.

5. Существенный вынос цинка, кадмия и отчасти свинца, может обусловить образование вторичных залежей этих элементов на геохимическом барьере река-море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гавриленко В.В. Экологическая минералогия и геохимия месторождений полезных ископаемых. СПб: Изд-во СПбГГИ, 1993, 150 с.

2. Губина ТА. Изменчивость состава и морфологии сфалерита из полиметаллических проявлений Новой Земли. // ЗВМО, 2000, ч. 129, №2, с. 59-64.

3. Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск: изд-во Уральского ун-та, 1991, 256 с.

4. Иванов Г.И., Каленич А.П., Ласточкин А.В. Миграция токсичных элементов в системе месторождение-река-залив-море // Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 203—221.

5. Яхонтова Л.К., Грудев А.П. Минералогия окисленных руд: справочное пособие. М.: Недра, 1987, 198 с.

6. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968, 331 с.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В СТРОИТЕЛЬНЫХ КОНСТРУКЦИЯХ

Т. В. Кадыкова, А. М. Мухаметшин, С. М. Скоробогатов,

А. С. Ведерников, С. С. Панфилов

ИГД УрО РАН, Екатеринбург

amgeo@igd.umi.ru

В связи с тем, что предельный срок эксплуатации многих мостов, дамб и плотин заканчивается, точки зрения инженерно-практических задач возникает необходимость исследования свойств и состояния как самих сооружений, так и массивов, слагающих эти трещиноватые области, с целью избежания катастрофы. Трещины являются не только предвестником разрушения, они скрывают в себе информацию по динамике напряженного состояния, структуре, строении и свойствах материала. Знание такого явления позволит не только управлять процессом разрушения, но и является способом получения информации о свойствах, качестве, упругих характеристиках материала.

Как известно, ослабленные трещиноватостью участки (будь то горный массив или часть какой-либо строительной конструкции) с достаточной степенью достоверности могут быть локализованы с помощью сейсмометрических исследований [1, 2].

При этом, в зависимости от методологических особенностей применяемой аппаратуры или технологии измерений можно выделять системы трещин или зон трещиноватости соответствующих размеров. Общеизвестно, что в зонах трещиноватости отмечаются эффекты снижения скоростей продольных и поперечных волн типа Релея или Лява. Поэтому от специалистов, занимающихся исследованиями подобного типа требуются знания не только методики и техники сейсморазведочных работ, но, в основном, понимание физических процессов и эффектов при возникновении трещин, которые в кратком, фрагментальном виде формулируются следующим образом [1]:

- прочностная структура горных пород или бетонных сооружений разрушается безотносительно к причинам, вызывающим это разрушение, таким образом, что образующиеся трещины делят исследуемый объект на зерна, группы зерен или блоки по принципу "микроструктура в макроструктуре" [1];

- высокие прочностные свойства пород, слагающих созданную при этом структуру, не могут быть реализованы. Это особенно важно для бетонных и железобетонных конструкций;

- оценка прочностных свойств такой иерархически организованной структуры является далеко непростой задачей, что и является пред-

метом обсуждения в данной работе.

Спустя 16 лет после пуска в эксплуатацию уникального здания — цирка, в периферийной части здания были обнаружены системы наклонных трещин, вызвавшие неоднозначные мнения о причинах их возникновения.

Остов здания можно условно разделить на две части: амфитеатр и перекрестная несущая система балок перекрытия, располагаемые по углам прямоугольного в плане здания. Каждая система состоит из двух консольно-перекрестных монолитных балок (Б-2 и Б-4), длиной 19 и 15 м, которые в месте пересечения опираются на одну колонну D = 1200 мм [1, 2].

Наиболее длинная консольная железобетонная балка Б-2 общей длиной 18680 мм состояла из пролетной части длиной 8680 и консольной части 10000 мм. Пролетная часть балки с одной стороны опиралась на единственную колонну, проходящую через все этажи и подвал, а с другой стороны была вбетонирована в нижнее и верхнее опорные кольца.

Другая перекрестная балка Б-4 общей длиной 14986 мм имела одну опору, т.е. опиралась только на единственную колонну в перекрестной системе, но поддерживала по своим концам более низкие в поперечном сечении балки Б-1. Высота балок Б-2 и Б-4 составляет соответственно 3660 мм и 3360 мм, толщина их стенок 200 мм, ширина верхнего пояса 600 мм, нижнего — 800 мм.

Конструкция здания и его облицовка не давали возможности визуального наблюдения трещин. При использовании сотрудниками ИГД УрО РАН сейсмометрического метода поиска трещин выявилась следующая картина. Поле распространения трещин в боковых поверхностях высоких балок носит почти равномерный характер по длине и по высоте тонкой стенки. Некоторые сквозные, наклонные под углом 50—52° трещины имеют раскрытие более 1 мм, что превышает допустимое по нормам в 3,0—3,5 раза. Расчеты показали, что для раскрытия трещин на ширину до 1 мм балки претерпели воздействие, эквивалентное коэффициенту динамичности порядка 2,0—3,5. Эта стадия работы кратковременна, неустойчива и может в любой момент закончиться хрупким, внезапным обрушением по бетонным сжатым поясам. Более толстые верхние и нижние пояса балок не были затронуты трещинами. Опытные результаты показали, что в указанных местах действительно находятся трещины. Таким образом, метод сейсмометрии позволил составить полную картину сети трещинообразования.

По некоторым параметрам густота трещин, степень раскрытия, глубина выявлены действующие силы и принято решение по их устранению. Вероятнее всего, что это произошло в результате ударно-волново-

го воздействия от близко расположенного источника удара порядка 100 м. Условно нормализованная схема трещин от такого воздействия показана на рисунках [1, стр. 106, 107]. В качестве примера показаны фактические картины трещин в балках соответственно типа Б-2 и Б-4. В связи с создавшейся аварийной ситуацией и необходимостью срочного восстановления эксплуатационной пригодности здания цирка была выработана концепция усиления балок.

На экспериментальном участке автодорожного моста в г. Североуральске визуально выделены системы трещин во многих зонах. Однако, исследования, проведенные сотрудниками ИГД УрО РАН сейсмометрическим методом, позволили подтвердить выделенные системы трещин и показать, что существуют еще системы невидимых трещин внутри объекта.

В правом береговом устое моста также выделены визуально невидимые системы трещин. Оказалось, что за бетонной стенкой в соединенном с ней горным массивом существуют нарушения в виде трещин со значительным раскрытием. Наибольшее количество трещин отмечено на ребрах продольных балок.

Установленные системы трещин будут служить основой определения и количественной оценки степени устойчивости моста.

Таким образом, показано, что на различных объектах с помощью сейсмометрического метода можно выполнять исследования свойств, состояния и степени устойчивости этих сооружений, что позволяет обеспечить безопасность их дальнейшей эксплуатации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Скоробогатов С.М. Принцип информационной энтропии в механике разрушения инженерных сооружений и горных пластов. — Екатеринбург: УрГУПС. 2000. 420 с.
2. Мухаметшин А.М. Проблемы горной геофизики (на примере подземной векторной магнитометрии). — Екатеринбург: УрО РАН. 2001. 125 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗМЕРОВ СФЕРИЧЕСКИХ ЧАСТИЦ КРЕМНЕЗЕМА

Д. В. Камашев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В связи с большим интересом к упорядоченным надмолекулярным структурам особого внимания заслуживают как процессы их синтеза так и особенности условий образования разупорядоченных структур. Это связано с тем что образующиеся нарушения позволяют делать выводы о структурных и морфологических особенностях глобул кремнезема, что имеет значение для определения механизма формирования надмолекулярных агрегатов. Вследствие чего в настоящее время является актуальным проведение статистических исследований распределения сферических частиц кремнезема по размерам, для условий образования разупорядоченных структур.

Для изучения особенностей распределения, сферические частицы были получены методом Стебера-Финка [1] модифицированным нами [2]. Соотношения компонентов системы в реакции гидролиза представлены в табл. 1.

Таблица 1

Исходные концентрации компонентов системы:
ТЭОС — C_2H_5OH — NH_3 — H_2O при $C(ТЭОС)=0.280 \pm 0.016$ моль/дм³

№ серии	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$C(C_2H_5OH)$, моль/дм ³	16.0± 0.4	15.9± 0.4	15.8± 0.4	15.5± 0.4	15.3± 0.4	15.2± 0.4	15.1± 0.4	15.0± 0.4	14.9± 0.4
$C(NH_4OH)$, моль/дм ³	0.030± 0.004	0.050± 0.004	0.100± 0.004	0.125± 0.004	0.150± 0.004	0.190± 0.005	0.200± 0.005	0.250± 0.006	0.285± 0.006
$C(H_2O)$, моль/дм ³	1.50± 0.21	1.75± 0.13	1.90± 0.10	2.00± 0.08	2.35± 0.09	2.50± 0.09	2.75± 0.09	2.90± 0.09	3.00± 0.09

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
14.8± 0.4	14.5± 0.4	14.4± 0.4	14.2± 0.4	14.0± 0.4	13.5± 0.4	13.0± 0.4	12.7± 0.4	11.5± 0.5	7.40± 0.12	3.20± 0.06
0.320± 0.017	0.400± 0.011	0.480± 0.013	0.500± 0.015	0.650± 0.018	0.800± 0.025	0.950± 0.027	1.15± 0.03	1.60± 0.05	3.15± 0.05	4.75± 0.11
3.40± 0.10	3.80± 0.15	4.40± 0.18	4.80± 0.19	5.40± 0.20	6.40± 0.26	7.40± 0.27	8.60± 0.3	11.4± 0.6	21.6± 0.5	31.8± 1.1

После осаждения и сушки полученных зольей, образующиеся осадки были исследованы методом сканирующей электронной микроскопии. Съёмки проводились при одном увеличении для всех образцов. Полученные таким образом микрофотографии опаловых структур использовались для дальнейшего анализа. Статистическая обработка результатов сводилась к следующему, на полученных микрофотографиях были измерены размеры всех частиц от 40 до 300 (DS=0.5 мкм). Полученные массивы данных были обработаны по формулам 1-3.

$$x_{cp} = \frac{\sum x}{n}$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum x^2 - \sum x_{cp}^2}{n-1}}$$

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum x^2 - \sum x_{cp}^2}{n}}$$

где: x_{cp} — средний значение диаметра частиц по фотографии, мм

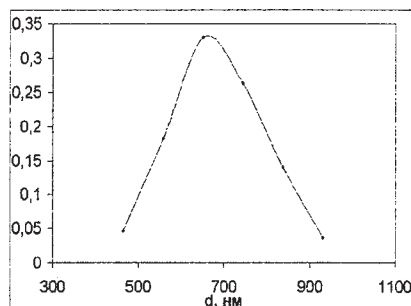
S — дисперсия

δ — погрешность

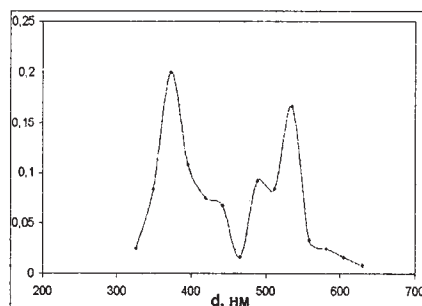
Результаты представлены в табл. 2. Дальнейшие расчеты связаны с построением графического отображения распределения частиц по размерам. Типичные примеры подобных распределений представлены на рис. 1.

Таблица 2

№	№ серии	N	x_{cp}	S	σ	d_{cp} , nm	n_M	Σx
1	10	100	15.74	2.0381	2.0279	366.0	366.0	1574
2	11	120	19.333	3.3689	3.3549	449.6	448.1	2320
3	12	95	21.190	1.4967	1.4888	492.8	492.8	2013
4	13	50	32.3	2.6438	2.6172	751.1	737.2	1615
5	14	150	14.166	0.8855	0.8825	658.9	658.9	2125
6	15	100	16.17	1.5702	1.5624	376.0	376.0	1617
7	16	300	7.376	1.1773	1.1753	686.3	686.2	2213
8	17	100	18.62	1.3837	1.3768	433.0	433.0	1862
9	18	120	15.73	2.1837	2.1746	731.8	732.2	1888



а



б

Рис. 1. Распределение размеров сферических частиц кремнезема: одномодалное — а, серия 11 и бимодальное — б, серия 16

Из которых видно что для образующихся частиц кремнезема характерно как одномодальное так и бимодальное распределения.

Следует отметить хорошую воспроизводимость распределения размеров частиц сделанных по снимкам одного образца в разных его участках (рис. 2), однако в нижней части образца находятся частицы несколько большего в диаметра чем в верхней.

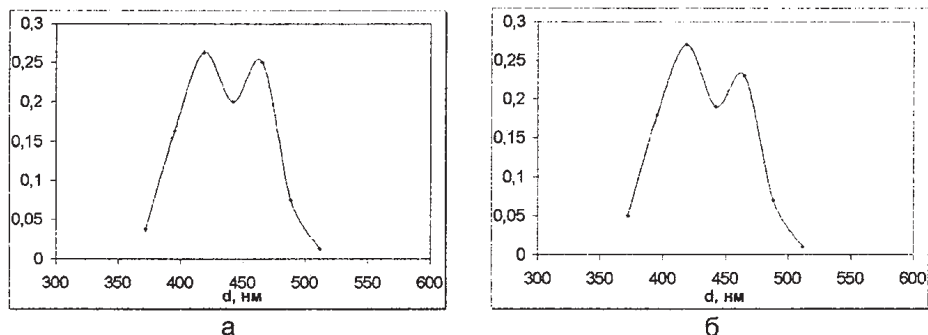


Рис. 2. Распределение размеров частиц кремнезема на разных участках одного образца находящегося в верхней — а и нижней — б части образца (серия №17)

На основе полученных данных сделан вывод о том что в случае синтеза сферических частиц кремнезема в условиях исключающих образование строго монодисперсных частиц образующееся распределение глобул кремнезема носит не непрерывный а дискретный характер что в нашем случае соответствует 11-12 и 17-18 пробам. Иначе говоря в проявлении бимодального распределения размеров частиц наблюдается определенная периодичность зависящая от концентрации реагентов гидролиза, и связанных с ними пересыщений. Это в свою очередь свидетельствует об иерархической организации полученных надмолекулярных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64688, №02-05-06360) и INTAS (проект № 99-0247).

ЛИТЕРАТУРА

1. Stober W., Fink A., Bohn E. Controlled growth of monodisperse silica spheres in the micron size range // J. Colloid and Interface Sci. - 1968. - V.26. - P.62-69.
2. Юшкин Н.П., Асхабов А.М, ..., Камашев Д.В. Ультрадисперсное состояние минерального вещества. — Сыктывкар: Геопринт, 2000. - 232 с.

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ В КОСЬЮ-РОГОВСКОЙ ВПАДИНЕ

С. С. Клименко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

klimenko@geo.komisc.ru

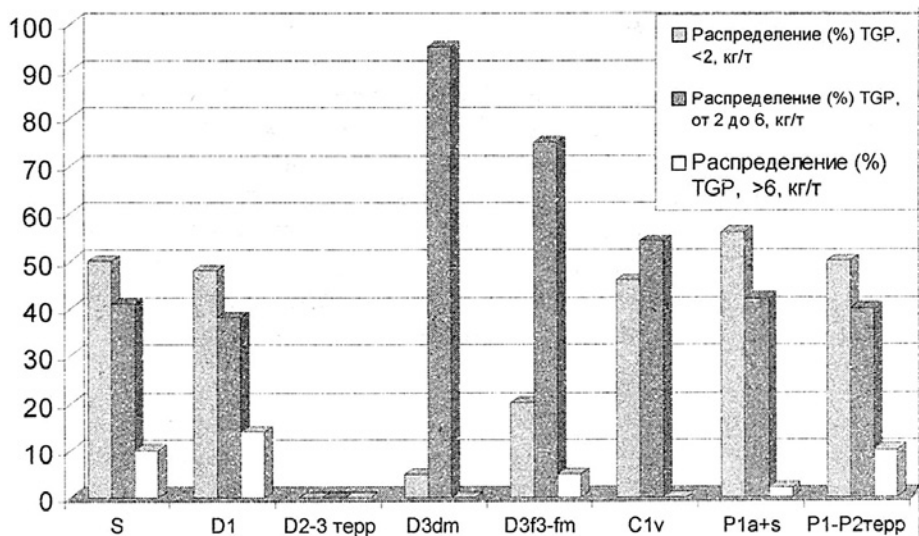
В разрезе осадочного чехла Косью-Роговской впадины выделяется девять нефтегазоматеринских толщ (см. таблицу). Они отличаются литолого-фациальным составом, количеством и типом заключенного в породах органического вещества, углеводородным генерационным потенциалом, положением относительно зон катагенеза и масштабами генерации углеводородов.

Характеристика нефтегазоматеринских толщ и их генерационного потенциала в ТПБ [1]

НГМТ	C _{орг}	TGP (S1+S2), кгУВ/т пород	HI, мгУВ/г C _{орг}	Тип керогена	Потенциал пород	
					Качественный	Количественный (классификация Тиссо, Вельте)
O	0,1-2	≤3	20-350	II, окисл	Газовый	бедный, средний
S	0,1-5,3	0,8-13	15-750	I, II, III; преобл. I-II	Преимущественно нефтяной	бедный, средний, высокий; преобладают средний и высокий
D ₁	0,1-7	0,7-50	50-810	I, II, III, IV; преобл. I-II	Преимущественно нефтяной	бедный, средний, высокий; преобладают средний и высокий
D ₂ -D _{3f1}	0,2-4	0,5-25	20-850	I, II, III, IV; преобл. I-II-III	Нефтегазовый	бедный, средний, высокий; преобладают бедный и средний
D _{3dm}	0,3-30	0,5-200	150- 900	I, II, локально III	Нефтяной	высокий
D _{3f3} -fm	0,1-5	0,1-6,5	20-550	II, III, IV локально I	Нефтегазовый	бедный, средний, преимущественно бедный
C _{1v}	0,4-8	0,5-8	20-400	II, III, IV локально I	Преимущественно газовый	бедный, средний, локально богатый
C _{1v3} -P ₁ карб.	0,1-2	1-3	20-390	II, III, IV локально I	Преимущественно газовый	бедный, средний
P ₁ -P ₂ terr.	0,3-2,0	2-250	30-400	III, IV	Преимущественно газовый	бедный, средний, локально богатый

Примечание. TGP - суммарный генерационный потенциал; HI - водородный индекс; типы керогена (I-IV) - по Тиссо-Велте [2].

Ордовикские терригенные отложения обладают низким генерационным потенциалом (см. таблицу) и невысокими значениями $C_{орг} < 2\%$. В карбонатных породах содержание $C_{орг}$ составляет 0,1-0,55 %, а в аргиллитах 0,7-1,8 % (скв. 2-Ярвож). Органическое вещество водорослевого типа. В отложениях распространены II и III, IV (два последних за счет окисления) типы керогена. Силурийские глинисто-карбонатные отложения содержат от 0,1 до 6 % $C_{орг}$. Обогащенные органическим веществом породы развиты в пределах Падимей-Ярвожской зоны. Органическое вещество в них в основном представлено сапропелевым материалом. Развиты I и II типы ОВ. В целом в породах преобладает кероген I типа. Породы со средним и бедным остаточным генерационным потенциалом развиты в западной части впадины.



Характер распределения (%) общего генерационного потенциала (TGP) различных нефтегазоматеринских толщ в разрезе КРВ

Нижнедевонские отложения отличаются появлением в составе заметного количества гумусового ОВ. В них также содержится гумусово-сапропелевое ОВ. Особенности распределения *n*-алканов характеризуют доминирующую роль сапропелевого ОВ в относительно глубоководных породах; участие бентосного и гумусового вещества в карбонатах супралиторали [1]. В пределах внешнего борта впадины (Берганти-Мылькская площадь) установлен средний и низкий потенциал нижнедевонских пород (TGP — 0,5-0,7) (см. рисунок). Во внутренней зоне прогиба породы обладают газовым потенциалом за счет высокого катагенетического преобразования.

Терригенные отложения среднего девона, распространенные во внутренней зоне КРВ, на больших глубинах сохраняют благоприятные геохимические характеристики. Содержащееся в них ОВ сапропелевого, окисорбосапропелевого и гумусового типов обеспечивает их средний и низкий потенциал ($TGP\ 0,5-1,5$) (скв. 1-Ярвож).

Доманиковые отложения содержат рассеянное органическое вещество сапропелевого типа. В породах верхнего франа — перми доминирует гумусовое вещество обладающее средним и низким остаточным потенциалом. Локально и зонально в озерных фациях пермских толщ накапливались сапропелиты и гумиты-сапропелиты.

Благоприятным фактором для формирования скоплений нефти является, прежде всего, наличие пород, с повышенным содержанием $C_{орг}$ и высоким ($TGP=2-6\text{ кг/т}$) суммарным генерационным потенциалом. В пределах рассматриваемой впадины к таковым нефтегазоматеринским породам относятся, отложения силура, нижнего девона и верхнего девона (средний фран) (см. рисунок). Благоприятные условия для генерации газообразных УВ обусловлены генетическим типом ОВ — увеличением доли гумусовой составляющей в сочетании с повышенным количеством ОВ. Толщи, способные генерировать газовые флюиды, приурочены во впадине к осадочным образованиям терригенного девона и, главным образом, к отложениям карбона — нижней перми. Последние распространены в более полных разрезах в восточной части впадины, вблизи складчато-надвиговых структур Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анищенко Л.А. Эволюционно-генетические типы нефтяных систем и перспективы их поисков в южной части Тимано-Печорской провинции // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XII! Геологического съезда Республики Коми. Т. 3. Месторождения нефти и газа. Сыктывкар, 1999. С. 172.
2. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти: Пер. сангл. М.: Мир, 1981.501 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЮШКИНИТА

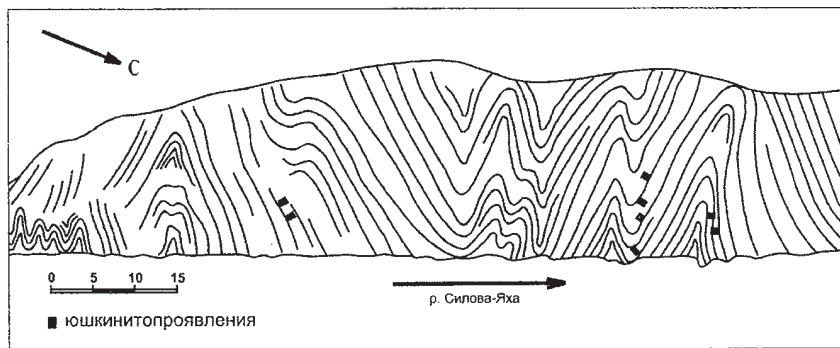
Н. С. Ковальчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

mokeeva@mail.ru

Юшкинит — новый ванадиевый минерал — $V_{1-x}S \cdot n[(Mg,Al)(OH)_2]$, открыт А.Б. Макеевым и назван в честь известного минералога Н.П. Юшкина. Минерал встречается в виде изометричных и чешуйчатых индивидов (размером от 0,5 до 2 мм), легко расщепляющихся по пинакоидальным плоскостям совершенной спайности. Цвет его розовато-фиолетовый с сильной медно-пурпурной и оранжево-красной побежалостью. Блеск яркий, металлический. Твёрдость удивительно низкая, менее 1 по шкале Мооса. Плотность $2,94 \pm 0,002$ г/см³. В отраженном свете анизотропен, сильное двуотражение. Устойчив в природных условиях. Встречается в гидротермально-метасоматических жилах в ассоциации с сульванит, сфалерит и флюоритом.

Юшкинит был найден на Пай-Хое в единственном месте: на юго-западном крыле антиклинория в Буреданской зоне складок в толще известняков серпуховского яруса нижнекаменноугольных отложений, рассекаемых рекой Силова-Яха. Юшкинитосодержащая зона вскрыта по обоим берегам ущелья, начинающегося в 1,6 км ниже водопада Долгожданного и заканчивающегося у устья большого ручья Силова-Мусюршор. Это в 110 км на севере от г. Воркуты. Высота стенок ущелья достигает 25 м. Этот скальный участок р. Силова-Яха условно назван нами Юшкинитовым ущельем (см. рисунок).



Разрез толщи известняков (C_{1v}) левого борта Юшкинитового ущелья р. Силова-Яха. Составлен автором.

В Юшкинитовом ущелье обнажается не очень большая по мощности пачка тонкослоистых известняков с толщиной слоёв около 0,5–1 см с более мощными прослоями (до 10 см). Чередуются слойки относительно чистого карбоната и насыщенного терригенном материала,

вследствие неравномерного разрушения которых, поверхность пород в обнажениях приобретает ребристый характер. Выше тонкослоистые известняки постепенно переходят в более толстослоистые, на некоторых участках — с конкрециями и прослоями черного кремня. Общая мощность обнажающейся пачки не более 25 м. Она смята в узкие изоклинальные складки с вертикальными или крутопадающими на ЮВ осевыми плоскостями и многократно повторяясь, слагает борта всего ущелья. Залегание пород СЗ-ЮВ с падением на ЮЗ под углами 75-85°.

Известняки на всем протяжении разреза рассечены кальцитовыми и кварц-кальцитовыми прожилками. Местами в них развиты субогласные зоны интенсивной кальцитовой минерализации мощностью 0,5-1 м. Обычно такие зоны приурочены к шарнирам складок, главным образом антиклинальных, и трассируют их осевые плоскости. Кальцитовые прожилки формируются путем выполнения трещин разрыва, трещин скола, межслоевого отслоения, цементирования зон дробления. Они имеют альпийский характер: формируются из материала вмещающих пород. Кроме кальцита и кварца в жилах и прожилках в Юшкинитовом ущелье встречается соломенно-желтый, реже зеленовато-желтый, нередко с зональным изменением интенсивности окраски, кадмиевый сфалерит, сульванит, фиолетовый флюорит, а также продукты гипергенного изменения сфалерита и сульванита (медно-ванадиевые охры). При этом юшкинит наиболее поздний минерал в перечисленной парагенетической ассоциации.

На всем протяжении ущелья в жильном материале присутствует юшкинит в виде редких мелких вкрапленников. Более интенсивная юшкинитовая минерализация отмечается в верхней части ущелья, примерно в 130-135 м от его начала (по левому берегу р. Силова-Яха). Она приурочена к крыльям узкой антиклинальной складки, в большей степени к СВ крылу. Юшкинитовая зона общей мощностью около 5-6 м прослеживается по простиранию пород на левом и правом бортах ущелья. В пределах ее наиболее обогащенные участки шириной от 0,5 до 1 м, примыкает к контакту тонкослоистых известняков с относительно мощным (около 10 см) известняковым прослоем, причем наиболее богатые межпластовые и продольно-шестоватые жилки примыкают непосредственно к прослою. Юшкинит встречается и за пределами этой зоны, однако в виде весьма редкой вкрапленности.

В основной зоне юшкинит чаще всего встречается в продольно-шестоватых прожилках, образуя параллельные шестоватому кальциту сплошные или прерывистые агрегаты. Наиболее крупное, встреченное нами сплошное выделение юшкинита достигало 15 см в длину и 0,5 см в ширину. Прерывисто юшкинит прослеживался и далее через все гнездо на протяжении 30 см. Чаще же мономинеральные выделения юшкинита имеют размер от нескольких мм до 1-2 см.

ДИАСПОРОВЫЕ ПОРОДЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. В. Козырева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Kozyreva@geo.komisc.ru

Существенно диаспоровые породы, состоящие в основном из диаспора, пиррофиллита и гематита, были открыты В.С.Озеровым в 1985 г. Они известны пока только на хребте Малдынырд (высокогорная часть Приполярного Урала) и приурочены к крупному линейamentу — Малдинскому разлому, проходящему в зоне межформационного контакта рифей-вендского комплекса доуралид и каледоно-герцинского комплекса уралид. Генезис этих пород до сих пор является предметом острой дискуссии. На протяжении нескольких последних лет мы занимались изучением петрографических, минералогических и геохимических особенностей диаспоровых отложений. Результаты этих исследований сводятся к следующему.

К настоящему времени высокоглиноземистые диаспорсодержащие породы с диаспором прослежены на хребте вдоль разлома на 10 км и изучены на участках: "Сводовой", "Озерный", "Ураганный", "Трубка Неудачная" и в каньоне руч. Алькесвож. Нами выделено четыре разновидности диаспорсодержащих пород: гематит-пиррофиллитовые сланцы с диаспором; существенно диаспоровые сланцы или субконкрекции; диаспоровые конкрекции (диаспориты) и хлоритоид-гематит-пиррофиллитовые стяжения с диаспором.

Гематит-пиррофиллитовые сланцы с диаспором макроскопически представляют собой мягкие, жирные на ощупь, розовые, но чаще пестро окрашенные пятнистые серо-розовые сланцы, иногда с видимым порфиروبластическим хлоритоидом. Они встречаются на всех исследованных участках, внешне сходны между собой. Красные и малиновые оттенки сланцев обусловлены большими содержаниями гематита и гидроксидов железа. В среднем породы состоят из пиррофиллита (73,1 %), диаспора (13,1 %), гематита и гидроксидов железа (4,7 %), серицита (4,6 %), а также хлоритоида (2,2 %), парагонита (1,5 %) и лейкоксена (0,5 %). Из акцессорных минералов присутствуют хлорит, апатит, рутил, монацит-1, ксенотим-1, эпидот и карбонаты. Эти породы имеют сланцеватую, микроплочатую, часто полосчатую текстуру и порфиروبластовую структуру с микрогранолепидобластовой структурой основной ткани.

Второй тип образований — субконкрекции внешне отличаются от сланцев большей прочностью и образуют плитообразные конкрециевидные тела и зародыши настоящих конкреций. Очевидно, что эти образования представляют собой промежуточное звено между чугун-

но-крепкими диаспоровыми конкрециями и вмещающими их мягкими пиррофиллитовыми сланцами. Количество диаспора в них составляет в среднем 43,6 %, пиррофиллита 35,6 %, гематита с гидрооксидами железа 8,2 %, парагонита 5,1 %, альбита 3,4 %, хлоритоида 1,8 %. В аксессуарных количествах присутствуют серицит (0,7 %), кварц (0,6 %), лейкоксен (0,4 %), апатит (0,2 %), а также хлорит, монацит-1, циркон, рутил, турмалин, хлоритоид, магнетит, сфен, барит и сульфиды (пирит и халькопирит). Такие образования были обнаружены в каньоне руч. Алькесвож, на участках "Сводовой" и "Трубка Неудачная". В шлифах наблюдается сланцеватая полосчатая, часто зональная текстура с элементами микроплочатости, порфиоровидная структура с лепидобластовой структурой основной ткани, часто в сочетании с бобовой.

Третья группа — диаспориты имеют вид плотных округлых и линзовидных образований красно-коричневой окраски, размерами от 2-5 до 50 см в длину. В сечении они нередко имеют каплевидные формы с оттянутыми концами-носиками. Это самые высокоглиноземистые породы из всех образований, развитых на хр. Малдынырд: количество диаспора в шлифах порой достигает 90 %. Конкреции обычно заключены в пиррофиллитовую оболочку, имеют массивную, полосчатую текстуру и порфиоровидную, бобовую структуру. В среднем они состоят из диаспора на 55,9 %, пиррофиллита 33 %, гематита и гидроксидов железа 6,3 %. К числу второстепенных минералов относятся парагонит (1,5 %), хлоритоид (1,0 %) и серицит (0,8 %), из аксессуарных встречены сфен (0,6 %), лейкоксен (0,3 %), фосфаты и карбонаты (0,1 %). Кроме того, было обнаружено золото [1].

Еще один тип образований, встреченных на участке "Озерный", — **хлоритоид-гематит-пиррофиллитовые стяжения с диаспором**. Внешне это очень плотные, темные, довольно тяжелые образования, размером от 2 до 30 см в диаметре. Отличаются сравнительно большим содержанием гематита — до 65 %. В них весьма изменчивы содержания диаспора и пороодообразующих гематита и хлоритоида. Под микроскопом наблюдается сланцеватая, неясно-полосчатая, микроплочатая текстура, с элементами бобовой структуры.

В изученных породах наблюдается до 4-х генераций диаспора: пигментированный мелкозернистый диаспор-1; микрокристаллические бобовины без пигмента (диаспор-2); чистый кристаллический диаспор-3; лучистые образования располагающиеся вокруг бобовин и захватывающие как пигментированные полосы, так и чистые. Вероятно, их можно рассматривать как самую позднюю генерацию (диаспор-4) [5].

Диаспорсодержащие образования аномальны в отношении Zr, Nb, Ga, Ge, Be, B, Sn, Bi, Ni, Co, F. Кроме того, породы обогащены лантаноидами (SP3Э достигает порой 3063 г/т), а концентрации Y — 1600 г/т.

Кривые распределения лантаноидов в диаспорсодержащих породах имеют практически одинаковый характер: наличие четкого европиевого минимума и плавное понижение наклона кривых. Наблюдаемая картина свидетельствует о том, что эти породы формировались в сходных условиях и имеют почти одинаковый набор акцессорных минералов, которые являются концентраторами лантаноидов.

Установлено, что состав диаспора близок к стандартному. Из примесей главным является железо (Fe_2O_3 — 0,65-0,91 %). Состав пирофиллита отличается от стандартного присутствием железа, связанного с тонкораспыленным гематитовым пигментом. В составе гематита отмечаются примесь TiO_2 (от 0,99 до 1,58 %), а также глинозема (Al_2O_3 до 2,46 %) и кремнезема (SiO_2 до 0,31 %), обусловленные примазками вмещающего пирофиллита.

Минералогическое исследование диаспоритов позволило обнаружить минералы-носители элементов, аномальные концентрации которых зафиксированы с помощью спектрального и инструментального нейтронно-активационного анализов. Обнаружен широкий спектр акцессорных минералов: несколько морфотипов монацита, ксенотима, эпидота; эвклаз, турмалин, циркон, торит, ильменит, сфен, лейкоксен, рутил, апатит, пьомонтит, спессартин, алланит, барит, знаки золота и электрума. Электронно-микроскопическое изучение показало, что диаспор и гематит, а также монацит и ксенотим содержат многочисленные включения различного состава и размеров: от 1-5 до 50 микрон. Они имеют весьма необычные составы и формы выделения (например, в виде глобул) [3].

Геохимические и минералогенетические процессы в зоне межформационного контакта имели длительную историю. Особенности этих уникальных образований и современные изотопные датировки [4], дающие представление о возрасте как породных ассоциаций, так и процессов, происходивших в ЗМК, позволяют предположить следующее.

В период каледонского диастрофизма — около 400 млн. лет назад, все породы региона превратились в различные сланцы, содержащие мусковит, хлорит, гематит, пирофиллит, хлоритоид. В измененных грейзенизацией и коровыми процессами апориолитовых сланцах и метабазитах протекали процессы аутигенного минералообразования [2]. Самые характерные из новообразованных — монацит-1, цир-кон-2, ксенотим-1, диаспор-1 и -2, пирофиллит-1 и др. Они характеризуются сложным переменным составом, необычным обликом, микрокристалличностью или слабой кристалличностью. Петрографические исследования показывают, что первичные структуры диаспоритов подавлены процессами метаморфизма, при этом микроконкреции в породе часто встречаются с диаспоровыми псевдоморфозами по вкрапленникам, по-

этому мы допускаем, что в этот период образовались и конкреционные стяжения диапоритов.

В герцинскую эпоху (изотопные датировки — около 250 млн. лет), мощные процессы тектонической активизации региона привели к развитию процессов дислокационного метаморфизма, имевшего характер метасоматоза в зонах разломов. В зоне молодого Озерного разлома на уч. "Озерный", конкреции диапоритов претерпевают изменения: они, сохраняя форму, преобразуются в гематит-хлоритоид-пирофиллитовые стяжения. Из части акцессорных диагенетических минералов, формируются более кристаллически-совершенные генерации, например, монацит-2, ксенотим-2 диапор-3 и -4, и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Золото в глиноземистых и железистых стяжениях Озерного разлома, Приполярный Урал / И.В.Козырева, И.В.Швецова, Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис // Доклады Академии наук, 2001, том 377, №6, с.817-820.
2. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты /Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В.Швецова, И.В.Козырева, Е.А.Котельникова. — Сыктывкар: Геопринт, 1998. — 97 с.
3. Козырева И.В., Швецова И.В., Юдович Я.Э. Минералогия конкреционных диапоритов в метаморфических сланцах Приполярного Урала // Сыкт. минер, сб. №30.— Сыктывкар, 2001, с.142-149. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 107).
4. Новые данные о возрасте метаморфизма доуралид Приполярного Урала / Я.Э.Юдович, В.Л.Андреичев, А.В.Мерц, М.П.Кетрис // Магматические и метаморфические комплексы севера Урала. — Сыктывкар, 1995. — С. 52-67. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 87).
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Апоритовые диапориты на Приполярном Урале // Докл. АН, 1997. — Т.354. — №4. — С.529-534.

ИЗУЧЕНИЕ ТРОФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ ГЛУБИННЫХ ВОД ЛИТОСФЕРЫ

Г. В. Кондакова, Г. А. Осипов, Д. В. Жирков, С. В. Лукашевич
ЯрГУ, Ярославль
galya@biouniyar.ac.ru

Подземные воды литосферы населены разнообразными группами микроорганизмов, о чем уже неоднократно сообщалось как отечественными, так и зарубежными исследователями. Они способны в благоприятных условиях к активной деятельности и могут влиять на процессы метаморфизации горных пород и изменение физико-химического состава глубинных вод. Активизация микробной деятельности в недрах возможна вследствие антропогенного вмешательства, например при загрязнении подземных вод органическим веществом, которое является питательным субстратом для гетеротрофных микроорганизмов. Целью настоящего исследования было изучение микробного разнообразия глубинных вод литосферы, определение микробных доминант и возможных трофических связей в микробном сообществе подземных вод.

Объектом исследования служили подземные воды, вскрытые Воротиловской глубокой научной скважиной (ВГС), с глубин 1900 (t=32°C) и 3200 м (t=60°C). ВГС пробурена в центре Пучеж-Катунской астроблемы, расположенной на юго-восточном борту Московской синеклизы в 75 км севернее г. Нижний Новгород, и пройдена до глубины 5374 м в кристаллических породах архейского фундамента. Подземные воды характеризуются высокой общей минерализацией (до 188 г/л) с повышенным содержанием хлора, кальция, суммы щелочных металлов. По геохимической активности — воды умеренной щелочности (pH 7-8), небольшого окислительно-восстановительного потенциала (Eh 100-200 мВ). Изученные глубины принадлежат к зонам максимальной флюидопроницаемости, здесь отмечен наиболее интенсивный приток флюидов в ствол скважины [1].

Исследование микробных сообществ подземных вод проводили методом хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС), а также традиционными микробиологическими методами с использованием питательных сред. Для посевов применяли лабораторные среды, приготовленные на основе безбактериальной подземной воды с соответствующей глубины. Среда готовили в двух вариантах: на неразбавленной подземной воде (В-1) и на подземной воде, разбавленной в 1,5 раза (В-2). Культивирование вели при температурах, близких к глубинным. Как было показано нами ранее, создание подобных условий позволяет исключить рост привнесенных бактерий и выявить аборигенных обитате-

лей подземных вод [2]. Кроме того, для контроля состава аборигенного сообщества микроорганизмов, проводили изучение бурового раствора.

ГХ-МС-анализ жирно-кислотных маркеров микроорганизмов показал, что микробные ценозы подземных вод достаточно разнообразны. Во флюидах с глубины 1900 м идентифицировано 33 вида бактерий, с глубины 3200—29 видов, но только 11 из них обнаружены также и в буровом растворе. Основную долю бактерий составили клостридии (р. *Clostridium*): 59 % — 1900м и 52 % — 3200 м. Из семи идентифицированных видов этого рода пять встречены только в исследованных водах. Вторую содоминантную группировку образовали представители так называемой актиномицетной линии (22 % — 1900 м и 40 % — 3200 м), среди которых следует выделить аборигенных родококков (р. *Rhodococcus*). Бактерии р. *Rhodococcus* способны использовать предельно восстановленные водонерастворимые субстраты (высшие газообразные гомологи метана и жидкие н-алканы), которые присутствуют в водах ВГС. При бактериальном окислении углеводов в качестве промежуточных продуктов в средах могут накапливаться аминокислоты, альдегиды, жирные кислоты, спирты, которые служат субстратами для многих гетеротрофных бактерий. Так, аминокислоты, образуемые родококками при окислении пропана и бутана [3], могут потребляться протеолитическими клостридиями. Методом посева на питательные среды нами было показано присутствие в изучаемых водах клостридии, способных расти на смеси чистых аминокислот (Табл. 1). Кроме того, достаточно высокой оказалась численность углеводородокисляющих бактерий, причем для них более предпочтительной была высокая минерализация подземных вод (см. таблицу, В-1).

Численность микроорганизмов в подземных водах ВГС, кл/мл

Глубина, м	Клостридии		Углеводород- окисляющие		Гомо- ацетогенные		Метанобразующие			
	В-1	В-2	В-1	В-2	В-1	В-2	автотрофные	В-2	В-1	В-2
1900	10 ⁰	10 ¹	10 ³	10 ⁰	10 ⁰	10 ²	0	10 ¹	10 ⁰	+
3200	+	0	10 ²	10 ⁰	10 ¹	10 ⁰	10 ³	10 ³	10 ¹	0

0 — бактерии отсутствуют; «+» — очень слабый рост

Микроскопическое исследование посевов показало наличие бактериальных клеток, близких по морфологии к родококкам. Физиологические особенности pp. *Clostridium* и *Rhodococcus* позволяют предположить их объединение в синтрофную группировку, которая улавливает углеводороды подземных флюидов и служит началом одной из трофических цепей в подземном микробоценозе изученных вод.

Посевы проб подземных вод на питательные среды позволили обнаружить наряду с гетеротрофными, также хемолитоавтотрофных бактерий. Это метанообразующие и гомоацетатные бактерии, способные использовать CO_2 и H_2 в качестве источников углерода и энергии (см. таблицу). Среди них были как мезофилы (1900 м), так и термофилы (3200 м), причем численность последних значительно выше. Количество термофильных метаногенов достигало 1000 кл/мл и не зависело от варианта посева, а термофильные гомоацетогены предпочитали среды с более высокой минерализацией. При культивировании гомоацетатных бактерий в среде накапливались летучие жирные кислоты, главным образом, ацетат. Его могут использовать многие гетеротрофные бактерии, в частности, ацетокластические метаногены, которые также были обнаружены в пробах исследованных вод при посеве на питательные среды (Табл. 1). Среди них преобладали термофильные, но численность их была на 2-3 порядка ниже, чем автотрофных.

Полученные результаты позволяют говорить о том, что хемолито-автотрофы могут играть значительную роль в трофической структуре микробного ценоза подземных вод, вскрытых ВГС. Образованная ими биомасса, а также продукты метаболизма могут обеспечивать источниками питания последующие трофические уровни. Среди гетеротрофных микроорганизмов можно выделить ассоциацию родококки — кластридии, между членами которой возможны синтрофные взаимоотношения, образующие одну из пищевых цепей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре /Под ред. В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 392 с.
2. Кондакова Г.В. Бактериальные процессы трансформации соединений углерода и азота в термальных минерализованных подземных водах с различной степенью контаминации. Автореф. дисс. канд. биол. наук, Москва, МГУ, 2001 г. — 32 с.
3. Ившина И.Б., Пшеничное Р. А., Оборин А. А. Пропанокисляющие родококки. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. — 25 с.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ИЖМА

М. Н. Кортикова¹, А. В. Ячменев²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, ²СГУ, Сыктывкар

kainos@geo.komisc.ru

Четвертичные отложения бассейна р. Ижма были изучены в среднем ее течении на отрезке протяженностью более 100 км, расположенном между д. Койю и с. Ижма. Река здесь типично равнинная с хорошо развитой и глубоко врезанной долиной, слабым течением и меандрированием.

Коренные берега, в основном мощностью не более 6-8 м, но встречаются и более высокие (до 28 м) сложены, главным образом, плейстоценовыми отложениями, представленными различными песками и редкими выходами морены.

В разрезе аллювиальных отложений выделены фации руслового (пристречьевого и прирусловой отмели) и пойменного аллювия. Осадки пристречьевого фации мощностью до 2 м сложены гравием и галькой в песчаном наполнителе. Наблюдается наклонная слоистость обусловленная изменением сортировки грубообломочного материала. Осадки прирусловой отмели мощностью до 1 м представлены среднезернистыми песками серого цвета с косой слоистостью. Пойменный аллювий сложен средне-мелкозернистыми песками, возможно разного состава с горизонтальной и наклонной слоистостью за счет чередования более светлых (обычно песчаных) и более темных (суглинистых) слоев. Цвет отложений светло-серый, серый с редкими включениями коричневого ожеженного песка. Содержание гравия, гальки малочислены, встречаются небольшими прослоями, либо хаотично. Растительные остатки в виде корней растений пронизывают верхние слои разреза.

Наиболее мощный выход пород кайнозойского возраста, достигающий 28 м над уровнем реки, наблюдался на правом берегу р.Ижмы в 2 км выше д.Мошьюга. Обнажение вскрывает ледниковые отложения — морену, представленную валунным суглинком темно-серого цвета, плотным, с включениями гравия гальки и валунов. Морена распадается на оскольчатую отдельность, ожеженную с поверхности. Вверх по разрезу суглинок становится более рыхлым и опесчаненным, оскольчатость более мелкой. В средней части разреза наблюдаются вертикальные трещины, по трещинам развито ожежнение и, возможно, омарганцевание. Суглинок приобретает сизоватый оттенок. В верхней части морены обнаружен обломок белемнита, появляются сизо-синеватые пятна. По всей толще морены встречаются линзы светло-серого тонкозернистого песка мощностью 1-3 см.

Данные петрографического анализа показывают, что грубообломочный материал в основном сложен осадочными породами: песчаниками, известняками, встречаются также многочисленные обломки угля.

Замеры ориентировки длинных осей валунов не дают сделать точного вывода о направлении движения ледника.

Пока мы не можем уверенно сказать с какой областью сноса связано формирование этой морены, но многочисленные остатки угля указывают на связь её с северо-восточной питающей провинцией. По мнению А.С. Лаврова (1999) в бассейне р. Ижмы также выделяются морены северо-восточной области сноса: печорская и вычегодская.

Для более обоснованного вывода о возрасте морены необходимо провести детальные аналитические работы: изучить её минералогический, гранулометрический и петрографический составы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Н. Андреичева Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
2. Л.Н. Андреичева Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН 2002. 306 с.
3. А.С. Бушуев, Л.П. Шилов Отчет о работах, проведенных геоморфологической партией №10/59 в бассейне нижнего течения р. Ижмы, летом 1959 г. Ухта. 1960. 172 с. (фондовая).
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГРАММЫ MICROMINE ДЛЯ АНАЛИЗА СИСТЕМЫ ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТ (НА ПРИМЕРЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЧУДНОЕ)

А. В. Костяхина

СПбГГИ (ТУ)

Annakid@mail.ru

В практике геологоразведочных работ широко используются компьютерные программы обработки разведочных данных, позволяющие решать прикладные задачи на любой стадии геологоразведочных и добычных работ. Одной из них является многофункциональная программная система Micromine. Она позволяет создавать и проверять базы данных по результатам геологоразведочных работ, отстраивать контуры рудных тел, рассматривать и анализировать их объемные изображения в любых ракурсах в единой координатной трехмерной среде. Программа Micromine широко используется по всему миру, в том числе и в России. В данной работе рассматривается пример анализа эффективности оценочных работ для месторождения Чудное (материалы были предоставлены ООО «Полярноуралгеология») с использованием программной системы Micromine.

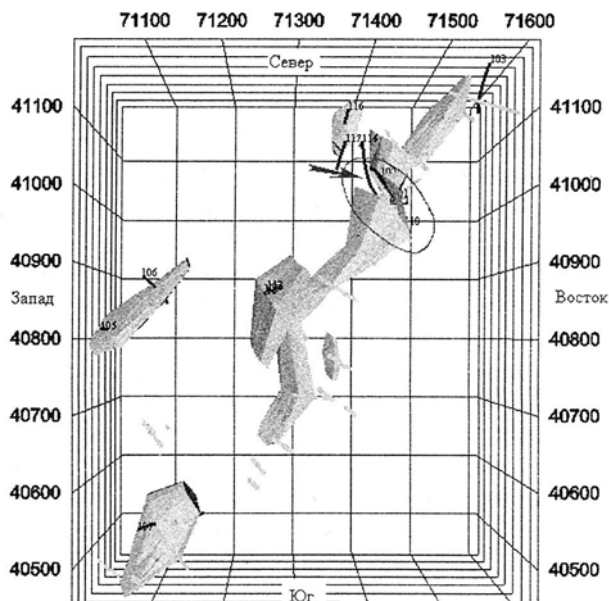
В качестве исходных данных по месторождению Чудное были использованы:

Координаты устьев скважин (файл Устья), результаты опробования скважин и канав (файл опробование); данные по инклинометрии (файл инклинометрия), замеры положения канав (файл Канавы), а также топографическая карта масштаба 1:5000.

Исходные данные были импортированы в Micromine и подвергнуты перекрестной проверке на наличие ошибок. Эта процедура выявила ряд несоответствий и ошибок (большое количество проб-дубликатов, как по номерам, так и по интервалам опробования и т.д.). После устранения рядовых ошибок для всей выборки данных опробования был проведен статистический анализ. Он позволил выявить высокую изменчивость содержания золота в пределах рудопроявления, а по построенным гистограммам и кумулятивным частотным графикам определился естественный уровень бортового содержания золота в общей выборке — 0,08 г/т. На этом же этапе были оценены ураганные содержания, которые затем были понижены до 50 г/т

Оконтуривание рудных тел проводилось по данным опробования на разрезах по естественному бортовому содержанию. В тех случаях, когда по разрезу отсутствовали скважины, интерпретация выполнялась по канавам, при этом контур минерализации проводился до глубины 100 метров. Контуры интерпретации минерализации в дальней-

шем использовались для построения каркасной модели. Так как данные по тектонике месторождения отсутствовали, то при создании каркасной модели значительные смещения контуров друг относительно друга были проигнорированы, и рудное тело строилось без учета больших перегибов и изломов. Особенно это касалось тех случаев, когда на разрезе отсутствовали данные бурения (см. рисунок).



Каркасные модели в плане на фоне каналов и скважин (выделено и указано стрелкой место пережима каркасной модели)

После построения замкнутых каркасных моделей определялся их общий объем, необходимый для сравнения с объемами, рассчитанными по блочной модели.

Для оценки пространственной изменчивости минерализации, выбора метода оценки содержаний и создания блочной модели для всей выборки проб была сделана попытка построения вариограмм. Вариография, в данном случае, не дала положительного результата, что связано с недостаточным количеством данных опробования и низкой плотностью буровой сети. Для оценки сферы влияния проб был выбран метод обратных расстояний.

Следующим этапом анализа оруденения является построение блочной модели, которому предшествовал процесс создания композитных проб вдоль по скважине (приведение всех интервалов опробо-

вания к одной длине — 0,5 м — средневзвешенным). Размер элементарного блока выбирался в зависимости от плотности разведочной сети (в нашем случае сеть неравномерна); изменчивости содержаний, точности расчетов и размера конечной модели. После выбора размеров элементарного блока и задания параметров блочной модели создавалась серия блочных моделей с постепенным увеличением радиуса поиска путем оценки средних содержаний в элементарных блоках методом наименьших квадратов.

На следующем этапе все модели объединялись в одну таким образом, что предыдущая включалась в последующую с вытеснением менее достоверных данных более достоверными. После создания и проверки блочной модели был выполнен подсчет запасов. Программа Micromine позволяет оперативно считать запасы с использованием разных значений бортового содержания, как по отдельным рудным телам, так и для месторождения в целом.

Анализ золоторудной минерализации месторождения Чудное на основе компьютерного моделирования с использованием программы Micromine позволил сделать следующие предварительные выводы.

Рудное тело имеет сложную форму, возможно, связанную с пострудными тектоническими перемещениями, которые следует изучить дополнительно.

Существующая плотность геологоразведочной сети не позволяет оценить пространственную анизотропию минерализации, что ограничивает возможность применения надежных методов (кригинга) для оценки запасов месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Micromine USER GUIDE. Pert, Micromine Pty Ltd, 2001, Book 1-4.

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Е. Л. Котова

Малая академия ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Первые геологические исследования территории западного склона Урала были начаты в XIX столетии под руководством Э. Гофмана (1856). Это рельеф, гидрография и геология района. В 20-е годы XX века начались плановые геолого-съёмочные работы. Вместе со съёмщиками работали, палеонтологи, стратиграфы, литологи. Первые исследователи Урала А.А. Чернов, В.А. Варсанофьева, Н.И. Иорданский, М.Е. Раабен, В.Г. Войновский-Кригер, Г.А. Чернов, В.В. Маркин, А.И. Першина и многие другие заложили основы для исследования геологического строения и стратиграфического расчленения древних палеозойских толщ, установили уровни с богатой и разнообразной фауной, разработали первые стратиграфические схемы и провели картирование огромной территории.

В последующие годы, с открытием месторождений нефти в палеозойских отложениях возникла необходимость совершенствования представлений о строении этих толщ. Многолетними дальнейшими исследованиями раннепалеозойских отложений на Приполярном Урале в бассейне р. Кожым, проводимыми геологами Института геологии и других производственных организаций, в том числе Полярноуралгеологией, был установлен максимально полный разрез нижнего палеозоя, в частности силурийской системы с богатой и разнообразной фауной.

На этих силурийских разрезах в 1983 г. и в 1987 г. проводились Всесоюзные полевые геологические семинары, организованные Институтом геологии. На полевых семинарах, после просмотра разрезов и обсуждения всех представленных материалов было установлено, что по своей стратиграфической полноте и палеонтологическому обоснованию разрез р.Кожым может рассматриваться в качестве опорного разреза для всей территории Северо-Востока Европейской части России [1-3]. В 2000 г. проводились Международные экскурсии в рамках международного проекта IGCP 406.

В июле 2002 г. в Сыктывкаре в Институте геологии проходил Международный симпозиум «Геология девонской системы», по программе симпозиума проводились экскурсии на Приполярный Урал на разрезы девонской системы. В составе организаторов автор участвовала в экскурсиях на разрезы Приполярного Урала, во время которых были продемонстрированы девонские и пограничные с ними отложения верхнего силура и нижнего карбона.

Разрез пограничных отложений силура и девона расположен на левом берегу р. Кожым, в районе устья р.Сывью (рис. 1). Известняки и до-

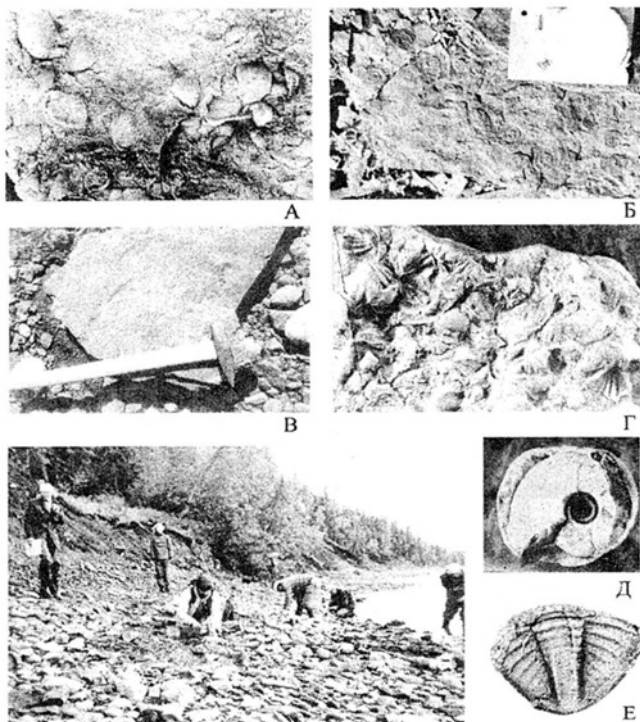


Рис. 1. В поисках фауны. Р. Кожым, полевые экскурсии — 2002. А — остракодовый ракушняк; Б — известняк с *Kaliklimenia*; В — *Zoophycos* (следы жизнедеятельности организмов); Г — брахиоподовый ракушняк; Д — раковина аммонитов; Е — хвостовой щиток трилобита.

ломиты, слагающие разрез, включают богатую и разнообразную фауну — кораллы, брахиоподы, остракоды, морские лилии (криноидеи), трилобиты, амонониты, пелециподы, гастроподы, рыбы и др. Во время экскурсии мы собрали коллекцию фауны из силурийских и девонских пород.

Автор признателен В. С. Цыганко за ценные советы и замечания при выполнении работы, особую благодарность автор выражает Т. М. Безносовой за постановку научной задачи и постоянное внимание, а также В.П. Волковой за фотографии фауны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. Сыктывкар, Коми фил. АН СССР, 1983, 136 с.
2. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура приполярного Урала. Сыктывкар, Коми фил. АН СССР, 1987, 94 с.
3. Subpolar Urals Field Trip. Guiedebook, July 13-17, 2002 ed. P. Mannik. Institute of Geology, Syktyvkar, 2002. 44 p.

ЭВОЛЮЦИОННО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ

И. В. Коцарев
МГУ, Москва

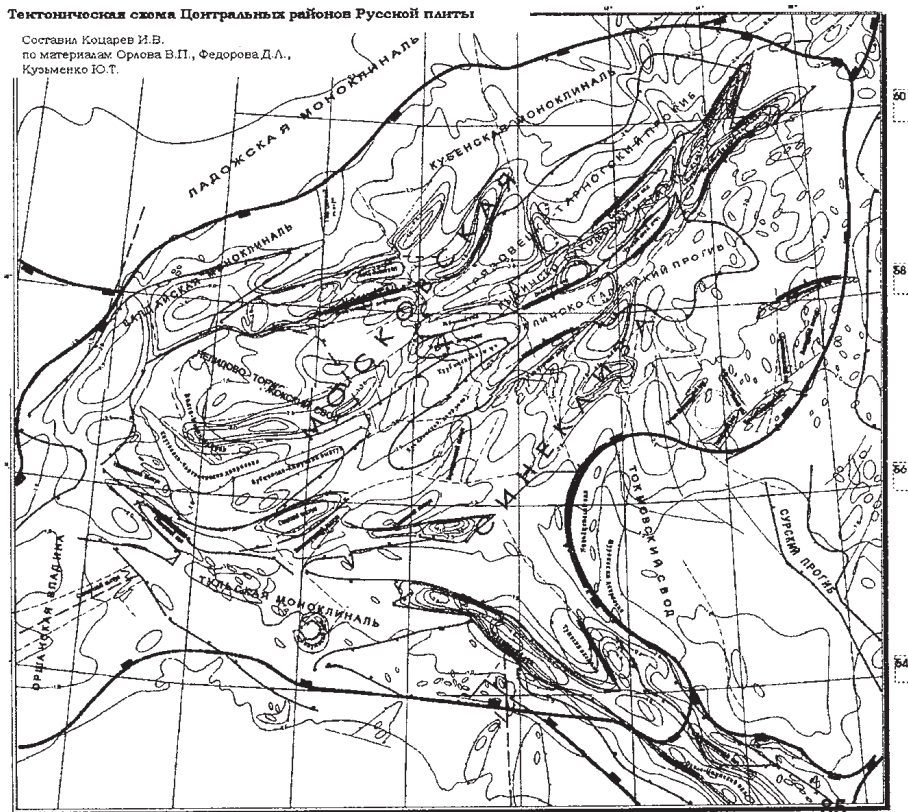
Рифейские рифты центральных областей Восточно-Европейской платформы образуют самостоятельный структурный этаж, резко отличный от строения более высоких эпирифтовых этажей осадочного бассейна. Для него характерен в целом блоковый стиль строения, формирующийся в условиях растяжения, сдвига-раздвига и надвигания по разломам листрического типа одних блоков на другие.

В центральной части Русской плиты выделяются Среднерусская и Московско-Пачелмская системы авлакогенов, различные в своей истории развития и тектоническом строении (см. рисунок).

В рифейских рифтах удачно сочетаются два важнейших фактора: накопление многокилометровых осадочных толщ и их интенсивный про-

Тектоническая схема Центральных районов Русской плиты

Составил Коцарев И.В.
по материалам Орлова В.П., Федорова Д.А.,
Кузменко Ю.Т.



грев за счет повышенного теплового потока. Это позволяет рассматривать рифейские рифты, как очаги генерации нефти и газа.

Постоянная активизация разломов отмечается на всех стадиях развития чехла, о чем свидетельствуют образования долерит-диабазовой формации рифея, венда и девона. Процессы тектонических активизаций и структурных перестроек имеют важное значение в создании нефтегазовых залежей, так как приводят к сравнительно позднему образованию залежей в древних толщах, как за счет новой мобилизации ОВ этих толщ, так и за счет разрушения залежей, сформированных на более ранних циклах нефтегазообразования.

Особо интересными представляются районы, где предполагается развитие крупных надвиговых структур. Такие надвиговые пластины, способные перекрывать мощные толщи осадочных образований являются идеальными для аккумуляции углеводородов.

Новые материалы подтверждают возможность открытия залежей нефти и газа в пределах центральных частей Русской плиты. Основным нефтегазоконтролирующим элементом являются рифейские рифты. Их изучение с точки зрения литологии, геохимии органического вещества, тектонического строения и истории катагенетического и геотермального развития — неперенное условие открытия в рифтах месторождений нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.П.Орлов, В.Б.Мазур, Д.Л.Федоров и др. Геология и оценка нефтегазоносности московской синеклизы, "Геоинформмарк", 1998. — 100 с.
2. Ю.ТКузьменко, В.Н.Гордасников, Е.А.Гаврюшова и др. Тектоника центральной части Русской плиты. Объяснительная записка к структурно-тектонической карте центральных районов Русской плиты масштаба 1:1 000 000; "Геоинформмарк", 1991. — 120 с.
3. Соколов Б.А., Егоров В.А., Баженова О.К. О возможной нефтегазоносности Московского региона // Вестник МГУ, сер. 4. геология. 1997. № 5. — с. 41-48.

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОГО ФАЗОВОГО КОНТРАСТА

А. А. Кряжев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В настоящее время основными методами изучения внутренней структуры некристаллических объектов являются радиография и томография, основанные на поглощении рентгеновских лучей. Однако для объектов с незначительным изменением плотности возникает проблема очень малого контраста получаемого изображения. Для повышения контраста в таких методах вводят контрастирующие вещества, что иногда является невозможным и нежелательным. Некоторые из возникающих проблем удаётся решить с помощью метода фазоконтрастных изображений (ФКИ), который основан на преломлении рентгеновских лучей и позволяет резко повысить контраст изображения [1].

В результате прохождения рентгеновской волны через объект с неким коэффициентом преломления фаза волны изменяется, что приводит к отклонению излучения от первоначального направления. Затем, это угловое распределение за объектом исследуется с помощью дифракционного отражения от высокосовершенного кристалла анализатора. Поскольку полуширина кривой дифракционного отражения (КДО — область максимального отражения) анализатора сравнима с углами отклонения преломлённых лучей, то их отражение от анализатора в разных точках КДО позволяет получать контраст порядка 20-80 % [1].

На рисунке 1(а) показано радиальное распределение декремента преломления $\delta(x)$ для цилиндра радиусом $R=0,1$ мм при различных значениях переходного слоя ΔR (аппроксимация шероховатости). В идеальном случае, когда $\Delta R=0$, профиль распределения имеет прямоугольный вид. С увеличением переходного слоя профиль становится всё более скруглённым по краям. Кривые интенсивности абсорбционного изображения $I_a(x)$ для того же цилиндра и значений переходного слоя представлены на рисунке 1(б). Их максимальный контраст составляет всего 0,7 %, и интенсивность практически не отличается от единицы, что исключает использование абсорбционного метода (поглощение в веществе) для таких тонких объектов [2]. Намного удобнее использовать фазоконтрастное изображение, основанное на преломлении рентгеновских лучей на краях объекта.

Углы преломления $P(x)$ составляют несколько угловых секунд, что сравнимо с полушириной КДО анализатора (крутизна склонов КДО в этой области максимальна). За счет этого интенсивность отраженно-

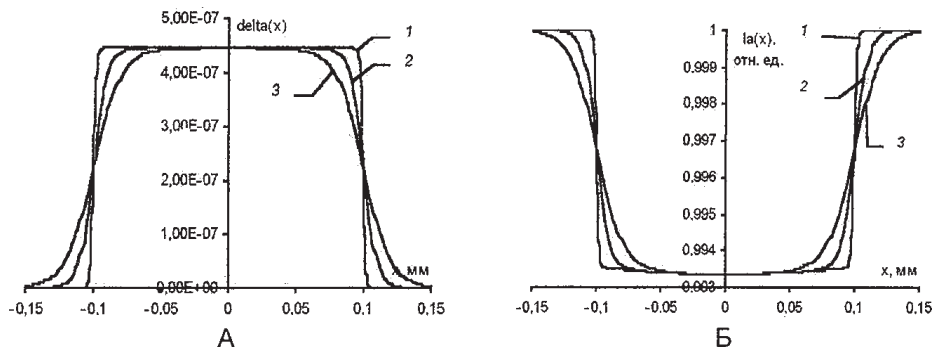


Рис. 1. А — радиальное распределение декремента преломления $\delta(x)$ для цилиндра радиусом $R=0,1$ мм при различных значениях переходного слоя: 1 — $\Delta R=0,001$ мм, 2 — $\Delta R=0,005$ мм, 3 — $\Delta R=0,01$ мм.

Б — кривые интенсивности абсорбционного изображения $I_a(x)$ для цилиндра радиусом $R = 0,1$ мм при различных значениях переходного слоя: 1 — $\Delta R=0,001$ мм, 2 — $\Delta R=0,005$ мм, 3 — $\Delta R=0,01$ мм.

го от него сигнала достаточно велика и заметно изменяется даже при малом изменении угла $\beta(x)$. На рисунке 2(а) приведены зависимости угла (3 от координаты сканирования x для разных значений переходного слоя ΔR . В идеальном случае, при абсолютно резкой границе цилиндра, $p(x) \rightarrow \infty$ при $x = R$ и длине пути рентгеновских лучей $l_0(x) \rightarrow 0$. Увеличение параметра ΔR ведёт к уменьшению максимумов функции $|\beta(x)|$ и их уширению. Следует отметить, что функция $|\beta(x)|$ не зависит от размера объекта, поэтому контраст от тонкого и толстого цилиндра

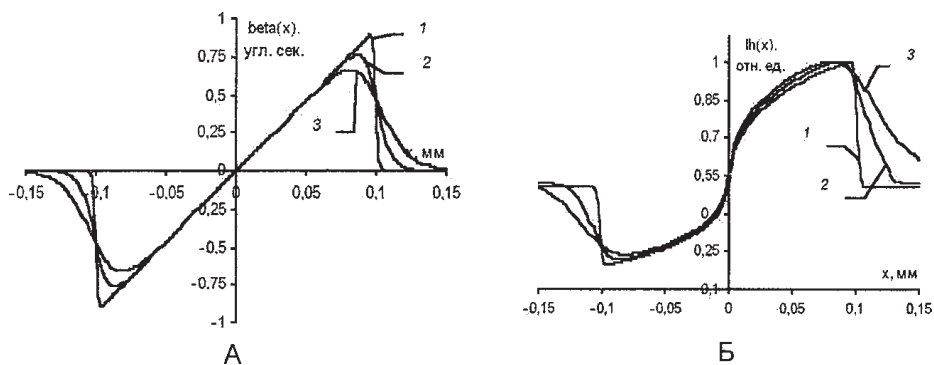


Рис. 2. А — зависимость $P(x)$ для цилиндра радиусом $R=0,1$ мм при различных значениях переходного слоя: 1 — $\Delta R=0,001$ мм, 2 — $\Delta R=0,005$ мм, 3 — $\Delta R=0,01$ мм. Б — фазоконтрастные изображения $I_h(x)$ для цилиндра радиусом $R = 0,1$ мм при различных значениях переходного слоя: 1 — $\Delta R = 0,001$ мм, 2 — $\Delta R = 0,005$ мм, 3 — $\Delta R = 0,01$ мм.

будет высок, а абсорбционный контраст экспоненциально уменьшается с уменьшением объекта [2].

Фазоконтрастные изображения цилиндра с разными переходными слоями показаны на рисунке 2(б). Интенсивность их заметно отличается от единицы, что позволяет точно интерпретировать местоположение пиков, облегчает подгон практики с теорией и увеличивает точность. Фазовый контраст по интенсивности больше примерно в 120 раз, чем абсорбционный контраст [2].

Переходный слой в данной модели представляет собой равномерный градиент плотности от нуля и до плотности материала цилиндра. Геометрически он распространяется на половину своей величины снаружи цилиндра и на половину — внутри (рис. 3).

Благодаря высокому контрасту и чувствительности этого метода легко идентифицировать такие параметры, как декременты преломления материала цилиндра (внешней и внутренней сред), радиус, ширину переходного слоя. Легко обнаружить уплотнение или пустоту внутри него. Всё это делает фазоконтрастное изображение незаменимым, когда невозможны традиционные измерения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 02-05-64688.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушуев В. А., Сергеев А. А. Новые возможности метода фазового контраста для рентгеновской диагностики атеросклероза. Письма в ЖТФ. 1998. Т. 24, №21. С. 55-60.
2. Бушуев В. А., Конев А. Влияние переходного приповерхностного слоя на фазоконтрастные изображения некристаллических объектов. Поверхность. 1998, №10. С. 5-12.

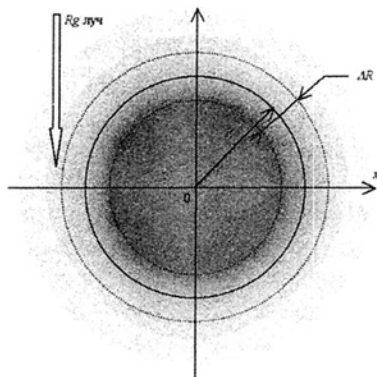


Рис. 3. Модель переходного слоя в виде градиента плотности. R — радиус цилиндра, ΔR — ширина переходного слоя.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ МЕТОДА РЕНТГЕНОВСКОЙ РЕФЛЕКТОМЕТРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ МНОГОСЛОЙНЫХ СИСТЕМ

А. А. Кряжев, А. П. Петраков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Методы рентгеновской рефлектометрии (РР) позволяют с высокой точностью оценить физические и геометрические свойства приповерхностных слоев и тонких пленок, наносимых различными способами на подложку. В основе РР лежит измерение отражательной способности в интервале малых углов скольжения (в области полного внешнего отражения (ПВО) и вблизи её).

Измерения проводятся двумя методами. Первый из них — интегральный — состоит в измерении интегральной интенсивности отраженного сигнала, т.е. определении зависимости коэффициента отражения $R(\theta) = I(\theta)/I_0$ от угла падения θ рентгеновского луча на поверхность образца ($I(\theta)$ — интенсивность отраженного сигнала, I_0 — интенсивность первичного пучка) [1-3]. Второй метод — дифференциальный — состоит в измерении углового распределения интенсивности $I_{\text{sum}}(\theta_1, \theta_2)$ в отраженном сигнале [1, 4] (θ_1, θ_2 — углы поворота образца и анализатора соответственно). Для анализа многослойных покрытий использует-ся интегральный метод.

Из формы кривой $R(\theta)$ в интервале углов больше критического θ_c может быть получена дополнительная информация. В результате интерференции лучей, отраженных от верхней и нижней границ плёнки, на кривой вблизи и больше θ_c появляются максимумы и минимумы. Форма интегральной кривой зависит от толщины пленки d , а также от среднеквадратичной высоты шероховатости пленки σ_1 и подложки σ_2 [1, 5]. Моделируя теоретические кривые для различных толщин пленки d , добиваются углового совмещения их интерференционных максимумов к аналогичным максимумам на экспериментальной кривой. Значение d , дающее наилучшее совмещение, и является толщиной пленки исследуемого образца. Меняя среднеквадратичную высоту шероховатостей пленки σ_1 и подложки σ_2 , можно добиться совпадения интенсивностей максимумов, что дает информацию о шероховатости поверхности.

Более сложно интерпретировать отражение от многослойной структуры. Модель многослойной системы представляет собой структуру, в которой толщина приповерхностной области (пленки) разбивается на достаточно большое количество подслоев. Чем больше их количество, тем точнее аппроксимируется реальное плавное изменение плотности в приповерхностном слое. Для искусственно созданных многослойных систем, например, несколько слоев различных матери-

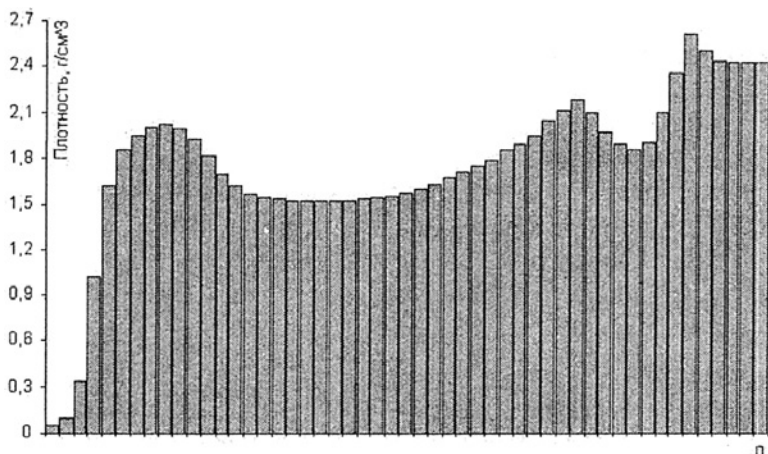


Рис. 1 а. Гистограмма плотностей для кремниевой подложки с угольной плёнкой, модель из 50 подслоев. По оси X — толщина плёнки в Å ($d = 215 \text{ Å}$), П — Si подложка.

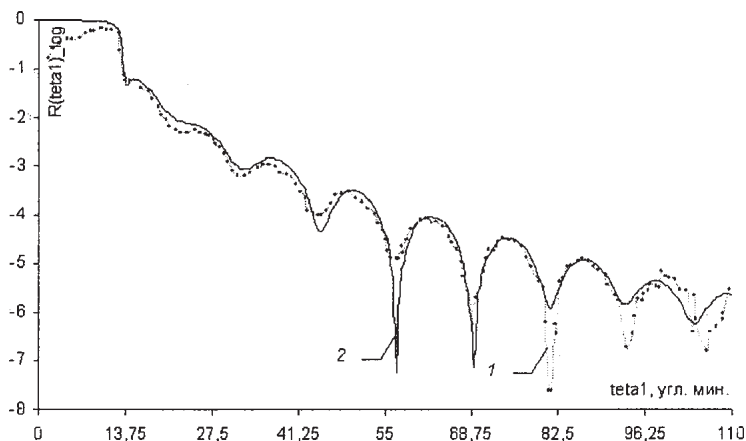


Рис. 1б. Интегральные кривые для кремниевой подложки с угольной плёнкой полученной магнетронным напылением и, независимым распределением плотности (а) (ось Y в логарифмическом масштабе). 1 — экспериментальный график, 2 — теоретический график для толщины плёнки $d = 215 \text{ Å}$.

алов, нанесенных лазером на кремниевую подложку, задача упрощается, так как известно заранее количество слоев. Можно определить толщины этих слоев, общую толщину покрытия и профиль плотности, начиная от монокристаллической подложки с известной плотностью и заканчивая верхним слоем.

Коэффициент отражения получается в результате решения системы рекуррентных соотношений Паррата [6]. Эта система соотношений

решается последовательно, начиная с нижнего подслоя (переход подложка-пленка) и заканчивая верхним (переход пленка-внешняя среда).

Промежуточные подслои и подложка характеризуются таким параметром, как поляризуемость χ . Поляризуемость связана с плотностью вещества, поэтому, задав ее для каждого подслоя отдельно, можно промоделировать многослойную систему с независимым распределением плотности по глубине пленки. Реальная часть поляризуемости вещества, отвечающая за преломление, связана с плотностью следующим соотношением:

$$\chi_{hr} = -\frac{e^2 \cdot \lambda^2}{m \cdot c^2 \cdot \pi} \cdot Z \cdot N_{am} \quad (1)$$

где N_{am} — электронная плотность, Z — порядковый номер вещества в таблице Менделеева, N_A — число Авогадро, M — молярная масса. Мнимая часть, отвечающая за поглощение, определяется формулой:

$$\chi_{oi} = \frac{\mu_{mass}}{2 \cdot \pi \cdot k} \quad (2)$$

где μ_{mass} — массовый коэффициент ослабления. Таким образом, моделируя вид интегральных кривых и сравнивая их с экспериментальными, можно выяснить распределение плотности реального образца (см. рисунок).

Исследование искусственно созданных многослойных покрытий представляет большой интерес, особенно в радиоэлектронной промышленности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 02-05-64688.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушуев В. А., Петраков А. П. Рентгеновская рефлектометрия плёнок бора, полученных лазерным напылением на кремниевые подложки. Доклады II Национальной конференции РСНЭ. Дубна, 1997. Т. 2. С. 188-193.
2. Петраков А. П., Голубев Е. А. Рентгеновская рефлектометрия фуллерено-содержащих углеродных плёнок. Поверхность. 2000. № 9. С. 15-16.
3. Ломов А. А., Бушуев В. А., Караванский В. А. Исследование шероховатостей поверхности и границ раздела пористого кремния высокоразрешающими рентгеновскими методами. Кристаллография. 2000. Т. 45, № 5. С. 915-920.
4. Андреев А. В. Рентгеновская оптика поверхности. УФН, 1985. Т. 145, В. 1. С. 113-136.
5. Sinha S. K., Sirota E. B., Garoff S., Stanley H. B. X-ray and neutron scattering from rough surfaces. Phys. Rev., 1988. V. 38, № 4. P. 2297-2311.
6. Parratt L. G. Surface studies of solids by total reflection of X-rays. Phys. Rev., 1954. V. 95. P. 359-369.

МИКРОСТРУКТУРЫ ОКСИДОВ ИЗ ГАББРОИДОВ ХАРАМПЕЙСКО-МАСЛОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. В. Куликова, Д. А. Варламов
ИЭМ РАН, Черноголовка

Изучение оксидов, входящих в состав магматических комплексов, дает важную информацию об условиях становления и дальнейшего изменения пород в целом. Эта информация складывается не только из состава минералов, но и их структур, которые весьма разнообразны и фиксируют широкий спектр преобразований оксидов — от распада твердого раствора до окисления.

Нами были проанализированы оксиды из различных типов габброидов, объединяемых в настоящее время в единый харампейско-масловский комплекс.

Наиболее характерные типы микроструктур представлены на рисунке. Снимки сделаны на микрозондовом анализаторе CamScan MV2300 в обратно рассеянных электронах с вещественным контрастом (ускоряющее напряжение было 20 кВ, размеры электронного пучка от 10 до 400 нанометров).

(А) — кайма плеонаста (серый) вокруг практически гомогенного магнетита (светло-серый) на границе с плагиоклазом (почти черный);

(В,Е) — Выделение из титаномагнетита (светло-серый) ильменита (серый) и плеонаста с корундом (темно-серый);

(С) — в ядре гематит (светло-серый) с распадным ильменитом (темно-серый), в кайме — обратные соотношения;

(D) — выделения псевдобрукита (темно-серый) в гематитовой матрице;

(F) — декомпрессия ильменита (Серый) на рутил (темно-серый) и гематит (светлосерый);

(G) — идиоморфное зерно хромсодержащего магнетита (светло серый) с выделившимся ильменитом (серый);

(H) — ксеноморфное гомогенное зерно магнетита (светло-серый) с крупной планкой бывшего ильменита, замещенного агрегатом рутила и сфена.

Анализ взаимоотношений различных оксидов позволяет сделать типизацию и наметить стадийность образования тех или иных фаз этих минералов.

Шпинель (плеонаст) представлена следующими типами. 1). Субидиоморфные зерна, образующие короны на границе магнетита с плагиоклазом (рис. А), пироксенами и амфиболом, а также крупные гипидиоморфные (сравнимые с размером порообразующих минералов)

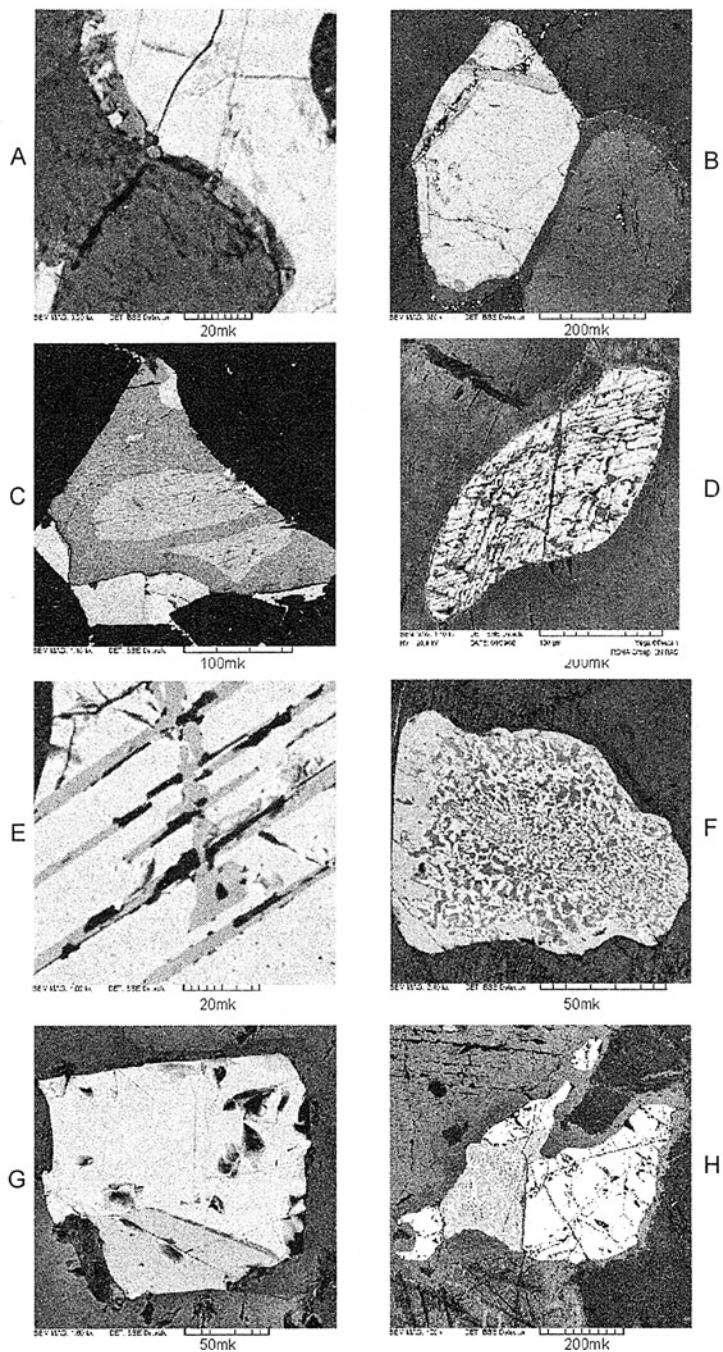


Рисунок 1. Основные виды микроструктур оксидов.

кристаллы плеонаста (из метагаббронорита в западном обрамлении харампейско-масловского комплекса), образованные при высокотемпературном метаморфизме первичных габброноритов. 2). Микрозерна и иголки в магнетитовой матрице, а так же выделения микрозерен вдоль пластинок ильменита в той же матрице совместно с корундом-(рис В,Е) или без корунда (рис G) соответствуют высокотемпературной стадии распада твердого раствора прототитаномагнетита при охлаждении. 3) Мелкие субидiomорфные зерна хромсодержащей шпинели (из пироксена восточной зоны харампейско-масловского комплекса).

Ильменит так же формирует несколько структурных типов. 1). Пластинки ильменита в матрице магнетита, параллельные плоскостям $\{111\}$ (рис В,Е). Крупные пластинки ильменита, приуроченные к краям магнетита (рис G,Н). Оба типа структур формируются при окислении титаномагнетита в твердом состоянии. 2) Пламевидные структуры распада ильменит-гематитового твердого раствора образуются, вероятно, позднее выделения ильменитовых пластинок из титаномагнетита.

Окисление взаимопрорастаний магнетита и ильменита при относительно высокой температуре приводит к формированию псевдобрукита параллельно плоскостям $\{111\}$ в матрице бывшего титаномагнетита, окисленного до гематита (рис D). А при высокотемпературном окислении ильменита образуется рутил - гематитовый парагенезис (рис. F). При низкотемпературном метаморфизме ильменит начинает замещаться агрегатом сфена и лейкоксена (рис. Н).

Таким образом, анализ структур оксидов позволяет качественно оценить термическую историю пород, что делает более корректным интерпретацию термобарометрических данных, получаемых по пороодообразующим минералам габброидов.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

И. П. Куплевич

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Территории севера Предуральского краевого прогиба считаются малоперспективными для поисков нефти и газа. Изученность Северо-Прещуральской НГО (ее площадь 100,940 тыс. км²) сейсморазведкой и бурением невысокая — плотность сейсмопрофилей МОВ+МОГТ 0,884 км/км², разбуренность 13,6 м/км² (Сравнительный анализ..., 1999). Значимых скоплений углеводородов в последнее время найдено не было. Однако нефтегазоматеринский потенциал, положение и характеристики коллекторов пермского терригенного комплекса Предуральского краевого прогиба позволяют предполагать возможность аккумуляции углеводородов в отложениях перми северной части Предуральского краевого прогиба. В связи с этим представляется целесообразным пересмотр и уточнение геолого-геофизических данных по северу Предуральского краевого прогиба.

Предуральский крайовой прогиб является крупной надпорядковой структурой и представляет собой систему крупных опусканий, линейно вытянутую вдоль западного склона Урала. Положение границ северной половины прогиба на востоке проводится по Главному Западноуральскому надвигу, на западе — по Вашуткино-Талотинскому и Западночернышевскому надвигам (Структурно-тектоническая карта..., 1988). По подошве орогенного комплекса нижней перми (кровле карбонатов) прогиб как единая структура фактически отсутствует, распадаясь на отдельные впадины, разделенные поперечными поднятиями (Юдин, 1994). В северной части Предуральского краевого прогиба выделяются следующие структуры первого порядка: Верхнепечорская впадина, Среднепечорское поднятие, Большесынинская впадина, Гряда Чернышева, Косью-Роговская впадина, Поднятие Чернова, Коротайхинская впадина, Пайхойское поднятие.

Изучением строения Предуральского краевого прогиба в разные годы занимались многие исследователи. Так отложениям пермского терригенного комплекса в пределах прогиба посвящены исследования Малышевой Е.О., в которых отмечается, что пермский терригенный комплекс отличается сложным полифациальным строением, обусловленным закономерной сменой морского осадконакопления континентальным в разных климатических и тектонических обстановках (Малышева, 1993).

Коллектора пермских отложений Предуральского краевого прогиба представляют собой слои песчаников средне-мелкозернистых се-

рых плотных, и алевролитов, различной мощности (до 25 м), чередующихся с аргиллитами и глинами. Коллектора характеризуются средними и низкими значениями пористости. Нами были проведены исследования по уточнению коллекторских свойств пермских терригенных отложений Предуральского краевого прогиба и выявлению зависимости коллекторских характеристик пород от глубины и уровня катагенеза. Результаты исследований позволяют обозначить зоны наиболее благоприятные для аккумуляции углеводородов.

Уточнение коллекторских характеристик пермских отложений Предуральского краевого прогиба привело к следующим результатам.

Отложения запада Косью-Роговской впадины имеют достаточно высокие коллекторские характеристики на протяжении всего разреза верхней перми — кунгура. Максимальные значения пористости достигают здесь 15 % при средневзвешенной пористости 8-12.5 % на глубинах от 200 до 1300 м. Ниже, на глубинах 1300-2200 м максимальные значения пористости колеблются в пределах 6-8 % при средневзвешенных значениях 3-6 % (песчаники и алевролиты артинского яруса). Центральная часть Косью-Роговской впадины также характеризуется повышенными показателями пористости и не только в отложениях средней перми и кунгуре, но и в отложениях артинского яруса, где значения пористости на глубинах до 3500 м достигают 9 % при средневзвешенных значениях пористости 7.5 % (Пальникшорская площадь). Песчаники и алевролиты верхней перми центральной части Косью-Роговской впадины имеют максимальные значения пористости 10 % при 6 % средневзвешенных, в кунгуре пористость достигает 14.5 % при 9.5 % средневзвешенных значениях пористости на глубинах 400-500 м, и 11 % при средневзвешенных 6-8 % на глубинах 2500-3500 м (Пальникшорская площадь). Восточная часть Косью-Роговской впадины имеет относительно низкие показатели пористости — 3-4 % в кунгурских отложениях на глубинах 100-1300 м. Для артинских и кунгурских отложений Косью-Роговской впадины характерны песчано-алевритовые породы прибрежно-морских и мелководных обстановок (фации пляжей, баров, отмелей). Содержание песчаников в разрезах составляет 40-64 % от общей толщины артинских и кунгурских отложений, распространены они неравномерно в разрезе и по площади. На северо-востоке и востоке Косью-Роговской впадины распространены тела аллювиальных песчано-алевритовых пород, толщинами 6-23 м, приуроченные к верхним регрессивным пачкам кунгурских угленосных циклов (Шуреков, 1991). Формировались они в условиях эрозионной долины, с преобладанием русловых, прирусловых или пойменных фаций.

Максимальная пористость уфимских-кунгурских отложений востока Верхне-Печорской впадины (Вуктыльский район) достигает 8 % (5 % средневзвешенная) на глубинах 1700-2700 м. В Курьинско-

Патраковском районе отмечаются повышенные коллекторские характеристики отложений. Здесь мы наблюдаем максимальные значения пористости до 13-15 % при 10 % средневзвешенной пористости в песчаниках кунгура на глубинах 600-1630 м. В Верхнепечорской впадине толщины песчаных тел не выдержаны и изменяются от нескольких метров до 40 м. Песчаные тела прибрежно-морского генетических типов характеризуются высокой седиментационной емкостью.

Уфимские отложения Большесынинской впадины имеют пористость 7-9 %. Здесь имеют место русловые песчаные тела (Пыжьельская площадь). Толщина песчаных пластов 2-15 м.

При изучении коллекторских свойств пермских отложений Хорейверской впадины, граничащей на северо-западе с Предуральским краевым прогибом нами было отмечено что по всему разрезу верхнепермских отложений и отложений кунгурского и артинского ярусов нижней перми наблюдаются повышенные значения пористости. Максимальная пористость здесь достигает 17 % при 12-15 % средневзвешенной пористости на глубинах от 900 до 2300м.

Таким образом, проведенные исследования позволяют предположить, что пермские коллектора западной и центральной части Косью-Роговской впадины, Восточной части Верхнепечорской впадины (Курынско-Патраковский район) и Хорейверской впадины являются благоприятными и могли аккумулировать в себе УВ в силу своих достаточно высоких емкостно-фильтрационных свойств.

Пористость песчано-алевритовых отложений перми

Ярус	Пористость песчано-алевритовых пород, %									
	Косью-Роговская впадина						Верхне-Печорская вп.		Большесынинская вп.	
	Запад		Центр		Восток					
	Макс.	Ср.	Макс.	Ср.	Макс.	Ср.	Макс.	Ср.	Макс.	Ср.
P2kz+t	15	12	10	5						
P2u	14	10	6	4,5			8	5	9	7,5
P1k	12	7	14,4	8	5	3,5	15,1	10		
P1ar	7,3	5	9	7,5						

При изучении коллекторских свойств пермских отложений Хорейверской впадины, граничащей на северо-западе с Предуральским краевым прогибом нами было отмечено что по всему разрезу верхнепермских отложений и отложений кунгурского и артинского ярусов нижней перми наблюдаются повышенные значения пористости. Максимальная пористость здесь достигает 17 % при 12-15 % средневзвешенной пористости на глубинах от 900 до 2300м.

Коллекторские свойства пород в Косью-Роговской впадине не зависят от современного гипсометрического положения толщ. Они обусловлены в основном палеогеотермическими условиями, которые изме-

нялись по площади впадины. Пористость песчано-алевритистых пород, залегающих на современных глубинах от 200м до 3800м изменяется в пределах от 4 до 15 %.

Значения 10-15 % выявлены на глубинах от 200м до 3500м, значения 4-5 % установлены также в широком гипсометрическом интервале от 800м до 3800м. Наблюдаемые особенности вертикального распределения пористости зависят от территориальной приуроченности и катагенетического изменения ОВ пород. Выделяются зоны с различными темпами изменения пористости с глубиной: зона с интенсивным уменьшением пористости пород по глубине их залегания; зона с умеренным темпом уменьшения и зона с замедленным, растянутым темпом уменьшения пористости с увеличением глубины залегания пород.

Зона с интенсивным темпом уменьшения пористости приурочена к Воркутскому району. Здесь породы кунгурского возраста находятся на стадии МК_j и характеризуются градиентом роста катагенеза ($DDRa\ \% / на\ 100\ м$ около 0,9-1). Высокие темпы нарастания катагенеза здесь способствовали интенсивному снижению пористости пород с глубиной. Зона с умеренным темпом снижения пористости выделяется в западных районах впадины (Падымейская, Бергантымыльская, Кочмесская, Поварницкая и другие площади). Поздне-пермские и терригенные артинские отложения в западных районах прошли стадию литогенеза МК₁ и находятся на стадии МК₂. Темп нарастания катагенеза здесь в два раза ниже, чем в Воркутском районе. Коллектора со средней пористостью 10-12 % могут быть выявлены на глубинах 1000-1500 м. Наиболее замедленный темп ухудшения коллекторских свойств с глубиной выявлены в центральной части Косью-Роговской поднятия (Пальникшорская, Интинская, Ср.Кочмесская площади). Эта зона характеризуется наиболее низким темпом нарастания катагенеза ($DDRa\ \% / 100\ м$ равен 0,3), что обеспечивает сохранение средне-емкостных свойств коллекторов на больших глубинах.

Выявленная территориальная дифференцированность Косью-Роговской впадины по распространению коллекторов в зависимости от палеогеотермического режима недр, позволяет оценить перспективы поисков залежей УВ, которые, в первую очередь, могут быть связаны с зонами развития среднеемкостных коллекторов в центральной и западной частях впадины. Наиболее вероятна перспектива литологических ловушек за счет изменения емкостных свойств пород с востока на запад.

Залежи нефти и газа в пермских отложениях обнаружены в Большесынинской и Верхне-Печорской впадинах. Выявление закономерностей изменения коллекторских свойств с катагенезом пород позволяет предполагать развитие средне емких коллекторов в северных впадинах прогиба и возможное обнаружение в них залежей углеводородов.

ТАБУЛЯТЫ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИИ СРЕДНЕГО ТИМАНА (БАССЕЙН Р. ПЕЧОРСКАЯ ПИЖМА)

В. Ю. Лукин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Впервые девонские отложения в бассейне р. Печорская Пижма исследовал Ф.Н.Чернышев еще в конце XIX в. После него, более полувека серьезных исследований в этом районе проведено не было. В начале 40-х годов XX в. здесь работал А.А.Малахов. В 1945-1946 гг. девонские отложения Среднего Тимана изучались С.В.Тихомировым [3], который детально расчленил на слои девонские осадки и скоррелировал их с разновозрастными отложениями Южного Тимана, Главного и Центрального девонских полей. Затем в разные годы в бассейне р. Печорская Пижма работали М.И.Осадчук, Г.В.Матвеева, Г.И.Ханзеина, Цаплин, В.С.Сорокин и др. Основные результаты их работ легли в основу региональных и субрегиональных стратиграфических схем девонской системы Русской платформы [2].

К сожалению, до настоящего времени органические остатки девонских отложений Среднего Тимана оставались практически не изученными. Описания отдельных видов табулят и ругоз приводятся в работе Н.И.Лебедева [1], но таксономическая принадлежность всех описанных форм нуждается в существенном уточнении. В связи с этим оставалось неясным значение табулят и др. организмов для подробного расчленения разрезов франского яруса в рассматриваемом районе.

В 1997 г. выходы пород девона на рр. Печорская Пижма, Умба и Средняя под руководством В.С.Цыганко были исследованы В.С.Чупровым и автором. В ходе этих работ, наряду с остатками других организмов, была собрана хорошая коллекция табулят из франских отложений. Табуляты приурочены к отложениям саргаевского, доманиковского, ветласянского, сирачойского и нерасчлененных евлановского и ливенского горизонтов.

К саргаевскому горизонту согласно данным В.С.Цыганко [4] относятся отложения устьярегской и низы крайпольской свит. В известняках нижней части крайпольской свиты встречены табуляты *Thamnopora trachyporoides* Dubat., *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *C evidens* Dubat., *Mastopora compacta* (Tchern.).

Доманиковый горизонт (средняя часть крайпольской свиты) сложен глинами с подчиненными прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Табуляты здесь представлены *C. evidens* Dubat., *Aulopora* sp., *M. compacta* (Tchern.).

Верхняя часть крайпольской свиты принадлежит ветласянскому и сирачойскому горизонтам. В глинах и мергелях ветласянского гори-

зонта табуляты не встречены. Самая верхняя часть крайпольской свиты (основание сирачойского горизонта) представлена коралловым биостромом. Среди массовых скоплений колоний табулят встречаются лишь два их вида: *C. sp.* и *Alveolitella sp.*

В алевролитах и тонкозернистых песчаниках каменоручейской свиты (нерасчлененные евлановский и ливенский горизонты) встречаются выщелоченные и ожелезненные остатки фауны плохой сохранности. Среди табулят определены *Thecostegites sp.*

Анализ фауны табулят показывает, что подобного рода комплексы встречаются в франских отложениях Русской платформы, Западного Урала, Южного Верхоянья и Северо Востока России. Изучение табулят наряду с другими органическими остатками позволяет более детально расчленить франские отложения Среднего Тимана и сопоставлять их со смежными регионами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 01-05-96405).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев Н.И. Роль кораллов в девонских отложениях России // Тр. Геол. комитета, 1902. Т.17.№2.180 с.
2. Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы // Девонская система. Л., 1990. 58 с.
3. Тихомиров С. В. Девон Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, №2. С. 47-56.
4. Цыганко В.С. Печорская плита в позднем девоне: биотические события и их корреляционный потенциал // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т.2 С. 237-239.

ФУЛЬГУРИТЫ ПУСТЫНИ СОНОРА (МЕКСИКА) И НИГОЗЕРА (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)

А. Ю. Лысюк

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

rmin@geo.komisc.ru

Фульгуриты (от лат. *fulgur* — молния) — природные стекла, образовавшиеся в результате кратковременного воздействия сверхвысоких температур и давлений на земные породы при ударе молнии и имеющие форму стеклянных трубок или корок. Формирование фульгуритов — следствие весьма высоких параметров процесса разряда молнии: температура в канале молнии достигает 20000-30000 К и за 20-120 мкс падает до 8000 К. В месте удара температура превышает 2770 К. Высокая температура ионизированного газа создает в канале высокое давление (до $0,5 \cdot 10^8$ Па), под действием которого канал расширяется до 1,5-11,5 см [1].

Нам представился удачный случай изучить состав и структуру фрагментов двух фульгуритов из пустыни Сонора на юге Мексики. Ранее нами проводилось исследование фульгурита района Нигозеро (Карелия, Россия), когда были детально изучены его химический и фазовый составы, морфология и условия образования [2, 3]. Таким образом, появилась исключительная возможность провести сравнительный анализ фульгуритов, образовавшихся по совершенно различным геологическим породам.

На рис.1 представлены фрагменты исследованных нами фульгуритов. Все образцы представляют собой полые цилиндры. По внешнему виду и внутреннему строению фульгуриты существенно отличаются друг от друга. Отличительная особенность мексиканского фульгурита (рис.1.а) — его овальное поперечное сечение, при цилиндрической форме полого канала, что, возможно, является отражением симметрии внешней среды (расслоением пород), и следствием невертикального вхождения молнии в песчаный покров пустыни. Помимо этого, мексиканские образцы фульгуритов отличаются однородностью строения их тел, тогда как карельский обладает ярко выраженной зональностью.

Для изучения природы и свойств, названных типов стекол нами использовался комплекс методов, включающий рентгеноструктурный анализ, ИК-спектроскопию, мессбауэровскую спектроскопию и электронную микроскопию, термический анализ, полуколичественный спектральный анализ.

По полученным дифрактометрическим данным основной объем стеклообразного вещества всех исследованных нами образцов фульгуритов составляет рентгеноаморфная фаза. Для мексиканских фульгу-



Рис. 1. Фрагменты исследованных образцов фульгуритов: а, б — пустыня Сонора (Мексика); с — Нигозеро (Карелия, Россия).

ритов это преобладающая фаза. На их дифрактограммах хорошо выражен интенсивный широкий галообразный рефлекс максимумом в области 3.3-3.5 Å, на фоне которого наблюдаются слабые рефлексы кристаллического кварца. Приуроченность этого гало к вышеуказанной области свидетельствует о том, что структура стекла представляет собой неупорядоченную сетку кремнекислородных тетраэдров.

На дифрактограммах карельского фульгурита галообразный рефлекс также фиксируется, но отличается гораздо меньшей интенсивностью. Число кристаллических фаз возрастает — помимо кварца выявляются слабые рефлексы полевого шпата (ортоклаз) и гематита (окисел железа). Наиболее сложный состав выявлен для внешних зон карельского фульгурита. Здесь диагностируется кристаллический кварц (основная масса образца), полевошпат (ортоклаз), в незначительных количествах слюды (хлорит), гематит (Fe_2O_3), пирит.

По результатам полуколичественного спектрального анализа выявлено различие в содержании элементов-примесей в составе мексиканского и карельского фульгуритов. Фульгурит Карелии отличается более сложным элементным составом с повышенным содержанием Be, Mn, Pb, Ga, V, Cu, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, Y.

ИК-спектры всех фульгуритов не отличаются друг от друга и представлены типичными для силикатных стекол полосами поглощения. Эти полосы связаны с колебаниями кремнекислородного каркаса стеклообразного вещества фульгурита: 460-470, 790-800, 1040-1080 см^{-1} . На них также наложен ряд узких полос кристаллического кварца (523, 695, 780, 800, 1080 см^{-1}), что подтверждает наличие в полевошпатовом расплаве его остатков.

По данным электронномикроскопических исследований о высокой скорости остывания расплава карельского фульгурита свидетельствует наличие большого количества скелетных образований с составом близким к FeO и с видимой тетрагональной симметрией. Такие структуры образуются при распаде расплава на фазе остывания. При этом происходит очистка стекла от примесей железа и выпадение самостоятельной железосодержащей вюститоподобной фазы.

Также на периферийных участках стеклообразного вещества фульгурита были обнаружены включения рутила с хорошей кристаллографической огранкой, что также может говорить об интенсивности термального воздействия на образец.

По результатам термического анализа как мексиканские, так и карельские фульгуриты не содержат в своем составе воды, что выражается в совершенно незначительной потере веса при прокаливании (потеря веса мексиканских фульгуритов — 0,47-0,89 %; карельского — 0,16 %). Следует отметить прибавку в весе, отмечающуюся во всех образцах в температурных интервалах — 480-800 и 960-1000 С и составляющую в сумме — 0,44-0,63 %. Данные экзотермические эффекты вероятно связаны с захватом кислорода недонасыщенными им стеклами фульгуритов при прокаливании в результате термического анализа.

Таким образом, сравнительный анализ выявил большую однородность и аморфность стекол мексиканских фульгуритов по сравнению с фульгуритом Карелии, что может быть связано с разной тугоплавкостью пород мишени и с различной интенсивностью процесса плавления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 00-15-98485 и 02-05-65019)

ЛИТЕРАТУРА

1. Копылова М.Г., Русанов А.Б., Фельдман В.И., Яброва Л.А. Особенности минералов и стекол фульгуритов // Минералогический журнал. 1988, № 6. С. 46-55.
2. Лысюк А.Ю. The structure and characteristics of fulgurite glasses // EUG-11 Journal of Conference Abstracts. — Strasburg, France, 2001
3. Лысюк А.Ю. Импактные стекла: структура и свойства. В кн. Структура, вещество, история литосферы Тиманс-Свероуральского сегмента: материалы 9-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 94-97.

ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ Cr^{3+} В КИАНИТАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

А. В. Лютоев, Ю. В. Глухов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Данная работа проводилась с целью апробации подходов спектроскопической кристаллохимии применительно к задачам геологии осадочных отложений Восточно-Европейской платформы. В качестве объекта изучения использовался акцессорный кианит из песчаных отложений (южные районы Республики Коми).

По данным работы [1] содержание кианита в тяжелой фракции песков Сысольской свиты J_2ss доходят до нескольких десятков процентов. По внешним признакам он достаточно неоднороден. У кианитов имеются различия, выражающиеся в характере морфологии (разной степени удлиненности призматических кристаллов), окраски (она бывает синяя, голубая и бесцветная), наличии или отсутствии минеральных включений. Одним из надежных источников сведений о вещественной однородности-неоднородности кианита может быть его люминесценция.

Структурные изоморфные примесные ионы Cr^{3+} в кианите являются характерными люминогенами. В структуре кианита примесные ионы замещают алюминий в четырех типах искаженных октаэдрических позициях Al_1 , Al_2 , Al_3 , Al_4 [2]. Все эти типы позиций в структуре кристалла имеют равное представительство, но существенно различную степень искажений, поэтому возможно их неравномерное заселение примесными ионами.

Спектры фотостимулированной люминесценции кианита представляют собой систему узких дублетных линий и широких полос, связанных с переходами в Cr^{3+} . Узкие линии (R-линии) I_1 (706 нм), I_2 (705 нм), I_3 (689 нм), I_4 (688 нм) обусловлены резонансным механизмом свечения. При температуре образца в 77К коротковолновые компоненты R-дублетов вымораживаются, а оставшийся компонент представлен двумя хорошо разрешенными линиями I_1 и I_2 (см. рисунок).

В спектрах люминесценции изученных монокристаллов кианита ширины линий практически постоянны. Вариации измеряемых значений фиксировались у пиковых интенсивностей линий $I_1^{(1)}$ [704.5 нм] и $I_2^{(1)}$ [703.3 нм] при 77К. Поскольку размеры кианитов влияют на интенсивность свечения, измеренные пиковые интенсивности нормировались на вес кристаллов [$I_1^{(1)}/m$ и $I_2^{(1)}/m$]. Изменение значений установлено также и для соотношений между пиковыми интенсивностями (см. таблицу).

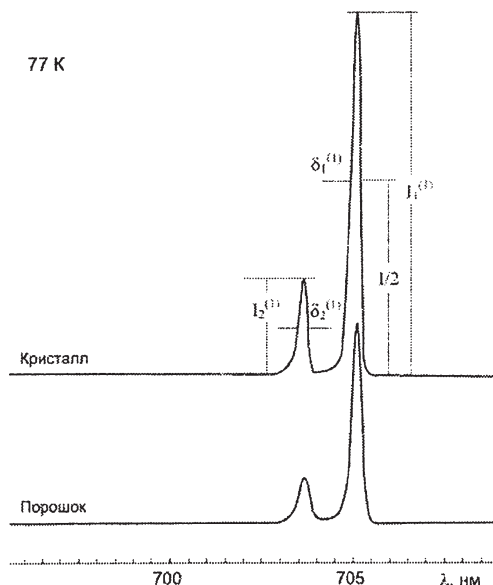
Характеристики люминесценции ионов хрома в кианитах из аллювиальных отложений

Образец	Облик	Цвет	Масса, мг	$I_1^{(1)}$	$I_2^{(1)}$	$I_1^{(1)}/m$	$I_2^{(1)}/m$	$I_2^{(1)}/I_1^{(1)}$
1701/1-ВАЙ-01	коротко-призматический	бесцветный	0.5	69	13	$139_{\pm 16}$	$25_{\pm 3}$	$0.18_{\pm 0.01}$
1713/1-НВД-01	удлинено-призматический	бледно-голубой	1.8	78	17	$43_{\pm 2}$	$9.4_{\pm 0.5}$	$0.22_{\pm 0.01}$
1713/9-НВД-01	уплощенный, удлинено-призматический	бледно-голубой	0.7	83	22	$119_{\pm 10}$	$31_{\pm 3}$	$0.259_{\pm 0.006}$
1713/10-НВД-01	удлинено-призматический	бесцветный	0.2	6	2	$30_{\pm 8}$	$10_{\pm 2}$	$0.33_{\pm 0.01}$
1713/12-НВД-01	уплощенный, удлинено-призматический	бледно-голубой	1.1	58	18	$52_{\pm 4}$	$17_{\pm 1}$	$0.315_{\pm 0.005}$

Параметр, выводимый через соотношения интенсивностей линий от разных центров свечения, является более надежным, так как менее всего подвержен действию трудноконтролируемых аппаратных факторов. Значения параметра $I_2^{(1)}/I_1^{(1)}$ лежат в интервале от 0.18 до 0.33 (т.е. интенсивность линии I_1 может быть больше интенсивности линии I_2 в 3-5 раз). Численные характеристики $I_2^{(1)}/I_1^{(1)}$ зависят от концентра-

онного отношения соответствующих центров люминесценции из предположения, что общая концентрация Cr^{3+} достаточно малая ($<0.5\%$), что в свою очередь не должно приводит к существенной искажающей спектральный состав ре-абсорбции.

Концентрационное соотношение центров, ответственных за свечение, обусловлено термобарическими характеристиками среды, в которой формировались кианиты. Для кианитов этой средой являются процессы метаморфизма, превращающие при высоких температурах и давлениях условно глинистые породы в метаморфические. Строго говоря, нет полной ясности в том, с чем связана неравномерная заселенность структурных позиций



Монокристалльные и порошковые спектры люминесценции кианита. Возбуждение — 546 нм. Спектральная ширина щели монохроматора — 0.16 нм. Обр. 1700(1)-ВАЙ-01, современный аллювий.

Cr^{3+} . Но можно предположить, что равномерному заселению позиций должна способствовать высокая температура процесса метаморфизма. Следовательно, вариация параметра $I_2^{(1)}/I_1^{(1)}$, скорее всего, связана с различным происхождением кианитов и является типоморфным признаком.

Таким образом, кианиты неоднородны по спектрам люминесценции Cr^{3+} , что может указывать на различные источники сноса или по крайней мере на существование разных типов исходных метаморфических пород, обеспечивших поступление кластического материала в осадочные породы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 02-05-64747 и гранта "Ведущие научные школы" 00-15-98485. Авторы благодарят В.П.Лютоева за методическое руководство в ходе выполнения работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. Юрская песчаная толща Европейского Севера России. - Сыктывкар, 1997. - 80 с.
2. Troup G.J., Hutton D.R. Paramagnetic resonance of Fe^{3+} in kianite // Brit. J. Appl. Phys. - 1964. - V.15. - P. 1493-1499.

О ВЛИЯНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ НА СОДЕРЖАНИЕ РТУТИ В ПОДПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ

А. А. Лялин

ИГ УНЦ РАН, Уфа

ig@anrb.ru

Среди факторов, влияющих на количество ртути, переходящей из твердой фазы в газовую, исследователи, помимо формы нахождения и концентрации ртути в твердой фазе, площади рудной и ореольной поверхности и условий открытости или закрытости поверхности по отношению к атмосфере указывают также и на температуру [3, 4].

Между ртутью в конденсированной форме и ртутью, находящейся в газообразном состоянии существует динамическое равновесие, хотя и происходит диффузия парообразной формы в атмосферу. При увеличении температуры содержание ртути в породах падает, но при этом увеличивается в подпочвенном воздухе. И наоборот, при уменьшении температуры содержания в подпочвенном воздухе падают, а в породах увеличиваются. Способы, с помощью которых ртуть входит в состав пород при снижении температуры могут быть таковыми:

1. Соединение ртути с серой и переход ее в твердую фазу.
2. Сорбционное накопление.

Возможны и другие способы, например, соединение ртути не с серой, а с другими элементами.

В первом случае при увеличении температуры происходит диссоциация ртути и серы, при уменьшении же — их ассоциация. И постоянно процессы идут в направлении, которое по возможности сохраняет динамическое равновесие. Но все же какое-то количество ртути при этом остается, и она переходит или в несульфидные формы или в самородное состояние.

Во втором случае процессы идут сложнее, так как ртуть имеет двойственную электрохимическую природу. С одной стороны она обладает высоким положительным электродным потенциалом и в электростатических полях ведет себя как положительно заряженное вещество и вступает в слабое сорбционное взаимодействие с отрицательно заряженным сорбентом. При этом реализуется физическая сорбция. Ртуть также обладает и высоким потенциалом ионизации и является потенциальным донором двух электронов. Это дает ей возможность реализовать хемосорбцию на поверхности положительно заряженного сорбента с помощью донорно-акцепторного механизма.

Хайретдиновым И. А. были проведены опыты, показывающие влияние температуры на реализацию физической сорбции и хемосорбции. Так, при 16°C количество сорбированной ртути растет в породах с отри-

цательным электрокинетическим потенциалом, причем максимальная сорбция совершалась породами с максимальными величинами отрицательного дзета-потенциала. Это говорит о преимущественной физической сорбции. При 50°C максимальное количество ртути сорбировали породы с положительным электрокинетическим потенциалом. В этом случае реализовывалась хемосорбция.

Природные минералы, являющиеся полупроводниками, такие как пирит, халькопирит, сфалерит и др., могут изменять активность отрицательных центров сорбции на положительные и наоборот. Такие минералы могут обладать при высокой температуре преимущественным количеством положительных центров сорбции и хемосорбировать ртуть. При падении температуры начинают доминировать центры с отрицательным зарядом и ртуть при этом может активно десорбировать. Подобные процессы нарушают так называемое правило Лэнгмюра, гласящее, что с повышением температуры возрастает возбужденность сорбированного материала, а сорбционная сила сорбента падает.

Циклические изменения температуры верхних частей рудных месторождений обуславливают процессы возгонки — конденсации ртути. При этом неизбежно меняется форма нахождения ртути в твердой фазе. Идет направленный процесс перехода ртути в формы, из которых она может испаряться при меньших температурах [3]. Тут также играет большую роль высокий потенциал ионизации, которым обладает ртуть. Он, согласно положению А.А. Саукова, обуславливает стремление ртути перейти из соединений в самородную форму [2].

Наши газортутные исследования на месторождении Муртыкты, расположенном в Учалинском районе Республики Башкортостан, показали порядок изменения содержания ртути в почвенном воздухе при изменении температуры атмосферного воздуха. Замеры ртути велись прибором АГП-01 (Анализатор Газортутный Полевой) в западном борту карьера Восточной зоны месторождения, где осталось невыбранное золото-сульфидное тело. Пробы брались в июле, при жаркой погоде, и повторно в августе, при пасмурной погоде. Мы старались не делать замеры в одних и тех же бурках, так как оттуда часть ртути уже была выкачана. В табл. 1 сведены данные по этим измерениям. Как видно, содержание ртути упало на два-три порядка в пасмурную погоду, по сравнению с жаркой, но наблюдается общее увеличение в обоих вариантах замеров в сторону, где находится рудное тело, это пикеты 0-15. Но ореол в жаркую погоду намного шире. Отсюда возникает вопрос, в какую погоду лучше проводить поисковые работы. Если мы хотим иметь локальный ореол, но с меньшими содержаниями, тогда нам необходимо работать в пасмурную (холодную) погоду, но есть вероятность пропустить аномалию. Если же нас устроит обширный ореол, с большими содержаниями,

то можно проводить исследования в жаркую погоду, но при этом трудно определить, где же именно залегает рудное тело, особенно если оно имеет небольшие размеры.

Таблица 1

**Влияние погоды на содержание ртути в подпочвенном воздухе
над рудной залежью (м-е Муртыкты)**

Расстояние по профилю (в м.)	Содержание ртути в подпочвенном воздухе (пГ/л)	
	Замерено 22.07.00 при температуре воздуха > 30°C в солнечную погоду	Замерено 22.08.00 при температуре воздуха < 15°C в пасмурную погоду
0	441	88591
5	-	9657
10	219	78871
15	-	76864
20	109	-
30	141	-
35	-	88634
40	101	-
50	38	-
55	-	56540
60	49	-
70	52	-
75	-	92148
120	102	-
125	-	81783
130	36	-
175	-	19599

Совместные газортутные исследования с немецкими геологами (Др. Бернд Бушманн и др.) из Фрайбергской горной академии, в рамках международной программы Min Urals, в 2002 году дали любопытный материал, показывающий влияние температуры и влажности атмосферного воздуха на содержание ртути в подпочвенном воздухе. Замеры делались в районе месторождения Чебацье в Челябинской области. В табл. 2 показано, как изменяется содержание ртути в одной и той же бурке при даже небольших изменениях параметров атмосферного воздуха.

Таблица 2

**Влияние изменений температуры и влажности атмосферного воздуха
на содержание ртути в подпочвенном воздухе**

Температура возд. (°С)	Влажность (%)	Содержание ртути (пГ/л)
16,2	66,1	27
17,2	67,0	184

Из приведенных данных необходимо сделать выводы, которые в дальнейшем должны скорректировать методику газортутных исследований различной направленности. При сопоставлениях содержаний ртути над разными типами оруденения, подобные тем, которые были проведены автором для золото-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидных месторождений [1], необходимо сравнивать данные, полученные при близких условиях. Если измерения на разных объектах проводились различными приборами или методиками (например, прибором и калориметрическим методом), то необходимо при сравнении обратить внимание и на скорость выкачивания подпочвенного воздуха из бурки, так как исследования американских ученых показали, что при разной скорости прокачки воздуха над сорбентом, происходит десорбция разного количества ртути. Обычно чем больше скорость, тем больше ртути десорбируется [5]. Это может вносить погрешности в сравниваемые результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лялин А. А. Содержание ртути в подпочвенном воздухе над разными типами сульфидной минерализации // Металлогения древних и современных океанов — 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс, 2002. С. 292-293.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ Н4-ДЕФЕКТОВ НА АЛМАЗАХ РОССЫПИ ИЧЕТЬЮ

Б. А. Макеев, С. И. Исаенко

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

mak@geo.komisc.ru, isaenko@geo.komisc.ru

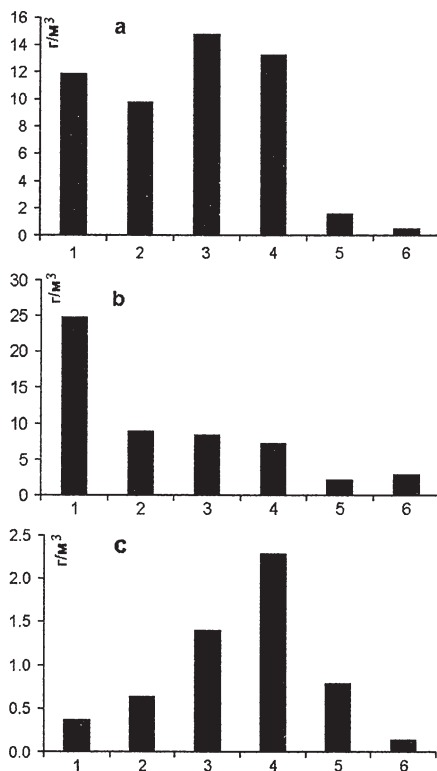
Редкометальная полиминеральная россыпь Ичетью с неустановленным источником алмаза, располагается в бассейне рек Печерская Пижма и ее притоках Средняя и Умба (Средний Тиман). Продуктивные отложения россыпи Ичетью располагаются в базальной части Пижемской свиты (D_2pg).

Обнаруженное А. Б. Макеевым и др. [5] на некоторых кривогранных алмазах россыпи радиационно-наведенное желто-зеленое пятнистое свечение стимулированное катодными лучами (катодолюминесценция), в ряде случаев представляющее собой концентрические гало, может быть объяснено присутствием радиоактивных минералов. Возможно также естественное облучение алмазов может быть объяснено содержанием в металлических пленках на алмазах, открытых А.Б. Макеевым и др. [6], некоторого количества урана или тория.

Были получены спектры фотолюминесценции (80 К) для 50 кристаллов алмазов южного участка (карьер № 100), 26 кристаллов участка "Золотой камень" и 8 кристаллов алмазов участка "Сидоровский". Для каждого из трех участков россыпи Ичетью были рассчитаны частоты встречаемости системы азотного дефекта Н4: "Сидоровский" 0 %, "Золотой камень" 19 %, южный участок (карьер № 100) 10% (табл. 2) [3]. Алмазы россыпных объектов Ичетью и Красновишерского района отчетливо отличаются от алмазов кимберлитовых трубок им. М.В. Ломоносова и им. XXIII Партсъезда КПСС по наличию только в первой группе Н4-дефектов [2].

Для выяснения способа наведения радиационных дефектов на алмазах были изучены радиоактивные минералы россыпи Ичетью, которые в основном представлены цирконом, ксенотимом, монацитом и куларитом. Содержание тория в монаците и ксенотиме достигает 1 %. Ксенотим представлен слабо окатанными дипирамидальными зернами, желтого цвета. Монацит обладает в основном желтым, реже красноватым окрасом. Форма зерен вытянутая, окатанная. Куларит развивается по монациту и представлен сильно окатанными уплощенными зернами, серого цвета. По данным Биткова П.П. (1987) максимальные содержания монацита на южном участке составляют 300 г/м³, на золотокаменном 320 г/м³, на сидоровском 250 г/м³ [1]. По нашим данным средние содержания торийсодержащих минералов, подсчитанные весовым методом для фракции +0.25 мм и объемно-весовым

вым для менее крупных зерен, проявляют аналогичное распределение для трех участков россыпи Ичетью. Средняя концентрация торийсодержащих минералов на южном участке составляет 61 г/м^3 ($s_4=2$), на "Золотокаменном" 88 г/м^3 , на "Сидоровском" 21 г/м^3 ($s_2=1$) (табл. 1, 2). Для "Сидоровского" участка характерны относительно крупные зерна минералов. Максимальный выход куларита приходится на класс крупности $-0.5+0.4 \text{ мм}$. В местах благоприятных для накопления алмаза южного и "Золотокаменного" участка, преобладают средние по размеру зерна минералов. На "Золотокаменном" участке преобладают зерна куларита размерностью -0.25 мм , в карьере № 100 (южный участок) $-0.4+0.3 \text{ мм}$ (см. рисунок). Поэтому количество зерен торийсодержащих минералов на "Сидоровском" участке во много раз меньше, чем на южном и "Золотокаменном" участках.



Гранулометрический состав куларита россыпи Ичетью. Классы крупности 1 = -0.25 мм , 2 = $-0.3 + 0.25 \text{ мм}$, 3 = $-0.4 + 0.3 \text{ мм}$, 4 = $-0.5 + 0.4 \text{ мм}$, 5 = $-0.6 + 0.5 \text{ мм}$, 6 = $+0.6 \text{ мм}$. Участки: а — южный, карьер № 100; б — "Золотой камень"; в — "Сидоровский"

Ранее было установлено, что концентрации радиогенных дефектов в кварце россыпи Ичетью, измеренные методом ЭПР, функционально связаны с содержанием в пластах основного современного радиоактивного минерала - куларита [4]. В виду малых концентраций урана в цирконах его влияние на радиационные дефекты как в кварце так и в алмазе должно быть как минимум на порядок меньше, чем влияние тория содержащегося в монаците, куларите и ксенотиме. Совместное накопление торийсодержащих минералов и алмаза в плотиковой части алмазопродуктивного горизонта россыпи Ичетью обсуждаемое в работе [7], возможное наследование материала из более древней россыпи обеспечивает наведение радиационных дефектов на поверхности алмаза. Таким образом, очевидна связь торийсодержащих минералов - ксенотима, монацита и куларита и радиационных Н4-дефектов на поверхности алмазов россыпи Ичетью.

Таблица 1

Содержание радиоактивных минералов (г/м³) алмазопродуктивного горизонта россыпи Ичетью

Место опробования (участок)	Циркон	Ксеноти	Монацит	Куларит
южный K100-6	170	3	12	45
южный K100-2	130	1,4	13	52
южный K43-2	840	5	9	34
южный K150-5	330	4	13	42
"Золотой камень"	170	3	31	54
"Сидоровский (1)"	370	4	14	6
"Сидоровский (2)"	270	3	4	10

Таблица 2

Встречаемость Н4-дефектов в алмазах (%) и обогащенность торийсодержащими минералами алмазопродуктивного горизонта россыпи Ичетью

Участок	Н4-дефекты (%)	Среднее содержание Th-минералов, г/м ³	Преобладающая размерность зерен куларита
южный	10 (n=50)	61±2 (n=4)	-0.4+0.3
"Золотой камень"	19 (n=26)	88	-0.25
"Сидоровский"	0 (n=8)	21±1 (n=2)	-0.5+0.4

ЛИТЕРАТУРА

1. Битков П.П. Детальные поиски россыпного золота в бассейне р. Умбы. Ухта, 1987. 200 с.
2. Исаенко С.И. Спектроскопические свойства кристаллов алмаза месторождения Ичетью (Средний Тиман): автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2002. 18с.
3. Исаенко С.И. Тенденции распределения азотных дефектов в алмазах месторождения Ичетью (Средний Тиман) // Тезисы Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия» Санкт-Петербург. 2001. С. 142-143.
4. Котова Е.Н., Макеев Б.А. Структурные дефекты в кварце россыпи Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 10-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 110-112.
5. Макеев А.Б., Обыден С.К., Сапарин Г.В. Католюминесценция алмазов Ичетью // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. №1. Сыктывкар: Геопринт, 2000.
6. Макеев А.Б., Филиппов В.Н. Металлические пленки на природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // ДАН. 1999. Т.368. №6. С. 808-812.
7. Макеев Б.А. Особенности распределения минералов тяжелой фракции продуктивного пласта месторождения Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 10-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 129-131.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТАРИННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. ЛУЗЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Н. А. Мариева, Т. И. Марченко-Багапова
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
kainos@geo.komisc.ru

Методами спорово-пыльцевого и диатомового анализов изучены старичные отложения в бассейне р. Лузы в 10 км ниже села Черныш на левом берегу (обн. 6). Расчистка начинается в 1 м над урезом воды.

Результаты палинологического и диатомового анализов дают возможность охарактеризовать изменения природных условий изучаемой территории. Прежде всего, это изменения экологической обстановки и растительного покрова, вызванные климатическими флуктуациями.

На основе исследований получены спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы. Показатели спорово-пыльцевых спектров позволили выделить шесть палинокомплексов, которые отражают пять этапов развития растительности. По изменению численности диатомей, разнообразия флоры и экологических характеристик выделено семь диатомовых комплексов.

В раннеатлантическое время (At-1, палинокомплексы I-II) основным типом растительности являлись еловые леса с примесью березы, сосны и ольхи. В спектрах постоянно присутствуют зерна пыльцы вяза, липы, лещины.

В это время развивается довольно богатая и разнообразная диатомовая флора (1 комплекс). Преобладают донные виды и обрастатели. Из планктонных встречена только *Aulacoseira italica*. Комплекс диатомей указывает на то, что накопление отложений началось в мелководном слабоминерализованном умереннотепловодном водоеме.

Растительность среднеатлантического времени (At-2, палинокомплекс III) имела облик, схожий с растительностью предыдущего этапа. Отличительной особенностью является увеличение в составе лесов роли березняков и сокращение ельников. Доля широколиственных пород в спектрах практически не меняется. Эти изменения могли быть вызваны непродолжительным похолоданием (Никифорова, 1982), которое проявилось в основном на севере и северо-востоке Европейской части России.

Во втором комплексе диатомей произошло снижение разнообразия и численности. Экологические характеристики комплекса указывают на сохранение мелководного характера водоема и обеднение его минеральными солями.

Позднеатлантическое время (At-3, палинокомплекс IV) считается наиболее теплым. Снова получили распространение ельники; в ка-

честве устойчивой примеси входили липа, дуб, вяз, лещина. В это время в составе лесов в незначительных количествах начинает появляться пихта. Развивались подтаежные широколиственно-хвойные леса. Количество пыльцы широколиственных пород достигало 14 %.

В этом интервале выделено три диатомовых комплекса (3-5). Третий диатомовый комплекс отличается разнообразием и численностью. Доминирующие позиции сохраняют роды *Navicula*, *Eunotia*, *Pinnularia* и *Gomphonema*. Они отмечены с оценками обилия от «единично» до «очень часто». Мелководность бассейна сохранилась, о чем свидетельствует преобладание донных видов и обрастателей. Сократилась доля галофобов, отмечен мезогалоб *Nitzschia parvula*. Соотношение других экологических характеристик примерно сохраняется. В четвертом комплексе произошло уменьшение видового разнообразия и численности диатомей. Преобладали донные виды и обрастатели. Возросла доля галофобов и ацидофилов. Незначительно снизилось участие бореальных видов и увеличилась доля северных форм. Комплекс пять характеризуется увеличением разнообразия и количества экземпляров. Экологическая структура комплекса сохраняется, но несколько сократилась доля галофилов и северных видов. Таким образом, формирование отложений происходило в мелководном заболачивающемся умеренно-тепловодном водоеме с низкой минерализацией.

В интервале глубин 2.30-2.50 м наблюдается резкое снижение в спектрах пыльцы ели и увеличение пыльцы березы и травянистых растений. Мы предполагаем, что это связано с лесными пожарами. Как свидетельствуют результаты диатомового анализа, этому предшествовал засушливый период. Видовое разнообразие и численность диатомей (шестой комплекс) резко сокращается, что свидетельствует об обмелении водоема. Климат в это время был засушливым, что и вызвало масштабные лесные пожары. Появившиеся открытые пространства заселяли травы, береза, ольха.

Резкое похолодание отразилось на облике растительности раннего суббореала (Sb-1, палинозона V). Сократилась роль еловых лесов, возросло участие березы и ольхи. Из древостоя выпали широколиственные породы.

Потепление среднего суббореала (Sb-2, палинозона VI) восстанавливает господство ельников. Значительную примесь составляют сосна и береза. Снова в составе лесов единично появляются широколиственные породы (липа, вяз, лещина).

Диатомовый комплекс этого времени (седьмой комплекс) характеризуется колебанием численности и видового разнообразия от образца к образцу. Экологические характеристики указывают на формирование отложений в мелководном слабоминерализованном водоеме.

Таким образом, по смене растительности и экологических характеристик можно проследить изменения климатических условий формирования отложений старичного водоема на протяжении раннеатлантического — среднесуббореального периодов голоцена. По полученным результатам климат атлантического периода (At) был теплым, с незначительным похолоданием в среднеатлантическое время и климатическим оптимумом в позднеатлантическое. В раннесуббореальный климатический период произошло незначительное похолодание, которое сменилось потеплением среднего суббореала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: Наука, 1982. - С. 154-162.

МИНЕРАЛОГИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА МЕЗЕНСКО-ВАШКИНСКОЙ И НЕМСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ

С. А. Матюшева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В последние десятилетия на территории южных районов Республики Коми Вычегодской ГРЭ проводились геолого-съёмочные работы масштаба 1:200000. В результате в палеозойско-кайнозойских и четвертичных отложениях Мезенско-Вашкинской и Немской площадей впервые были установлены многочисленные и широко распространенные по всей территории работ россыпные проявления золота, детального изучения которого не велось вплоть до 2000 г. (рис. 1). Начиная с этого времени, в результате наших исследований морфологических особенностей и химического состава золота, получены данные, которые, возможно, могут содержать информацию о источниках сноса, что, в свою очередь, позволит выявить питающие провинции золота. Содержания золота колеблются от единичных знаков до 475 мг/м^3 (Мезенско-Вашкинская площадь) и до 1000 мг/м^3 (Немская площадь).

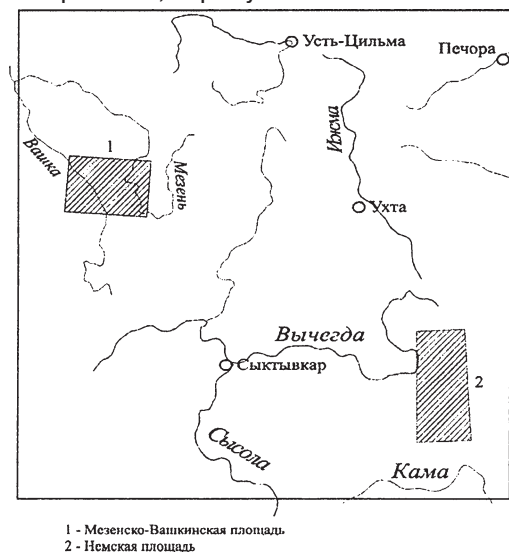


Рис. 1. Схема расположения Мезенско-Вашкинской и Немской площадей

Преобладают (до 80 %) зерна размером менее $0,25 \text{ мм}$. Для данной granulометрической градации использована классификация Н.В. Петровской [1].

Частицы золота характеризуются различной окатанностью: от слабо до сильно окатанных. Доминируют золотишки средней степени окатанности (45 %).

Среди морфологических типов золота выделяются комковатые, таблитчатые и чешуйчатые зерна. Превалируют чешуйчатые золотины (45 %). На поверхности и в углублениях золота отмечаются скульптуры

Кластогенное золото Мезенско-Вашкинской площади относится к классам пылевидного ($0,01-0,05 \text{ мм}$), тонкого ($0,05-0,10 \text{ мм}$), мелкого ($0,10-0,25$; $0,25-1,00 \text{ мм}$) и среднего ($1,00-2,00 \text{ мм}$).

Кластогенное золото Мезенско-Вашкинской площади относится к классам пылевидного ($0,01-0,05 \text{ мм}$), тонкого ($0,05-0,10 \text{ мм}$), мелкого ($0,10-0,25$; $0,25-1,00 \text{ мм}$) и среднего ($1,00-2,00 \text{ мм}$).

роста, отпечатки тонкодисперсных минералов и, часто сопровождающие друг друга, наклепы и борозды волочения. Кроме того, в золоте обнаружены включения кварца, пирита, барита, полевых шпатов, циркона, присыпки глинистых минералов [2].

На некоторых золотинках выделены очень необычные по составу и внешнему облику поверхности. Например, в углублении одного золотого зерна обнаружены остатки диатомовых водорослей (рис. 2), на поверхности другого отмечены микрошарики медисто-йодистого состава (маршита) (рис. 3). Изредка встречается новообразованное (рис. 4) и неоднородное (рис. 5) золото. Неоднородное золото представлено агрегатом микронных зерен различной пробности: от низкой (588) до весьма высокой (999).

Химический состав россыпного золота характеризуется высокой изменчивостью, что выражается в вариациях содержаний как основных компонентов — золота и серебра, так и элементов-примесей — меди, ртути, хрома и титановых минералов. В спектре пробности выделяется весьма высокопробное золото (999-951), высокопробное (950-900), умеренно высокопробное (899-800), низкопробное (799-700) и электрум (<699) [1]. Доминирующим (85 %) является весьма высокопробное золото. На высокопробное и умеренно высокопробное приходится по 8 % и 4 % соответственно. Единичными знаками представлены низкопробное золото и электрум.

Золото Немской площади отличается большим разнообразием морфологических форм и меньшим разнообразием химического состава.

Для кластогенного золота этого района характерно наличие тех же гранулометрических классов, кроме среднего. Преобладающая часть зерен концентрируется во фракции 0,10-0,25 мм (51 %). По степени окатанности различаются зерна от не окатанных до хорошо окатанных, доминируют средне окатанные (48 %).

Среди морфологических типов выделяются чешуйчатые, таблитчатые, комковатые и кристалломорфные золотины. Превалируют таблитчатые и чешуйчатые выделения (80 %).

На поверхности отдельных золотин отмечаются глинистые примазки, включения кварца и полевых шпатов. В одной из золотин обнаружен редкий палладиевый минерал — мертиит-II (рис. 6).

Химический состав россыпного золота варьирует в довольно широких пределах. Наиболее характерно весьма высокопробное (47 %). На долю высокопробного и умеренно высокопробного золота приходится по 21 %. Низкопробного же золота — 11 %.

В некоторых золотилах отмечается четко выраженная высокопробная оболочка (рис. 7).



Рис. 2. Остатки диатомовых водорослей в углублении золотины

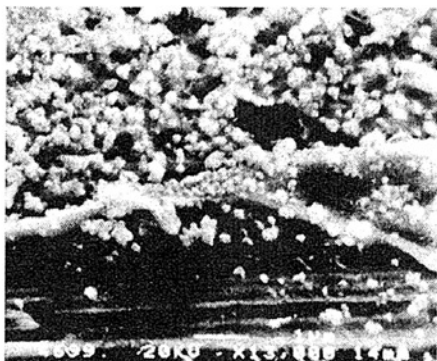


Рис. 3. Образования кристаллов малахита на золоте

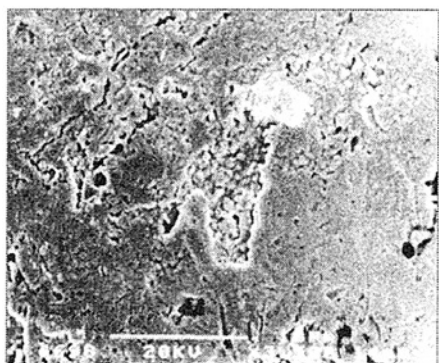


Рис. 4. Область развития новообразованного золота

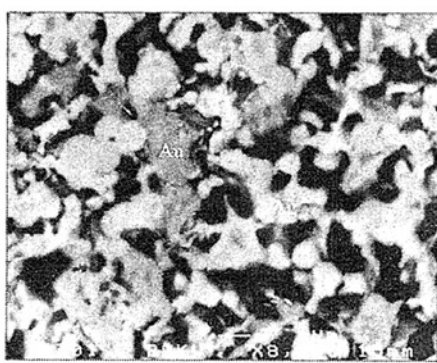


Рис. 5. Образование неоднородного золота (фрагмент)

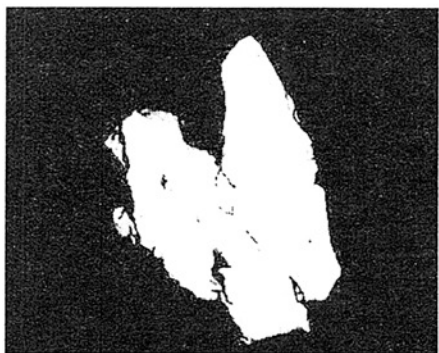


Рис. 6. Включение меркурита-II в золоте

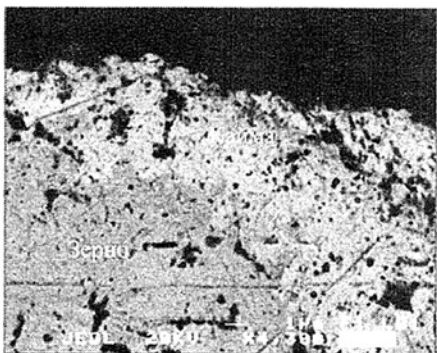


Рис. 7. Высокопробная оболочка на золоте

Из примесей в единичном знаке золота обнаружена медь, причем распределение ее в пределах зерна неравномерно. Других примесей в золоте не выявлено.

Таким образом, золото Мезенско-Вашкинской и Немской площадей схоже по морфологическим признакам и отчасти различно по химическому составу.

В дальнейшем изучение минералогии и типоморфных особенностей россыпного золота вышеперечисленных районов, сравнение его с золотом Тимана и Севера Урала позволит определить питающие провинции в отложениях платформенного чехла, а также дополнить картину золотоносности Тимано-Североуральского региона в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
2. Матюшева С.А. Золото Удорского района // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2001. № 12. С. 8-10.

DIAMONDS FROM THE MACAUBAS RIVER BASIN (MINAS GERAIS STATE, BRAZIL): CHARACTERISTICS AND POSSIBLE SOURCE

Maximiliano Martins, Joachim Karfunkel

Federal University of Minas Gerais, Brazil

maximilianomartins@bol.com.br, jokarfunkel@igc.ufmg.br

The Macaúbas River, a northwest tributary of the Jequitinhonha River, is located in central-north Minas Gerais State (MG, Brazil), approximately 400 km north of the capital Belo Horizonte. The area of 1000 km² is relatively unpopulated with only a few and hard to access dirty roads.

Although diamond exploration in the Macaúbas River Basin in terraces and recent river gravels is similar to other occurrences of the Espinhaço

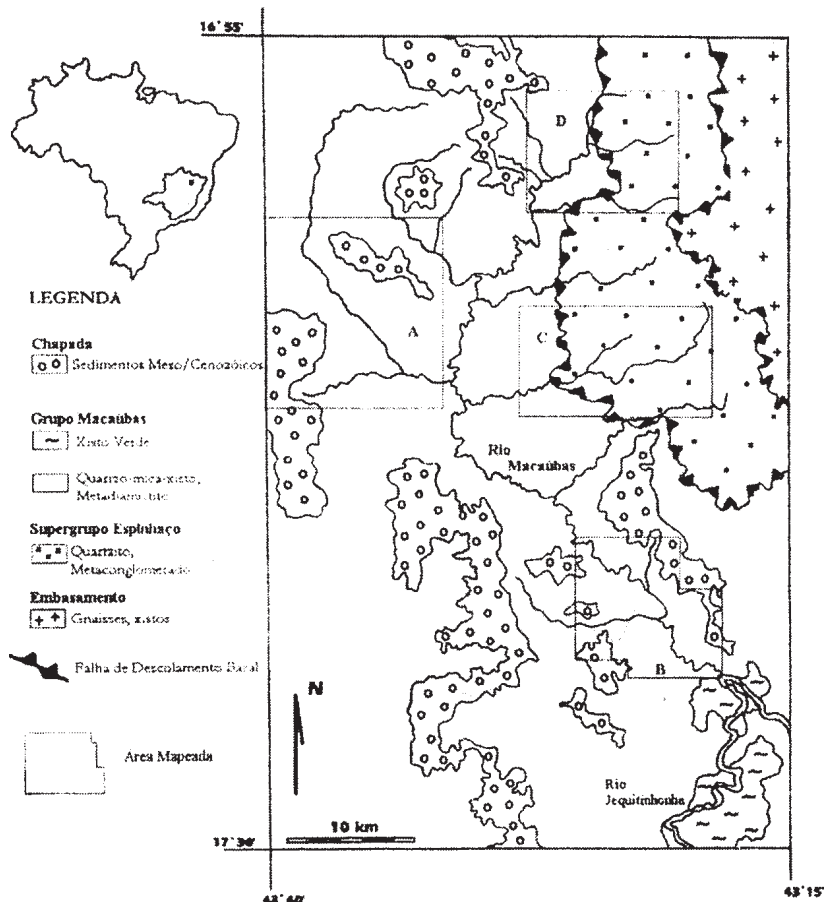


Fig. 1. Geological map of the Macaúbas River basin.

Range, there is a key difference: the Macaubas Basin and the northern lying, smaller Congonhas Basin are only places in the State, in which carbonados in notable quantities occur together with diamonds. These and the lack of detailed studies led Martins et al. (2000) to map this area and to study the diamond occurrence (Fig. 1).

CHARACTERISTICS OF MACAUBAS BASIN SEDIMENTS

The northeastern part of the Macaubas River basin (about 15 % of the total basin area) is composed of Mesoproterozoic quartzites with locally metaconglomeratic lenses of the Espinhaco Group. There is no record of any successful exploiting activities in the Espinhaco Range conglomerates in this Basin and according to experienced diggers they are barren.

The majority of the rocks units in the Macaubas River Basin are composed of glaciogenic metasediments of early Neoproterozoic age of the Sao Francisco Glaciation. Karfunkel & Karfunkel (1977) recognized three main glacial facies regarding the depositional environment (i) glacial-continental facies (ii) grounded shelf-ice facies, and (iii) glaciomarine facies. The Macaubas River basin sediments have been interpreted as grounded shelf-ice deposits. Martins et al. (2000) demonstrated that thickness of these deposits is in the order of 250-350 m all over the basin area. Many outwash sediments and eskers have been identified, locally with slumping features. Eskers are oriented in several directions, but northwest-southeast directions predominate. This is in agreement with regional studies, who claim ice-transport directions in the continental-facies from NNW towards SSE.

All this sediments underwent regional metamorphism at the end of Precambrian and exhibit today low greenschist facies metamorphic overprint.

Extremely locally Martins et al. (2000) registered rare Cretaceous conglomerates, attributed likely remnants of the fluvial system implanted during episodic event of the separation Brazil-Africa continent.

Recent diamondiferous gravel in the Macaubas River Basin has been analyzed by mineralogical composition. Garnet (almandine), staurolite, chrysoberyl and monazite, identified by X-ray diffraction and Micro-Raman-Probe, are exotic and do not occur in the lower greenschist metamorphic facies or other rocks in this basin.

CHARACTERISTICS OF THE DIAMONDS

Physical characteristics and gemological grading (slightly modified) of 253 diamonds were determined (directly from the extraction areas) from May 2000 through June 2001 and were conducted using a 10X triplet hand lens (for gemological graduation), as well as a zoom binocular loupe (10-60X magnification). The description scheme was based on the schemes devised

by other authors (e.g. Otter et al. 1994), with modifications. In addition, 41 stones have been acquired for more detailed analyses (e.g. scanning electron microscopy) (Fig. 2).

Sequence of events Lamination Lines (LL) and Shield Structure (SS) > Incision Pit (IP) > Etch Features (EF)

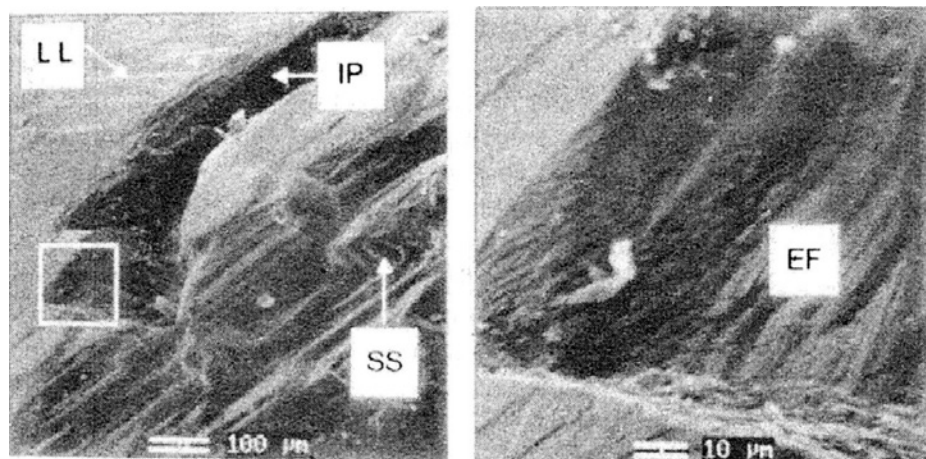


Fig. 2. Sequence of magmatic events in diamond surface.

1 – Weight	2 – Gem Quality	3 – Appearance	4 – Coat	5 – Radiation Spots
6 – Inclusions	7 – Morphology	8 – X-Regularity	9 – X-State	10 – Surface Features

- 57 % of the examined stones are small weighing less than 0.10 ct.
- 72.6 % belong to Group 1 and 2 Colors, and 71.9 % to Group 1 Clarity.
- 18.8 % of the diamonds show frosting surface.
- 20 % show some coat in surface (mainly green).
- 56.6 % show radiation spots (black, green, yellow, orange or brown).
- Gletzes: 20 % (considered like inclusions too by limitations to analyses in situ).
- Crystal preservation: 1 — 18.4 %, 2 — 14.9 %, 3 — 12.3 %, 4 — 21.9 %, 5 — 32.5 %.
- Equidimensional: 30.5 %, Intermediate: 14.6 %, Distorted: 32.8 %, n.i.: 22.1 %.
- Whole: 49.6 %, Broken (mostly cleaved): 50.4 % → magmatic (77.8 %), sedimentary (18.9 %).
- 10 — Magmatic → lamination lines (42 %), low relief surface (64 %), hillocks (76 %), hollows (72 %), trigons (16 %); Sedimentary → 16.2 % (percussion marks), 27.2 % (wear and/or the apex).

At present time we continue to research diamonds characteristics of the Macaubas River Basin together with colleagues from the Institute of Geology Komi Scientific Center of Ural Division of Russia Academy of Sciences.

DISCUSSION / CONCLUSIONS

The Macaubas River Basin show the following peculiarities compared to other diamondiferous areas of the Espinhaco Range in Minas Gerais (i) the majority of its area is composed by glacial sediments of the Macaubas Group (ii) it is the only place in the State in which carbonados occur in notable quantities together with diamonds (iii) diamonds characteristics are partly different in contrast to those of the other diamondiferous fields (Fig. 2), and (iv) occurrence of some exotic heavy minerals, which can not genetically be related to the local geology.

Although diamonds from Espinhaco range and their secondary deposits have been studied for over 100 years, their primary source rock is, up to date, unknown. The many magmatic cleaved diamonds summing up with the other mentioned preserved primary magmatic surface features indicate either a proximal kimberlitic/lamproitic source or a different sedimentary transport

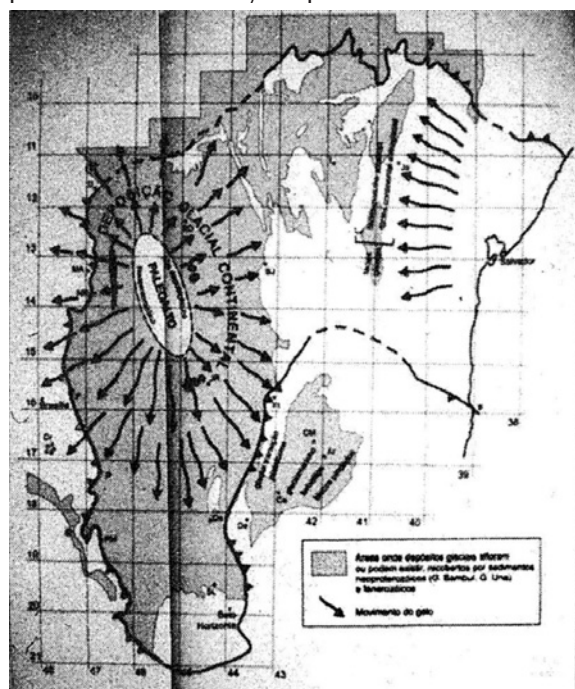


Fig. 3. Continental Neoproterozoic glaciation in the Sao Francisco Craton.

mechanism than fluvial. The latter hypothesis is reinforced by the presence of exotic minerals in the basin gravel, as well as the absolute predominance of glacial sediments. Thus, an extra-basinal (outside the actual geographic site of the basin) source for the Macaubas River basin diamonds transported by ice during Neoproterozoic time is plausible.

The estimated amount of diamonds washed in the last 200 years, the size of the basin, as well as grain-size-distribution in recent and ancient sediments, combined with wear features on diamonds, and the absence of bort are

however not consistent with a direct glacial erosion and transport from kimberlitic/lamproitic rocks. It is much more likely that magmatic sources underwent primary decomposition and erosion. Posterior gentle fluvial processes transported and concentrated diamonds prior to the Sao Francisco Glaciation (Fig. 3). This glaciation was responsible for the removal of the diamonds (and carbonados) of the diamonds from their source (secondary) by ice and posterior deposition in the actual Macaubas River Basin. A renewed fluvial transport during recent time concentrated the tillite diamonds to their present sites.

REFERENCES

1. Karfunkel J & Karfunkel B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaco Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., 24: 3-91.
2. Martins M., Karfunkel J., Addad J., Scholz R., Peregovich B. 2000. Das Macaubas-Becken in zentral-nord Minas Gerais, Brasilien und seine Diamantvorkommen. Profil, Bd., 19 (in CD-ROM).
3. Otter M.L., McCallum M.E., Gurney J.J. 1994. A physical characterization of the Sloan (Colorado) diamonds using a comprehensive diamond description scheme. In: Internal KimberliteConf., 5, Araxa, 1991, Proceedings... Araxa, CPRM, Brasilia, vol. 2: diamonds: characterization, genesis, and exploration: 15-31.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОКА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А. С. Мощенко

МГУ, Москва

moschenko@fromru.com

Планомерные геохимические исследования проводятся в Оренбургской области с 1992 года [2].

Основной целью работ являлось определение параметров газогеохимического поля приповерхностных отложений по линиям профилей с целью получения данных для прогнозирования глубинных скоплений углеводородов в пределах локальных поднятий и объектов, не связанных с антиклинальными структурами.

Характер наблюдаемого углеводородного газового поля, в целом типичен для региона. Среднее содержание метана в углеводородной смеси составляет 68 % (об.), меняясь от 53 до 78 % (об.) (табл. 1). Среднее содержание газообразных гомологов метана в составе УВГ (ТУ %) равно 30 %, меняется от 21 до 46 %. Среднее значение соотношения концентраций предельных (этан, пропан и бутан) и непредельных (этилен, пропилен и бутилен) УВГ - $TU_{пр}/TU_{непр} = 4$. Вариации отношения составляют от 1,34 до 7,3 (табл. 1). Исходя, из классификации И.С. Старобинца можно предположить, что на данной территории распространены газоконденсатные залежи нижних горизонтов крупных зон газонакопления при глубине залегания > 2-2,5 км [3].

Таблица 1
Среднее содержание компонентов углеводородной смеси по профилям.

профиль	C1, %(об)	C2, %(об)	C3, %(об)	C4, %(об)	TU пр, %(об)	TU пр/TU непр	TU, %
7gh00	62.19	8.04	4.56	1.38	17.64	1.34	27.68
3gh99	76.83	6.50	3.50	0.43	12.67	2.06	23.17
1gh93	67.41	7.92	5.06	0.61	13.17	6.69	32.59
3gh92	53.35	4.33	1.79	0.82	9.73	7.33	46.65
4gh95	78.84	6.87	3.08	0.34	12.41	2.40	21.16
Sred	67.72	6.73	3.60	0.71	13.12	3.96	30.25

Распределение метана и других газовых геохимических показателей по линиям профилей крайне неоднородное. Концентрации метана и других компонентов меняются на два порядка, соотношение концентраций предельных (этан, пропан и бутан) и непредельных (этилен, пропилен и бутилен) УВГ - $TU_{пр}/TU_{непр}$ - на три порядка.

Значение стандартного отклонения в областях распространения потенциально нефтегазоносных структур в два и более раз превышает значение стандартного отклонения в неперспективных областях

(табл. 2). По-видимому, оценка значений стандартного отклонения и его отношения к "фону", может служить критерием оценки атмохимического поля на интересующей нас территории.

Таблица 2

Сравнительная оценка значений стандартного отклонения в областях распространения потенциально нефтегазоносных структур и значений стандартного отклонения в неперспективных областях

Нефте-газоперспективная структура (месторождение)	S1 (м-е)	S2 (фон)	S1/S2
Димитровское	1.08	0.29	3.75
Нагумановское	5.58	1.72	3.24
ново-донская структура	0.14	0.057	2.48
структурно-тектоническая ловушка	0.16	0.057	2.83
Казахстанская структура	0.34	0.057	6.02
базыровская структура	0.37	0.057	6.52
органогенная постройка	0.74	0.057	12.78
северо-димитровская неантиклинальная ловушка	0.82	0.057	14.2

Для разбраковки аномалий использовались данные по условиям отбора проб, площадному распределению метана. В качестве дополнительных критериев использовались другие компоненты и соотношение концентраций предельных (этан, пропан и бутан) и непредельных (этилен, пропилен и бутилен) УВГ-ТУпр/ТУнепр.

В результате было выяснено:

1. "Ураганные" (концентрация метана превышает 50% (об.)) концентрации приурочены к обводненным условиям отбора проб, т.е. аномально высокие содержания метана в этих пробах обусловлены его биогенным происхождением.

2. Поля с повышенным содержанием метана ($C_i \neq C_{ан}$) чаще всего приурочены к потенциально нефтегазоносным структурам или месторождениям углеводородов.

Сопоставление полей распределения различных компонентов в областях аномалий, которые соответствуют потенциально нефтегазоносным структурам, с аномалиями второго рода (без структур) и первого рода (структур без аномалий) позволило выявить существенные отличия:

1) Для аномалий, соответствующих структурам характерен практически одинаковый характер распределения компонентов углеводородной смеси. Мерой сходства явился коэффициент парной корреляции $r(r(CH_4/C_2H_6) = 0,97; r(C_2H_6/C_2H_4) = 0,99; r(C_2H_4/C_3H_8) = 0,98; r(C_3H_8/C_3H_6) = 0,99)$.

2) Для аномалий второго рода (есть газовая аномалия - нет структуры), приуроченных к обводненным местам отбора проб, газопроводам, разломам характерны повышенные концентрации метана на фоне остальных компонентов.

3) Для областей, характеризующихся отсутствием газовых аномалий над нефтегазоперспективными структурами, характерен "разный" характер распределения компонентов газовой смеси. Коэффициенты парной корреляции не выдержаны и r меняется в пределах от 0,84 до 0,3 ($r(\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6) = 0,84$, $r(\text{C}_2\text{H}_6/\text{C}_2\text{H}_4) = 0,64$, $r(\text{C}_2\text{H}_4/\text{C}_3\text{H}_8) = 0,55$, $r(\text{C}_3\text{H}_8/\text{C}_3\text{H}_6) = 0,83$, $r(\text{C}_3\text{H}_6/\text{iC}_4\text{H}_{10}) = 0,3$).

Обработка данных методом атокорреляции показала плохую "память" сигнала, как для области фона, так и над месторождением [1].

По материалам проведенных работ можно сделать следующие основные выводы:

Газовое поле приповерхностных отложений на опосредованных участках характеризуется высокой неоднородностью концентраций УВГ в количественном и качественном отношении.

На данной территории распространены газоконденсатные залежи нижних горизонтов крупных зон газонакопления при глубине залегания $> 2-2,5$ км.

По различным геохимическим показателям в газовом поле приповерхностных отложений проявляются как региональные, так и локальные элементы геологического строения - крупные тектонические блоки, разломы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977, 571 с.
2. Отчет по результатам поискового геохимического опробования на территории Оренбургской области за 2000 г. ООО "Гео-НТ" 2000 г, 150 с.
3. Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений / Под ред. проф. А.В. Петухова и проф. И. С. Старобинца, М.: Недра, 1993, 331 с.

НАХОДКА АЛЛАНИТОВЫХ ВАЛУНОВ В ТЕЛЬПОССКОЙ СВИТЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. Ю. Никулова, И. В. Козырева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Нижнеордовикская тельпосская свита широко развита на севере Урала. На хребте Малдынырд (высокогорная часть Приполярного Урала) отложения свиты с небольшим угловым несогласием залегают на породах фундамента и алькесвожской толщи (локально развитых отложениях позднекембрийско-раннеордовикской метаморфизованной коры выветривания и продуктов ее ближнего переотложения).

Изучение петрографического состава грубообломочных включений позволяет получить важную информацию об источниках и способах поступления терригенного материала. Находка Л. И. Ефановой галек апориолитовых пород в базальных горизонтах тельпосской свиты позволила подтвердить доалькесвожский возраст малдинских риолитов [1]. Ею выделены следующие разновидности апориолитовых пород: 1) метаморфизованная кластолава риолитов; 2) калишпат-плагиоклазовый риолит; 3) альбит-серицит-кварцевая порода; 4) серицит-кварцевая порода. Нами обнаружен еще один тип обломков апориолитового состава.

В каре ледникового озера Грубепендиты (южная оконечность хр. Малдынырд) базальный горизонт тельпосской свиты нижнего ордовика (O_1tr_1) представлен массивными средне- и мелкогалечными конгломератами, залегающими на горизонте вишневых песчаников, относимых нами также к тельпосской свите. Нижняя часть разреза сложена рассланцованными песчаниками алькесвожской толщи (E_3-O_1al).

Конгломераты имеют массивную, неслоистую текстуру. Гравий и галька различной окатанности, преобладают слабо окатанные и неокатанные обломки. Гранулометрическая сортировка отсутствует. Размер обломков — от 0.5-2.0 до 20-25 см (единичные валуны). В составе грубо-обломочного материала основную массу составляют обломки молочно-белого жильного кварца и поликристаллической монокварцевой породы (90 %). Реже встречаются обломки глинистых сланцев, основных и кислых эффузивов (10 %). Цемент базального типа, представлен слюдыстым гематит-кварцевым средне-крупнозернистым песчаником.

Горизонт вишневых песчаников мощностью от 1.5 до 2 м, представляет собой толщу переслаивающихся косослоистых серий, сложенную мелкозернистым кварцевым песчаником с маломощными прослоями гравелитистого песчаника и мелкогравийного гравелита.

При изучении состава грубообломочных включений пород тельпосской свиты в юго-восточной стенке кара, в 0.5 м от подошвы слоя конгломератов, встречен валун овальной, слегка уплощенной формы, разме-

ром 25x10x10 см, представленный мелкозернистой массивной породой коричнево-вишневого цвета. Аналогичный валун, размером 20x10x6 см, был обнаружен в залегающих ниже вишневых песчаниках.

Под микроскопом порода валунов представляет собой сильно измененный кислый эффузив. Структура неясновыраженная микрофельзитовая, текстура массивная, на отдельных участках пятнистая. В составе породы преобладает кварц. Встречены единичные зерна циркона, турмалина, хлоритоида (размер зерен — 0.05-0.07 мм). Отдельные участки сложены мелкозернистым кварцево-слюдистым агрегатом с зернами размером 0.2-0.5 мм, с примесью пиррофиллита, присутствие которого подтверждено рентгеноструктурным анализом.

В основной ткани наблюдаются плохоокристаллизованные зерна алланита, размером 0.04-0.1 мм, и его многочисленные скопления округлой и прожилковидной формы, размером до 2-2.5 мм. Алланит желтовато-зеленоватого цвета, с низкими, сероватыми цветами интерференции и прямым угасанием. Часто зерна алланита пигментированы тонкодисперсным гематитом. В протоlochках алланит представлен мелкозернистым агрегатом в сростках со слюдой, кварцем и гематитом. Окраска красно-коричневая. Межплоскостные расстояния на дифрактограмме (Е, в скобках интенсивность) 5.7 (2), 3.5 (1), 2.94 (3), 2.46 (1), 2.24 (1), 1.85 (1). Результаты полуколичественного спектрального анализа показывают повышенные содержания Се, La, Yb.

Гематит встречается в виде мельчайших включений, пигментирующих зерна кварца и алланита и образующих неправильной формы скопления размерами от 0.5 до 0.8 мм, а также в виде отдельных зерен размерами от 0.1-0.2 до 0.8 мм. По данным микрозондового анализа, в составе гематита присутствует незначительное количество TiO_2 (от 0,38 до 0,83%). На поверхности зерен наблюдается неровный, ступенчатый рельеф, образованный отдельными пластинчатой формы субиндивидами.

Известно, что алланит широко распространен в породах хребта Малдынырд. Для малдинских риолитов характерен алланит в виде призматических кристаллов зеленовато-коричневого и темно-коричневого (до черного) цветов, отдельные зерна представляют собой радиально-лучистые агрегаты. По данным спектрального анализа алланиты из риолитов содержат значительные примеси Be (750 г/т), Zn (420 г/т), Zr (750 г/т), Y (750 г/т) и Yb (750 г/т). В базитах и продуктах их преобразования в древней коре выветривания встречаются сильно разрушенные призматические кристаллы алланита размером 0.1-0.2 мм, с неровными концевыми гранями, залеченными хлоритом. Измененность алланита подчеркивается непрозрачностью зерен, их трещиноватостью, шероховатой поверхностью и отсутствием торцевых граней. Алланит от-

мечается также и в алькесвожских сланцах — там, где они залегают на риолитах. Здесь он представлен темно-коричневыми таблитчатыми и призматическими кристаллами и зернами. В алькесвожских гравелитах обнаружено две генерации алланита: обе содержат примесь Cr_2O_3 до 3.76 % (что указывает на микровростки фуксита), но при этом алланит-2 несколько беднее лантаноидами по сравнению с алланитом-1 [2].

Обнаруженный нами алланит отличается от описанных выше разновидностей по морфологии, составу и условиям образования. Вероятно, в период накопления осадка, это был валун трещиноватых сильно выветрелых риолитов (материал коры выветривания по риолитам), предположительно саблегорской свиты верхнего рифея (R_3sb) с пустотками выщелачивания, выполненными существенно глинистым материалом. Перераспределение в процессе метасоматической переработки минералов более ранней генерации (плагиоклаза, апатита, эпидота, сфена) кальция и редкоземельных элементов, привело к образованию значительного количества алланита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефанова Л. И., Юдович Я. Э., Котельникова Е. А. Новые данные о возрасте риолитов хр. Малдынырд (Приполярный Урал) / Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Инф. Матер. Всерос. Совещ. 21-23 мая 1997 г. — Сыктывкар: Геопринт, 1997. - С.36-38. (Тез. Докл.)
2. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В. и др.- Сыктывкар: Геопринт, 1998- 97 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ АНАЛЬЦИМА В КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (P_2KZ), Р. ВЫМЬ

А. В. Носков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Казанские отложения изучались на юго-западном склоне Тимана, в обнажении 111 на левом берегу, среднего течения р. Вымь (рис. 1). В изученном разрезе можно выделить три литологические толщи: 1) нижняя толща озерно-пойменного происхождения представлена глинистыми алевролитами, глинами и терригенно-карбонатными породами; 2) средняя толща руслового происхождения образована двумя песчаными линзами, перекрывающимися и разделяющими их субэвральными алевро-глинистыми и терригенно-карбонатными породами; 3) верхняя толща прибрежно-морского и морского происхождения сложена доломитами, известняками и песчаниками [1].

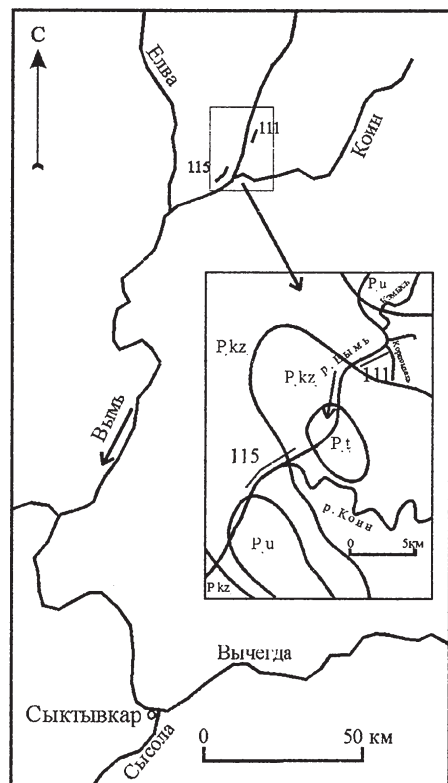


Рис. 1. Обзорная карта района исследования на р. Вымь.

Первое описание цеолитов Тимана привел А.Е. Ферсман в 1913 г. по материалам из коллекции Н.Ф. Чернышева [2]. На Выми цеолиты были описаны геологами Вычегодской ГРЭ, проводившими съемочные работы.

Основой определения цеолитов в породе являлся рентгенодифракционный анализ неориентированных препаратов растертых проб. В результате выполненных исследований по серии рефлексов $5.59\text{\AA}$ и $3.43\text{\AA}$ (рис. 2) в изученных образцах из минералов цеолитовой группы установлено присутствие только анальцима ($\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Микроскопическим и электронно-микроскопическим методами изучались морфология, распределение в породе и последовательность выделения кристаллов в порах. Электронно-микроскопические исследования проводились при содействии В.Н. Филиппова, рентгенодифракционный анализ выполнялся Ю.С. Симаковой, все исследования проводились в лабораториях Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

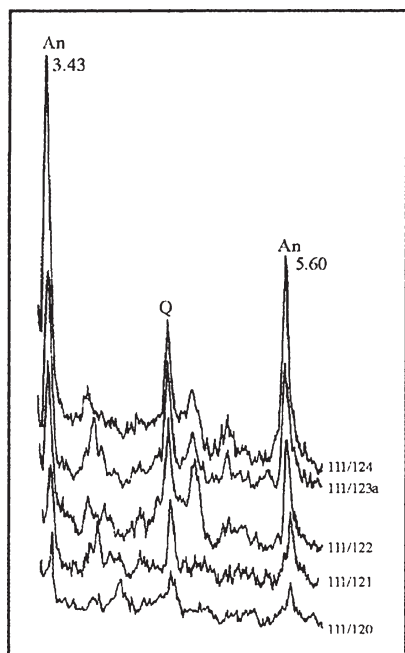


Рис. 2. Рентгенограммы образцов с анальцимом, (3.43 и 5.60-рефлексы, характерные для анальцима-An)

Микроскопически установлено, что анальцим в отложениях представлен тремя морфологическими типами:

1) Радиально-лучистые желтоватые червеобразные агрегаты анальцима, развитые в периферических частях пор и полостях неправильной формы или полностью их выполняющие в глинисто-алевритовых, алевритовых и терригенно-карбонатных породах (рис. 3). Для вмещающих отложений характерны красно-коричневые, коричневые реже зеленовато-серые цвета, комковатая, сгустковая, желваковая текстура. Часто отмечаются следы корневой деятельности и интенсивно развивающаяся карбонатизация, обилие кристаллярий и ризокреций (субвертикальные накопления карбоната кальция вдоль корневых остатков). Алевритовая примесь представлена обломками кварца и полевого шпата, реликтами глинистых пород. Присутствуют образования гидроокис-

лов железа, которые можно объединить в три группы: 1) ожелезненные участки глинистой породы, не имеющие четких очертаний; 2) ожелезненные неравномерно окрашенные обломки неправильной формы с четкими границами; 3) образования окислов железа в виде бобовин (микроконкреций) полностью буро-коричневого цвета правильной формы.

2) Прозрачные изотропные кристаллы анальцима представлены двумя разновидностями. Первая, как правило, играет подчиненную роль и преимущественно выполняет центр пор и полостей в глинисто-алевритовых, алевритовых и терригенно-карбонатных породах аналогичных вышеописанным (рис. 4).

Вторая разновидность анальцима отмечается в песчаниках в виде мелких прозрачных изотропных кристаллов которые участками выполняют роль цемента (рис. 5). В целом для цеолитоносных песчаников характерны полимиктовый состав, преобладание косой желобкообразной слоистости, также отмечается однонаправленная, тонко горизонтально-слоистая, тонкоплитчатая до массивной текстуры, поровый, базально-поровый кристаллический кальцитовый, глинистый и поровый анальцимовый типы цемента.

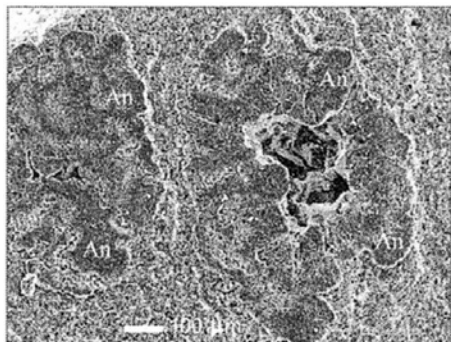


Рис. 3. Анальцим (An) в поре, радиально-лучистые кремновые агрегаты. Микронзондовым анализом установлено атомное содержание (в %): Na — 8.23, Al — 8.88, Si — 21.84

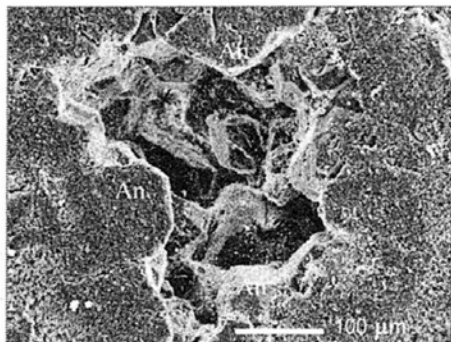


Рис. 4. Прозрачные, изотропные кристаллы анальцима (An) в полости глинистой породы. Микронзондовым анализом установлено атомное содержание в %: Na — 6.73, Al — 9.74, Si — 21.80

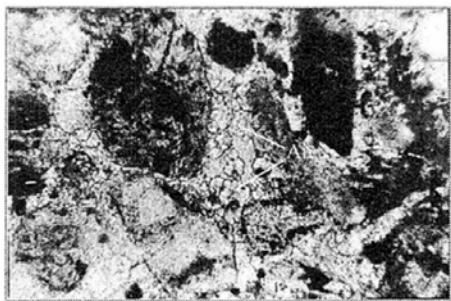


Рис. 5. Мелкие прозрачные кристаллы анальцима (An) в песчанике

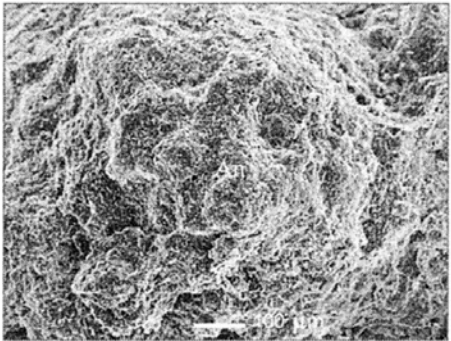


Рис. 6. Анальцим в виде сферических, почти изотропных агрегатов. Микронзондовым анализом установлено атомное содержание в %: Na - 8.40, Al-8.42, Si - 21.53

3) Сферические, почти изотропные агрегаты в смеси с глинистым материалом (рис. 6) образуют преимущественно сетчатую текстуру в глинистых и алевроглинистых породах (рис. 7). Микроскопически анальцим не определяется, а установлен микронзондовым анализом. Для вмещающих пород характерен глинистый состав, светло-желтые до буро-коричневых цвета, преимущественно смектитовый состав, комковатая, сетчатая, пятнистая

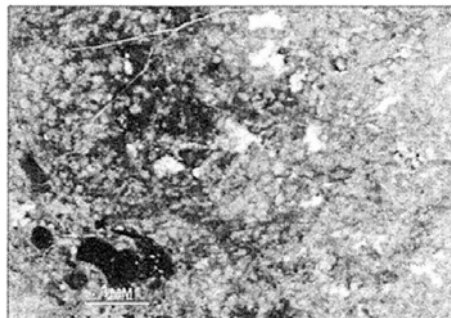


Рис. 7. Сетчатая текстура в глине, образованная сферическими агрегатами анальцима

текстура, образованная глинисто-анальцимовыми комочками, алевритовый материал преимущественно кварц-полевошпатового состава.

Результаты микрозондового анализа свидетельствуют о том, что состав всех трех вышеописанных образований соответствует формуле анальцима ($\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]\cdot x\text{H}_2\text{O}$).

В формировании морфологических типов анальцима в породах отмечается явная стадийность. Наиболее ранний анальцим, образующийся вероятно на стадии раннего диагенеза представлен сферическими почти изотропными агрегатами (в смеси с глинистыми минералами). Более поздний анальцим уже концентрируется в порах, трещинах и ослабленных зонах, которые часто образовывались в результате субэриального воздействия или корневой деятельности. При этом отмечается стадийность и в заполнении пор: сначала по периферии формируется радиально-лучистые кремневые кристаллические агрегаты, затем в более центральных участках — прозрачные изотропные аутигенные кристаллы.

В разрезе по р. Вымь максимально цеолитоносными являются пойменные отложения, подвергшиеся почвенной переработке. При этом анальцим отмечается практически по всему разрезу аллювиальных отложений и фиксируется даже в некоторых прослоях перекрывающих прибрежно-морских отложений. В разновозрастных терригенных, преимущественно морских отложениях, находящихся в 15 км ниже по течению р. Вымь в обнажении 115 (рис. 1), содержание анальцима резко сокращается, или он полностью отсутствует [1].

В результате всех исследований установлена связь морфологических типов анальцима с вмещающими породами: 1) радиально-лучистые кремневые и прозрачные, почти изотропные кристаллы анальцима присутствуют в полостях и трещинах алевро-глинистых и терригенно-карбонатных пород; 2) мелкие прозрачные кристаллы анальцима установлены в песчаниках и играют роль цемента; 3) сферические агрегаты анальцима в смеси с глинистым материалом встречаются в комковатых сетчатых глинах.

Таким образом, анальцим в рассматриваемом разрезе является результатом специфических условий осадконакопления и последующих ранних постседиментационных преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малышева Е.О., Беляев А.А., Митяков С.Н., Носков А.В. Два типа разреза казанских отложений в бассейне р. Вымь // Южные районы республики Коми: геология, минеральные ресурсы, проблемы освоения. Материалы Третьей Всероссийской научной конференции. Сыктывкар, 2002. С. 75-77.
2. Осташенко Б.А., Майорова Т.П. Эндогенные минеральные комплексы Северного Тимана. — Л.: Наука, 1988. 191 с.

МОНИТОРИНГ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПОДРАБАТЫВАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

А. А. Панжин

ИГД УрО РАН, Екатеринбург
panzhin@ural.ru, <http://geomech.da.ru>

В последнее время все более актуальной становится проблема использования территорий, подработанных горными разработками. Особенно остро эта проблема стоит на уральских подземных рудниках, где экономически освоенные и застроенные территории подработаны как старыми (18-19 веков), так и современными горными выработками. Необходимость современной подработки объектов, расположенных на земной поверхности, диктуется как экономическими, так и экологическими причинами. С одной стороны, выемка запасов из предохранительных целиков экономически более выгодна, чем освоение новых месторождений, а с другой стороны, действующий закон об охране недр требует как можно более полной выемки полезного ископаемого.

Действующими нормативными актами [1] допускается выемка полезного ископаемого под объектами различных категорий охраны, при условии неполной подработки земной поверхности и осуществлении соответствующих прогнозных расчетов и выполнении особых мер безопасности при ведении горных работ. В условиях неполной подработки земной поверхности, когда процесс сдвижения горных пород не развивается в полной мере, необходимо иметь точные сведения об изменении напряженно-деформированного состояния (НДС) подрабатываемой территории. Традиционно изменения параметров поля деформаций получали в результате наблюдений по специально закладываемым наблюдательным станциям, состоящим из профильных линий [2]. Однако такая конструкция наблюдательной станции более всего подходит при мониторинге процесса сдвижения, происходящего при полной подработке земной поверхности, когда имеют место зоны провала, трещин и выраженная мульда сдвижения, так как в этом случае необходимо определить границы зон с разной степенью деформирования. Параметры же НДС в этом случае будут получены в результате интерполяции данных, что снижает их достоверность. В случае же обоснованного решения вопросов подработки объектов с обеспечением их сохранности необходима точная информация о распределении поля деформаций по исследуемой территории.

Для получения реальных параметров НДС и мониторинга их изменения во времени на промплощадке шахты «Эксплуатационная» в г. Нижний Тагил летом 2002 г. была оборудована наблюдательная станция, состоящая как из профильных линий, так и стенных реперов,

равномерно распределенных по всей площади. Площадка шахты охраняется от вредного влияния горных работ предохранительным целиком. Однако в связи с тем, что запасы шахты заканчиваются, целик, начиная с 1990 года, был частично подработан по трем горизонтам. В 1999 году граница целика была перенесена и площадь охраняемой поверхности сократилась. Развитие процесса сдвижения при этом происходило без значительных деформаций, а после начала отработки запасов, вынесенных за пределы целика, процесс сдвижения принял дискретный характер, и здание адмбыткомбината претерпело значительные деформации с образованием трещин в стенах и полу. Кроме того, что целик частично подработан, стрех сторон он окружен зоной обрушения и морфологически выглядит как полуостров в море зоны обрушения, а также ситуация усугубляется наличием на территории дизъюнктивных нарушений, пересекающих целик под углами, близкими к углам сдвижения.

В настоящее время Институт горного дела располагает большим парком современного геодезического оборудования, позволяющем на качественно новом уровне фиксировать изменения НДС на исследуемых территориях. При помощи комплексов спутниковой геодезии Trimble и лазерных рулеток Disto Pro с миллиметровым уровнем точности определяется изменение планового положения реперов наблюдательной станции в пространстве и относительно друг друга. Изменение высотного положения реперов фиксируется с точностью порядка 0,1-0,2 мм высокоточным цифровым нивелиром Sokkia. Данные измерений записываются во внутреннюю память приборов и обрабатываются на компьютере. В результате обработки геодезических измерений становится доступным комплекс информации об изменении координат реперов наблюдательной станции, изменении полей вертикальных и горизонтальных деформаций и изменении полей напряжений, вызывающих эти деформации. Периодичность инструментальных наблюдений ИГД с выполнением полной программы измерений составляет не менее одного раза в год. Периодичность измерения деформаций, проводимых маркшейдерской службой шахты по сокращенной программе, составляет до 1 раза в месяц.

Как было отмечено выше, в результате геодезических измерений будет получено площадное распределение полей вертикальных и горизонтальных деформаций, определены основные закономерности изменения их во времени и рассчитаны изменения полей напряжений, вызывающие эти деформации. Для решения конкретных вопросов дальнейшей подработки территории промплощадки шахты и охраны ее сооружений необходимо полученную информацию об изменении НДС массива увязать во времени и в пространстве с расположением охраняемых объектов, расположением и порядком отработки очистных бло-

ков и выявленными дизъюнктивными нарушениями, которые во многом определяют дискретность картины деформационного поля.

Эта задача была решена путем создания специальной ГИС мониторинга подработанной территории, нарушенной дизъюнктивной тектоникой. В данной ГИС реализованы задачи отображения графической информации, характеризующей геомеханическое состояние массива горных пород в различные интервалы времени с привязкой ее к геологическим и геолого-структурным планам месторождения, ситуационному плану поверхности и погоризонтным планам ведения горных работ на требуемый момент времени.

Реализованный на практике комплекс мер инструментального мониторинга НДС подрабатываемой территории и компьютерной обработки результатов с увязкой полученной информации в единую систему позволяет более обоснованно принимать технические решения о подработке целиков промплощадки шахты и вести постоянный мониторинг состояния земной поверхности и сохранности расположенных на ней зданий и сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных разработок на месторождениях руд черных металлов Урала и Казахстана: Утв. Минмет СССР 02.08.90. — Свердловск: ИГД Минмета СССР, 1990. — 64 с.
2. Инструкция по наблюдениям за сдвижением горных пород и земной поверхности при подземной разработке рудных месторождений: Утв. Госгортехнадзор СССР, 1986. — М.: Недра, 1988. — 113 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРИЗОНТА ВИШНЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ В ОСНОВАНИИ НИЖНЕОРДОВИКСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ НА ХР. МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С. В. Панинская, Н. Ю. Никулова
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Горизонт вишневых песчаников, залегающих на хр. Малдынырд между базальными конгломератами тельпосской свиты и отложениями алькесвожской толщи, выделяется в качестве маркирующего, между тем как вопрос о его стратиграфической принадлежности до сих пор остается дискуссионным. Я. Э. Юдович, изучавший отложения этого горизонта в стенке кара оз. Грубепендиты, считает его кровлей алькесвожской толщи [2]. Л. И. Ефанова относит его к основанию тельпосской свиты [1].

Нами впервые было проведено детальное литологическое изучение пород проблематичного горизонта. Разрез горизонта вишневых песчаников изучался по керну скважин № 218, 219, 220, 221, 222 и 223, пробуренных Рудной партией ОАО «Полярноуралгеология» на рудопроявлении золота Нестеровское, вскрывших базальные конгломераты тельпосской свиты нижнего ордовика (O_1tr), горизонт вишневых песчаников, отложения золотоносной алькесвожской толщи (E_3-O_1al) и породы фундамента. В осевой части хр. Малдынырд горизонт вишневых песчаников прослежен в естественных обнажениях более чем на 2 км.

Изучено в общей сложности более 120 шлифов и протолочных минералогических проб. Кроме того, по керну буровых скважин и в естественных обнажениях проводилось детальное литологическое изучение перекрывающих конгломератов тельпосской свиты и подстилающих пород алькесвожской толщи. Полученные нами данные по петрографическому, минералогическому и химическому составу пород позволяют дать наиболее полную на сегодняшний день литолого-геохимическую характеристику немого в палеонтологическом отношении горизонта и провести его сравнение с подстилающими породами алькесвожской толщи и перекрывающими отложениями тельпосской свиты.

Горизонт вишневых песчаников фрагментарно обнажается в юго-западной стенке кара оз. Грубепендиты, а так же протягивается вдоль вершины хребта от плато Нестеровское до северной оконечности гольца Скалистый. Мощность изменяется от 17 м на Нестеровском плато до 1,5-2,0 м в каре оз. Грубепендиты.

Горизонт представляет собой толщу переслаивающихся элементарных ритмов, мощностью от 0,5 до 1,2 м, которые имеют, как правило, трехчленное строение.

Нижние части ритмов сложены мелкогравийными гравелитами или гравелитистыми песчаниками, в которых прослеживается тонкая горизонтальная слоистость градационного типа, проявляющаяся в гранулометрической сортировке обломочного материала. Слойки, обогащенные обломками гравийной размерности, среди которых преобладает фракция 1,5-2,5 мм, чередуются с более мелкозернистыми, более темными по цвету прослоями. Толщина слоев от 5-7 до 10 мм. Мощности горизонтальнослоистых серий изменяются от 10 до 20 см.

Выше слоистость приобретает вид сложного сочетания линзовидной и косой S-образной слоистости. Серии косых слоев образуют линзы, мощностью 0,3-0,7 м и длиной до 1,0-1,5 м. Внутри линз слоистость косая S-образная. Угол наклона слоев в подошве и кровле составляет 5-7°, а в центральной части достигает 35-40°. Толщина слоев не превышает 5-6 мм. Слоистость подчеркнута неравномерным распределением темноцветных минералов.

Верхние части седиментационных ритмов представлены тонкого горизонтальнослоистым песчаником, в котором чередуются слюдистые и песчаные прослои. Толщина слоев составляет 3-5 мм.

Вверх по разрезу зернистость пород постепенно увеличивается. Возрастают мощности относительно грубозернистых прослоев, при этом сокращаются мощности и количество обогащенных слюдой слоев.

Выделены следующие литологические типы пород: гравелит мелкогравийный, песчаник гравелитистый, песчаник среднезернистый, песчаник мелкозернистый со слюдистыми прослоями.

Гравелиты и гравелитистые песчаники имеют псефопсаммитовую структуру массивную текстуру с лепидогранобластовой структурой основной ткани, которая за счет субпараллельной ориентировки чешуек слюдистых минералов приобретает местами сланцеватую текстуру. В отдельных случаях в шлифах заметны реликты первичной седиментационной слоистости, выраженной в неравномерном распределении грубообломочного материала, и порода имеет полосчатую текстуру. Порода состоит из грубообломочного обломочного материала, количество которого изменяется от 5-10 % в гравелитистых песчаниках, до 40-60 % в гравелитах, и основной ткани псаммитовой размерности.

В составе обломочного материала преобладает жильный кварц, реже встречаются обломки кварцитов, эффузивных пород кислого и основного состава.

Цемент гравелитов базального, реже — порового типа, нацело перекристаллизован в сплошной лепидогранобластовый агрегат, с размером зерен от 0,03 до 1,0 мм, в составе которого доминирует кварц.

Зерна кварца имеют зубчатые, ступенчатые ограничения. Чешуйки слюдистых минералов — мусковита и, в меньшей степени, пиррофиллита, располагаются по сланцеватости породы. Кроме того, они образуют скопления, заполняющие микротрещины.

Рудное вещество, занимающее в цементе от 5 до 10 %, представлено примерно равными количествами гематита и лейкоксена.

Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом, турмалином, хлоритоидом, хлоритом, апатитом, сфеном, магнетитом и ильменитом.

Песчаники являются наиболее распространенным в разрезе описываемого горизонта типом пород. В зоне перехода от гравелитистых песчаников и гравелитов к собственно песчаникам для них характерна бластопсаммитовая структура и массивная, с элементами слоистой, текстура. Цемент порового типа имеет лепидогранобластовую структуру, массивную, на отдельных участках сланцеватую, текстуру.

Для косослоистых песчаников из средних частей ритмов характерна неравномернозернистая лепидогранобластовая структура, проявляющаяся в субпараллельной ориентировке чешуек слюдистых минералов и слоистая текстура.

В горизонтальнослоистых песчаниках, слагающих верхние части седиментационных ритмов слюдистые минералы (мусковит и пиррофиллит) образуют сплошные слойки, мощностью в первые миллиметры. Внутри этих слойков порода имеет лепидобластовую структуру.

В песчаниках до 80 % занимают кварцевые зерна размером 0,1-0,4 мм, как правило неокатанной, угловатой формы. Вдоль границ наиболее крупных зерен наблюдаются цепочки тонкораспыленного рудного вещества. У отдельных зерен заметны регенерационные каймы толщиной до 0,01-0,02 мм. Обломочные зерна полевого шпата, размером 0,3-0,5 мм, составляют доли процента от общего количества обломков.

Рудные минералы распределены не равномерно и составляют от 5-7 до 20 %, и представлены равными количествами гематита и лейкоксена. Они концентрируются вдоль трещин рассланцевания в виде отдельных зерен, размером 0,1-0,2 мм, а также скоплений пылеватых тонкодисперсных частиц, образуя не выдержанные по толщине прослои, часто извилистой формы. К обогащенных рудными минералами прослоям чаще всего приурочены акцессорные минералы, набор которых одинаков для всех описанных выше литологических типов пород.

Среди минералов тяжелой фракции преобладает лейкоксен. В значительных количествах присутствуют циркон (до 10 %), турмалин (первые проценты) и апатит (до 1 %). Встречены также барит, монацит, алланит, хлоритоид, пиррофиллит, сфен, ксенотим, эпидот, эвклаз, биотит, хлорит, пирит, халькопирит.

При сравнении минерального состава тяжелой фракции горизонта вишневых песчаников и алькесвожских отложений отмечаются различия, которые выражаются в более узком минералогическом спектре. Набор акцессорных минералов и их количественные соотношения аналогичны тельпосской свите. Несомненно, что часть обломочного материала была унаследована из пород алькесвожской толщи, о чем свидетельствует, в частности, постоянное присутствие пиррофиллита.

Однако, для алькесвожской толщи, характерно присутствие, часто в значительных количествах, ильменита, хромита, монацита, ксенотима, ортита, золота, муассанита, фуксита, пьедомонита, сфалерита, дистена, галенита и ряда других минералов.

Как известно, алькесвожские отложения представлены континентальными, преимущественно аллювиальными фациями, а для изучаемых песчаников характерен иной характер слоистости, свойственный прибрежно-морским фациям. Для них свойственна лучшая, по сравнению с породами алькесвожской толщи, окатанность обломочного материала, в составе которого, в отличие от олигомиктовых и полимиктовых алькесвожских пород, преобладает кварц.

Мы считаем, что отмеченные выше особенности позволяет говорить о принадлежности описываемого горизонта к тельпосской толще, формирование которой началось с медленного наступления моря (ингрессии). Далее, когда скорость погружения резко возросла, началось накопление мощной конгломератовой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефанова Л. И. Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металллоносность. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2001. С. 24.
2. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В. и др. — Сыктывкар: Геопринт, 1998. - 97 с.

БИОФАЦИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЛАНДОВЕРИ И ВЕНЛОКА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

А. И. Пашнин

СГУ, Сыктывкар

Объектом исследований послужил опорный разрез нижнесилурийских отложений в обн. 212, расположенный на левом берегу р. Кожым, в 1,5 км выше устья р. Дурную (западный склон Приполярного Урала).

В Унифицированной стратиграфической схеме Урала [1] лландоверийский ярус нижнего силура подразделяется на яренийский, лолашорский и филиппельский горизонты, венлокский ярус включает маршрутнинский и устьдурнаюский горизонты.

Результаты исследований последних лет дали возможность провести следующие уточнения стратиграфической схемы: на основании конodontовой последовательности в разрезе *Apsidognathus tuberculatus* и *Pterospiriferus amorphognathoides* [4-6] и брахиопод [3] был обоснован лландоверийский возраст маршрутнинского горизонта. Корреляция разрезов Приполярного Урала с разрезами других регионов в настоящее время дает возможность предполагать, что граница между лландоверийскими и венлокскими ярусами проходит в нижней части устьдурнаюского горизонта [4].

Изученный разрез представлен чередованием известняков, доломитов, известковистых доломитов, доломитизированных известняков, заключающих разнообразные остатки организмов — остракоды, строматопораты, ругозы, табуляты, гастроподы, водоросли, брахиоподы. Остракоды представлены родами *Hermannia insignis* Abushik, *Eukloedenella gradnifobae* Abushik [2], табуляты — *Parastriatopora commutabilis* Klaam (определение В.Ю. Лукина), брахиоподы — *Fardenia flabellata* Bezn. [3]

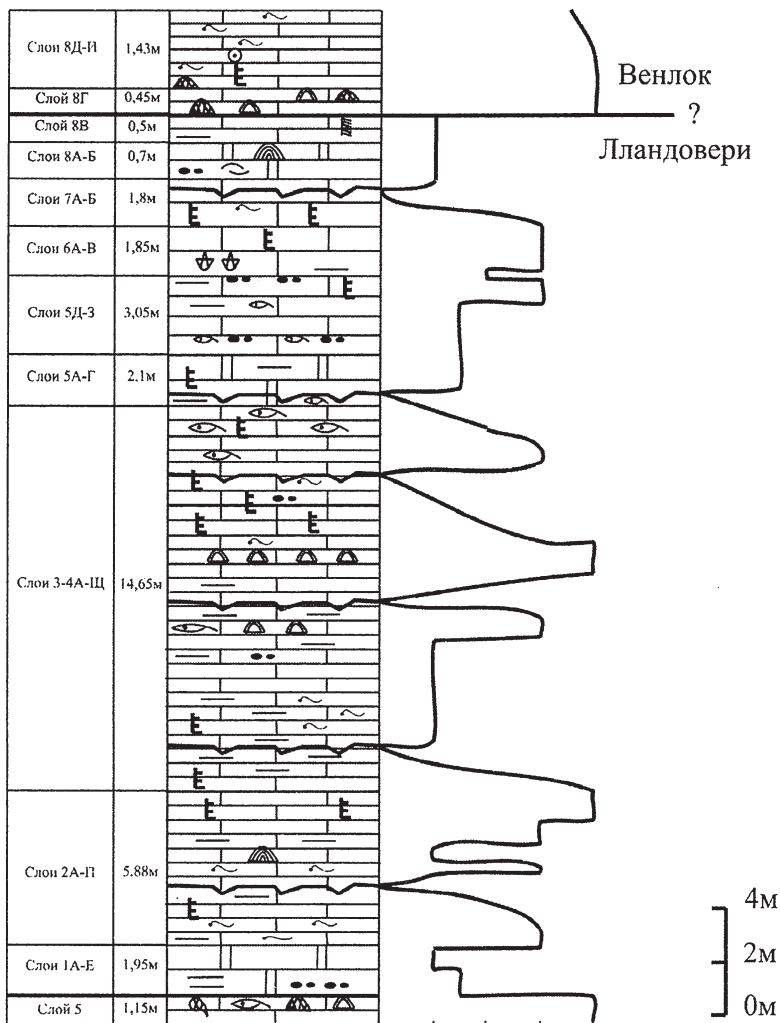
Ниже приводится краткое описание отложений устьдурнаюского горизонта в обн.212*. Граница маршрутнинского и устьдурнаюского горизонтов проводится по кровле слоя 5.

Слой 5 слагает чередование известняков, заключающих табуляты, строматопораты, ругозы и остракоды (мощность 1,15м).

Слои 1 А-Е сложены известковистыми доломитами, неравномернотонкослоистыми. Отмечается лизовидность и присутствие иловых плоскогалечников (мощность 1,95м).

Слои 2 А-П : известняки слоистые, биотурбированные с прослоями строматолитов. В слое 2Ж видны трещины усыхания (мощность 5,88 м).

* В 2001 г. это обнажение было изучено П. Мянником, А. Антошкиной, Т. Безносовой и автором.



Условные обозначения

- тетракораллы
- брахиоподы
- строматолиты
- строматопораты
- слоистость
- биотурбация
- остракоды
- гастроподы
- брекчии
- строматолиты
- табуляты
- плитчатость
- известняк
- доломит
- гальки
- оолиты
- косая слоистость
- трещины усыхания

супралитораль

литораль верх.

литораль ниж.

сублитораль мелкая

сублитораль глубокая

Смена фаций в разрезе пограничных отложений лландовери и венлока (Приполярный Урал, р.Кожым, обн. 212)

Слои 3-4А-Щ: известняки тонкокристаллические, биотурбированные, плитчатые, в слоях 4А,Н — трещины усыхания, в слоях 4М, 40 встречаются колонии строматопорат, крупные остракоды, в верхней части (слои 4Ш-Щ) присутствуют раковины остракод (мощность 14,65м).

Слои 5А-Г: доломиты тонковолнистые, слойчатые, в слое 5А отмечаются трещины усыхания, в прослойках мелкий детрит остракод (мощность 2,1м).

Слои 5Д-З: известняк тонкокристаллический до афанитового, тонкослоистый, с детритом остракод, в самых верхах слоя 5З — линзочки с плоскими галечками (мощность 3,05м).

Слои 6А-В: известняк доломитизированный, тонкокристаллический, в слое 6В встречаются мелкие брахиоподы (мощность 1,85м).

Слои 7А-Б. Известняки доломитизированные, серые, неравномерно-плитчатые, тонкокристаллические, в верхней части — массивно-плитчатые, биотурбированные, с криноидным детритом (?) (мощность 1,8м).

Слои 8А-Б — доломиты известковые, тонкокристаллические. В верхней части — мелкие неориентированные обломки серого доломита. В нижней части слоя обломочные галечковидные образования (мощность ~ 0,7м).

Слой 8В — известняки серые, массивно-слоистые, микрозернистые. В нижней части слоя — разной формы обломки более темного цвета, неориентированные. В залегающей выше породе характерно беспорядочное распределение тонкого скелетного материала, с участками кривой слоистости. Верхняя поверхность слоя бугристая (мощность ~ 0,5м).

Слой 8Г — Кораллово-строматопоратовый прослой. В нижней части слоя выделяются пластинчатые, округлые строматопороидеи. В верхней части преобладают ветвистые табуляты (мощность ~ 0,45м).

Слой 8Д — известняки темно-серые, микро-тонкокристаллические, массивно-плитчатые. Встречаются редкие ветвистые табуляты. На поверхности слоя видны брекчированные участки (мощность ~ 0,13м).

Слои 8 Е-И — известняки темно-серые, плитчатые, биотурбированные (мощность ~ 1,3 м).

Уровень границы лландовери и венлока условно установлен между слоями 8В и 8Г.

Анализ типов пород и фаунистических сообществ в этом разрезе позволяют определить биофациальные условия осадконакопления в лландоверийское время. Здесь прослеживается чередование супралиторальных, литоральных и сублиторальных отложений. В породах, которых присутствуют трещины усыхания, строматолиты, остатки остракод, тонкослоистость относятся к супралиторальным и литоральным

фациям. Сублиторальные отложения представлены в разрезе преимущественно массивными известняками с пятнисто-полосчатой текстурой. Они включают разнообразную нормально-морскую фауну — табуляты, строматопораты, ругозы. В разрезе наблюдается 8-9 циклов (рис.). Ближе к пограничному интервалу распространены отложения литорального комплекса. На границе слоев 8В-Г наблюдается смена позднелландоверийских фаций крайнего мелководья фациями верхней сублиторали раннего венлока.

Автор выражает глубокую благодарность Т. М. Безносовой, Т.В. Майдль, В. Ю. Лукину за ценные консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анцыгин Н.Я., Попов Б.А. и Чувашов Б.И и др. Стратиграфическая схема Урала.- Екатеринбург, 1993.
2. Abushik, A. 2000. Silurian-earliest devonian ostracode biostratigraphy of the Timan-northern Ural region.- Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 49.
3. Beznosova, T.M. 2000. Silurian brachiopods in the Timan-North Ural region: zonation and palaeogeology- Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 49.
4. Mannik, P. & Martma, T 2000. Llandovery-wenlock boundary in the Subpolar Urals-Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. Special Publication 6.
5. Melnikov.S.V. & Zhemchugova, V.A. 2000. Lower Silurian stratigraphy of the Timan-northern Ural region and eustatic fluctuation. Proc. Estonian Acad.Sci.Geol.
6. Jeppson, L, Mannik, P& Viira, V. 1994. Silurian conodont-based correlation between Gotland (Sweden) and Saaremaa (Estonia). —Geological Magazine.

ОБ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МИКРООРГАНИЗМОВ, ОБНАРУЖИВАЕМЫХ В ПОРОДАХ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К. А. Первушина, Н. В. Шеховцова

ЯрГУ, Ярославль

ver@bio.uniyar.ac.ru

В настоящее время установлено, что микроорганизмы могут функционировать в земной коре на глубинах ниже 6000 м и заселяют как подземные воды, так и горные породы [1]. Предполагают, что масштаб активности подземного микрокосма имеет глобальный размер, а общая масса биосферы в земной коре сравнима с биомассой микрофлоры Мирового океана [2]. Российскими и зарубежными учеными накоплены значительные сведения, касающиеся микробиоты подземных флюидов, благодаря «удобным» для исследования особенностям последних: гидробиологической зональности, подвижности, относительно простому отбору проб. Однако микробоценозы горных пород глубоких слоев земной коры остаются слабо изученными. Необходимо подчеркнуть, что исследования подобного рода имеют не только фундаментальное теоретическое значение в плане накопления знаний о функционировании подземных экосистем, но и ряд прикладных аспектов, таких как проблемы размещения радиоактивных отходов, биodeградации веществ, восстановления значимых минералов и нефти [3].

Следует отметить, что исследование разнообразия подземных микробных сообществ осуществляется благодаря применению прогрессивных микробиологических методов. Так, повсеместно распространено выделение микроорганизмов на селективных питательных средах при искусственном создании условий подземной среды (температура, содержание солей) [4,5]. Для расшифровки видовой структуры подземных микробоценозов применяются молекулярные методы идентификации 16s(18s) рРНК, содержащей видоспецифические участки [6] и анализ жирнокислотных биомаркеров [4]. Второй является более экспрессным, достаточно чувствительным и менее трудоемким.

Несомненно, особенности аборигенных микробоценозов глубоких горизонтов земной коры зависят от специфики указанной геологической среды: характера залегающих пород, повышения с глубиной температуры, значительной минерализации, гидростатического давления в пластовых флюидах, радиоактивных и электромагнитных излучений, проникающих через толщу породы. Примером могут служить породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, вскрытого Воротиловской глубокой скважиной (ВГС). В кернах методом анализа жирнокислотных биомаркеров нами были обнаружены два до-

минантных рода бактерий *Rhodococcus* и *Clostridium* [7]. Согласно, известным биогеохимическим свойствам этих микроорганизмов было сделано предположение, что они состоят в синтрофной связи: родококки, анаэробно окисляя тяжелые гомологи метана, выделяют в окружающую среду свободные аминокислоты, которые наряду с биомассой родококков утилизируются клостридиями. Последующее успешное выделение пропанооксиляющих родококков подтвердило эту версию. Сложнее дело обстоит с видовой структурой микробного сообщества пород осадочного чехла, вскрытого Высоковской скважиной. По содержанию липидных маркеров здесь доминирует вид *Corynebacterium jeikeum*, который известен больше как комменсал организма животных. Понять биогеохимическую роль этого микроорганизма задача ближайшего будущего.

Основой функционирования любого микробоценоза является поток углерода, который, как было показано выше, может быть вполне самостоятельным. Однако химический состав породы, по-видимому, является селективным фактором для микроорганизмов, обеспечивая их метаболизм элементами минерального питания. Оптимизм для изучения микробоценозов пород внушает их автономность, что показано на примере микробных систем ВГС [7].

Стимулом для микробиологических исследований кернов пород является открытие рядом ученых подземных экосистем с первичной продукцией органического вещества хемолитоавтотрофами за счет молекулярного водорода [8]. Большой интерес представляет изучение относительно недавно обнаруженных в породах наноразмерных форм жизни [9], которые, как экспериментально показано, могут образовываться под влиянием проникающих радиоактивных и электромагнитных излучений [10]. С точки зрения экологии подземных микробоценозов перспективным является изучение подвижности ультрамик-робактерий в поровых пространствах пород, способности восстанавливаться в нормальные вегетативные клетки и образования ими биобарьеров за счет продукции экзополисахаридов [9].

Таким образом, изучение особенностей экологии микроорганизмов в породах глубоких горизонтов земной коры является ключом для расшифровки биогеохимических функций доминирующих по содержанию жирнокислотных маркеров микроорганизмов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Illarionov S.A., Oborin A.A., Pevzner L.A. Microbiological and geochemical description of the Russian superdeep boreholes core samples // The 1996 International Symposium on Subsurface Microbiology (ISSM) in Davos — Switzerland. Davos, p. 52.

2. Rubinstein L, Michailov G., Karabanova I. To the evaluation of biomass of the Earth's underground biosphere // The 1999 International Symposium on Subsurface Microbiology (ISSM) in Colorado — USA. Colorado, p.146.

3. Ghiorse W. C Subsurface microbiology— 1996: where we now? Where are we going? //The 1999 International Symposium on Subsurface Microbiology (ISSM) in Colorado — USA. Colorado, p. 54.

4. Кондакова Г.В. Современное состояние микробиологических исследований флюидов литосферы // Материалы Всерос. совещания «Бурение глубоких и сверхглубоких параметрических скважин. Состояние технологии бурения, комплекс исследований и основные направления повышения эффективности». Ярославль. —2002. С. 93-95.

5. Шеховцова Н.В. Состояние микробиологических исследований кернов пород глубоких и сверхглубоких скважин // Материалы Всерос. совещания «Бурение глубоких и сверхглубоких параметрических скважин. Состояние технологии бурения, комплекс исследований и основные направления повышения эффективности». Ярославль. —2002. С. 180-183.

6. Квеситадзе Г.И. Ферменты микроорганизмов, живущих в экстремальных условиях. М.: Наука. 1990. 51 с.

7. Шеховцова Н.В., Кондакова Г.В. Микробоценозы геологической среды Воротиловской глубокой скважины // Современные проблемы биологии, химии, экологии и экологического образования. Ярославль, — 2001. С. 175-181.

8. Stevens Todd O. Lithoautotrophic microbial ecosystems in the subsurface / / The 1999 International Symposium on Subsurface Microbiology (ISSM) in Colorado — USA. Colorado, p.48.

9. Costerton J.W. Life of ultramicrobacteria in rocks//The 1999 International Symposium on Subsurface Microbiology (ISSM) in Colorado — USA. Colorado, p. 45.

10. Юшкин Н.П. Биоминеральные гомологии и органогенез // Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологии. Сыктывкар.: Геопринт, 2000. С. 9-10.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СТУПЕНЕЙ РОСТА С ПРЕПЯТСТВИЯМИ НА РАСТУЩЕЙ ГРАНИ

Н. Н. Пискунова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Прямые наблюдения с помощью атомно-силового микроскопа за растущей поверхностью кристалла демонстрируют, что препятствиями на пути ступеней могут быть частицы примеси, холмики, а также ямки различной природы. В данной работе рассматриваются примеры взаимодействия растущих ступеней с неглубокими ямками, а также, относительно глубокими, например трещинами различной геометрии или каналами в центре винтовых дислокаций.

Случай 1. На ямках, глубина которых сравнима с высотой ступеней, происходит торможение роста, а затем ступень покрывает ямку и продолжает движение. При этом, может зарости частично или полностью, уже не представляя собой область понижения топографии. Как указывалось нами ранее [4], макроступень движется и одновременно флуктуирует, что согласуется с данными работ [1,2]. Тангенциальная скорость роста ступеней различной высоты на поверхности кристалла, как и нормальная скорость всей грани всегда испытывает флуктуации, т.к. помимо присоединения строительных частиц к ступени, в том числе и случайного встраивания из объема, постоянно происходит их отрыв, обусловленный локальными флуктуациями термодинамических параметров. Если время после встречи ступени с ямкой превышает среднее флуктуационное время, то ступень прогибается (рис. 1), в соответствии с уравнением движения [1]:

$$y' = v_{ig} + \tilde{D} \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (1)$$

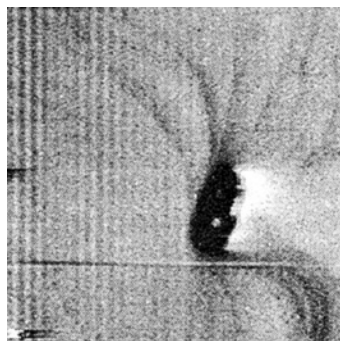
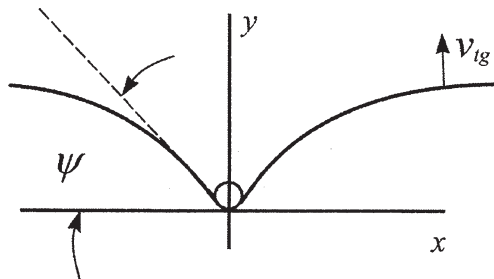


Рис. 1. Схема прогиба ступени у ямки. Ex situ атомно-силовое изображение поверхности кристалла NaCl, размер 14x14мкм.

где y, x — координаты в пространстве, $\frac{\partial^2 y}{\partial x^2}$ — кривизна ступени, а $\tilde{D}$ — так называемый эффективный «коэффициент диффузии» ступени во второй части уравнения, которая отвечает за флуктуационное движение ступеней.

Решение этой диффузионной задачи было найдено Карслоу для расплавов, и угол прогиба составлял:

$$\psi = v_{ig} \sqrt{\left(\frac{4t}{\pi \tilde{D}} \right)} \quad (2)$$

Случай 1 наблюдался нами на опыте (рис. 2), когда прямая длинная ступень высотой ≈ 20 нм двигалась с большой тангенциальной скоростью навстречу неглубокой (≈ 7 нм) ямке.

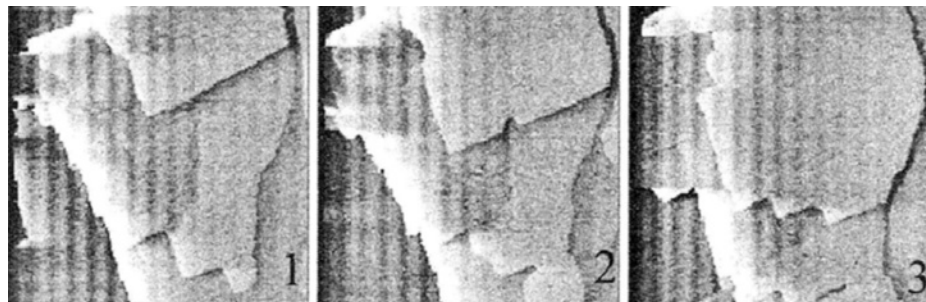


Рис. 2. Взаимодействие растущей ступени с ямкой, глубина которой невелика относительно высоты ступени. Промежуток времени между снимками в среднем 1 мин. Размер снимков 7х7 мкм

Коэффициент $\tilde{D}$ при прогибе ступени равен $25,268 \cdot 10^{-14}$ см²/с. Краевая энергия ступени на растущей поверхности NaCl в момент отрыва ступени $\alpha \approx 3,28 \cdot 10^{-19}$ Дж/см или $328 \cdot 10^{-3}$ эрг/см.

Случай 2. Ямки, глубина которых много больше высоты набегающей ступени, вызывали торможение фронта ее роста, его прогиб, отклонение ветвей прогиба в область геометрической тени, подобно явлениям дифракции, и, наконец, спустя какое-то время отрыв ступени от препятствия, или же смыкание правой и левой ветвей прогиба. На рис.3 показано как происходит торможение растущей ступени высотой ≈ 5 нм на ямке диаметром ≈ 190 нм, ее прогиб, а затем смыкание левой и правой частей прогиба. Глубина ямки в данном случае большая (> 8 нм).



Рис. 3. Взаимодействие растущей ступени с ямкой, глубина которой больше или сравнима с высотой ступени. Промежуток времени между снимками 2 мин. Размер снимков 3,5х3,5 мкм.

Угол ψ здесь не фиксирован, как на рис. 2, а возрастает, в соответствие с уравнением (2). Эффективный «коэффициент диффузии» $\tilde{D}$ меняется от $169 \cdot 10^{-14}$ см²/с в начале торможения на ямке до $2,7 \cdot 10^{-14}$ см²/с, когда ступень почти смыкается.

Скорости участка ступени до и после смыкания ветвей прогиба, могут существенно различаться, как в данном случае, или быть почти одинаковыми, как в других рассмотренных примерах.

Таким образом, ямки, глубина которых больше высоты набегающей ступени, значительно понижают флуктуации ее тангенциальной скорости, вне зависимости оттого, как изменяется эта скорость после прохождения ямки.

График изменения угла прогиба ступени на построенный по уравнению (2) оказался идентичен графику, отражающему реально измеренные по рис.3 углы, но сжат вдоль оси абсцисс (рис. 4). Для одних и

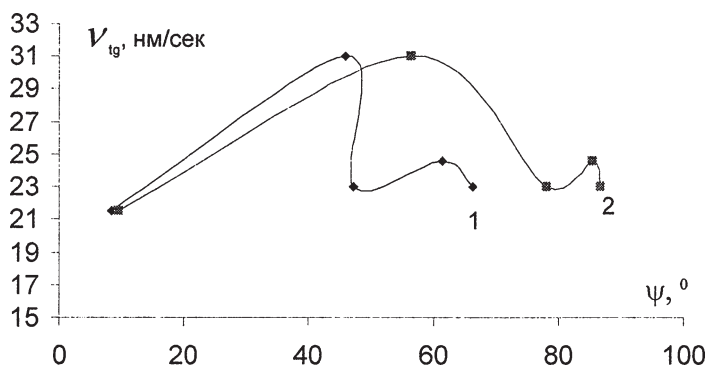


Рис. 4. Изменение угла прогиба ступени в зависимости от реального изменения в процессе роста тангенциальной скорости ступени. 1 — по уравнению (2), 2 — по реальным измеренным с помощью ACM углам.

тех же тангенциальных скоростей, расчетные углы оказались в полтора раза меньше экспериментально наблюдаемых, и, чем дальше проводились наблюдения, тем больше было это расхождение. Одним из объяснений такому поведению, может послужить тот факт, что теория Воронкова предполагает прямое встраивание частиц из среды в ступень, а на практике часто реализуется рост по смешанной кинетике, когда существует еще и поверхностная диффузия.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (№02-05-64688, № 02-05-06359, № 00-15-98485) и INTAS (№ 99-0247).

ЛИТЕРАТУРА

1. В.В.Воронков // Рост кристаллов, 1977. Т. XI. С. 357-367.
2. Л.Н.Рашкович // ФТТ, 2000. Т.42. Вып. 10. С. 1869-1873.
3. Л.Н.Рашкович и др. // Кристаллография, 2002. Т.47. № 5. С. 925-932.
4. Н.Н.Пискунова и др. // Материалы докладов XIV Коми Республиканской молодежной научной конференции, 2000. С.99.

ЛОКАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ЗОНЫ СТЫКА СЫСОЛЬСКОГО СВОДА И КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО ПРОГИБА (В РАЙОНЕ П.ЯСНОГ)

А. А. Прокушев
СГУ, Сыктывкар

Магниторазведка является одним из многих методов решения разнообразных геологических задач, начиная от мелкомасштабного геологического картирования до разведки некоторых рудных месторождений. Целесообразность включения метода в общий комплекс работ зависит от поставленных геологических задач, геологической и географической обстановки и соответственно от ожидаемой экономической эффективности метода. Во всех случаях магнитным методом решаются только частные вопросы из общей геологической задачи. По результатам магнитных измерений составляются карты аномального магнитного поля в различных вариантах, обзор которых приводит к важным геологическим заключениям [1].

Магниторазведочные работы проводились в районе проявления Ворьюсской региональной магнитной аномалии, расположенной в Сыктывдинском районе Республики Коми, фиксирующей зону сочленения Сысольского свода и Кировско-Кажимского прогиба Волго-Уральской антиклизы. Детализационные участки магнитной съемки были приурочены к выявленным ранее локальным аномалиям поля силы тяжести, свидетельствующих о незначительной (до 1000 м) глубине залегания магматических очагов, возможно, ультраосновного состава, перспективных на предмет обнаружения коренных источников алмазов.

При поисках коренных месторождений алмазов магнитный метод оказывается очень эффективным для обнаружения и оконтуривания кимберлитовых трубок, поскольку кимберлиты обладают высокой намагниченностью. Контурные аномалий при неглубоком залегании кимберлитовых тел почти точно соответствуют их границам [2].

Полевые рекогносцировочные маршрутные магниторазведочные наблюдения проводились с помощью пешеходного протонного магнитометра ММП — 203. Работа магнитометра основана на измерении резонансной частоты свободной ядерной прецессии предварительно поляризованного протонсодержащего вещества [3]. Наблюдения включали в себя маршрутные съемки магнитного поля и измерение вариаций магнитного поля.

Магниторазведочные работы подразделялись на два этапа: проведение рекогносцировочных магнитометрических наблюдений в районе выявленных аномалий гравитационного поля и предварительная камеральная обработка и интерпретация магниторазведочных данных.

В результате проведенных исследований в районе поселка Ясног отработано рекогносцировочными профильными наблюдениями магнитного поля 6 участков: Волокул, Иб-Березник, Джепт, Лопью, Видзью, Джепт-Поинга. Пройдено 23,8 п. км профильных наблюдений, точки наблюдений располагались через 25 м и 50 м друг от друга. Сделано 602 измерения наблюденных значений магнитного поля и 281 измерение вариаций магнитного поля.

Построено 6 карт локальных аномалий магнитного поля, 25 графиков наблюденных значений магнитного поля с вариациями магнитного поля. В результате полевой обработки и интерпретации полученных магниторазведочных данных выявлено две аномалии магнитного поля, возможно, трубчатого типа: на участках: Джепт (заброшенный поселок) и Лопью (Кенмемтыла). Залегание верхних кромок магнитоактивных тел по предварительным расчетам находятся на глубинах 25 м (участок Джепт) и 75 м (участок Лопью).

ЛИТЕРАТУРА

1. Магниторазведка: Справочник геофизика / Под ред. В.Е.Никитского, Ю.С.-Глебовского. — 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1990. — 470 с.
2. Магниторазведка: А.А.Логачев. — 3-е изд., испр. и доп. — Л: Недра, 1968.— 296с.
3. Магнитометр пешеходный протонный ММП — 203: Техническое описание и инструкция по эксплуатации, НПО «Рудгеофизика». — Л.: 1982.

ИЗМЕНЕНИЕ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГРУНТОВ Г.СЫКТЫВКАРА В РЕЗУЛЬТАТЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

А. А. Прокушев, В.А. Лютоев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изучение изменения несущих способностей грунтов от вибросейсмических воздействий различной силы, проводились с помощью вибрационной установки, которая позволяла менять частоту и силу вибрации в большом диапазоне. Вибросейсмам подвергались грунты, отобранные с различных геолого-генетических комплексов четвертичных отложений с глубин — от поверхности до десяти метров.

В результате исследований были получены некоторые закономерности абсолютных значений уплотнения грунтов от абсолютных величин ускорений. Грунты были условно разделены на две группы: 1) рыхлые зернистые (мелко-, средне-, крупнозернистые пески, иногда супеси), 2) рыхлые связные (глины, суглинки, иногда супеси).

Вкратце отметим следующие моменты поведения грунтов от сейсмических воздействий:

— связные грунты начинают интенсивно уплотняться при вибрации в диапазоне частот 12-16 Гц и при ускорении 0,001g — первые микроны. Сильное уплотнение с переходом в плавунное состояние идет с ускорений 0,1g, что соответствует примерно 6-7 баллам MSK землетрясений;

— зернистые грунты — величины уплотнения зависят в первую очередь от содержания свободной воды в грунтах. Быстрее уплотняются грунты, имеющие более высокое ее содержание, а также зависят от размерности зерен и их упакованности. В среднем, несущие способности зернистых грунтов на порядок выше, чем связных грунтов, но сильно обводненные грунты по значениям уплотнения сходны со связными. Частоты, при которых начинает теряться устойчивость данного вида грунтов от вибраций — находятся в пределах 24-30 Гц.

Результаты таких исследований необходимо обязательно учитывать при проектировании и строительстве народнохозяйственных объектов в сейсмоопасных зонах, кроме всего явились бы полезными для строителей и транспортников в проведении расчетного прогноза срока эксплуатации инженерных сооружений и дорог.

ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОН НЕФТЕНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ПО ГИДРОДИНАМИЧЕСКИМ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМ И ЕМКОСТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ЗАЛЕЖЕЙ ТПП

О. Н. Рудченко, А. Ю. Черемискин
ГУП ТП НИЦ, Ухта

Опыт изучения карбонатных отложений осадочного чехла Тимано-Печорской провинции показал сложность их строения в верхнеордовикско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе, залежи углеводородов сформировавшиеся в отложениях комплекса, располагаются в сложнопостроенных коллекторах.

Результаты анализа изученности гидродинамических, физико-химических характеристик пластов и флюидов позволили выбрать наиболее оптимальные параметры этих показателей для прогноза продуктивности природных резервуаров на новых объектах.

Для оценки продуктивности скважин из общего числа опробованных объектов (порядка 2000) выбраны объекты (около 400), исследованные в колонне, имеющие наиболее достоверную и полную информацию о свойствах коллекторов и насыщающих их флюидов, как по физико-химическим, так и по гидродинамическим параметрам.

В результате анализа выявлены достаточно четкие закономерности и взаимосвязи между гидродинамическими и физико-химическими характеристиками пластов и насыщающих их флюидов.

На базе установленной закономерности была разработана ранговая классификация. Принято 4-х ранговое ранжирование по 6 параметрам (плотность и вязкость пластовой нефти; пористость и проницаемость коллектора; удельный коэффициент продуктивности и гидропроводность). Возрастание номера ранга происходит по мере улучшения свойств рассматриваемого параметра. Так, в первом ранге «тяжелые» высоковязкие нефти, малоемкие и низкопроницаемые коллекторы, низкопродуктивные объекты с минимальной гидропроводностью (табл. 1)

Разработанная классификационная схема позволила выделить в изучаемом комплексе гидродинамические зоны: с улучшенной, средней и ухудшенной гидродинамической обстановкой (табл. 2).

Выделенные зоны делятся, в свою очередь, на три подзоны в зависимости от качества пластовой нефти (хорошее, среднее или ухудшенное).

В результате проведенных исследований были построены прогнозные карты-схемы, позволяющие ранжировать верхнеордовикско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс по уровню продуктивных зон как на зональном, так и на локальном уровне.

Таблица 1

Ранговая классификация по гидродинамической характеристике пластов и коллекторов и свойствам нефтей

Ранг показат еля	Плотность пластовой нефти		Вязкость пластовой нефти		Пористость коллектора		Проницаемость		Удельный коэффициент продуктивности, $K_{уд}$		Гидропроводность	
	название	кг/м ³	название	мПа*с	название	% отк.	название	10 ⁻¹⁵ м ³	название	$\frac{м^3}{МПа*сут*м}$	название	$\frac{мкм^2*см}{мПа*с}$
1	тяжелые	более 830	высоковязкие	более 10	малоемкие	менее 7	малопроницаемые	менее 10	низкопродуктивные	менее 0,1	отсутствие	0,1-1,0
2	утяжеленные	770-830	повышенной вязкости	2-10	низкосемкие	7-10	низкопроницаемые	10-50	пониженно продуктивные	0,1-1	низкая	1-10
3	средние	710-770	средней вязкости	1-2	среднеемкие	10-15	среднепроницаемые	50-100	среднепродуктивные	1-5	средняя	10-100
4	легкие	менее 710	маловязкие	менее 1	высокоемкие	более 15	высокопроницаемые	более 100	высокопродуктивные	более 5	высокая	100-1000

Таблица 2

Классификационная схема по гидродинамическим, упругоэластическим и физико-химическим характеристикам флюидальных систем ТПП

Название гидродинамических зон	I	С улучшенной гидродинамической характеристикой	A	С хорошими физико-химическими свойствами нефти
	II	Со средней гидродинамической характеристикой	B	Со средними физико-химическими свойствами нефти
	III	С пониженной гидродинамической характеристикой	C	С ухудшенными физико-химическими свойствами нефти

Гидродинамические зоны	Подзона	Ранговые показатели	Название месторождения	Возраст	Расположение месторождения	Максимальный дебит флюида, м ³ /сут
I	A	4-4-3-4-4-4	Возейское, скв. 200	S ₁	Хорейверская впадина	94
	A	3-4-2-3-4-3	Вост. Рогозинское, скв. 215,81	S ₁	Хорейверская впадина	107
	A	3-3-1-4-4-3	Сев. Баганское, скв. 31	S ₁	Хорейверская впадина	78,8
	B	3-2-2-4-2-3	Надейское, центральная часть	D ₁	вал Гамбурцева	36,1
	B	1-2-2-2-3-3	Надейское, юг	D ₁	вал Гамбурцева	62
	B	2-2-3-2-2-2	Хасырейское, сев. купол	D ₁	вал Гамбурцева	15,3
	B	3-2-1-4-4-3	Хасырейское, юж. купол	D ₁	вал Гамбурцева	53,9
	C	2-2-1-3-1-1	Хасырейское	S _{2gr}	вал Гамбурцева	85,3
II	A	2-2-3-4-4-4	Колвинское	D ₁	Хорейверская впадина	79,4
	A	3-4-2-2-3-3	Баганское	S ₁	Хорейверская впадина	150,2
	A	3-2-2-4-4-4	Верхневозейское, блок 1B	S ₁	Хорейверская впадина	73,6
	A	3-2-1-4-4-3	Верхневозейское, блок 1C	S ₁	Хорейверская впадина	52,5
	A	2-3-1-1-1-1	Вост. Рогозинское	S ₁	Хорейверская впадина	107
	B	2-2-2-4-3-3	Сев. Баганское	S ₁	Хорейверская впадина	78,8
	B	2-2-2-4-3-3	Черпаюское	D ₁	вал Гамбурцева	74,8
	C	1-2-2-2-3-3	Ср. Макариха	S ₁	Хорейверская впадина	15,5
III	B	3-2-2-4-2-3	Быстринское	S ₁	Хорейверская впадина	27
	A	4-4-2-2-2-2	Бадьюское	S ₁	Хорейверская впадина	5
	B	3-3-2-2-1-2	Западно-Хатаяхское	S ₁	Хорейверская впадина	13,2
	B	2-3-1-1-1-1	Ср. Макариха	O ₃	Хорейверская впадина	3,7
	B	2-2-3-2-2-2	Подверьюское	D ₁	вал Сорокина	13
	B	2-2-1-3-1-1	Южно-Возейское	D ₁	Колвинский мегавал	4
	C	1-1-4-4-2-2	Усино-Кушюр	S _{2gi}	града Чернышова	6,5

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА (СИБИРЬ)

А. А. Савичев

СПбГГИ (ТУ), Санкт-Петербург

a_sa vichev@mail.ru

Северо-Енисейский район является одной из важнейших золоторудных провинций России. На его территории располагаются более 70 месторождений и рудопроявлений золота, формирующих последовательно сменяющие друг друга пояса золото кварцевого, золото-кварцево-прожилкового и золотосульфидного оруденения. Последний находится в пределах Верхне-Енашиминского рудного узла, где расположено крупнейшее из разрабатываемых в России месторождение золота Олимпиада, и ряд более мелких объектов, несущих комплексную Au-Sb-W минерализацию.

В геологическом строении рудного узла принимают участие рифейские осадочные образования, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, и прорванные телами гранитоидов — сателлитами крупного батолита, находящегося на глубине 5-6 км. Выделяются месторождения и рудопроявления эндоконтакта гранитоидов (Высокое, Высокое-2), ближнего экзоконтакта (Олень, Инноктеевское и др.) и дальнего экзоконтакта (Олимпиада). Особенностью их геологической позиции является приуроченность к горизонту углеродистых и карбонатных пород, подстилающих и перекрывающих кварц-слюдистые сланцы кординской свиты и локализация в зонах сочленения глубинных разломов широтного и юго-западного — северо-восточного простирания [1].

Минеральный состав руд установлен методами оптической и электронной микроскопии, рентгеноструктурного и микрорентгеноспектрального анализов. На основе структурных и физико-химических критериев стадийности [3] в составе эндогенной рудной минерализации узла выделено шесть стадий (см. таблицу). Оценка условий минералообразования проведена с использованием сульфидных геотермометров [4-6] и термобарометрических исследований.

Минералы кварц-вольфрамит-шеелит-сульфидной стадии I локализованы в грейзенах и незолотоносных кварцевых прожилках в эндоконтакте гранитоидов. Вольфрамит замещается шеелитом-1 в ассоциации с арсенопиритом-1 и пиритом-1. Сульфиды этой стадии сильно катклазированы и перекристаллизованы, что свидетельствует о наложении на них более поздних тектонических процессов.

Рудная минерализация наиболее распространенной золото-сульфидной стадии II образует тонкую (1-200 мкм) вкрапленность в цоизит-кварцевых, слюдисто-кварц-карбонатных и углеродистых метасоматитах ближнего и дальнего экзоконтакта. Ранний пирротин-1 замещается

Последовательность и условия формирования эндогенной рудной минерализации Верхне-Енашиминского рудного узла

Стадия		Минеральная ассоциация	Рудные минералы		Геохимическая ассоциация	Условия формирования	
			главные	редкие		температура 50.....500°C	активность серы
I	Кварц-вольфрамит-шеелит-сульфидная	кварц-вольфрамитовая	вольфрамит		W, As		
		шеелит-сульфидная	шеелит-1	арсенопирит-1 пирит-1			
II	Золото-сульфидная	шеелит-пирротиновая	пирротин-1	шеелит-2	Au, As, W		
		золото-арсенопиритовая	арсенопирит-2	пирит-2 золото-1			
III	Золото-полиметаллическая	сфалерит-халькопирит-пирротиновая	пирротин-2 халькопирит сфалерит-1 арсенопирит-3	галенит цумоит колорадоит жозеит-А	Au, Sb, Ni, Co, As, Cu, Zn, Pb, Hg, Te		
		ульманит-пиритовая	пирит-3 ульманит	маккинавит пентландит виллиамит фаза NiFeSbS ₂ фаза NiFe ₂ SbS ₃			
		золото-бертьеритовая	бертьерит	джемсонит золото-2			
IV	Золото-антимонитовая	золото-гудmundит-антимонитовая	антимонит-1 гудmundит пирит-4	арсенопирит-4 ауристобит кермезит	Au, Sb		
		самородных элементов	самородная сурьма	пирротин-3 золото-3			
V	Пострудная карбонатная	карбонат-флюорит-пиритовая	пирит-5	антимонит-2 киноварь	Sb, Hg		
VI	Пострудная силикатная	гемиморфитовая	гемиморфит		Zn		

парагенезисом золото-1 — пирит-2 — арсенопирит-2. Выделения высокопробного самородного золота-1 размером 5-20 мкм изредка обнаруживаются в сростаниях с арсенопиритом. Основная часть золота, по-видимому, присутствует в арсенопирите в дисперсном виде с размера частиц не более нескольких нанометров [2].

Минерализация полиметаллической стадии III присутствует на месторождениях Олимпиада и Оленье, где локализована в кварцевых жилах и прожилках, секущих золотоносные метасоматиты с вкрапленной минерализацией стадии II. Особенностью полиметаллического оруденения является разнообразие его минерального состава. В ранний парагенезис входят пирротин-2 и арсенопирит-3, обогащенный кобальтом и никелем, а также халькопирит, сфалерит, галенит, цумоит, жозеит-А и колорадоит. Пирротин-2 замещается пиритом-3 в ассоциации с ульманитом, виллиамитом, маккинавитом, пентландитом, и фазами NiFeSbS_2 и $\text{NiFe}_2\text{SbS}_3$, содержащими до 0,8 мас. % золота и ранее не описанными в литературе. В других случаях пирротин-2 замещается следующей минеральной ассоциацией — бертьеритом и джемсонитом, с которыми парагенетически связано «горчичное» золото-2, содержащее до 9 % ртути.

Рудная минерализация золото-антимонитовой стадии IV имеет прожилково-вкрапленный характер, наложена на минерализацию ранних стадий и имеет широкое распространение в месторождении Олимпиада и незначительное на других объектах. В её состав входят антимонит-1, арсенопирит-4, пирит-4, а также гудмундит и ауристбит, продукты разложения которых (пирротин, самородные золото и сурьма) составляют наиболее позднюю продуктивную ассоциацию.

Рудный процесс завершается отложением карбонатных прожилков стадии V с флюоритом, пиритом-5, антимонитом-2 и киноварью, секущих золоторудные тела с минерализацией ранних стадий на месторождении Олимпиада. В углеродистых метасоматитах на наиболее низкотемпературной стадии VI отлагаются гидротермальные прожилки со сталактитоподобными гемиморфитовыми образованиями.

Длительность процесса формирования рудной минерализации, изменчивость его условий и разнообразие форм нахождения золота и его спутников указывают на неоднократное поступление рудоносных растворов, имеющих различные источники. Присутствие связанных с золотом минералов кобальта, никеля, теллура и ртути на месторождении Олимпиада обуславливается его приуроченностью к узлу сочленения рудоконтролирующих разрывных нарушений с зоной глубинного регионального Татарского разлома, в то время как большая часть золота и сурьмы могла быть мобилизована растворами из вмещающих углеродистых сланцев с повышенными содержаниями этих элементов, в процессе становления гранитоидных интрузивов, с которыми генетически связана вольфрамовая минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А., Сафонов Ю.Г., Сергеев Н.Б., Керзин А.Л., Амшутц Х., Афанасьева З.Б., Вагнер Ф., Иванова Г. Ф. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геол. рудн. мест. 1994. Т. 3. № 2. С. 111-136.
2. Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга // Геол. рудн. мест. 2002. Т. 44. № 1. С. 59-76.
3. Кигаи И.Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования / Зональность гидротермальных рудных месторождений, Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 164-196.
4. Clark L.X. Heating experiments on gudmundite // Miner. Mag. 1966. V. 35, №236.
5. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications // Canad. Miner. 1976. V.14, P. 364-386.
6. Sharp Z.D., Essene E.J., Kelly W.C. A Re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to the natural assemblages // Canad. Miner. 1985. V.23, P. 517-534.

ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ ОЧИСТКА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ОТ НЕФТЯНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

К. А. Ситар

МГУ, Москва

sitar_msu@mail.ru

Для очистки нефтезагрязненных грунтов в настоящее время применяются разные методы: от использования микробиологической рекультивации с внесением штаммов микроорганизмов, разлагающих нефть и при этом самоуничтожающихся, до сжигания нефтезагрязненных грунтов в специальных печах. Последний метод используется на предприятиях с небольшим количеством нефтезагрязненных отходов. В тоже время проводятся исследования по поиску более эффективных, дешевых и усовершенствованных методов по очистке нефтезагрязненных грунтов в массивах. Одним из таких методов, позволяющих удалять загрязнения из массива, является электрохимический [1]. Исследование электрохимического метода очистки грунтов в нашей стране началось недавно. Суть метода состоит в том, что в поле постоянного электрического тока в водонасыщенных загрязненных глинистых грунтах возникает ряд процессов, преобладающими из которых являются - электроосмос, электрофорез, электромиграция. В результате загрязняющее вещество передвигается к одному из полюсов с электроосмотическим фильтратом или разрушается под действием тока.

Ведущим процессом в передвижении загрязняющих компонентов в грунтах является электроосмос [1]. Эффективность данного метода определяется многими факторами, изучению которых посвящены наши последние исследования, и многообразие которых до конца еще не выяснено. В данной работе изучалось влияние зависимости исходного соотношения "вода-нефть" в водонефтенасыщенном глинистом грунте на интенсивность электрохимической миграции нефти в глинистом грунте.

Исследования проводились на моренном суглинке (gllms), отобранном на территории г. Москвы. В качестве загрязнителя использовалась нефть Тарасовского месторождения (Зап. Сибирь, Пуровский район). В качестве порового раствора брался 0.01 н водный раствор NaCl. Предварительно у исследуемого образца определялся химико-минеральный состав, состав глинистой фракции, микроструктурные особенности, параметры, характеризующие физические и физико-химические свойства. Для нефти был проведен термогравиметрический анализ, определены температуры сгорания различных фракций составляющих ее углеводородов.

Исследования проводились на модельных образцах, приготовлен-

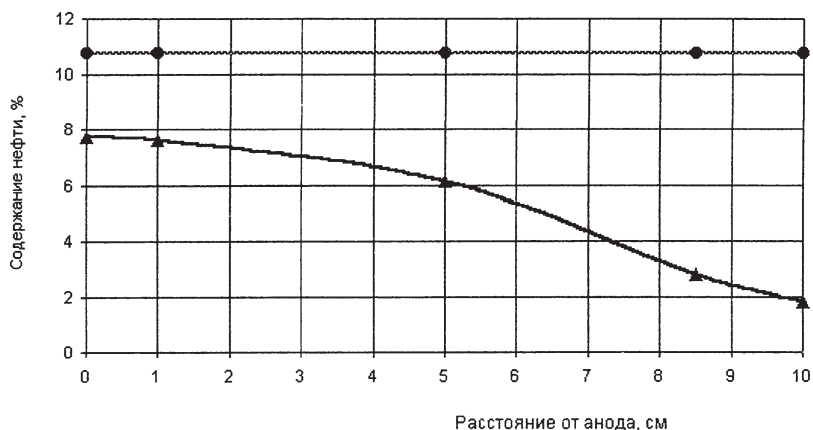
ных на влажности их свободного набухания. В каждом случае в образце добавлялось определенное известное количество нефти, в зависимости от заданного соотношения. Существенное влияние на процесс электрохимической миграции нефти оказывает взаимное расположение нефти и воды в структуре порового пространства грунта. Эффект электрохимической миграции нефти проявляется только в том случае, когда нефть находится в виде капель в центре пор и со всех сторон окружена водой. Если же нефть находится непосредственно на межфазной границе с минеральными частицами, а вода - в центре поры, то такая гидрофобизованная система не проводит ток и электрохимическая миграция в ней не возникает. Поэтому при приготовлении модельных образцов нефть добавлялась в первоначально водонасыщенный грунт.

Интервал изменения исходного соотношения "вода-нефть", в котором проводились исследования, составлял от 1:0,1 до 1:1,0, соответственно. Исследования проводились в электроосмотической установке однокамерного типа. Образец помещался в стеклянную трубку, длиной 10 см, и с обеих сторон к нему подавалась разность электрического потенциала. При этом из образца удалялся электроосмотический фильтрат, содержащие углеводородные фракции. После проведения опыта, который длился до 6-7 часов, образец разделялся на 3 равные части, для которых определялась влажность и количество оставшихся углеводородов (термовесовым методом, путем сжигания при температуре 600°C). Затем по полученным данным рассчитывалось суммарное количество удаленной нефти, а также сравнивались величины удаленного загрязнителя у анодной и катодной частях образца.

В среднем количество удаленных углеводородов (нефти) составляло от 30 % до 50 %, при этом оставшийся в образце загрязнитель перераспределялся и в большей степени сохранялся у анода (см. рисунок). В некоторых случаях количество оставшейся нефти в образце у анодной части превышало в 4 раза количество загрязнителя у катодного пространства (при соотношении "вода-нефть" 1:0,8).

В ходе электрохимической очистки грунта от нефтяных загрязнений существенно меняется величина pH вдоль оси образца по направлению от анода к катоду. В анодной зоне величина pH снижается до 1-3, а в катодной - повышается до 11-12. Средняя часть образца остается практически в нейтральной области pH [2,3].

В таких условиях происходит растворение и перемещение отдельных фракций жидких углеводородов, способных растворяться в щелочах, либо в кислотах. Опыты показывают, что основную роль при электрохимической очистке играет растворение нефти в щелочной области катодного пространства. При этом происходит электроосмотическая миграция нефти в растворенной щелочной форме. Часть нефтесодер-



Содержание нефти в суглинке до (линия вверх) и после электрохимической очистки (внизу) при исходном соотношении вода нефть 1:0,8

жащего раствора удаляется из образца вместе с электроосмотическим фильтратом. Таким образом, наибольшая очистка от нефти осуществляется в катодной области образца.

Состав углеводородов, по-видимому, также влияет на электрохимическую миграцию их в глинистых грунтах. Вероятно, это связано с различиями в молекулярном весе, составе и размере молекул и мицелл углеводородов. Присутствие высокомолекулярных фракций, по некоторым данным, снижает ее электрохимическую подвижность, а низкомолекулярные углеводородные соединения удаляются из грунта с большей эффективностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Королев В.А. Очистка грунтов от загрязнений. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 365 с.
2. Королёв В.А., Ситар К.А. Электрохимическая очистка глинистых пород от нефтяных загрязнений / Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Книга 1. (Под редакцией Б.А.Соколова и Э.А.Абля) - М.: ГЕОС, 2002. с.267-271.
3. Korolev V.A. Laws of the electrochemical soils remediation from petroleum pollution. - EREM 2001, 3rd Symposium and Status Report on Electrokinetic Remediation (Karlsruhe, April 18-20, 2001)/Herausgeber: C.Czurda, H.Hotel etc. - Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 2001, pp. 19(1 - 12).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗОЛОТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗЪЯВОЖСКОГО УЧАСТКА РАЙОНА ЕНГАНЭ-ПЭ

А. В. Спирын

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Район Енганэ-Пэ расположен на западном склоне Полярного Урала, в 40 км на восток от города Воркута, и в 20 км на север от станции Елецкая.

В тектоническом плане, рассматриваемая территория относится к северо-западной части Собского поднятия, структура второго порядка Енганэпейская брахисинклиналь. Протяженность массива с юга на север составляет 80 км, в ширину около 30 км. Максимальные высоты не превышают отметок 1000 м. Горы имеют пологие склоны, перекрытые современными отложениями. Основные водотоки района: Изъявож, Шер-вож, Тальбейяхакоче, Манюкуяха, Хобыктайюган, Кама-шор, Бадья-вож.

Центральная часть района сложена рифей-вендскими эффузивными породами основного и среднего состава, песчаниками, гравелитами, алевролитами и кислыми эффузивами. Имеются небольшие интрузивные образования долеритов, габбро, перидотитов, риолитов.

Первое описание геологического строения массива Енганэ-Пэ дано ГП. Сафроновым (1939 г.), который проводил съемочные работы на территории массива, в масштабе 1:200 000. Тогда же было обнаружено россыпное золото в русловом аллювии трех ручьев: Тальбейяхакоче, Янес-Кей-Лёк-Тальба и Манюкуяха. Содержание золота от единичных знаков на ковш до 1.7 г/м³.

Более полная информация о россыпном золоте получена в результате геологического доизучения Каро-Елецкой площади 1979-82 гг. (Дембовский и др. 1982 г.) и последующих поисковых работ (Ермоленко и др. 1988 г.) На хребте Енганэ-Пэ выделены участки: Широкий, Шервожский, Изъявожский. Несмотря на значительный объем исследований, многие вопросы золотоносности остались открытыми. Не ясны, в частности, коренные источники золота. Участок Изъявожский признан наиболее перспективным. Он расположен на юге района, в верхнем и среднем течении руч. Правый и Левый Изъя-вож и горы Южной. В 1979-1982 гг. здесь выявлены значительные содержания россыпного золота.

С участка нами было отобрано 32 шлиховых пробы, из них, 15 объемом от 0,1 до 0,7 м³, в зависимости от конкретных условий пробоотбора. Пробы отбиралось с косовых и пойменных участков речной долины, в двух случаях со щеток, непосредственно в русле водотока.

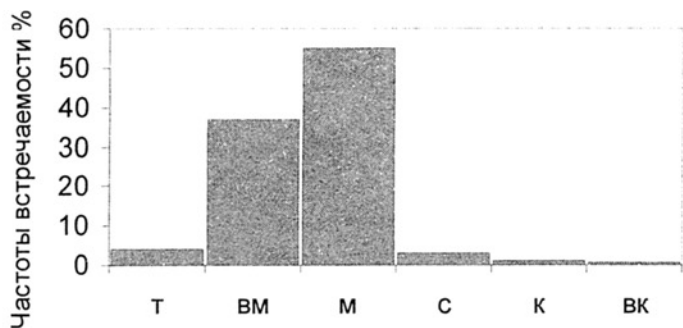


Рис. 1. Классы крупности золота: Т - тонкое, BM - весьма мелкое, М - мелкое, С - среднее, К - крупное, ВК - весьма крупное (n=251)

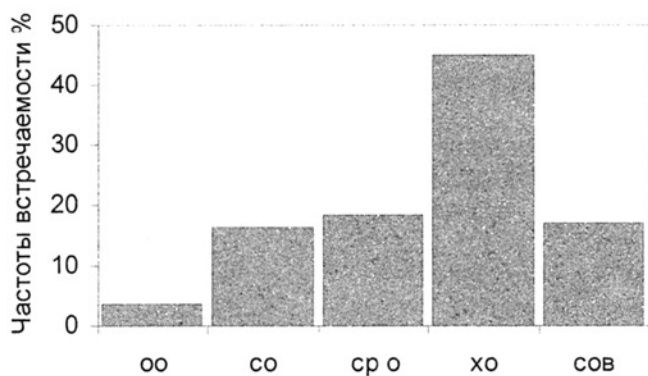


Рис. 2. Степень окатанности золота: oo - окатанность отсутствует, co - слабо окатанное, cpo - средней окатанности, xo - хорошо окатанное, cov - совершенно окатанное (n=251)

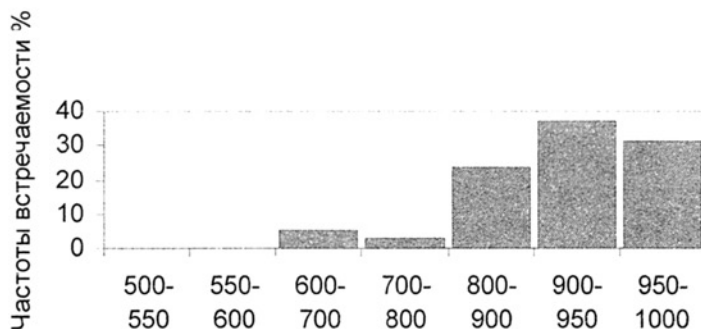


Рис. 3. Пробность золота : 998-951 - весьма высокопробное, 950-900 - высокопробное, 899-800 - умеренно высокопробное 799-700 - относительно низкопробное, 699-600 - низкопробное, менее 600 - весьма низкопробное (n=38).

В результате исследования установлены гранулометрический и морфологический состав золота. Крупность золотин варьирует от 0,1 мм до 4,5 мм. Преобладает же золото весьма мелкого и мелкого классов, что соответствует размерности от 0,1 мм до 1 мм (рис. 1).

В отношении морфологии, в наиболее часто встречаемой группе оказались разнообразные по очертаниям пластинчатые формы. Меньшее распространение получили золотины комковидной (простые изометрические и сложные с отростками), палочковидной формы и дендриты.

Около 50 % золотин, это хорошо или совершенно, окатанное золото (по классификации В.П. Петровской, 1973). Менее 5 % золотин не имеют признаков обработки поверхности (рис. 2).

Химический состав золота изучен нами на растровом электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим рентгеновским спектрометром фирмы Link (оператор В. Н. Филиппов). Согласно полученным данным, в золоте всегда присутствует серебро. Содержание Ад изменяется от 0 до 30 мас. %. Довольно часто отмечается ртуть - до 1,5 мас. %. Однако в действительности содержание Hg выше, и может достигать 8-12 масс%. В ходе анализа, при повышении температуры, ртуть частично испаряется, что приводит к снижению её процентного содержания. В единичных случаях устанавливаются содержания Си и Pd. Пробность золота варьирует от 600 до 1000.

Гистограммы распределений различных значений пробности по частотам их встречаемости, показали, что на участке преобладает высокопробное золото. Золото низкопробное и относительно низкопробное развито значительно меньше (рис. 3).

Таким образом для Изъявовского участка характерно мелкое хорошо окатанное высокопробное золото. Основными элементами примеси являются серебро и ртуть.

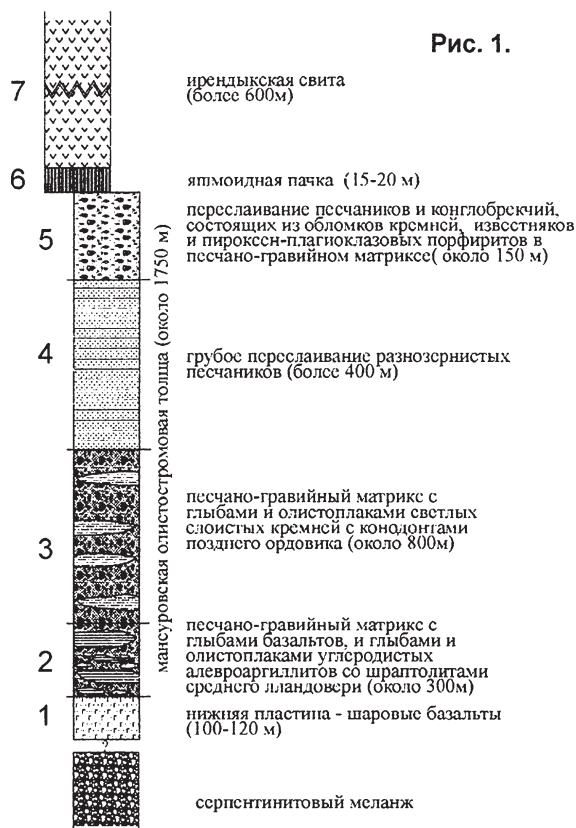
ВОЗРАСТ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАНСУРОВСКОЙ ТОЛЩИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

М. М. Степанова¹, Н. В. Славикова¹, Н. Б. Кузнецов²

¹МГУ, ²ГИ ИРАН, Москва

Западно-Магнитогорская зона — крупный структурный элемент южного сегмента Восточно-Уральской мегазоны. Вдоль её западного ограничения местами распространён своеобразный терригенный комплекс пород, выделяемый в разных местах под местными названиями и считающийся раннедевонским (доверхнеэзмским) [1, 2]. На севере Западно-Магнитогорской зоны он выделяется как мансуровская толща, наиболее полно представленная и хорошо изученная в районе д. Мансурово. В разные годы работами Т.И. и В.Т.Фроловых, О.А.Нестояновой, Б.М.Садрисламова, В.А.Маслова, О.В.Артюшковой и др. было установлено простое строение этого района и моноклинальное залегание развитых здесь толщ (аз. пад. 70-110, угол 55-75). Было показано, что на современном эрозионном

срезе здесь представлен разрез, начинающийся толщей шаровых раннесилурийских (?) базальтов, выше (и восточнее) которых залегают высокоуглеродистые аргиллиты со средне-поздне-ландоверийскими граптолитами. Выше залегает значительная по мощности и ширине выхода ритмично слоистая пачка осадочных пород, содержащих в своей верхней части обломки вулканитов из венчающей разрез туфогенно-вулканогенной ирендыкской свиты. Расчленение, характер взаимоотношений и возраст отдельных фрагментов этого разреза разными исследователями трактовался различно. Так, в работе [4] ниж-



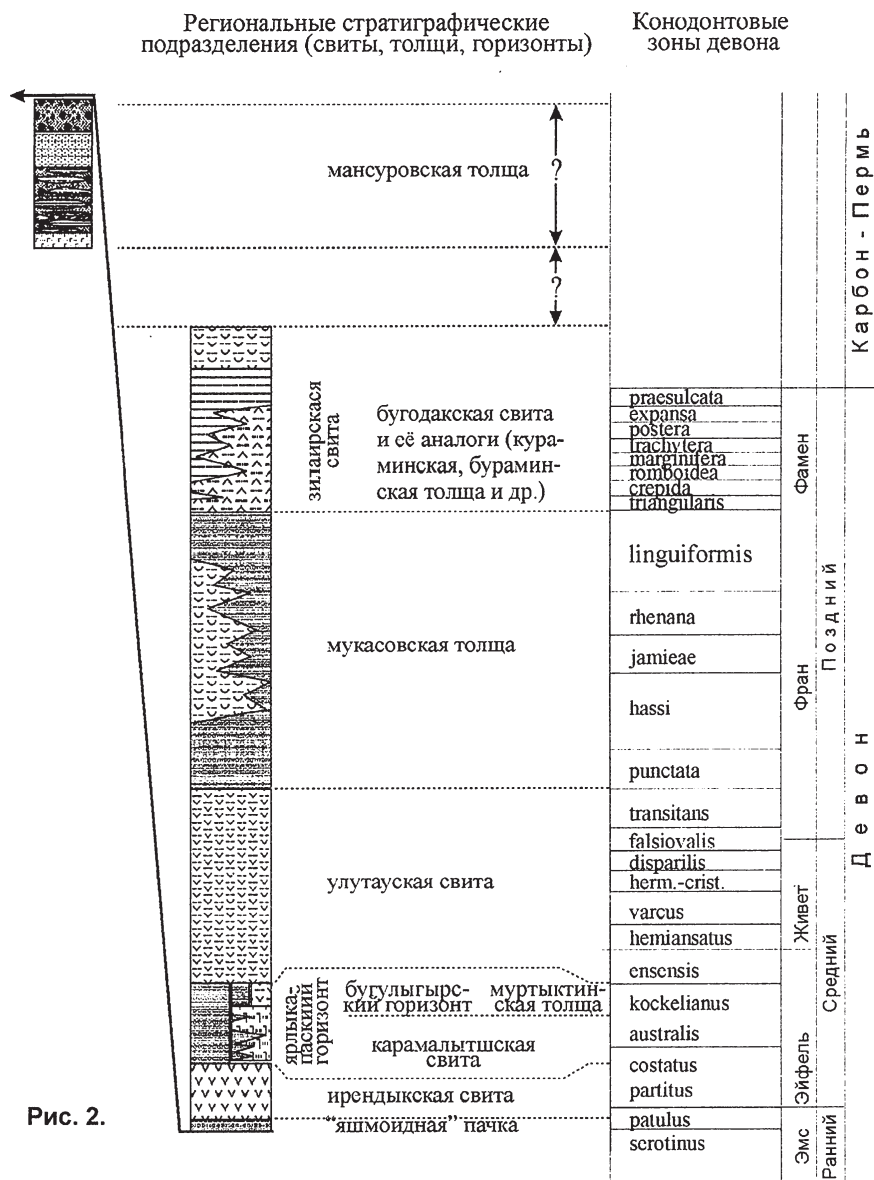


Рис. 2.

няя часть послелландоверийского разреза была разделена на стратоны венлокского и лудловского возраста, а его верхняя часть была отнесена к нижней терригенной подсвите ирендыкской свиты. А в работах [1, 2] осадочный комплекс, залегающий между лландоверийскими черными алевролитами и вулканогенно-осадочными образованиями ирендыкской свиты, был выделен в самостоятельную мансуровскую толщу, раз-

рез которой рекомендован как один из типовых разрезов нижнего девона в восточного склона Южного Урала.

Нами в 2002 г. составлена схематическая геологическая карта района д. Мансурово, палеозойский разрез разделен здесь на 7 пачек (рис.1). Пачки 1-5 этого разреза объединены в мансуровскую толщу, состав которой расширен за счет включения в него шаровых базальтов, обнаженных на левом борту долины руч. Игиль-Елга и слагающих пластину или серию сближенных пластин, а также залегающих структурно выше (и восточнее) граптолитоносных черных алевролитов, слагающих протяженные блоки (пачка 2). Ранее эти пачки выделялись в качестве самостоятельных стратонов [1, 2, 4].

Пачка 7 изученного разреза соответствует нижней части поздне-эмсско-эйфельской ирендыкской свиты. Известно, что на протяжении всей Западно-Магнитогорской зоны в тех случаях, когда удается наблюдать подошву ирендыкской свиты, она согласно налегает на пачку яшмоидов, содержащих в верхах конодонты низов зоны *patulus* [2]. Позднеэмсским яшмоидам в разрезе у д. Мансурово соответствуют яшмоиды 6-ой пачки, подстилающие ирендыкские породы пачки 7 (рис.2). Нами были проведены поиски конодонтов в этих яшмоидах, но, к сожалению, они не дали результата. Однако известно [2], что несколько севернее на правом борту долины р.Краснохты ирендыкская свита подстилается пачкой красных яшмоидов с конодонтами верхней части эмсского яруса. По положению в разрезе, внешнему облику и составу эти кремнистые породы аналогичны породам 6-ой пачки Мансуровского разреза, что позволяет нам датировать её низами зоны *patulus*, и по кровле этой пачки провести подошву ирендыкской свиты подобно тому, как это делается в других частях Западно-Магнитогорской зоны.

Вопрос о возрасте мансуровской толщи мы считаем окончательно нерешенным. Нами в кремнистых алевро-аргиллитах в средней части разреза мансуровской толщи (точка с координатами 54°29'33,0" и 059°30'29,6") собраны многочисленные конодонты. Среди них С.В.Дубининой (ГИН РАН) определены *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Periodon grandis* Ethington, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Periodon* cf. *grandis* (Ethington), *Belodina* cf. *confluence* Sweet, которые по ее заключению датируются позднекарадокским подъярусом и ашгильским ярусом позднего ордовика.

Ордовикская фауна обнаружена нами в породах, которые, как считалось ранее [1, 2], слагают верхний элемент одного из крупных седиментационных ритмов, то есть *in situ* в разрезе раннедевонской мансуровской толщи. Это накладывает весьма существенные ограничения на представления о её раннедевонском возрасте.

Поскольку место сбора ордовикских конодонтов расположено структурно выше черных граптолитоносных алевролитов, можно было бы предположить, что разрез здесь «перевернут» и наращивается в западном направлении. Однако всегда ранее этот разрез рассматривался как нормальный и надстраивался с запада на восток, что подтверждается и нашими литолого-седиментологическими наблюдениями. Эти же наблюдения позволяют нам заключить, что распространенные здесь черные высокоуглеродистые алевролиты и светло-серые кремнистые алевро-аргиллиты слагают разновеликие блоки — олистоплаки, погруженные в песчано-гравийный матрикс. В верхней пачке мансуровской толщи, имеющей отчетливое микститовое строение содержатся разновеликие глыбы белых криптокристаллических и пелитоморфных известняков, серых кремнистых алеврс-аргиллитов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Таким образом, мансуровская толща характеризуется элементами хаотического строения, структурно подстилает яшмоидную пачку (отчетливо наблюдаемую на северной окраине д. Мансурово в точке с координатами 54°29'17,6" и 059°31'40,3"), по кровле которой проводится подошва вышележащей ирендыкской свиты, и содержит в верхней своей микститовой пачке обломки ирендыкских вулканитов. Это дает нам основание утверждать, что мансуровская толща не может являться базальным горизонтом ирендыкской свиты, как это считалось ранее [3,4], а является стратоном, более молодым чем ирендыкская свита.

Очевидно, что возраст олистостромовой толщи определяется по возрасту её матрикса. Однако терригенный матрикс мансуровской толщи фаунистически не охарактеризован. Нижний предел возраста толщи может быть определен возрастом наиболее молодых пород её кластической части. В настоящее время фаунистически датированы здесь лишь позднеордовикские и раннесилурийские породы олистоплаков. Кроме того, можно говорить о наличии здесь обломков позднеэмско-эйфельских вулканитов. Это указывает на послезейфельский возраст мансуровской олистотстромы.

Мы предполагаем, что мансуровская олистостромовая толща парагенетически связана с процессами покровообразования и представляет собой микститовый комплекс, подстилающий конседиментационный покров, каковым является вся Западно-Магнитогорская зона (Западно-Магнитогорский аллохтон). Сводный стратиграфический разрез этого аллохтона (рис. 3) охватывает диапазон от конодонтовой зоны *patulus* (верхний эмсс) до зоны *sulcata* (турне). При сопоставлении его со стандартной конодонтовой шкалой девона [5, 6] видно, что в нем запечатлена непрерывная стратиграфическая последовательность, лишенная

перерывов и пропусков. Это означает, что с учетом возраста комплексов, слагающих Западно-Магнитогорский аллохтон, мансуровская толща могла сформироваться после наиболее молодого стратиграфического элемента разреза аллохтона, а именно в после раннекаменноугольное время.

Исследования проведены в рамках ФЦП «ИНТЕГРАЦИЯ».

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Нижнедевонские (доверхнеэзмские) отложения Магнитогорской мегазоны. Геологический сборник № 2. ИГУНЦ РАН. Уфа. 2001, с.80-87.
2. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа. ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.
3. Рязанцев А.В., Дубинина СВ., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС. 1999. С. 5-23.
4. Садрисламов Б.М., Дамбовцев В.В., Бородина В.Л. Отчет по теме «Стратиграфия силурийских и девонских отложений зеленокаменного комплекса восточного склона Южного Урала» за 1960-1964 гг. Уфа. 1964 г. (Рукопись, архивные материалы).
5. Ziegler W., Sandberg C.A. The Late Devonian standard conodont zonation // Cour. Forsch. — Inst. Senckenberg. 1990 Bd. 121. S.1-115.
6. Ziegler W. Conodont stratigraphy of the European Devonian // Geol. Sos. Amer. Spec. Pap. 1971. № 2, P.227-284.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

С. В. Суренков¹, Г. В. Моралев¹, А. В. Борисов¹,
А. В. Чугаев¹, О. В. Можаров²

¹ИГЕМ РАН, Москва, ²ОАО Полярноуралгеология, Сыктывкар
souren@igem.ru

Изотопный состав рудного свинца является одним из немногих прямых маркеров источников не только этого элемента, но и других металлов. В данной работе приводятся первые данные по изотопному составу свинца галенитов из золоторудных проявлений Лемвинской зоны (проявления Лемвинское и Подснежное) и Ляпинского антиклинория (проявления Чудное и Нестеровское).

Для золотых проявлений Лемвинское и Подснежное, расположенных в Лемвинской зоне, получены четыре определения изотопного состава свинца галенитов из продуктивной прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации (см. таблицу). Изотопные отношения в рудном свинце укладываются в исключительно узкий интервал, а разброс значений не превышает 0,07 %. Из этого следует, что свинец в рудопоявлениях Лемвинской зоны происходит из единого гомогенного источника. В соответствии с двухстадийной моделью Стейси — Крамерса [1] область измеренных отношений соответствует свинцам, источник которых имел значение $\mu_2=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ от 9,73 до 9,76. Этот интервал перекрывает значение $\mu_2=9.74$ для средней кривой эволюции изотопного состава Земли. Модельный возраст рудного свинца золото-сульфидных проявлений в соответствии с моделью Стейси — Крамерса равен 344-351 млн. лет (без учета аналитической погрешности). Скорее всего, модельный возраст свинца либо такой же, либо древнее, чем возраст гидротермального процесса.

На модели плюмботектоники [2] область значений рудного свинца проявлений Лемвинской рудной зоны ложится на линию орогена. Под орогенной зоной понимается область смешения в определенных пропорциях материала верхней и нижней континентальной коры с веществом мантии и океанической коры. Корогенным зонам относятся островные дуги и активные континентальные окраины, где в процессе субдукции происходит смешение материала из разных источников и формируется новая континентальная кора. То, что рудные свинцы Лемвы оказались на линии орогена, наводит на мысль о существовании в регионе примерно в среднем палеозое активной вулканической континентальной окраины Андийского типа. Предположение о существовании пояса Андийского типа в Лемвинской тектонической зоне высказы-

вал Руженцев С. В. [3], и мы считаем, что данные по изотопии свинца подтверждают эту интерпретацию. Учитывая это, можно сделать вывод о магматическом источнике свинца, образовавшемся при смешении материала континентальной и океанической коры с веществом мантии в условиях активной континентальной окраины. Это, однако, не означает, что свинец обязательно прямо поступал с растворами, отделившимися от магматических расплавов. С такой же вероятностью он мог быть выщелочен из магматических пород метеорными или метаморфогенными водами и в дальнейшем переотложен в рудных зонах.

Для золото-палладий-редкоземельных проявлений Чудное и Нестеровское, расположенных в пределах Ляпинского антиклинория, также получены четыре определения изотопного состава свинца по галенитам (см. таблицу). Полученные значения резко варьируют и отличаются друг от друга на проценты. Значения $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ соответствуют интервалу от 9,8 до 10,2, который перекрывает значения для аномальных свинцов. Модельный возраст свинца этих галенитов по модели Стейси — Крамерса [1] варьируют от 183 до — 43 млн лет, и достигает отрицательных значений. Очень важно подчеркнуть то, что модельный возраст свинца не имеет геохронологического смысла и отражает гипотетическое разделение урана и свинца. В нашем случае модельный возраст

Образец	Характеристика образца	Место отбора образца	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	Модельный возраст	μ_2
17/98	Кварцевый прожилок в рнолите с хлоритом, галенитом и пиритом	Проявление Чудное. Север кара оз. Грубепендиты	18,795± 2	15,68± 2	39,059± 4	41	9,9
103-23.8	Кварцевый прожилок в базите с кальцитом, пиритом, халькопиритом, галенитом	Проявление Чудное. Скв. 103; 23,8 м	18,534± 2	15,639± 2	38,487± 4	137	9,8
204153	Гравелит	Проявление Нестеровское, скв. 204; 120 м	18,87± 2	15,667± 2	39,076± 5	-43	9,9
205135	Гравелит	Проявление Нестеровское, скв. 205; 105 м	18,734± 20	15,727± 20	38,998± 38	183	10,2
SL 29	Апобазитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов	Проявление Лемвинское, Южная зона	18,168± 2	15,600± 2	37,99± 4	344	9,7
SL 34	Апобазитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов	Проявление Лемвинское, Южная зона	18,170± 2	15,604± 2	37,997± 4	351	9,8
SL 71	Рассланцованные базиты с кварц-карбонатными прожилками с пиритом, галенитом, сфалеритом	Проявление Подснежное	18,160± 2	15,598± 2	37,970± 4	346	9,7
SL72/2	Рассланцованные базиты с кварц-карбонатными прожилками с пиритом, галенитом, сфалеритом	Проявление Подснежное	18,163± 2	15,602± 2	37,979± 4	352	9,8

Примечание. Определения выполнены на приборе Sector 54 Чугаевым А.В., ИГЕМРАН

свинца намного моложе возраста всех возможных позднегерцинских гидротермальных процессов. Все это свидетельствует о (1) гетерогенном источнике свинца на хребте Малдынырд, и (2) об аномальной природе рудного свинца, накопление которого происходило в присутствии урана и тория в гидротермальной системе. Это, подтверждается и присутствием минералов-носителей урана и тория в рудах на проявлении Чудное и Нестеровское. На модели плюмботектоники [2] рудный свинец хребта Малдынырд ложится выше линии изотопного состава орогенной зоны и ниже линии для верхней коры. Очевидно, что в системе доминировал свинец из верхней коры, а привнос материала из других источников имел подчиненное значение.

Сопоставление изотопного состава свинца золотых проявлений Лемвинской зоны и золото-палладий-редкоземельных проявлений Ляпинского антиклинория показывает резкие различия, которые хорошо согласуются с различным строением и историей этих блоков. В Лемвинской зоне рудные свинцы происходят из гомогенного источника, связанного с процессом смешения вещества из различных резервуаров в зоне орогена. В Ляпинском антиклинории рудные свинцы имеют аномальную природу и происходят, скорее всего, из локального верхнекорового источника, обогащенного ураном и торием. Это результаты являются первой попыткой плюмботектонических исследований на Приполярном Урале и поэтому они нуждаются в дальнейшем углублении.

Исследования проводились при поддержке РФФИ (проекты 00-05-64832а, 01-05-06137мас, 95-05-14970), ОАО «Полярноуралгеология», ООО «Родонит».

ЛИТЕРАТУРА

1. Stacey J. S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model/ Earth Planet. Sci. Lett. 26, 207-221, 1975.
2. Доу Брус Р., Зартман Роберт Е. Плюмботектоника фанерозоя. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Изд-во Мир, 1982 г. С. 28-67.
3. Руженцев СВ. Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала. В кн. Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. Москва: Наука, 1998. С. 25-41.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛОВ

А. Е. Сухарев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Petrovsky@geo.komisc.ru

Важной задачей исследований является разработка высокоинформативных экспрессных методов изучения и диагностики дефектов микро-размерного уровня. В работе приводятся экспериментальные и теоретические исследования особенностей поведения оптических функций в области плазменного резонанса, наблюдаемого при отражении инфракрасного излучения от поверхности кристалла, содержащего различного рода дефекты. Исследовались анизотропные чистые и легированные донорной (Te) и акцепторной примесями (Sn) **монокристаллы висмута и твердых растворов висмут-сурьма**, относящиеся к классу полуметаллов и полупроводников.

В общем случае существует множество механизмов взаимодействия ИК-излучения с кристаллами этого класса, которые проявляются на спектрах отражения в виде следующих основных эффектов: плазменных; связанных с анизотропией кристаллов (поляризационные); межзонных переходов (прямые, не прямые); фотон-фонновых; плазмон-фонновых, электрон-плазмонных [1,2].

Регистрация спектров отражения производилась на фурье-спектрометрах IFS-113V и ЛАФС-1000 в диапазоне $1000\text{--}10\text{ см}^{-1}$ с разрешением 2 см^{-1} в неполяризованном и поляризованном излучениях с

ориентацией плоскости поляризации $\vec{E} \parallel C_3$ и $\vec{E} \perp C_3$ (C_3 — оптическая ось кристалла).

На рис.1 приведены спектры отражения ИК-излучения образцов при $T=80\text{K}$, имеющие форму, характерную для плазменного отражения. При этом они имеют особенности в виде дополнительных пиков в области плазменного минимума, которые не могут быть объяснены в рамках классической модели Друде, поляризационными эффектами, влиянием межзонных переходов, фотон-фононным и плазмон-фононным взаимодействиями.

Рассматривались кристаллы, содержащие микродефекты:

а) в виде слоев (зональный кристалл), с концентрацией слоев N_w , плотностью примеси в центре слоя ΔN , средней толщиной слоя S (модель слоев).

б) легированные примесью с концентрацией атомов N_b , окруженные сферически симметричной концентрацией ионов с плотностью распределения Гаусса (модель кластера), концентрацией ионов в центре кластера N , средним радиусом кластера S .

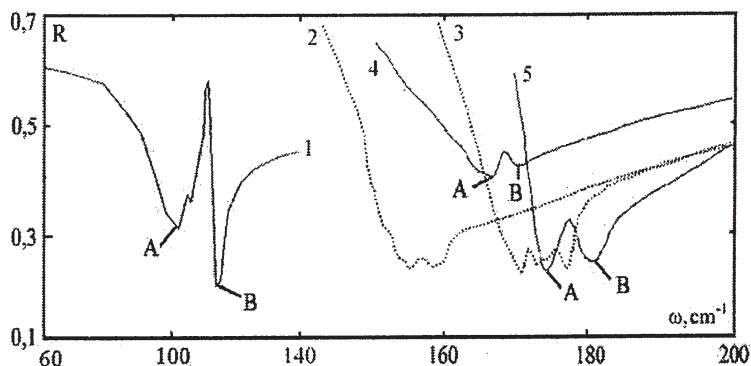


Рис. 1. Спектры отражения поляризованного излучения сплавов BiSn при $T=80\text{K}$. 1 — $\text{BiSn}_{0,03}$ $\vec{E}||C_3$; 2 — $\text{BiSn}_{0,01}$ $\vec{E}||C_3$; 3 — $\text{BiSn}_{0,01}$ $\vec{E} \perp C_3$; 4 — $\text{BiSn}_{0,02}$ $\vec{E} \perp C_3$; 5 — $\text{BiSn}_{0,02}$ $\vec{E}||C_3$

в) содержащего дефекты в виде пары ионов, расстояние между которыми R (модель пар ионов).

На рис.2, 3 видно, что положение и форма дополнительных пиков определяются видом дефектов, их концентрацией и линейными размерами. Левая граница дополнительного пика (A) для дефекта типа кластера ионов располагается выше правого (B) (рис.2), а для дефектов типа слоев ионов наоборот (рис.3) для кристаллов типа Bi, однако в общем случае их взаиморасположение зависит от значения ϵ_L . Аналогично графики коэффициентов затухания $Y(\omega)$ и функций диэлектрических потерь $Z(\omega)$ различны для перечисленных дефектов.

Появление дополнительного пика в области плазменной частоты объясняется возбуждением продольных плазмонов неоднородности зарядов, экранирующих дефекты под воздействием электрического поля падающей поперечной электромагнитной волны. Эти плазмоны характеризуются собственным временем релаксации, зависящим от частоты [2] и носящим резонансный характер.

Продольные плазмоны могут существовать только в ограниченном частотном диапазоне [1], а при более высоких частотах они затухают до одночастичных возбуждений. С ростом температуры дополнительный плазменный пик уменьшается за счет расширения одночастичной области и при комнатной температуре (300 K) становится невидимым и спектр отражения кристаллов может быть описан моделью Друде для поперечных плазмонов. Подобная температурная зависимость нехарактерна для межзонных переходов.

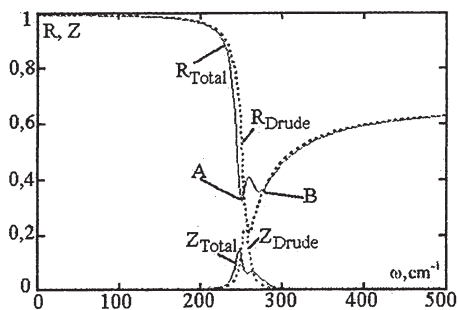


Рис. 2. Коэффициент отражения R и функция диэлектрических потерь Z , учитывающие взаимодействие ИК-излучения в области плазменных эффектов с дефектами типа кластеров, $n - 10^{24} \text{ м}^3$, $m^* - 0,031$, $\epsilon_L = 100$, $S = 4 \times 10^{-7} \text{ м}$, $N_c = 10^{18} \text{ м}^{-3}$, $\Delta N = 10^{24} \text{ м}^3$

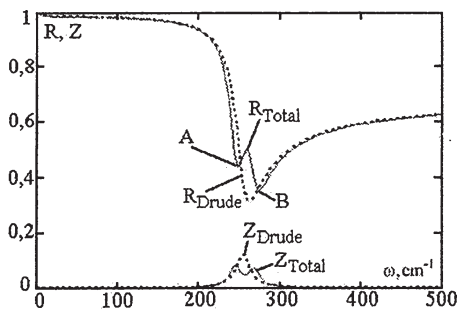


Рис. 3. Коэффициент отражения R и функция диэлектрических потерь Z , учитывающие взаимодействие ИК-излучения в области плазменных эффектов с дефектами типа слоев, $n - 10^{24} \text{ м}^3$, $m^* - 0,031$, $\epsilon_L = 100$, $S = 10^{-7} \text{ м}$, $N_w = 10^6 \text{ м}^{-1}$, $\Delta N = 10^{24} \text{ м}^3$

Таким образом, оптические функции $R(\omega)$, $Z(\omega)$ и $Y(\omega)$ объясняются динамической моделью $\epsilon(\omega)$, учитывающей эффекты экранирования дефектов. Следовательно, изучая поведение спектра отражения кристалла в области плазменной частоты возможно исследование особенностей тонкой структуры кристаллов, например, определение типа дефектов, их концентрации, размеров, распределения по объему кристалла, качества легирования.

Исследования ведутся под руководством доктора геол.-минер. наук В.А. Петровского и кандидата физ.-мат. наук А.С. Мальцева.

Работа поддержана грантом РФФИ № 00-15-98485.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пайнс Д. Элементарные возбуждения в твердом теле. М.: Мир, 1965. 382 с.
2. Мальцев А.С., Петровский В.А., Трошев С.А., Сухарев А.Е. Исследование особенностей тонкой структуры кристаллов методом плазменного отражения // ДАН, 2002. Т. 387, № 3.

ПРОБЛЕМЫ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ ПЛАТНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Т. В. Тихонова

ИСЭПС Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

tikhonova@iespn.komisc.ru

Основными недостатками «экономического механизма» охраны окружающей среды и природопользования являются отсутствие действенных стимулов снижения негативного воздействия на окружающую среду, рационального использования природных ресурсов, а также явную недостаточность объемов экологических платежей для финансирования природоохранной деятельности. Ставки платы за загрязнение окружающей среды, как правило, не позволяют ни предотвратить, ни компенсировать экологический ущерб. Подсчитано, что если умножить объем выбросов, производимых отечественными предприятиями на стандартные для Запада платежи, то полученная сумма будет доходить до нескольких миллиардов долларов [1], что в сотни раз превышает объемы экологических платежей в нашей стране. Очевидно, что ставки платы должны быть приближены к соответствующим величинам удельных затрат на предотвращение ущерба от загрязнений. Тогда предприятие будет заинтересовано в проведении мероприятий по предотвращению ущерба от загрязнения. Коэффициент индексации, предназначенный для соответствия уровню инфляции, не достаточно объективно отражает реальную ситуацию.

Размер природоохранных платежей напрямую зависят от экологических нормативов — ПДК загрязняющих веществ, ПДВ (ПДС). Система нормирования в нашей стране развита в большей степени, чем во многих развитых странах. Тем не менее, она также имеет ряд недостатков и приводит к искажению размеров экологических платежей. Одним из недостатков санитарно-гигиенических нормативов служат лабораторные методы оценки ПДК, не учитывающие специфические особенности нахождения загрязнителей в естественных условиях. Даже незначительные загрязнения в пределах ПДВ (ПДС) трудноразложимыми загрязнителями ведут к их накоплению в природной среде в концентрациях, опасных для биологических сообществ [2]. Санитарно-гигиенические нормативы, как правило, не дифференцированы по природно-климатическим зонам, хотя чувствительность природной среды к воздействиям зависит от климатических условий, состава биоты, структуры самой среды [3]. Предельно допустимые концентрации загрязняющих веществ — стандарты качества окружающей среды, с помощью которых определяются значения нормативов воздействия на окружающую среду. При оценке величин ПДК репициентом является человек, как наиболее чувствитель-

ный компонент природы. Однако эксперименты показывают, что некоторые биологические виды гораздо чувствительнее человека к определенным токсикантам [2,4,5,6]. В силу отмеченных недостатков наблюдается весьма низкое соответствие размеров плат за загрязнение и уровней реально наносимого ущерба конкретными природопользователями.

Проблемой подсчета экологических платежей является недостаточность мониторинга. Как правило, предприятия за отсутствием приборов учета объемов загрязнения, определяют сумму экологических платежей расчетным путем, опираясь на нормативные характеристики очистных сооружений. Принятие жестких (по сравнению с зарубежными странами) нормативов никак не стимулируют качество сбросов и выбросов. На практике широко распространена система использования временно согласованных лимитных значений выбросов и сбросов (а при определении отходов нормативов вообще не разработано), которые соответствуют возможности очистных сооружений предприятий. Все это приводит к искажению как размеров ущерба (экологических платежей), наносимого окружающей среде, так и ухудшению экологического состояния территории в целом.

Практически не применяются, широко и успешно используемые в зарубежной практике экологические налоги, такие как налоги на потребление экологически вредной продукции: например, на некоторые виды упаковки, удобрений, автомобильные аккумуляторы, шины, топливо и техническое масло. К примеру, в Венгрии за счет таких налогов формируется 70 % доходов центрального фонда по охране окружающей среды [7]. Не применяются залогово-возвратные инструменты эффективные в тех случаях, когда упаковка, тара или другая продукция могут быть повторно использованы или вторично переработаны, а также, если продукция содержит вещества, особенно вредные для окружающей среды (люминесцентные лампы, автомобильные шины и аккумуляторы). Не находит применения такой действенный инструмент как ускоренная амортизация оборудования природоохранного назначения, что также препятствует увеличению возможностей финансирования оснащения предприятий природоохранным оборудованием.

Проблема устойчивости природной среды к нагрузкам антропогенного характера в последнее время становится острой. Особенно это касается территорий, где сосредоточено экологически опасное производство и, как правило, с близ находящимися населенными пунктами. Одной из специфик распределения производства на территории Республики Коми является наличие промышленных узлов (Воркутинское и Интинское угольное производство, Ухто-Сосногорское производство по добыче и переработке газа и нефти, переработка лесных материалов и целлюлозно-бумажное производство на территории г.Сыктывкара, до-

быча нефти и газа на территории Усинского, Печорского и Вуктыльского районов). Известно, что северные территории характеризуются низкой самоочищающей и восстановительной способностью природной среды и присутствие на данных территориях различного рода производств усугубляет напряженность экологической ситуации в целом. В подсчете ущерба за загрязнение окружающей среды участвуют коэффициенты (экологической ситуации и значимости), определяющие состояние территории по уровню антропогенной нагрузки. Восприимчивость же природной среды к нагрузкам антропогенного и техногенного характера определяет лишь двукратное увеличение объема платежей на северных территориях России. Дифференциация данного коэффициента на территории региона по климатическим, физико-географическим и другим интегральным характеристикам является одним из шагов к рациональному использованию природных ресурсов и охране природной среды.

Одной из характеристик поглотительной способности природной среды является ассимиляционный потенциал. Нормативно, количественной оценкой ассимиляционного потенциала могут выступать предельно допустимые величины объема выбросов и сбросов загрязняющих веществ (ПДВ и ПДС). Теоретически, если объем загрязнителей, попадающих в окружающую среду, не превосходит ПДВ, то данная природная система сама, без дополнительных затрат, справляется с поступающими в нее загрязняющими веществами и обезвреживает их без сколько-нибудь существенных для себя последствий за счет ассимиляционного потенциала. Поэтому, платежи за загрязнение природной среды в пределах нормативных значений следует заменить введением налога за использование ассимиляционного потенциала.

При новой системе налогообложения экологические налоги (платежи) должны устанавливаться как минимум на уровне общественно необходимых затрат на подавление вредных загрязнений. В перспективе должны действовать экологические налоги и платежи. Экологические налоги устанавливаются в рамках предельно допустимых нормативов (стандартов) вредных воздействий на окружающую природную среду, а платежи — за вредное воздействие сверх указанных нормативов. Это связано с разным уровнем налогов и платежей (последние являются более весомыми), а также разными их финансовыми потоками.

Налоги направляются в бюджет и используются на социально-экономические нужды (что за последние 2001-2002 годы и происходит с экологическими платежами), а платежи взимаются в Целевой бюджетный фонд охраны окружающей природной среды и воспроизводства природных ресурсов и используются на природоохранные цели.

До сих пор государство ни формально, ни фактически не является собственником ассимиляционного потенциала. Поэтому собственни-

ком ассимиляционного потенциала является тот, кто присваивает ренту, образующуюся при пользовании таким природным ресурсом. Владение ассимиляционным потенциалом должно находиться в Федерации, а распоряжение — в регионах [8].

Несовершенство системы платежей за загрязнение окружающей среды представлено рядом проблем:

- отсутствие действенных стимулов снижения негативного воздействия на окружающую среду, рационального использования природных ресурсов, а также явную недостаточность объемов экологических платежей для финансирования природоохранной деятельности;
- несовершенством системы экологического нормирования;
- недостаточности мониторинга на источниках загрязнения и как следствие искажение параметров подсчета экологических платежей;
- несоответствие нанесенного и возмещенного ущерба окружающей природной среде;
- частичного внесения экологических платежей или «неплатежи»;
- ограниченность по видам взимания платежей по ущербу-окружающей среде;
- отсутствие учета устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам, ассимиляционного потенциала в подсчете ущерба окружающей среде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данилов-Данильян В., Козельцев М. Выбросы за плату // Вопросы экономики. 1990. № 1. С. 125-129.
2. Садыков О.Ф. Популяционные аспекты экотоксикологии // Экотоксикология и охрана природы. М.: 1988. С. 108-126.
3. Телентинов В.Е. Экологические нормативы и управление охраной окружающей природной среды // Экономика природопользования. 1998. № 5. С. 73-87.
4. Криволуцкий Д.А. и др. Биоиндексация и экологическое нормирование на примере радиологии // Журнал общей биологии. 1986. Т. 47. № 4. С. 468-478.
5. Шандала М.Г. и др. Гигиеническое и экологическое нормирование: методологические подходы и пути интеграции // Гигиена и санитария. 1992. №4. С. 19-24.
6. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 375 с.
7. Коробова Н.Л. Проблемы и перспективы функционирования и дальнейшего развития системы экологических фондов в Российской Федерации как фактора восстановления ассимиляционного потенциала окружающей среды // Экономика природопользования. 1998. № 4. С. 17-26.
8. Гусев А.А. Экономико-правовые особенности природопользования в устойчивом развитии // Экономика природопользования. 1997. № 4. С. 2-18.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НЕУДАЧНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О. В. Удоратина
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
udoratina@geo.komisc.ru

На Полярном Урале, в центральноуральской зоне в районе Тайкеусского рудного узла, известно вольфрам-бериллиевое рудопроявление и тантал-ниобиевое месторождение Неудачное (бассейн р. Немур-Юган) [1-4].

Месторождение расположено в западной части харбейского блока доуралид и структурно приурочено к согласным маломощным телам гранитоидов (ОД?), инъецирующих вмещающие отложения няровейской серии ($Rn\tau_2$). Породы субстрата представлены перемежающимися филлитами, зелеными сланцами и гранитными телами, вытянутыми в северо-западном направлении с падением на северо-восток ($40-60^\circ$).

Метасоматические породы обнаружены в зоне южного экзо- и эндоконтакта гранитов и представлены альбитизированными разностями как гранитоидов, так и вмещающих их пород. Мощность зоны измененных пород варьирует от 1-2 до 8-10 м при простирации до 500-600 м.

Нами опробована зона, сложенная филлитовыми сланцами, микроклин-амфиболовыми породами, гранитами, альбитизированными и окварцованными гранитами, зелеными сланцами.

Вмещающие гранитоиды породы, сургучные филлитовидные и зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, в зоне экзоконтакта освещаются, наблюдается их альбитизация и окварцевание, а также мусковитизация и флюоритизация. Реже, за счет вмещающих граниты сланцев, отмечается развитие редкометалльных альбититов.

Измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты представлены рассланцованными светлыми породами бело-серого, зеленовато-белого при большом развитии мусковита цвета. Интенсивно флюоритизированные породы имеют нередко фиолетовый оттенок. Породы равномернозернистые, мелке- и среднезернистые, сложены, об. %: кварцем — 20-40, микроклином — 10-20, альбитом — 20-30, мусковитом (селадонитом) — 10-30. Среди рудных и акцессорных минералов присутствуют магнетит, гематит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, ферриторит, малакон, алланит, флюорит, берилл (аквамарин), фенакит, ферберит, шеелит; среди тантало-ниобатов наиболее распространен колумбит, фергусонит и пирохлор. Под микроскопом наблюдаются бластогранитные структуры, участками реликтовые — гипидиомофнозернистые, участками — новообразованные гранобластовые.

Новообразования представлены преимущественно лейстовым альбитом, формирующим совместно с кварцем гранобластовую структуру породы, а также мусковитом, развитие которого параллельно плоскостям расщепления придает породе полосчатый облик.

Опробованы разности горных пород вкрест простирания рудного тела. Здесь наибольшим развитием пользуются в различной степени измененные гранитоиды. Образцы горных пород изучены химическим, количественным спектральным, инструментальным нейтронно-активационными методами; результаты приведены в таблицах 1 и 2.

Петрохимически минерализованные альбитизированные и грейзенизированные породы соответствуют гранитам (табл. 1), содержание кремнезема составляет 73-77 мас. %. Наблюдаемые в породах альбитизация и окварцевание отражаются в химизме увеличением примерно в два раза содержания оксида натрия, а преобладание оксида натрия над оксидом калия увеличивается до 8 раз.

В наиболее минерализованных участках содержание щелочей соответствует гранитным, но в них наблюдается резкое (в десятки и даже сотни и тысячи раз) увеличение содержаний F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb (табл. 2, рисунок).

Таблица 1

Химический состав (мас., %) в породах месторождения Неудачное

Компоненты	515	172	173	176	179	180	181	182
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75,14	76,41	77,40	73,22	75,18	73,83	73,36	77,40
TiO ₂	0,06	0,28	0,15	0,03	0,11	0,26	0,016	0,085
Al ₂ O ₃	12,84	13,09	12,20	14,37	11,85	13,94	12,98	12,91
Fe ₂ O ₃	0,98	1,07	0,49	0,7	0,84	0,77	0,7	0,60
FeO	0,89	0,92	0,22	0,6		0,65	0,91	0,67
MnO	0,01	0,01	н о	н о	0,02	0,01	0,037	0,01
MgO	0,28	0,234	1,54	1,28	0,72	0,03	0,5	0,01
CaO	0,39	0,39	0,56	0,34	1,70	0,65	1,74	0,10
Na ₂ O	3,60	4,80	3,43	6,8	4,03	5,08	3,88	4,23
K ₂ O	4,85	1,73	3,11	0,88	4,00	3,16	2,61	3,34
H ₂ O ⁻			0,14	0,14	0,1		0,26	
CO ₂	0,12		н о	0,01	1,00		0,31	
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,019	0,022
ППП	0,87	1,06	1,38	1,42	1,81	1,61	1,87	0,63
Сумма	99,92	100,0	100,51	99,66	100,29	100,00	98,46	100,0

Примечание. Химический состав определен методом «мокрой» химии в ИГ КНЦ УрО РАН (аналитик Р.Г.Малыхина). 1 — гранит; 2-8 — кварц-альбитмусковитовая порода (альбитизированный и грейзенизированный гранит, 7 — интенсивно флюоритизированный).

Таблица 2

Содержание редких элементов (г/т) в породах месторождения Неудачное

Эле- менты	515	172	173	176	179	180	181	182
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	49,4	18,4	14,7	3,87	25,5	26,4	0,76	4,94
Ce	103,0	34,7	28,0	8,11	45,4	49,8	3,6	15,0
Pr'	12,1	3,78	3,22	0,97	4,98	5,53	1,07	2,49
Nd	50,2	14,6	12,6	3,92	18,3	21,8	10,1	14,6
Sm	14,3	3,72	3,27	1,07	4,16	5,38	6,87	5,92
Eu	0,37	0,4	0,094	0,12	0,44	0,31	0,076	0,17
Gd'	17,8	5,22	4,5	1,5	5,5	7,9	25,1	12,4
Tb	2,67	0,87	0,7	0,25	0,9	1,31	6,21	2,3
Dy'	15,4	5,5	4,48	1,71	5,61	8,02	59,0	17,0
Ho'	3,5	1,33	1,06	0,38	1,35	1,92	21,2	4,78
Er'	9,0	4,1	3,01	1,18	4,09	5,81	99,5	16,4
Tm	1,33	0,63	0,47	0,19	0,62	0,9	24,0	3,0
Yb	6,97	3,9	2,75	1,14	3,77	2,31	215,0	20,2
Lu	1,18	0,65	0,48	0,2	0,63	0,94	58,2	4,36
Eu/Eu*	0,023	0,089	0,024	0,093	0,091	0,046	0,0047	0,018
La/Yb	7,09	4,72	5,34	3,39	6,76	4,97	0,0035	0,244
Rb	171,1	119,5	230,7	232,4	206,7	198,0	1082,5	456,1
Sr	168	47	200	46	130,0	58,0	110,0	8,0
Zr	110	145	120	55	120,0	120,0	2100,0	260
Hf	4,94	4,25	3,74	6,91	3,22	6,5	265,5	33,3
Ta	0,9	1,02	1,08	0,074	1,18	1,08	106,1	15,4
Th	1,32	24,3	22,9	18,5	22,0	30,9	1047,2	94,5
U	13,5	0,87	0,35	0,92	0,96	6,75	64,1	13,1
F		220	230	160	210	250	4700,00	270
Be*		20	24	74	55	32	27	12
Ga*		18	11	9	13	16	70	150
Y*	40	35	20	20	30	32	560	130
Nb*	60	26	10	10	20	10	1180	240
Pb*		25	18	13	52	18	402	85

Примечание. Определения произведены инструментальным нейтронно-активационным методом (' — расчетные данные) в ГЕОХИ РАН (аналитики Г.М.Колесов, Д.Ю.Сапожников), и количественным спектральным анализом в ИГ КНЦ УрО РАН (аналитики F — Р.С.Арасланова, * — Т.Якимова); 1 — гранит; 2-8 — кварц-альбит-мусковитовая порода (альбитизированный и грейзенизированный гранит, 7 — интенсивно флюоритизированный).

Содержание РЗЭ в исследуемых породах высокое, спектры распределения РЗЭ (см. рисунок), характерные для неизмененных или малоизмененных пород, имеют V-образный вид с четко проявленным европиевым минимумом (Eu/Eu* — 0,061) и почти равным содержанием

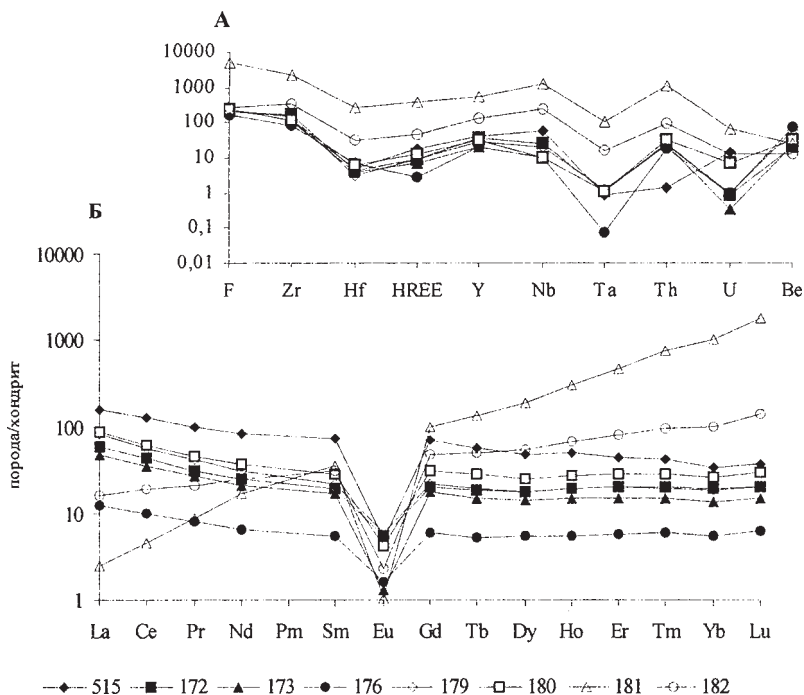


График распределения: А - рудных элементов; Б - редкоземельных элементов для горных пород месторождения Неудачное

легких и тяжелых РЗЭ: $La/Yb = 5,3$. В наиболее минерализованных участках, при сохранении европиевого минимума ($Eu/Eu^* = 0,011$), соотношение легких и тяжелых РЗЭ меняется ($La/Yb = 0,1$): тяжелые РЗЭ начинают резко преобладать над легкими.

Подобная дифференциация элементов в узких локальных зонах свидетельствует о четком контроле оруденения разломами. Накопление тяжелых РЗЭ и иттрия, а также тантала и ниобия рассматривается как их привнос в ходе щелочного (калиевого-натриевого) метасоматоза. Совместное накопление рудных минералов со фтором свидетельствует о наследуемости фтор-кремниевым метасоматозом проницаемых зон и о его небольшом отрыве от щелочной стадии, а также о наложении процессов, и о возможности переноса рудных элементов фторидами (?).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. — М.: Недра, 1967. — 202 с.

2. Геологическая карта масштаба 1:200 000, серия Северо-Уральская. Лист Q-42-I. Объяснительная записка. М., 1984. 107 с.
3. Калиновский А. В. Игнатов М. И. Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов // Сыктывкар, 1987. С. 5-17. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ АН СССР; Вып. 58).
4. Калиновский А. В. Проблемы редкометалльной металлогении севера Урала // Сыктывкар, 1992. С. 70-82. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ АН СССР; Вып. 78).

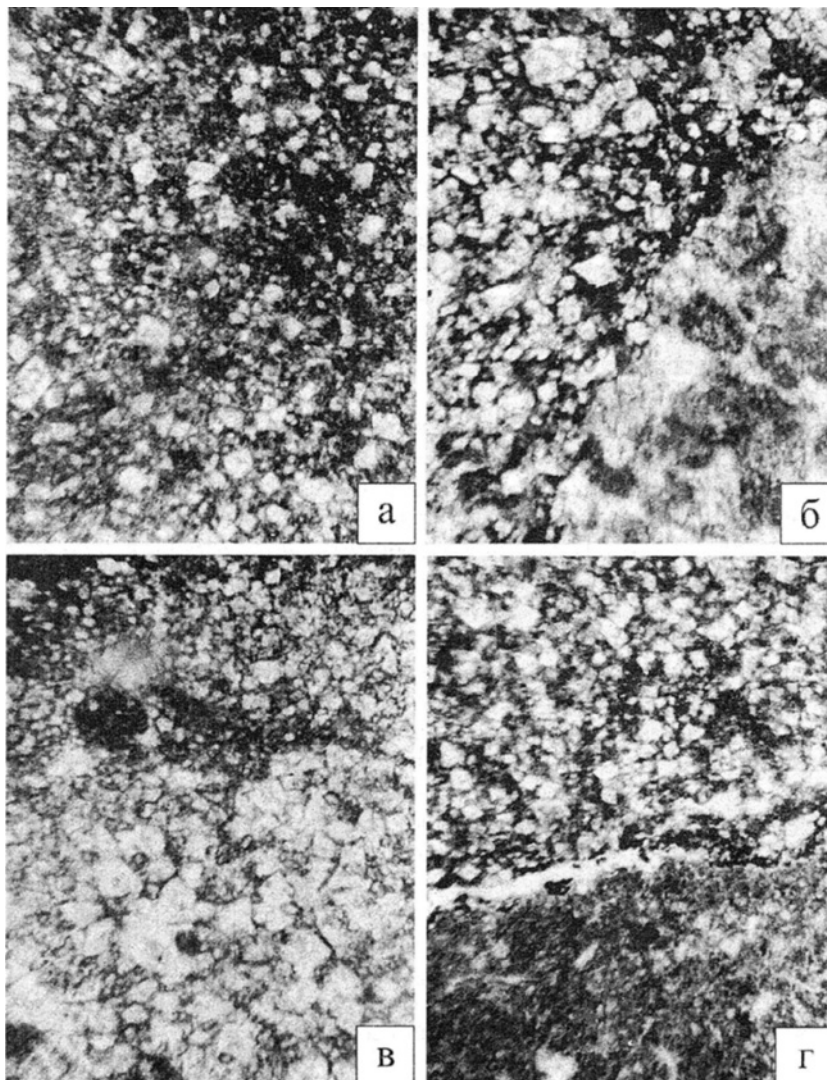
ДОЛОМИТИЗАЦИЯ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЛАНДОВЕРИ-ВЕНЛОКА

П. В. Ульныров

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Материал для исследований был собран автором во время полевого сезона 2001 года на р. Кожым (Приполярный Урал) в районе устья р. Дурнаю (обн. 212), при изучении стратотипических разрезов нижнего силура. Этот разрез представляет собой интерес, поскольку он является опорным для границы лландовери и венлока [1]. Отложения представлены преимущественно известняками, среди которых, после проведенных нами исследований, выделены следующие литологические типы: известняки слоистые, известняки сгустково-комковатые, строматолитовые известняки, известняки кораллово-строматопоровые, известняковые песчаники и алевролиты-песчаники, микрозернистые известняки, кварцевые алевролиты и пелитоморфные известняки, но преобладающими породами являются микрозернистые и слоистые известняки. Мощность изученных отложений составляет 50,10 м. Так как доломитизация является широко распространенным процессом в карбонатных отложениях нижнего палеозоя данного региона, нам было важно установить характер и особенности доломитизации в разрезе пограничных отложений лландовери и венлока. Макроскопически доломитизация не была отчетливо выражена. Однако, в результате микроскопического изучения нами было установлено, что доломитизация в известняках наблюдается и может быть подразделена на несколько типов: рассеянную, пятнистую и доломитизацию, приуроченную к микротрещинам или парастиллолитам. Наиболее распространенным типом является рассеянная доломитизация.

Рассеянная доломитизация встречается двух видов: с равномерным (см рисунок, а) и неравномерным (см. рисунок, б) распределением зерен преимущественно в микрозернистых известняках. Под микроскопом видно, что кристаллы тонко и мелкозернистого доломита замещают первичный микрозернистый кальцит. Форма и количество зерен доломита здесь различны. Преобладает форма неправильная, грубо ромбическая с «изъеденными» краями, иногда встречаются более крупные зерна доломита с зонарностью (выделения ромбической формы илистого материала внутри кристалла). Последнее характерно для ранней стадии доломитизации в еще рыхлом осадке [2]. Распределение доломита в виде рассеянных ромбоэдров на этой стадии является признаком ее незавершенности. Согласно Максимовой ОВ. и др. [2], — рассеянная доломитизация интенсивнее всего проявляется в известняках микрозернистых, благодаря легко замещающемуся известковому ма-



Различные типы доломитизации в пограничных отложениях лландовери и вен-лока на р. Кожым, обн. 212. а — неравномерно рассеянная. Обр. 2в. Шлиф, $\times 120$; б — равномерно рассеянная. Обр. 9а. Шлиф, $\times 120$; в — пятнистая. Обр. 2п. Шлиф, $\times 120$; г — приуроченная к микротрещинам и парастиллолитам. Обр. 4д-1. Шлиф, $\times 120$.

териалу. В меньшей степени доломитизированы породы, содержащие детрит, и совсем отсутствует в известняковых алевролито-песчаниках, что подтверждается имеющимся у нас материалом.

Пятнистая доломитизация (см. рисунок, в) отмечается значительно реже, но приурочена также, главным образом, к микрозернистым известнякам. Пятна (до 2-3 мм) состоят из достаточно крупных (0,1-0,2 мм) зерен неправильной формы, плотно прилегающих одно к другому по нечетким извилистым контурам. Как полагают многие исследователи, образование данного типа связано с усилением процесса доломитизации. Наличие пелитоморфного и микрозернистого кальцита в промежутках между зернами говорит о происхождении пятен путем замещения. Неравномерная пятнистая доломитизация, совпадающая с литификацией осадка, является более завершенной и более поздней по времени по сравнению с рассеянной доломитизацией [3].

Доломитизация, приуроченная к микротрещинам или парастиллолитам (рисунок, г), микроскопически проявляется в следующем. Видно, что парастиллолитами или микротрещинками внутри общей массы породы выделен небольшой прослой, состоящий из более темного пелитоморфного кальцита (возможно присутствие глинистого материала) с рассеянными в нем кристаллами доломита. Форма зерен в основном правильно ромбоздрическая. Данный тип доломитизации встречается редко и нами недостаточно изучен. Можно предположить, что доломитизация, исходя из формы зерен, синседиментационная, а парастиллолиты образовались в результате более поздних процессов.

Подытоживая все вышесказанное, можно заключить: 1 — доломитизация пограничных отложений лландовери и венлока приурочена к определенным литотипам, представленных микрозернистыми и слоистыми известняками; 2 — какие-либо особенности доломитизации в изучаемом разрезе нами на данном этапе исследований не установлены; 3 — рассеянная доломитизация соответствует раннедиагенетической стадии преобразования осадка, а пятнистая доломитизация — позднедиагенетической [2-4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Безносова Т.М., Антошкина А.И. На силурийских разрезах Урала // Вестник института геологии. — Сыктывкар. Геопринт, №9 2001. — С. 27-30.
2. Максимова СВ., Полонская Б.Я., Розонова Е.Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазонасыщенных областей. — М., 1976. — С. 19-33.
3. Полонская Б.Я., Розонова Е.Д., Андрианова А.Г. Постседиментационные изменения нефтеносных отложений Русской платформы. — М.: Наука, 1975. — С. 50-60.
4. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций / под ред. В.Г. Кузнецова. — М.: Наука, 1980. — С. 63-73.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ОРДОВИКско-НИЖНЕДЕВОНского НГК НА ЮГЕ ХОРЕЙВЕРской ВПАДИНЫ

Р. В. Хипели

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
litos@geo.komisc.ru

Ордовикско-нижнедевонский нефтегазоносный комплекс (НГК) в последние годы выдвинулся в число важнейших нефтеперспективных объектов. В нем заключено 19,2 % начальных суммарных ресурсов и 19,3 % всех прогнозных ресурсов нефти ТП НГБ, причем основная часть их сосредоточена в пределах Хорейверской впадины (47 %). Кроме того, Хорейверская нефтегазоносная область является одним из наиболее привлекательных районов для инвестирования средств, прежде всего за счет компактного расположения месторождений, близости к г. Усинску, наличию дорог и нефтепроводов [6]. Обобщение материалов по строению и нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонского комплекса, эволюции раннепалеозойского бассейна седиментации позволяет выявить перспективные направления поисково-разведочных работ. На его основе в данной работе рассматриваются отличительные особенности формирования и распространения коллекторских толщ в пределах южной части Хорейверской впадины (ХВ).

Среднеордовикско-нижнедевонские отложения сформировались в течение единого крупного цикла седиментации, начинающегося трансгрессивными образованиями раннего ордовика и заканчивающегося регрессивными толщами раннего девона. В пределах ХВ они распространены по всей территории, однако, в разных ее частях характеризуются различной стратиграфической полнотой и мощностью [3]. Мощность отложений последовательно сокращается от южного и восточного бортов впадины в направлении Сандивейского поднятия. Это связывается как с конседиментационным их уменьшением в пределах Большеземельского палеосвода (крупного валоподобного выступа фундамента, по площади соответствующего ХВ), так и с глубоким размывом в средне- и позднедевонское время [5, 7].

В южной части ХВ ордовикско-нижнедевонский НГК выделяется в объеме верхней части среднего, верхнего ордовика, нижнего и верхнего силура, причем последний выявлен только в крайних южных и восточных разрезах впадины. Состав комплекса преимущественно карбонатный с подчиненным количеством карбонатно-сульфатных и карбонатно-глинистых образований. Отложения формировались в мелководно-шельфовых условиях пассивной окраины Восточноевропейского

континента, окончательно сформировавшейся к началу среднего ордовика [2, 8].

Открытые к настоящему времени уже довольно многочисленные залежи в коллекторах ордовикско-нижнедевонского комплекса располагаются в пределах Большеземельского свода, в зоне выхода их под региональную тиманско-саргаевскую покрывку [5]. Коллекторы представлены преимущественно вторичными доломитами и известняками. В верхнем ордовике — это усть-зыбский горизонт, в нижнем силуре — джагальский, филипппельский и седельский горизонты.

Наиболее емкие коллекторы усть-зыбского горизонта порово-трещинного типа связаны с вторичными доломитами, развитыми по водорослево-биокластовым известнякам на юго-восточной периферии Большеземельского палеосвода. Единственная пока промышленная залежь нефти в коллекторах усть-зыбского горизонта открыта на Среднемакарихинской площади, что объясняется большой амплитудой структуры (200 м), значительно превышающей мощность промежуточной сульфатно-доломитовой мукерской толщи [5].

Нижнесилурийские карбонаты джагальского и филипппельского горизонтов лландовери обладают наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами. По данным В.Вл.Меннера [5] и А.В.Мартынова [4], преобладают плотные породы, сформированные по осадкам илового типа, с подчиненными прослоями органогенных образований. Отложения филипппельского горизонта представлены, главным образом, доломитами с реликтовой органогенной структурой и строматолитами. Значительная емкость отложений образовалась за счет гипергенной переработки во время размыва. В отличие от лландоверийских, в отложениях седельского горизонта венлокского яруса широко развиты микритовые, биокластовые, реже водорослевые образования.

В седельское время на территории Баганского поднятия формировались органогенные постройки [9]. На Северо-Баганской и Баганской территориях в разрезе средневеянской подсвиты седельского горизонта установлены вторичные доломиты не только с тeneвыми структурами водорослей, но и с реликтовыми остатками водорослей, криноидей и иногда кораллов. Характерными диагностическими признаками этих отложений являются: присутствие одиночных и колониальных форм каркасостроящих водорослей среди которых были установлены сине-зеленые водоросли *Renalcis* и, предположительно, *Eiphipiton*, типичная для биогермных пород инкрустация пустот и отсутствие седиментационной слоистости. На Южно-Баганской площади (скв. 7) выявлены строматолитовые известняки.

Максимальная мощность постройки составляет около 40 метров (скв. 31-С.Баган). Форма тела, вероятно, была линзовидная, уплощен-

ная и не создавала мощный седиментационный барьер, однако некоторая зональность в отложении осадков все-таки существовала. Скорость роста организмов была близка к темпу накопления окружающих осадков.

Мощность отложений веянской свиты в районе Баганского и Веянского поднятий больше, по сравнению с другими районами юга ХВ, где они выходят непосредственно под тиманско-саргаевскую покрывку. Анализ структурных карт по отражающим горизонтам верхнего ордовика, нижнего силура, карт изопахит силурийских отложений (по материалам Н.И.Никонова (1990), РИ.Бирон (1991)), а также фациальная принадлежность отложений позволяют предположить наличие здесь зоны развития органогенных построек и связанных с ними пород с улучшенными коллекторскими свойствами.

Верхнесилурийская часть разреза характеризуется коллекторами невысокого качества, распространенными локально (Мастерфельская, Салюкинская площади).

Таким образом, в плане выявления высокородовых коллекторских толщ рассматриваемого комплекса в Южно-Хорейверском районе наиболее перспективны нижнесилурийские отложения. Особенности формирования силурийских отложений, наибольшая степень унаследованности структурного плана нижнепалеозойских толщ от структур фундамента [1], позволяют выделить основные факторы контролирующие распространение наиболее эффективных коллекторов в рассматриваемом районе:

- пространственная приуроченность пород нижнего силура к наиболее высоким участкам Большеземельского палеоподнятия, подвергшимся наиболее значительному выщелачиванию в периоды размывов;

- отсутствие верхнесилурийских отложений, обладающих невысокими коллекторскими свойствами;

- наличие органогенных построек и биокластовых отложений среди преимущественно иловых образований нижнего силура;

С учетом описанных факторов, а также генезиса отложений, гидродинамики среды карбонатообразования, интенсивности постседиментационных преобразований, определяющих коллекторские свойства пород, зоной возможного распространения пород, обладающих наилучшими емкостными свойствами является район Баганской, Веянской и Сандивейской поднятий. Первая зона сравнительно узкой полосой протягивается в субмеридиональном направлении от Южно-Баганской до Веякошорской площади, где под покрывку выходят отложения седельского горизонта. Вторая располагается в районе Сандивейской и Западно-Сандивейской площади, в зоне выходов коллекторов сандивейской свиты под поверхность размыва.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. —Л.: Наука, 1985. — 98 с.
2. Жемчугова В.А. Модель карбонатного осадконакопления в раннем палеозое на северо-востоке Восточно-Европейской платформы // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы второго Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С.28-29.
3. Малышев Н.А. Тектоника ордовикско-нижнедевонского структурно-формационного яруса северо-востока Печорской синеклизы //Тектоника северо-востока Европейской платформы. - Сыктывкар, 1988. — С. 73-82.
4. Мартынов А.В. Особенности строения ордовикско-нижнедевонского карбонатного НГК // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы второго Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. - С.49-50.
5. Меннер В.Вл. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. — М.: Наука, 1989. — 133 с.
6. Методология и практика геолого-экономической оценки краевых систем древних платформ (на примере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) / Л.З.Аминов, М.Д.Белонин, В.И.Богацкий и др. — С.-Петербург, ВНИГРИ, 2000. — 311 с.
7. Султанаев А.А. Данилевский С.А. Большеземельский палеосвод и его нефтегазоносность // Геология и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции. М., 1979. — 128 с.
8. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — 239 с.
9. Хипели Р.В. Литология и условия формирования карбонатных построек силура южной части Хорейверской впадины (реферат дипломной работы) // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. — Сыктывкар, 2001. — №7 — С. 12-13.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИХТИОФАУНА СТРАТОТИПА ИЖЕМСКОЙ СВИТЫ

Д. В. Хипели, П. А. Безносое, Р. В. Хипели
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Litos@geo.komisc.ru, Beznosov@geo.komisc.ru

Ижемская свита была выделена Н.Н.Тихоновичем в 1930 г. на восточном крыле Ухтинской антиклинали как самый верхний горизонт верхнего девона на Южном Тимане. Позднее объем свиты был изменен, а ее возраст определен как раннефаменский, о чем подробно изложено в работе Т.И.Кушнарева [2]. В настоящее время ижемскую свиту сопоставляют с конодонтовой зоной *crepida* и большей частью задонского регионального горизонта Восточно-Европейской платформы [1].

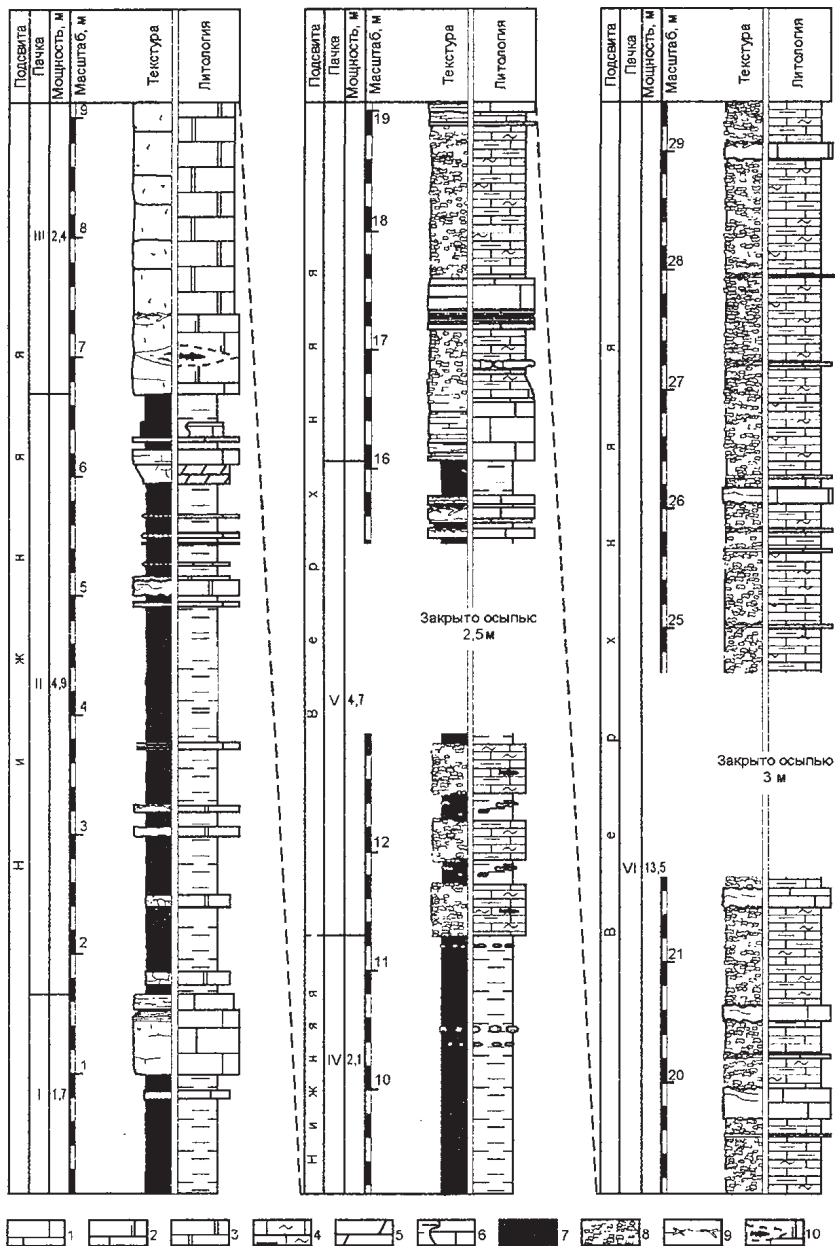
Стратотип ижемской свиты расположен на правом берегу р. Ижма в 0,8 км ниже железнодорожного моста и представляет собой протягивающееся на 600 м обнажение с пологим (1-2°) залеганием слоев. С 1984 г. он является геологическим памятником и находится под охраной ТП НИЦ. М.Н.Москаленко с соавторами [3] выделяют здесь две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В период полевых работ этого года авторами доклада был построен разрез и составлена текстурно-литологическая колонка стратотипа. Кроме того, произведен послойный отбор проб на палеонтологические и литолого-геохимические исследования.

Поверхностные выходы пород представлены массивными и узловатыми известняками, известковыми аргиллитами и зеленовато-серыми глинами и в настоящее время достаточно сильно осложнены оползневыми образованиями.

Нижняя подсвита в стратотипе имеет мощность 11 м и представляет собой толщу переслаивания массивных, плитчатых известняков и доломитов, известняков в разной степени доломитизированных, глинистых известняков и глин (см. рисунок).

Подсвита делится на четыре пачки. В нижней части обнажения выделяется пачка (I) светло-серого известняка массивного, плотного, в кровле пористо-кавернозного. Выше залегает пачка (II) глин, мощностью 1,7 м, с прослоями желто-коричневых доломитов, в верхней части с конкрециидными глинистыми известняками и мергелями. Доломиты известковистые, узловатые, глинистые, рыхлые. Глины зеленовато-серые, с прослоями фиолетового цвета, вязкие, участками аргиллитоподобные, известковистые в верхней части пачки.

В средней части разреза прослеживается массивная карбонатная пачка (III) желто-серого цвета, мощностью 2,4 м. В ее основании залегает слой доломитизированного известняка мощностью 65 см, называемый иногда "рыбным доломитом". Он считается маркирующим для



Тектурно-литологическая колонка стратотипа ижемской свиты. Условные обозначения: 1 — известняк; 2 — известняк доломитизированный; 3 — доломит; 4 — узловые известняки; 5 — мергель; 6 — тонкое переслаивание; 7 — тонкослоистая текстура глин; 8 — желваковая отдельность известняков; 9 — ходы илоедов; 10 — линзовидное распределение остатков позвоночных.

ижемской свиты [2]. Известняк крепкий, массивный, участками плитчатый, пористый. В настоящее время он плохо обнажен, так как находится под осыпью. Верхнюю, основную часть пачки составляют желто-коричневые доломиты. Они хорошо обнажены и образуют террасу у уреза реки. Породы пористые, участками кавернозные (каверны до 3 мм).

Выше залегает пачка глин (IV) мощностью 2,1 м, с несколькими прослоями конкреоидного глинистого известняка. Глины зеленовато-серые, вязкие, в верхней части аргиллитоподобные, оскольчатые, ожелезненные. Конкреции имеют размеры от 3 до 7 см, овальной, уплощенной и удлиненной формы.

Видимая мощность верхней подсвиты в стратотипе 20 м. Визуально она распознается появлением в разрезе неравномерно-глинистых узловатых известняков. Нами выделено две пачки. В основании нижней пачки (V) мощностью 4,7 м, залегают три слоя подобных известняков. Их узловатость и желваковая отдельность обусловлена неравномерным распределением карбонатных участков и глин. Желваки изометричные, до 7 см по удлинению, состоят из известняка крепкого, плотного, с массой органогенных остатков. Кластический материал не сортирован, сильно окатан и перемолот, представлен в основном раковинами брахиопод и остатками рыб. Кроме того, здесь встречены гастроподы, двустворки, наутилоидеи и сколекодонты. Пространство между желваками заполнено ожелезненной глиной. Глины пачки (V) аналогичны таковым нижней подсвиты: зелено-серые, вязкие, пластичные, участками аргиллитоподобные и ожелезненные.

Неравномерно-глинистые узловатые известняки полностью составляют верхнюю, наиболее мощную пачку (VI). Для них характерны прослои и пласты однородных, плитчатых и биокластовых известняков. В подчиненном количестве находятся глинистые прослои. По поверхностям известняков часто развиты ходы илоедов, разнообразие которых очень велико.

Ихтиофауна ижемской свиты известна давно, впервые сведения об ископаемых рыбах с р. Ижма приводятся в работе Й.В.Рогана [4]. В сравнении с франскими комплексами ее таксономический состав сильно обеднен, однако остатки позвоночных здесь часто образуют значительные скопления. Среди них встречены макроостатки антиарха *Bothriolepis jeremejevi* Rohon, поролепиформа *Holoptychius*, неопределимых артродир и двоякодышащих, а также микроостатки хрящевых, акантод и струниформных саркоптеригий [5]. В стратотипе ижемской свиты остатки рыб нами встречены на нескольких уровнях, но наиболее обильны в основаниях III и V пачек.

В доломитизированном известняке пачки (III) массовые захоронения ихтиофауны распределены неравномерно, образуя костеносные

линзы. Несмотря на многочисленность, остатки позвоночных здесь не отличаются разнообразием и представлены в основном двумя таксонами. В скоплениях преобладают пластинки *Bothriolepis jeremejevi* Rohon, иногда - части экзоскелета: крыши черепа, туловищного панциря и грудных плавников; реже встречаются кости, зубы и чешуи *Holoptychius*, двоякодышащих и тетрапод.

Слои узловатых известняков пачки (V) объединены в один рыбный уровень на основании сходства таксономического состава остатков. В отличие от ихтиоценоза третьей пачки, сообщество рыб здесь было более разнообразным. Плакодермы представлены многочисленными фрагментами пластинок панциря антиарха *Bothriolepis* и единичными пластинками динихтиидных артродир, акантоды - мелкими плавниковыми шипами, возможно относящимися к *Naplacanthus*, и чешуями трех таксонов: cf. *Cheiracanthus*, "*Acanthodes*" (*Acanthodidae*) и неопределенных *Acanthodii*, саркоптеригии - зубами представителей *Porolepiformes* и *Struniiformes*, лучеперые - чешуями палеониска "*Moynthomasia*". Все макро- и микроостатки позвоночных этих косте-носных слоев имеют черную окраску и в той или иной степени окатаны, что затрудняет более точное определение их таксономической принадлежности.

В верхней части верхнеижемской подсветы остатки рыб крайне редки. Здесь отмечены только единичные зубные пластинки двоякодышащих cf. *Holodipterus* sp. и неопределимые фрагменты костей плакодерм.

Авторы признательны А.А.Беляеву (ИГ КомиНЦ УрО РАН) за весомый вклад при проведении полевых исследований и А.О.Иванову (СПбГУ, Санкт-Петербург) за определение части коллекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин А.В., Обуховская Т.Г. Споры и конодонты из пограничных верхнефранских и нижнефаменских отложений Ухтинско-Тебукского района // Палеонтологические методы в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 35-51.
2. Кушнарева Т.И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М., 1977. 135 с.
3. Москаленко М.Н., Москаленко К.А., Юдина Ю.А. Уточнение биостратиграфического расчленения и корреляции нижнефаменских отложений Ижма-Печорской синеклизы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Мат. XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 224-228.
4. Rohon, J.V. Die devonischen Fische von Timan in Russland. Sitzung. konigl. b-Mhmischen Gesellsch. Wiss., Math.-nat., 1899, Cl. Pp. 1-77.
5. Ivanov, A. SLuksevics, E. Late Devonian vertebrates of the Timan. Daba un Muzejs. Riga, 1996. № 6. Pp. 22-33.

ПОВЕРХНОСТИ ПЕРЕРЫВА В ВЕРХНЕВЕНЛОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ Р. КОЖЫМ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д. Н. Шеболкин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Проводимые в последние годы радиоуглеродные исследования и уточнения конодонтовых биозон силура показали, что разрезы мелко-водно-морских карбонатных последовательностей венлока в Тимано-Североуральском регионе имеют очень незначительную мощность [1, 2]. В тоже время известно, что длительность венлокского периода составляет около 5 млн. лет [3]. Нами в 2001 г. при изучении стратотипического разреза устьдурнаюской свиты (р. Кожым, обн. 212), относящейся большей частью к венлоку, не наблюдалось каких-либо достоверно установленных стратиграфических перерывов. Однако в верхней части венлокских отложений было выявлено присутствие значительного количества обломочного карбонатного и терригенного материала. Микроскопические исследования показали развитие многочисленных поверхностей перерывов.

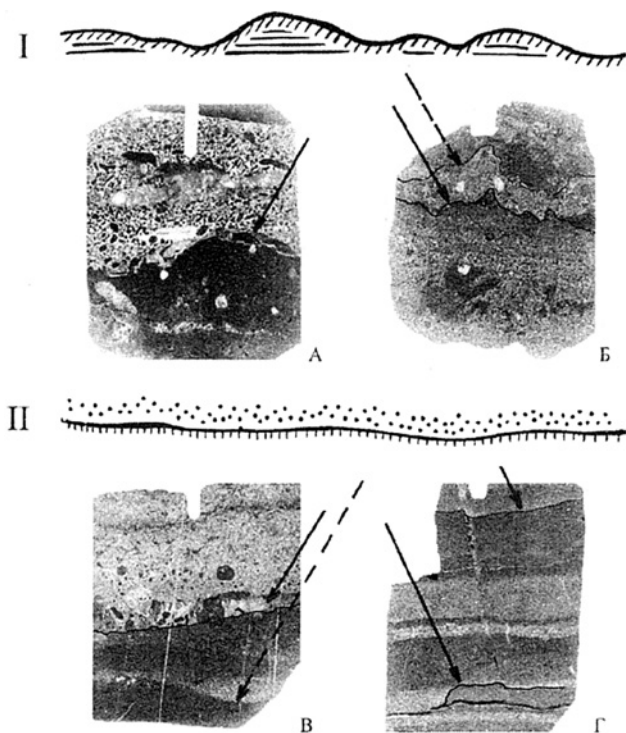
Наиболее широким распространением в составе отложений верхнего венлока пользуются известняковые алевролиты-песчаники, песчаники и гравелиты-песчаники, иногда включающие маломощные прослои известняковых мелкообломочных брекчий. Как было установлено предыдущими исследователями, отмечается большое сходство в литологическом составе и условиях образования силурийских отложений Приполярного Урала и Эстонии [1].

К. Орвику [4], занимавшийся литостратиграфическими исследованиями ордовикских отложений Эстонии, выделил разнообразные поверхности перерыва, под которыми он понимал поверхности напластования, строение которых ясно показывает на перерыв в осадконакоплении. Позднее Р. Э. Эйнасто [5], изучавший литологические особенности силурийских отложений Эстонии, также установил в разрезах каармасского горизонта широко развитые и разнообразные поверхности перерыва. По морфологии эти поверхности перерыва подразделяются им на четыре условных типа: несглаженные ровные, несглаженные неровные, сглаженные неровные и сглаженные ровные. Формирование поверхностей перерыва рассматривается разными авторами по-разному, но большинство исследователей придерживается концепции подводного образования.

Как показали наши исследования в верхневенлокских отложениях изученного разреза наиболее часто встречаются только два типа поверхностей перерыва: сглаженные неровные и сглаженные ровные.

1. Сглаженные неровные поверхности (см. рисунок 1 А, Б), имеют пологие контуры рельефа, четко выражены и иногда сопровождаются тем-

ной, почти черной, пиритовой полоской мощностью до 0,1 мм. Рельеф поверхности быстро меняется от пологого неправильно-волнистого до резкобугристого. Поверхности перерыва этого типа часто срезают под разным углом нижележащие слои породы и ранее сформировавшиеся поверхности перерыва. Сама поверхность перерыва у этого типа сглажена в различной степени; в одних случаях обломки пород, оолиты, фрагменты биокластов по ней срезаны, а в других они выступают. II. Сглаженные ровные поверхности (см. рисунок II В, Г) — обыкновенно слегка пологоволнистые, а иногда ровные как стол, часто без пиритовой импрегнации. Колонии строматолитов, онколиты и остатки других организмов из нижележащего слоя срезаны по линии поверхности. Порода, залегающая непосредственно выше поверхности перерыва, содержит в большем или меньшем количестве обломочный материал, оолиты, остатки разнообразной фауны. Все это показывает, что обра-



Морфологические типы синседиментационных поверхностей перерыва в верхневенлокских отложениях р. Кожым (обн. 212). I - сглаженная неровная, II - сглаженная ровная. Можно видеть хорошо проработанные (указаны сплошной стрелкой) и слабо проработанные поверхности (указаны пунктирной стрелкой). А — шлиф, 18 В-2, х4; Б — шлиф, 21 Г-2, х4; В — шлиф, 18 Б-3, х4; Г — шлиф, 23-2, х4.

зование поверхностей перерыва этого типа происходило в более мелководных условиях и при более сильном размыве, чем при формировании сглаженных неровных поверхностей.

Вслед за Р. Э. Эйнасто [5], мы полагаем, что определяющим фактором формирования выявленных поверхностей перерыва являлся гидродинамический, т.е. подводный механический размыв. Кроме этого, дополнительное влияние оказывали первичный состав осадка (пелитоморфный или микрозернистый, биокластовый и т.д.) и его неоднородность (смешанный состав, наличие терригенной примеси, синседиментационная доломитизация), а также жизнедеятельность организмов (разной степени биотурбации, присутствие скелетного лома или цельнораковинный материал). Формирование поверхностей перерыва сопровождалось накоплением обломочного материала непосредственно выше размываемой поверхности, что отчетливо видно в крупных глубиной до 0,5 см карманах размывов. Механический размыв выравнивал поверхности рельефа и обуславливал накопление обломочного материала. Образование многочисленных и довольно мощных (до 50 см) прослоев известняковых обломочных пород свидетельствует о частом и достаточно длительном размыве осадков. Можно предположить, что широкое развитие синседиментационных размывов может служить одним из обоснований накопления столь маломощной (до 14 м) осадочной последовательности верхнего венлока за довольно длительный в геологическом отношении промежуток времени (2-3 млн. лет). Для более обоснованных выводов необходимы дальнейшие детальные исследования всего разреза устьдурнаюской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Mannik P., Matukhin R.G., Menner V.V. & Modzalevskaya T.L Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the international Standard // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6 — Syktyvkar, 2000. P. 17-21.
2. Melnikov S.V, Zhemchugova V.A. Silurian stratigraphy of the Timan-northern Urals region and eustatic fluctuation // Proceedings of the Estonian Academy Sciences. Geology. 2000. Vol. 49, Is. 2. P. 85-103. Melnikov S.V, Zhemchugova V.A. Silurian stratigraphy of the Timan-northern Urals region and eustatic fluctuation // Proceedings of the Estonian Academy Sciences. Geology. 2000. Vol. 49, Is. 2. P. 85-103.
3. International stratigraphic chart. IUGS. Rio de Janeiro 2000.
4. Орвику К.К. 1960. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V
5. Эйнасто Р.Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964. С. 123-132.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АНАЛЬЦИМОВЫХ ЦЕОЛИТОВ ТИМАНА

Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Большой интерес технологической минералогии к природным цеолитам определяется рядом обнаруженных у них уникальных свойств (высокая каталитическая и адсорбционная активность, селективные катионообменные свойства), разнообразием минеральных видов и широким распространением в стратифицированных отложениях, кроме того, они имеют относительно низкую стоимость. Все это позволяет использовать цеолиты в самых разнообразных отраслях промышленности и в сельском хозяйстве.

Из известных минеральных видов цеолитов наиболее распространенными и имеющими практическую ценность в настоящее время являются клиноптилолит, морденит, эрионит, шабазит. На территории Республики Коми геологами Института геологии Коми НЦ УрО РАН совместно с производственниками выделена Тиманская цеолитоносная провинция с преобладанием в продуктивных отложениях анальцима - одной из разновидностей цеолита. Анальцимсодержащие породы в отложениях карбона и перми занимают обширнейшую площадь на Тимане: 700x200 км, с мощностью цеолитоносных пород до 20 м. Содержание анальцима в отложениях карбона и перми на Тимане достигает 80% [1].

Каркас анальцима ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) построен четверными кольцами, тетраэдры в которых поочередно ориентированы в разные стороны (см. рисунок). Все эти кольца соединяются друг с другом не непосредственно, а при помощи дополнительных тетраэдров и располагаются вокруг четверных винтовых осей. Помимо четверных в каркасе анальцима можно выделить шестерные кольца, располагающиеся нормально направлению [111]. Шестерные кольца формируют узкие каналы, в которых вдоль непересекающихся тройных осей куба (анальцим - кубический минерал) находятся молекулы воды.

Детальное изучение анальцима из пермских отложений Тимана было проведено Б. А. Осташенко [1]. Ниже приводится краткая характеристика типоморфных особенностей минерала, взятая из этой работы.

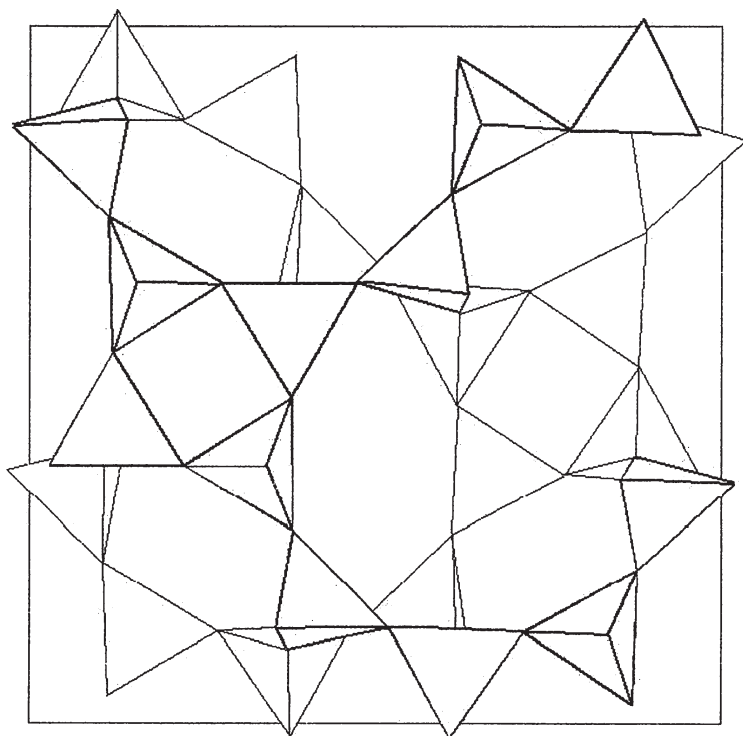
Типичный химический состав анальцима (%): SiO_2 57,1-62,9; Al_2O_3 15,7-20,9; FeO 0,1-1,9; MnO 0,003-0,08; MgO 0,04-0,29; CaO 0,12-0,41; Na_2O 1,64-13,46; K_2O 0,04 - 0,13; H_2O 8,41-8,6; CO_2 0,01-0,03; P_2O_5 0,01-0,19.

Сингония кубическая. Параметр решетки $a_0=13,7 \text{ \AA}$. Оптические свойства анальцима: низкий показатель преломления $N=1,479-1,493$;

изотропный, но часты оптические аномалии. Плотность минерала 2,22-2,29 г/см³. Спайность практически отсутствует, иногда заметна по {001}. На термограммах анальцима наблюдается один эндоэффект в интервале 400-440 °С. Для анальцима характерна дискретная дегидратация, потеря воды колеблется в пределах 8,78-9,23 %. Термолюминесценция у минерала отсутствует. Максимум декрептоактивности приходится на интервал 320-400 °С.

По классификации цеолитов, предложенной Н. Ф. Челищевым [4], анальцим характеризуется следующим образом: низкокремнистый (отношение $Si/Al < 2$), узкопористый (величина эффективного диаметра входных окон 0,26 нм), плотный (объем свободного внутрикристаллического пространства $< 30\%$). Плотные цеолиты, как правило, содержат большое количество алюминия.

Следует отметить такие свойства анальцимсодержащей породы как нейтрализация кислой среды, поглощение аммония, диссоциация кальция. Полная динамическая емкость анальцима составляет 0,98 мг-экв/г, что позволяет одному грамму минерала сорбировать 34,6 мг калия [1, 3].



Проекция одной четверти элементарной ячейки анальцима на базисную плоскость (показаны алюмосиликатные тетраэдры).

Анальцимсодержащие породы могут быть использованы в сельском хозяйстве в качестве мелиоранта для повышения урожайности зерновых и овощных культур, как добавка в рационы в животноводстве и птицеводстве для стимуляции прироста живого веса, для приготовления гранулированных удобрений пролонгированного действия из отходов животноводства и птицеводства. Анальцим можно использовать как фильтрующий материал при очистке хозяйственно-питьевых вод на водозаборах.

Способность энергичного взаимодействия анальцима со слабыми кислотами позволяет надеяться, что данный минерал может найти широкое применение в качестве глиноземистого сырья. В результате экспериментальных исследований установлено, что при обработке анальцима соляной кислотой с концентрацией 1,85 % в течение 5 мин практически весь глинозем переходит в раствор, а кремнезем выпадает в хлопьевидный осадок [1]. Различные пути миграции основных компонентов анальцима является наиболее важным моментом при переработке бедных алюминиевых руд, тем более, что в мировой и отечественной практике уже были случаи получения алюминия из цеолитового сырья. Например, в 1940-х годах в Италии была произведена переработка лейцитов Везувия для получения алюминия.

Учитывая приведенные выше данные, можно говорить о значительном интересе к анальцимсодержащим отложениям на Тимане с точки зрения изучения технологических свойств, а также о высоких перспективах как сырья многопрофильного назначения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Осташенко Б. А. Проблемы цеолитов Тимана. Серия предпринтов сообщений "Научные рекомендации - народному хозяйству". Коми филиал АН СССР, 1984, вып. 49, 20 с.
2. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. Н. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. С. 9-10.
3. Хмелин И. Н. Сорбция биофильных элементов анальцимсодержащей породы Тимана. Научные доклады /Коми научный центр УрО РАН, 1993. Вып. 310.20 с.
4. Челищев Н.Ф., Беренштейн Б. Г., Володин В. Ф. Цеолиты - новый тип минерального сырья. М.: Недра, 1987. С. 14.
5. Капитанов В. Н., Игнатьев А. Н., Попов А. А., Крылова А. В. Проблемы и перспективы промышленного освоения месторождений агроминерального сырья южных и центральных районов Республики Коми // Южные районы Республики Коми: геология, минеральные ресурсы, проблемы освоения. Материалы Третьей Всероссийской конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 168-170.

МЕТОДИКА ЭКОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ РЕГИОНА

В. А. Щенявский

ИСЭПС Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

chtcheniavski@iespn.komisc.ru

Для рационального освоения ресурсов Тимано-Печорской провинции очень важно определить эколого-экономическую перспективу развития Республики Коми. Поэтому необходимо выделить наиболее экологически уязвимые места на территории республики. Это наиболее удобно реализовать с помощью метода эколого-экономического районирования, которая способствует более эффективному управлению регионом.

Особенность разработки методики и схем эколого-экономического районирования состоит в том, что изучаемая территория, с одной стороны, — природный объект, с другой — хозяйственный. В качестве базы для эколого-экономического районирования территории как природного объекта был использован зональный (ландшафтный) подход. Ландшафт представляет экосистему в пределах территории с закономерно повторяющимися сочетаниями форм рельефа и обусловленных ими климатических, почвенных и гидрологических условий, фитоценозов и фаунистических комплексов.

На территории Республики Коми выделяются природные зоны тундры с подзоной лесотундры и тайги с подзонами южной, средней и северной. В зависимости от природной зоны и изменяется устойчивость к антропогенным нагрузкам.

При анализе природных ресурсов эколого-экономического районирования первостепенное внимание уделяется наиболее важным ресурсам с точки зрения развития экономики. К числу главных природных ресурсов относятся минеральные, земельные, лесные, водные и рекреационные. Природно-ресурсные особенности существенно влияют на тип эколого-экономического района, ход природных и антропогенных процессов являясь той естественной основой, на которую направлена деятельность человека. Установлено, что структура хозяйства особенности его специализации и размещения производств сильно влияют на экологическую ситуацию эколого-экономического района и оказывают наибольшее антропогенное воздействие на естественные ландшафты. В Республике Коми ведущими отраслями экономики являются: нефтедобывающая, газодобывающая, нефтеперерабатывающая, газоперерабатывающая, угольная, лесная и целлюлозно-бумажная. Степень воздействия этих отраслей на природу республики и определяет палитру эколого-экономических районов.

Другим важным показателем, влияющим на экологическую ситуацию, является плотность населения, при этом принято во внимание, что география расселения поселений носит очаговый характер, связанный либо с разработкой месторождений полезных ископаемых, либо привязана к транспортным артериям или долинам рек.

Огромная площадь лесов обусловила развитие лесопромышленной отрасли и определила лесохозяйственный тип освоения территории.

Районирование территории Республики Коми осуществлено в 3 этапа с помощью пакета программ GeoGraph/GeoDraw.

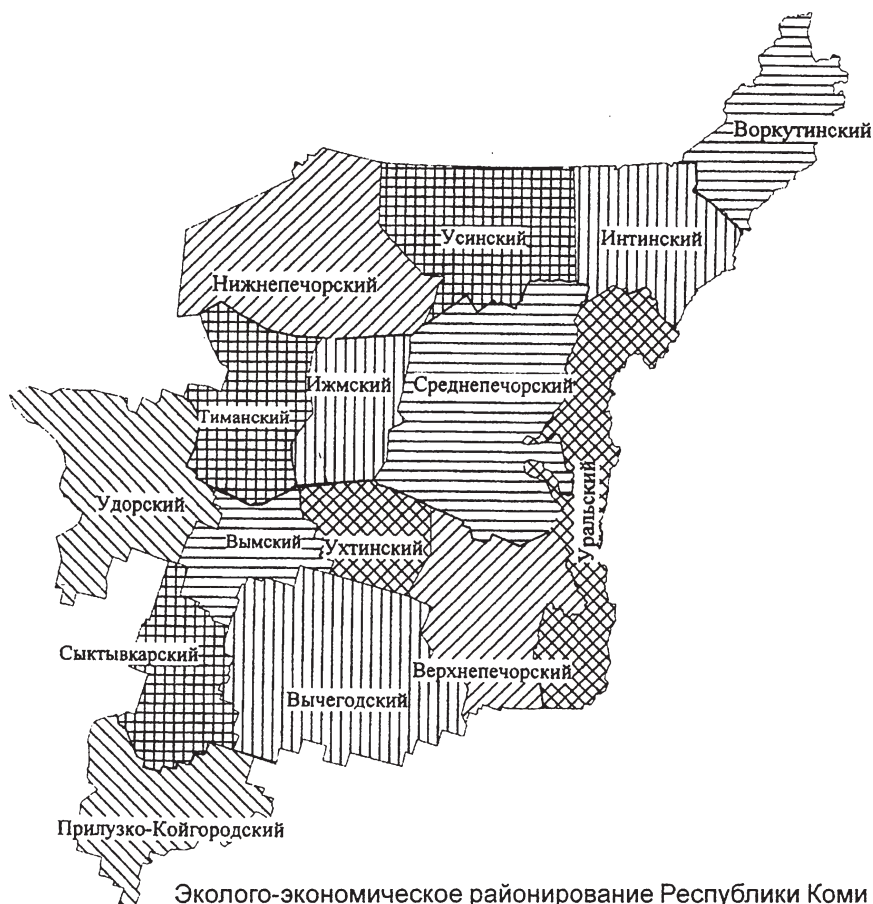
На первом этапе был осуществлен подбор показателей для эколого-экономического районирования по природно-территориальным комплексам и по общей антропогенной нагрузке включающей в себя параметры по населению, промышленности, по состоянию окружающей среды.

По природно-территориальным выделяются следующие показатели: индекс биологической эффективности климата Н.Н. Иванова, гидро-термический коэффициент Селянинова, биоклиматический потенциал, уровень дискомфорта климата, пригодность рельефа различных гипсометрических уровней для жизни населения и т.д. Для определения параметров по антропогенной нагрузке были взяты такие показатели как общая плотность населения, плотность сельского населения, площадь занятая предприятиями промышленности, урбанизированность территории, плотность транспортной сети, отраслевая структура производства, объем промышленной продукции, плотность выбросов/сбросов на $t \cdot km^2$ территории и др.

На втором этапе для районированной территории подбирались карты с границами районов, выделенных по одному признаку, которые накладывались на общую основу. Для районирования Республики Коми использовались следующие два блока карт: физико-географические и экономические.

Блок физико-географических карт представлен: картами топографической, рельефа, почвенной, растительности, климатической, тектонической, речных бассейнов и экономические картами населения, лесопользования, пастбищ; а блок экономических карт: картами нефте- и газодобычи, выбросов и сбросов загрязняющих веществ, полезных ископаемых, транспортной сети и административно-территориального деления Республики Коми.

При построении карты эколого-экономического районирования в первую очередь определялись обобщенные показатели устойчивости к различным воздействиям в пределах природных зон и подзон. Затем степень антропогенной нагрузки на естественные ландшафты и путем сопоставления контуров определяются границы зон. Окончательные границы зон уточняются с целью максимально-возможного совме-



ния с границами административных районов, это связано с тем, что статистический материал поступает по низовым административным районам.

На последнем этапе проведена оценка уровня напряженности экологической ситуации с помощью пятибалльной системы в эколого-экономических районах. Для решения поставленных задач показатели были объединены в классы и оценены по пятибалльной системе. Таким образом, при разработке эколого-экономического районирования использован комплекс экологического, хозяйственного и социального показателей.

В результате проведенных исследований автором выделено 15 эколого-экономических районов на территории Республики Коми, представленных на рисунке.

С повышенным уровнем экологической ситуации выделяются Воркутинский, Интинский, Усинский, Ухтинский и Сыктывкарский эколого-экономические районы. Наибольший вклад в ухудшении экологической ситуации в Воркутинском и Интинском эколого-экономических районах вносит угольная промышленность при том, что ландшафты здесь наименее устойчивы к антропогенной нагрузке. В Усинском и Ухтинском нефтяная и нефте- и газоперерабатывающая промышленность. В Сыктывкарском эколого-экономическом районе целлюлозно-бумажная промышленность. В тоже время выделяется Нижнепечорский, Тиманский, Удорский, Вымский и Уральский эколого-экономические районы с пониженным уровнем экологической ситуации. Это наименее промышленно развитые районы, а в некоторых как Уральский она практически отсутствует. Остальные районы относятся к среднему уровню экологической ситуации.

Таким образом, при разработке методики эколого-экономического районирования использован комплекс экологического, хозяйственного и социального показателей.

Проведение, эколого-экономического районирования, позволит оптимизировать систему управления природопользованием и выработать ряд мер обеспечивающих рациональное использование природных ресурсов, способствующих сохранению и восстановлению природного потенциала Республики Коми.

ЗОНЫ ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (ВОЗ) КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА

Н. Н. Югова, В. В. Удоратин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Udoratin@geo.komisc.ru

Анализ расположения очагов землетрясений, произошедших в пределах юга Республики Коми и Кировской области, свидетельствуют об их приуроченности к Кировско-Кажимскому авлакогену.

На основе сопоставления материалов по глубинному строению, дизъюнктивной тектоники, неотектоники, исторических сведений и инструментальных данных на территории Кировско-Кажимского прогиба можно выделить ВерхнеСысольскую, Верхневятскую и Средне-вятскую области возможных очагов землетрясений (ВОЗ) (см.рисунок).

ВерхнеСысольская область ВОЗ расположена в северной части Кировско-Кажимского прогиба, территориально — на юго-востоке Республики Коми. Наиболее известное здесь землетрясение произошло в Сысольском районе Республики Коми 13 января 1939 г., интенсивностью 6-7 баллов. Анализ местоположения очага Сысольского землетрясения показывает, что в геологическом отношении он приурочен к зоне сочленения Сысольского свода с Кировско-Кажимским авлакогеном. Здесь происходит резкое погружение поверхности фундамента в направлении от Сысольского свода к Кировско-Кажимскому и Вычегодскому прогибам. В неотектоническом плане эта область разнонаправленного движения структур второго порядка, которая показывает на современную тектоническую активизацию. Это подтверждается зарегистрированным недавно землетрясением (2002).

В центре Кировско-Кажимского прогиба выделяется Верхневятская область ВОЗ. Эта область была выделена нами на основании повышенной плотности разломной сети, где отмечаются тектонические узлы различных рангов. На этой территории также имело место землетрясение, произошедшее в Кайском районе.

Самая крупная по размерам — Средневятская область ВОЗ, расположенная на юге Кировско-Кажимского авлакогена. Она наиболее осложнена разломами. Здесь также отмечается густая сеть тектонических узлов. Обращает на себя внимание площадная концентрация землетрясений в районе гг. Кирова, Слободского. В рельефе — это северная половина Средневятской низины, в тектоническом отношении — Центральный грабен Кировско-Кажимского авлакогена.

По историческим свидетельствам и сведениям очевидцев, а также в последние годы зарегистрированным инструментально, получены данные об 11 землетрясениях, произошедших в данной области.

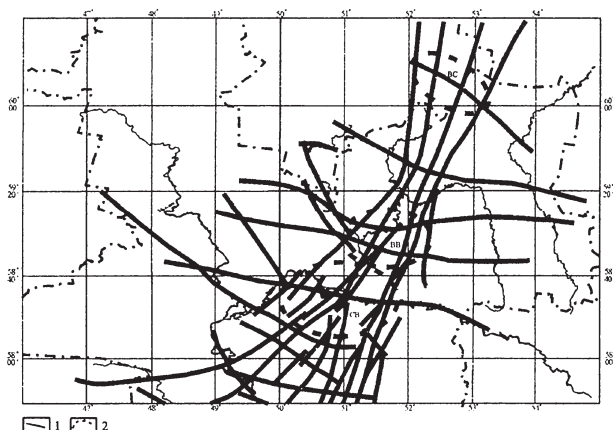


Схема зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ). 1 — системы разломов, 2 — области ВОЗ: ВС — Верхне-Сысольская, ВВ — Верхневятская, СВ — Средневятская;

Одно из последних зарегистрированных событий произошло в 2000 г. Землетрясение имеет магнитуду порядка 3,6. Эпицентр находился в районе поселков Нижнеивкино и Верхошижемье.

Тектонические землетрясения Вятского края с очагами в верхней части земной коры в целом вытягиваются полосой северо-восточного протяжения от г. Котельнича через гг. Киров и Слободской. В то же время отдельные очаги вытянуты как в северо-восточном, так и северо-западном направлении в долине р. Вятки, и в широтном направлении в бассейнах р. Белая и Черная Холуница. Такое распределение и ориентировка очаговых областей связаны с тектоническими структурами и полем напряжений в регионе [1].

Обобщение сведений о сейсмических явлениях, имевших место в регионе, позволило выделить Средневятскую и Сысольскую площади с повышенной сейсмической активностью [2].

Основную часть площади Кировско-Кажимского прогиба следует выделить в качестве подверженной землетрясениям силой до 5-6 баллов, остальную территорию региона, как площадь, где раз в несколько десятилетий могут происходить землетрясения силой до 4-5 баллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.А.Никонов, Н.Г.Мокрушина, Л.И.Лубягина. Исторические землетрясения Вятского края // Вестник Вятского государственного педагогического университета. - Киров, 2000. - С. 76-80.
2. Н.Н.Югова, В.В.Удоратин. Кировско-Кажимский авлакоген — сейсмоактивная структура // Вторая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. - Пермь, 2001-С.185-191.

ФОРМУЛА ДЛЯ ОЦЕНКИ РАДИУСОВ ФУЛЛЕРЕНОВ

О. Н. Ярыгин¹, Ю. Л. Войтеховский²

¹КФ ПетрГУ, ²ГИ КНЦ РАН, Апатиты
voyt@geoksc.apatity.ru

В работах [1, 6] перечислены и детально (гранными символами, точечными группами симметрии и изображениями в проекции Шлегеля) охарактеризованы фуллерены C_{20} — C_{60} . В статье [7] изучены фуллерены C_{62} — C_{70} . Так как их комбинаторное многообразие быстро растет с числом вершин, в работе [2] оно ограничено формами, на которых 5-угольные грани не контактируют друг с другом. Это один из главных критериев стабильности фуллеренов как атомных систем. Второй — максимальная симметрия — реализуется для икосаэдрических форм. Заметим, что первый критерий удовлетворяется для них автоматически.

Более точный прогноз стабильности фуллеренов основан на расчете потенциалов, учитывающих метрические параметры. Для икосаэдрических форм таковыми являются радиус вписанной сферы и расстояние между соседними атомами. Они связаны между собой. Но далеко не во всякий фуллерен с более низкой симметрией можно вписать сферу. Это особенно касается преобладающих комбинаторно асимметричных форм. Их распространенность в природе еще не изучена. В статье предлагается подход, позволяющий характеризовать фуллерен C_n в зависимости от n .

Фуллерен C_n как полиэдр содержит ровно 12 5-угольных и $(n/2-10)$ 6-угольных граней, близких к правильным. Отсюда следует идея — считая их таковыми, характеризовать фуллерен радиусом эквивалентной сферы. Пусть k — сторона правильного m -угольника. Его площадь: $S_m = m k^2 \operatorname{ctg}(\pi/m)/4$. Площадь фуллерена: $S_{\text{ful}} = 12 S_5 + (n/2-10) S_6$. Подставив S_5 и S_6 , получим: $S_{\text{ful}} = k^2 [15 \operatorname{ctg}(\pi/5) + 3 (n/2-10) \operatorname{ctg}(\pi/6) / 2]$. Приравняв S_{ful} к поверхности сферы $4\pi R^2$, найдем ее радиус: $R = k \{ [15 \operatorname{ctg}(\pi/5) + 3 (n/2-10) \operatorname{ctg}(\pi/6) / 2] / 4\pi \}^{1/2}$. После упрощений: $R = k(0.103374... n - 0.424548...)^{1/2} = k \varphi(n)$.

Радиус R эквивалентной сферы прямо пропорционален длине k ребра фуллерена и нелинейно связан с числом n его вершин. Главное в формуле — явный вид функции $\varphi(n)$, при которой k является масштабным параметром. Коэффициенты даны с округлением, обеспечивающим высокую точность расчета $\varphi(n)$, значения которой для $n = 60 \div 100$ даны в таблице.

Метрическая реализация фуллерена существенно зависит от образующих его атомов. Формально его геометрия фиксируется длиной ребер и углами между ними. Связь между параметрами — слож-

Значения $\varphi(n)$ для $n=60-100$

n	$\varphi(n)$	N	$\varphi(n)$	n	$\varphi(n)$
60	2.403725	74	2.687960	88	2.944888
62	2.446352	76	2.726147	90	2.979784
64	2.488250	78	2.763806	92	3.014276
66	2.529454	80	2.800959	94	3.048378
68	2.569997	82	2.837626	96	3.082103
70	2.609910	84	2.873825	98	3.115462
72	2.649222	86	2.909573	100	3.148468

ная. Равенство углов может приводить к неравенству ребер и наоборот. Отыскание компромисса между ними составляет задачу, решаемую методом последовательных приближений. С ростом симметрии число параметров уменьшается, что позволяет дать таким формам более точную характеристику, например, указав их размеры вдоль осей симметрии.

Относительно высокосимметричных форм заметим следующее. Площадь такого фуллерена больше площади вписанной и меньше — описанной сферы. Заменяв его на эквивалентную сферу и перейдя к радиусам, получим, что R заключено между радиусами R_1 вписанной и R_2 описанной сфер. С увеличением симметрии и/или числа вершин фуллерен становится все "круглее", что выражается соотношением $R_1 / R_2 \rightarrow 1$. То есть, при тех же условиях параметр R характеризует формы с возрастающей точностью.

Сравним опубликованные результаты измерений фуллерена C_{60} с нашей оценкой. А. Хэймет [4] указывает, что длина связи C-C в нем равна 0.14 нм, диаметр — 0.35 нм. М. Ньютон и Р Стэнтон [5] отмечают, что разделяющая два 6-угольника двойная связь короче разделяющей 5- и 6-угольники одинарной на 0.007 нм. А.В. Елецкий и Б.М. Смирнов [3] приводят для них значения 0.139 и 0.144 нм при радиусе фуллерена 0.357 нм. Согласно Таблице, $\varphi(60) = 2.404$. Поэтому для $k = 0.139$ нм $R = 0.334$ нм, для $k = 0.144$ нм $R = 0.346$ нм, что близко к экспериментальным результатам. А.В. Елецкий и Б.М. Смирнов, исходя из идеальной модели усеченного икосаэдра, рассчитали для C_{60} параметры: $R_2 = 2.478 k$, $h = 2.267 k$, $h' = 2.327 k$, где h и h' — расстояния от центра описанной сферы до центров 6- и 5-угольных граней. Наша оценка для $\varphi(60) = 2.404$ хорошо соотносится с этими значениями.

Найденная формула предназначена в первую очередь для стандартного описания комбинаторно асимметричных фуллеренов с большим числом вершин, так как симметричные формы с их малым числом допускают более точную характеристику размеров вдоль осей симметрии. Погрешность, связанная с тем, что грани фуллерена не являются правильными многоугольниками, не устранима без конкретизации комбинаторного типа фуллерена и распределения зарядов в его вершинах. Впрочем, если для некоторых важных структур последнее известно, то задача может быть решена другими способами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Фуллерены C_{20} — C_{60} : комбинаторные типы, симметрия, стабильность // Зап. ВМО. 2002. № 2. С. 30-37.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Стабильные фуллерены C_{72} — C_{100} : комбинаторные типы и точечные группы симметрии // Минералогия техногенеза — 2003. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. — В печати.
3. Елецкий А.В., Смирнов Б.М. Фуллерены и структуры углерода // УФН. 1995. Т. 165, № 9. С. 977-1009.
4. Haymet A.D.J. Footballene: a theoretical prediction for the stable, truncated icosahedral molecule C_{60} // J. Am. Chem. Soc. 1986. V. 108. P. 321-322.
5. Newton M.D., Stanton R.E. Stability of buckminsterfullerene and related carbon clusters // J. Am. Chem. Soc. 1986. V. 108. P. 2469-2470.
6. Voytekovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. C_{20} to C_{60} fullerenes: combinatorial types and symmetries // Acta Cryst. 2001. A. 57. P. 736-738.
7. Voytekovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. On the spectrum of fullerenes // Acta Cryst. 2002. A. 58. P. 295-298.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ВСЕГЕИ — Всероссийский геологический институт
ВНИГРИ — Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
ГИ КНЦ РАН — Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук
ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук
ГУП ТП НИЦ — Государственное унитарное предприятие Тимано-Печорский научно-исследовательский центр
ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук
ИГУНЦ РАН — Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук
ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения Российской академии наук
ИГЕМ РАН — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук
ИСЭПС Коми НЦ УрО РАН — Институт социально-экономических и энергетических проблем Севера Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук
ИЭМ РАН — Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук
ИЭПС УрО РАН — Институт экономических проблем Севера Уральского отделения Российской академии наук
КГИЛЦ — Кольский геологический информационно-лабораторный центр
КГПИ — Коми государственный педагогический институт
КФ ПетрГУ — Кольский филиал Петрозаводского государственного университета
МГУ — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
ОАО Полярноуралгеология — Открытое акционерное общество Полярноуралгеология
СПбГГИ (ТУ) — Санкт-Петербургский государственный горный институт им. Г. В. Плеханова (технический университет)
СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет
СГУ — Сыктывкарский государственный университет
ТГУ — Томский государственный университет
ЯрГУ — Ярославский государственный университет им. П.Г. Демидова

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Бабушкин Т. А.</i> Литология и строение разреза верхнего венда Зимних Гор (Юго-Восточное Беломорье)	3
<i>Бабушкин Т. А.</i> Отложения усть-пинежской свиты юго-восточной части Онежского полуострова.....	7
<i>Безносое П. А.</i> Чешуи акантод (<i>Acanthodii: Pisces</i>) морфогистологического типа <i>Acanthodes</i> из верхнего девона Среднего и Южного Тимана	10
<i>Борисенков К. В.</i> Новая находка <i>Somoholites beluensis</i> (<i>Ammonoidea</i>) на Приполярном Урале	13
<i>Борисенок Д. В.</i> Новые данные по геологии Байгускаровского района (Южный Урал)	15
<i>Броушкин А. В.</i> Новая интерпретация скульптуры <i>Bergeria mimerensis</i> Hoeg (плауновидные, девон)	18
<i>Буравский А. А.</i> Строение артинских терригенных отложений в разрезе «Каменный бор» на Малой Печоре (Северный Урал)	21
<i>Вехтева В. Ю.</i> Типы литологического проявления предфранского перерыва в Тимано-Печорском седиментационном бассейне	27
<i>Войтеховский Ю. Л., Ярыгин О. Н.</i> Теоретико-числовой подход к исследованию икосаэдрических фуллеренов	30
<i>Выборов Е. В., Щербаков Э. С.</i> Особенности распределения основных аксессуарных минералов в россыпи Ичетью.....	33
<i>Голубев Е. А.</i> О минералоидных индивидах	35
<i>Дель Е. В., Стреляев В. И., Шиганова И. В.</i> Новые данные о генезисе продуктивных лампроитов (на примере сибирских складчатых гравиио-пироструктур).....	38
<i>Дорохов Н. С., Кудряшов Н. М.</i> О возрасте гранитоидов Народинского массива	41
<i>Забоев А. С.</i> Процессы на границе раздела газ — твердое тело	43
<i>Збукова Д. В., Омелин В. М.</i> База данных «Монографическое описание миоспор девона»	45
<i>Зыкин Н. Н.</i> Об источнике рудного вещества Парнокского железо-марганцевого месторождения	48
<i>Игловский С. А.</i> Особенности криолитозоны Канинско-Тиманского геокриологического региона (на примере южной части Канинской тундры)	53
<i>Ильченко В. О.</i> Особенности поведения цинка, кадмия и свинца в зоне гипергенеза Павловского полиметаллического месторождения (арх. Новая Земля)	56

<i>Кадыкова Т. В., Мухаметшин А. М., Скоробогатов С. М., Ведерников А. С., Панфилов С. С. Эффективность сейсмометрических измерений при выделении трещиноватости в строительных конструкциях</i>	<i>60</i>
<i>Камашев Д. В. Статистический анализ распределения размеров сферических частиц кремнезема</i>	<i>63</i>
<i>Клименко С. С. Генерационный потенциал нефтегазоматеринских толщ в Косью-Роговской впадине</i>	<i>66</i>
<i>Ковальчук Н. С. Геологические условия локализации юшкинита</i>	<i>69</i>
<i>Козырева И. В. Диаспоровые породы Приполярного Урала</i>	<i>71</i>
<i>Кондакова Г. В., Осипов Г. А., Жирков Д. В., Лукашевич С. В. Изучение трофической структуры микробных сообществ глубинных вод литосферы</i>	<i>75</i>
<i>Кортикова М. Н., Ячменев А. В. Плейстоценовые отложения среднего течения реки Ижма</i>	<i>78</i>
<i>Костяхина А. В. Использование программы Micromine для анализа системы оценочных работ (на примере рудопроявления Чудное)</i>	<i>80</i>
<i>Котова Е. Л. Об исследовании силурийских и девонских отложений на Приполярном Урале</i>	<i>83</i>
<i>Коцарев И. В. Эволюционно-динамические предпосылки перспектив нефтегазоносности Центральных районов Русской плиты</i>	<i>85</i>
<i>Кряжев А. А. Исследование некристаллических объектов методом рентгеновского фазового контраста</i>	<i>87</i>
<i>Кряжев А. А., Петраков А. П. Оценка возможностей метода рентгеновской рефлектометрии для определения параметров многослойных систем</i>	<i>90</i>
<i>Куликова К. В., Варламов Д. А. Микроструктуры оксидов из габброидов харампейско-масловского комплекса (Полярный Урал)</i>	<i>93</i>
<i>Куплевич И. П. Коллекторские характеристики пермских отложений Предуральяского краевого прогиба</i>	<i>96</i>
<i>Лукин В. Ю. Табулаты девонских отложений Среднего Тимана (бассейн р. Печорская Пижма)</i>	<i>100</i>
<i>Лысюк А. Ю. Фульгуриты пустыни Сонора (Мексика) и Нигозера (Карелия, Россия)</i>	<i>102</i>
<i>Лютеев А. В., Глухов Ю. В. Фотолюминесценция Cr^{3+} в кианитах осадочных пород</i>	<i>105</i>
<i>Лялин А. А. О влиянии температуры на содержание ртути в подпочвенном воздухе</i>	<i>108</i>
<i>Макеев Б. А., Исаенко С. И. Происхождение H₄-дефектов на алмазах россыпи Ичетью</i>	<i>112</i>

<i>Маријева Н. А., Марченко-Вагапова Т. И.</i> Условия формирования старичных отложений р. Лузы в голоцене.....	115
<i>Матюшева С. А.</i> Минералогия россыпного золота Мезенско-Вашкинской и Немской площадей.....	118
<i>Maximiliano Martins, Joachim Karfunkel.</i> Diamonds from the macaubas river basin (minas gerais state, brazil): characteristics and possible source	122
<i>Мощенко А. С.</i> Применение геохимических методов поисков нефтегазоперспективных структур на примере юго-востока Оренбургской области	127
<i>Никулова Н.Ю., Козырева И.В.</i> Находка алланитовых валунов в тельпосской свите Приполярного Урала	130
<i>Носков А. В.</i> Морфологические типы анальцима в казанских отложениях (P ₂ kz), р. Вымь	133
<i>Панжин А. А.</i> Мониторинг напряженно-деформированного состояния подрабатываемой территории	137
<i>Панинская С. В., Никулова Н. Ю.</i> Литологические особенности горизонта вишневых песчаников в основании нижнеордовикской терригенной толщи на хр. Малдынырд (Приполярный Урал)	140
<i>Пашнин А.И.</i> Биофаии пограничных отложений лландовери и венлока на Приполярном Урале.....	144
<i>Первушина К. А., Шеховцова Н. В.</i> Об экологических особенностях микроорганизмов, обнаруживаемых в породах глубоких горизонтов земной коры	148
<i>Пискунова Н. Н.</i> Взаимодействие ступеней роста с препятствиями на растущей грани	151
<i>Прокушев А. А.</i> Локальные магнитные аномалии зоны стыка Сысольского свода и Кировско-Кажимского прогиба (в районе п.Ясног)	155
<i>Прокушев А. А., Лютоев В.А.</i> Изменение несущей способности грунтов г.Сыктывкара в результате сейсмических воздействий.....	157
<i>Рудченко О. Н., Черемискин А. Ю.</i> Оценка продуктивности зон нефтенакопления верхнеордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса по гидродинамическим, физико-химическим и емкостно-фильтрационным характеристикам залежей ТПП	158
<i>Савичев А. А.</i> Минералогия золотосульфидного оруденения Северо-Енисейского района (Сибирь)	161
<i>Ситар К. А.</i> Электрохимическая очистка глинистых грунтов от нефтяных загрязнений: экспериментальные исследования	164

Спирин А. В. Морфологические особенности и химический состав золота из аллювиальных отложений изъывожского участка района Енганэ-Пэ	167
Степанова М. М., Славикова Н. В., Кузнецов Н. Б. Возраст и генетическая природа мансуровской толщи (Южный Урал)	170
Суренков С. В., Моралев Г. В., Борисов А. В., Чугаев А. В., Можаров О. В. Сравнительный анализ изотопного состава свинца золоторудных проявлений Приполярного Урала	175
Сухарев А. Е. Исследование особенностей тонкой структуры кристаллов	178
Тихонова Т. В. Проблемы и основные направления развития системы платного природопользования в области охраны окружающей среды.....	181
Удоратина О. В. Редкометалльные щелочные метасоматиты месторождения и рудопроявления Неудачное (Полярный Урал)...	186
Ульныров В. П. Доломитизация в пограничных отложениях лландовери-венлока	190
Хипели Р. В. Особенности распространения коллекторов ордовикско-нижнедевонского НГК на юге Хорейверской впадины	193
Хипели Д. В., Безносое П. А., Хипели Р. В. Литологическая характеристика и ихтиофауна стратотипа ижемской свиты.....	197
Шеболкин Д. Н. Поверхности перерыва в верхневенлокских отложениях р. Кожым (Приполярный Урал)	201
Шушков Д. А. Характеристика основных физико-химических свойств анальцимовых цеолитов Тимана	204
Щенявский В. А. Методика эколого-экономического районирования региона	207
Югова Н. Н., Удоратин В. В. Зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Кировско-Кажимского авлакогена.....	211
Ярыгин О. Н., Войтеховский Ю. Л. Формула для оценки радиусов фуллеренов	213

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 11-й научной конференции

Компьютерная верстка

Р. А. Шуктомов

Оформление обложки

О. П. Велегжанинов

Лицензия ПД № 3-19-02 от 16.05.2001 г.

Компьютерный набор. Подписано в печать 30.11.2002.
Формат 60х90 ¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Печать РИЗО.
Усл. печ. л. 14,0

Тираж 250..... Заказ № 346

Издательско-полиграфический отдел
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.
167982 ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар,
ул. Первомайская, 54.

E-mail: geoprint@geo.komisc.ru