ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫДЕЛЕНИЯ ПРЕДФРАНСКОГО НЕСОГЛАСИЯ В ДЕВОНСКОМ РАЗРЕЗЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО ОСАДОЧНО-ПОРОДНОГО БАСЕЙНА

Т. В. Майдль¹, В. А. Жемчугова^{2, 3}, Ю. В. Наумчев^{2, 3}

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ ООО «Геофизические системы данных», Москва

maydl@geo.komisc.ru; zem@gds.ru

На основании результатов исследований ядра пограничного нижнедевонско-верхнедевонского (D₁l–D₃tm) интервала разреза методами рентгенофлуоресцентного анализа, дополненного определением CO₂ и потерь при прокаливании, рентгенодифрактометрического анализа глинистой фракции пород и глин, электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии, анализа стабильных изотопов карбонатного углерода и кислорода и др. выявлены литологические и минералогические признаки, свидетельствующие о былом нахождении пород под воздействием инфильтрационных водоносных систем при подъеме ранее погруженных толщ в зону аэрации.

В изученных разрезах установлена определенная вертикальная геохимическая зональность, проявленная в смене сверху вниз: а) зоны морских слабоизмененных известняков; б) зоны процессов гидролиза и инфильтрации в глинизированных доломитах с признаками палеокарста; в) зоны вторичных доломитов; г) зоны малоизмененных известняков. Установленная последовательность характерна для процессов регрессивного инфильтрационного эпигенеза и предполагает наличие субаэрального несогласия между зонами а и б.

Ключевые слова: субаэральные несогласия, диагностические признаки, инфильтрационный эпигенез, нижнедевонские отложения, восточный борт Хорейверской впадины.

GEOCHEMICAL PRECONDITIONS FOR DETECTING OF PRE-FRASNIAN UNCONFORMITY IN THE DEVONIAN SUCCESSION OF THE TIMAN-PECHORA SEDIMENTARY BASIN

T. V. Maydl¹, V. A. Zhemchugova^{2, 3}, Yu. V. Naumchev^{2, 3}

¹ Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar

² Moscow State University named after M. V. Lomonosov, Moscow

³ Geophysical Data Systems, Moscow

Based on the results of the core analysis of boundary Lower to Upper Devonian (D₁l–D₃tm) interval by X-ray fluorescence analysis supplemented with CO₂ determination and loss on ignition, X-ray diffraction analysis of clay fraction of the rocks and clays, electron microscopy and EDS, analysis of stable isotopes of carbonate carbon and oxygen, etc., we revealed lithological and mineralogical-geochemical features, which testified to the ancient influence of infiltration water systems to the rocks during the ascent of previously submerged strata into the aeration zone.

In the sections studied, we showed a definite vertical geochemical zonation, expressed in changing zones from top to bottom: a) zone of marine slightly altered limestones; b) zone of hydrolysis and infiltration in argillaceous dolomites with signs of paleokarst; c) zone of secondary dolomites; d) zone of low-altered limestones. The established sequence is characteristic for the processes of regressive infiltration epigenesis and assumes the existence of a subaerial unconformity between a and b zones.

Keywords: subaerial unconformities, diagnostic features, infiltration epigenesis, Lower Devonian deposits, eastern flank of Khoreyver depression.

Введение

Разработка сценария развития процесса карбонатного осадконакопления, отображенного в структуре иерархически соподчиненных секвенций и парасеквенций, является важным элементом прогноза свойств карбонатных резервуаров на всех этапах их изучения. Для этого особенно актуальным становится обоснование границ секвенций, соотносимых с поверхностями несогласий.

Особую сложность вызывает обоснование природы несогласий в карбонатных отложениях. Подобная ситуация наиболее характерна для нижнедевонских отложений северо-восточного борта Хорейверской впадины, где поверхность среднедевонско-предфранского несогласия из-за длительности его развития и тектонической перестройки территории далеко не всегда определяется однозначно, создавая трудности с установлением морфологии залежей. Это связано и с тем, что оно объеди-

няет обычно два отдельных несогласия, так же как и в разрезах значительной части Тимано-Печорского бассейна, где они совмещены из-за отсутствия среднедевонских отложений (рис. 1). Для нижнедевонских отложений более значима была роль среднедевонского несогласия, поскольку именно с ним связано выпадение из разрезов значительных по времени интервалов, в то время как предфранское несогласие фиксируется выпадением лишь самых низов нижнефранских толщ [7]. В конкретных разрезах несогласия обычно проявлены одной-двумя (или более) эрозионными поверхностями. Обнаружение и выделение такого рода поверхностей достаточно сложно и не всегда возможно из-за фрагментарности опробования толщи керном. Кроме того, в случаях совмещения обоих несогласий наряду с возможным усложнением характера эрозионной поверхности происходит существенное снижение фациальной контрастности граничащих отложений [7].

Рис. 1. Палеогеологическая карта поверхности предфранской поверхности (по Н. А. Малышеву [5]): 1 — разломы; 2 — геологические границы. Границы структур: 3 — крупнейших региональных надпорядковых, 4 — крупных (первого порядка), 5 — средних (второго порядка). Нефтегазоносные районы и области: ЧНГР — Чернореченский; ХНГО — Хорейверская; КорНГР — Коротаихинский; ВАНГР — Варандей-Адзвинская; ВрНГР — Верхнеадзвинский; КВНГР — Колвавиновский; СПНГР — Северо-Предуральский; ХНГР — Хоседаюский; КочНГР — Кочмесский. На врезке: окружность — положение района исследований

Fig. 1. Paleogeological map of the pre-Frasian surface (according to N. A. Malyshev [5]): 1 — faults; 2 — geological borders, on inset — structural borders: 3 — the largest regional supraorder, 4 — large (the first order), 5 — medium (the second order). Oil and gas bearing regions and areas: ЧНГР — Chernorechensky; ХНГО — Khoreyverskaya; КорНГР — Korotaikhinsky; ВАНГР — Varandey-Adzvinskaya; ВрНГР — Verkhneadzvinsky; КВНГР — Kolvavisovsky; СПНГР — Severo-Preduralsky; ХНГР — Khosedayusky; КочНГР — Kochmessky. Circle on inset — location of the study area

В этой связи особое значение приобретают литологические и минералого-геохимические признаки, свидетельствующие о былом нахождении пород под воздействием инфильтрационных водоносных систем при подъеме ранее погруженных толщ в зону аэрации.

Основными факторами инфильтрационного эпигенеза являются окислительно-восстановительные барьеры на границе резко отличных газогидрогеохимических сред и неравновесность карбонатных и алюмосиликатных минералов пород, изменившимся гидрохимическим условиям [10]. С инфильтрационным режимом связаны процессы растворения и выщелачивания карбонатов, доломитизации известняков, выполнение пустот и трещин продуктами гипергенеза, окремнение и ресилификация, глинизация силикатов и карбонатов, сульфидизация и сульфатизация и пр. В числе основных геохимических процессов выделяют также миграцию породообразующих компонентов, а также элементов-примесей: титана, бария, стронция [4, 6, 10].

Показателями инфильтрации также могут быть отношения стабильных изотопов углерода и кислорода карбонатных пород, содержания стронция в карбонатах, значения ряда литохимических модулей [10].

Материалы и методы исследования

Объектом исследования послужили образцы керн из трех скважин, вскрывших отложения нижнего девона, и интересующий нас пограничный нижнедевонский (D_1l) и верхнедевонский (D_3tm) интервал разреза (рис. 2). Наряду с макроскопическим изучением керна проводились также различные исследования химического, минерального и изотопного состава пород.

Анализ проб на породообразующие компоненты и содержание стронция проводился в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН полуколичественным рентгенофлюоресцентным методом, дополненным определением CO_2 и потерь при прокаливании (п.п.п.) методом мокрой химии.

Дополнительно был применен рентгенодифрактометрический анализ глинистой фракции пород. Фазовый состав образцов определялся при помощи рентгенодифрактометрического анализа неориентированных и ориентированных образцов для глинистой фракции (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение $CuK\alpha$), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы: воздушно-сухого образца, обработанного глицерином, од-

Рис. 2. Схема отбора образцов: 1–6 — фации: 1 — межприливной зоны с глинисто-карбонатной седиментацией; 2–4 — подприливной зоны с преобладанием: 2 — микрит-биокастовой седиментации, 3 — микрит-глинистой седиментации, 4 — биокастово-бактериально-водорослевой седиментации (а — известняки, b — вторичные доломиты); 5 — карбонатной отмели с преобладанием каркасно-биокастовой седиментации, 6 — элювиального комплекса; глубина отбора образца: 7 — без привязки, 8 — по привязке к каротажным кривым; 9 — индекс седиментационных циклитов овинпармского горизонта

Fig. 2. Sampling scheme: 1–6 — facies of: 1 — intertidal zone with clayey-carbonate sedimentation; 2–4 — subtidal zone with predominance of: 2 — micrite-bioclastic sedimentation, 3 — micrite-clay sedimentation, 4 — bioclastic-bacterial-algal sedimentation (a — limestones, b — secondary dolomites); 5 — carbonate shoal with the predominance of frame-bioclastic sedimentation, 6 — eluvial complex; depth of sampling: 7 — without tie, 8 — with tie to log curves; 9 — index of sedimentation cyclites of the Ovinparma Horizon

но-нормальным раствором соляной кислоты на водяной бане и прокаленного при температуре 500 °С.

Морфологические особенности глинистой фракции пород изучались методами электронной микроскопии, а определение элементного состава — методом энергодисперсионной спектроскопии на микроскопе JSM 6400, оснащенный спектрометром «Link» (оператор В. Н. Филиппов).

Отобранные пробы анализировались также на соотношения стабильных изотопов карбонатного углерода и кислорода на масс-спектрометре «Delta V Advantage» (аналитик И. В. Смолева). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ даны в промилле относительно стандарта PDB и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ — относительно стандарта SMOW. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ не превышает 0.04 и 0.06 ‰ соответственно. Исследования проведены с использованием лабораторной базы ЦКП УрО РАН «Геонаука».

Результаты и их обсуждение

Литологические признаки субаэральной переработки в той или иной степени явно проявлены в двух из трех рассматриваемых разрезов. Они фиксируются присутствием седиментационных и карстовых брекчий, пестрой окраской, трещинами и карстовыми пустотами, выполненными в разной степени переработанными элювиальными образованиями и перекры-

вающими их осадками (рис. 3). Распределение данных признаков в породах сосредоточено в пределах толщи переменной мощности, однако хаотично и неравномерно.

Литологическая неоднородность изученного разреза проявляется также в вещественном составе пород. Представление о его изменении демонстрируют данные химического анализа, пересчитанные на содержания нормативных минералов: кальцита, доломита и нерастворимого остатка (табл. 1).

Так, например, состав пород в разрезах исследуемых интервалов скважин изменяется следующим образом (рис. 2; табл. 1). В скважине 2 сверху вниз по разрезу относительно чистые известняки сменяются карбонатными глинами и далее доломитами глинистыми. В скважине 3 изученный разрез представлен исключительно доломитами и глинистыми доломитами. Содержание доломита от суммы карбонатов составляет от 95 до 100 %. В разрезе скважины 1 происходит смена глинистых доломитистых известняков доломитово-известняковыми глинами и далее относительно чистыми известняками.

При анализе фазового состава ассоциаций карбонатных пород (рис. 4) отмечается обособление двух полей-ассоциаций: в разной степени доломитистых известняков, глинистых известняков и известковых глин (левое

Рис. 3. Литологические признаки проявления несогласия в керне: а — доломит с древним карстом; трещины и каверны с доломитовой мукой содержат также окисленную нефть и светло-зеленую глину; б — доломит интенсивно глинизирован по трещинам; в — брекчия растворения-обрушения; д — глинистое выполнение трещины с красноцветным элювием в доломите; е — окисленный пирит в брекчии. Диаметр керна — 8 см. Красные прямоугольники — места отбора проб

Fig. 3. Lithological features of unconformity in core: а — dolomite with ancient karst; cracks and caverns with dolomite flour also contain oxidized oil and light green clay; б — dolomite intensely clayed along cracks; в — breccia of dissolution-caving; д — clay filling of the crack with red eluvium in dolomite; е — oxidized pyrite in breccia. The core diameter is 8 cm. Red rectangles — sampling sites

поле диаграмм на рис. 4) и в различной степени глинистых доломитов (правое поле диаграмм на рис. 4).

Выделенные ассоциации поляризованы главным образом по содержаниям кальцита и доломита, переходный известняково-доломитовый ряд отсутствует. Наблюдаемая картина позволяет отнести доломитовую ассоциацию к вторичным доломитам, генезис которых не связан со стадийной доломитизацией погружения, характерной для доломитовых известняков известково-глинистой ассоциации.

Расположение проб на диаграммах конкретных скважин позволяет отметить также некоторые особенности разрезов. Так, проанализированный разрез скважины 2 представлен ассоциациями: а) известняков доломитовых (диагенетических), отобранных выше глубины 3719.2 м и б) доломитов вторичных, отобранных ниже этой отметки. К ассоциации вторичных доломитов относятся также все пробы разреза скважины 3, а к ассоциации малоизмененных известняков — все проанализированные пробы скважины 1.

Рис. 4. Диаграммы фазового состава карбонатных пород
Fig. 4. Diagrams of phase composition of carbonate rocks

Таблица 1. Содержания нормативных минералов, стронция, значения модулей и отношений стабильных изотопов углерода и кислорода**Table 1.** Contents of standard minerals, strontium, values of modules and ratios of stable isotopes of carbon and oxygen

Проба Sample	Доломит, % Dolomite, %	Кальцит, % Calcite, %	Н. О., % I. R., %	ГМ HM	ЖМ IM	Sr, г/т	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Скважина 1 / Borehole 1								
3942-1	9.15	65.97	24.87	0.42	0.37	367	1.05	25.82
3942-2	6.62	78.19	15.19	0.37	0.36	305	1.09	25.86
3943-1	14.86	28.94	56.20	0.46	0.34	279	0.74	25.44
3945-1	11.87	41.48	46.65	0.47	0.34	538	1.26	24.33
3945-2	6.81	82.46	10.73	0.51	0.48	618	1.95	25.55
3947-1	4.51	91.59	3.91	0.48	0.25	466	1.59	25.19
3952-1	3.91	96.82	0.00	н. о.	н. о.	280	0.94	25.09
3952-2	3.91	96.96	0.00	—//—	—//—	275	0.93	24.65
3956-1	2.85	97.54	0.00	—//—	—//—	196	0.39	24.39
3956-2	2.62	98.13	0.00	—//—	—//—	174	0.66	24.71
Скважина 2 / Borehole 2								
3711-1	4.00	95.41	0.58	0.43	0.53	335	3.67	25.77
3711-2	4.69	91.41	3.89	0.23	0.40	353	2.5	24.54
3713.5-1	16.56	29.09	54.35	0.58	0.36	334	1.18	25.02
3715.5-2	90.34	0.00	9.66	0.66	0.79	114	–2.81	27.85
3721-2	80.13	1.65	18.22	0.36	0.42	80	–5	27.7
3721-3	80.55	1.06	18.39	0.30	0.32	82	–6	27.98
Скважина 3 / Borehole 3								
3893-2	99.60	0.00	0.40	0.69	0.48	н.о.	–1.94	26.61
3900-1	97.15	0.00	2.85	0.26	0.94	94	–4.61	27.97
3900-2	95.45	0.09	4.46	0.33	0.61	107	–4.84	27.26
3900-3	70.79	1.90	27.31	0.42	0.19	н. о.	–4.58	27.64
3904-1	90.62	0.00	9.38	0.45	0.37	103	–4.93	27.72
3904-2	68.49	2.04	29.46	0.44	0.28	86	–4.92	27.29
3904-3	96.05	0.00	3.95	0.52	0.43	88	–4.8	27.61

Примечание. н. о. — не определялось.

Note. н. о. — not determined.

Согласно приведенной характеристике, в разрезах пограничного интервала скважин 2 и 3 отчетливо выделяется зона интенсивной доломитизации, включающая в кровельной части пачку пород с неравномерно, хаотично проявленными признаками инфильтрационных процессов — палеокарста и глинизации.

Как известно, доломитизация является характерным процессом зон смешения талассогенных и пресных атмосферных вод. В пресноводных же инфильтрационных системах преобладают процессы активного образования карста, доломитовой муки, «пассивной» доломитизации, увеличивающих долю доломита в результате растворения кальцита. Этап доломитизации в атмосферных системах может сменяться следующим этапом — кальцитизации, дедоломитизации и окислением сульфидных минералов [6].

В исследуемых нами разрезах окисление пирита отмечено лишь в доломитовых обломках карстовых брекчий (рис. 3, е); зона кальцитизации, вероятно, эродирована. Таким образом, практически доломитовый состав карбонатной части пород может свидетельствовать о длительном развитии инфильтрационных процессов в режимах талассогенно-атмосферных и атмосферных вод.

Другим распространенным процессом, наблюдаемым в изученных разрезах, является глинизация. Она очень широко распространена как в субаэральных, так

и в субаквальных условиях. Глинизация является, по сути, результатом гидролиза алюмосиликатов (главным образом полевых шпатов) и описывается реакцией:

+ катионы щелочей и другие компоненты [4].

Однако в отличие от типичных кор выветривания для инфильтрационного эпигенеза интенсивный вынос продуктов гидролиза не характерен, напротив, часто отмечается перераспределение вещества в пределах пласта или соседних тел [4].

Для получения информации о вкладе инфильтрационных процессов и продуктов гидролиза в образование пород по результатам химического анализа были рассчитаны литохимические модули. Использованы модули, предложенные Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [9] для выявления генетической связи осадочных пород с корами выветривания (табл. 1).

Наиболее информативным для решения поставленной задачи является *гидролизатный модуль* (ГМ) = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mn})/\text{SiO}_2$, так как он служит «универсальным показателем степени выветривания горных пород на источнике сноса. Повышенные значения ГМ (больше нормы для платформенных глин — сиалитов — в интервале 0.30–0.55) указывают

на примесь продуктов гумидного выветривания субстрата любого состава» [10, с. 59]. Карбонатные породы, содержание оксидов железа в которых не более 3 %, со значениями ГМ, близкими или превышающими 1, характерны для коровых и почвенных образований. Среди проанализированных нами проб повышенные (более 0.55) значения ГМ отмечены в разрезах двух из трех скважин. В обоих случаях они характеризуют интервалы развития глинизированных доломитов и пестроцветных известково-доломитовых глин (рис. 3, табл. 1). Очевидно, что породы этих интервалов содержат примесь продуктов выветривания и могут косвенно фиксировать уровень субаэрального экспонирования отложений.

Железистый модуль $ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + Mn) / (TiO_2 + Al_2O_3)$, отражающий соотношение между железистыми и глиноземистыми продуктами гидролиза, для диагностики древних зон выветривания имеет скорее вспомогательное значение. Тем не менее повышенные значения этого модуля (более 0.6–0.75) могут свидетельствовать о размыве как основных пород, так и обогащенных железом кор выветривания.

В изученных разрезах породы со значениями ЖМ более 0.6 встречаются в тех же интервалах разрезов, что и породы с высокими значениями ГМ, обнаруживаясь совместно в одной пробе либо в соседних пробах интервала.

На модульной диаграмме ГМ — ЖМ (рис. 5) эти «аномальные» пробы выпадают из единого поля выборки неизмененных пород и вторичных доломитов, формируя отдельные кластеры.

Приуроченность проб с аномальными значениями модулей к определенным интервалам скважин (табл. 1) свидетельствует, вероятно, об обогащении выделенных горизонтов продуктами выветривания железистых субстратов. Повышенные значения ЖМ характерны также и для глинизированных доломитов.

Рентген-дифрактометрический анализ фазового состава глинистой фракции образца глинизированного доломита и фонового для разреза скв. 1 образца из-

вестковой глины показал наличие в них иллит, хлорита, каолинита и смешанослойной фазы иллит-сметитового состава. В глинистой фракции карбонатной глины доминируют несколько слабоупорядоченных смешанослойных фаз, в которых преобладает иллитовый компонент.

В глинах выполнения карста основу составляют иллит и каолинит. В небольших количествах присутствует смектитовая фаза, отмечаются кварц, минералы железа, цеолиты.

Исследование белесо-зеленых глин карстовых и трещинных пустот методами электронной микроскопии (рис. 6) позволило также уточнить их текстурно-структурные особенности и состав отдельных минеральных фаз. Микроскопически глины представлены элювиальной массой с пылевой обломочной структурой, с хаотичной и слоистой текстурой. В общей массе пелитоморфного материала выделяются частицы алевритовой размерности, среди которых преобладают корродированные обломки полевых шпатов (ортоклаза), рутила, апатита (рис. 6, b–e); присутствует растительный шлам (рис. 6, d).

Преимущественно аллотигенные глинистые минералы представлены плохо окристаллизованными агрегатами (рис. 6, b, c) смешанослойных смектит-иллитов Ca-Mg-K-разновидности и более окристаллизованными чешуйчато-пластинчатыми агрегатами калиевой слюды (рис. 6, e; табл. 2). Аутигенные минералы представлены также доломитом, кварцем, пиритом, рути-

Рис. 5. Модульная диаграмма для пород интервала девонского несогласия: 1 — неизмененные породы; 2 — породы с признаками инфильтрационных процессов; 3 — «инфильтрационные» доломиты; ГМ — гидролизатный модуль; ЖМ — железистый модуль

Fig. 5. Modular diagram of Devonian unconformity interval: 1 — unaltered rocks; 2 — rocks with signs of infiltration processes; 3 — «infiltration» dolomites; ГМ — hydrolysate module; ЖМ — iron module

Рис. 6. Морфология глинистого выполнения полостей девонского карста. Фото керна: а — карстовая полость в трещиноватом доломите с карбонатным элювием и белесо-зеленой глиной. СЭМ-изображения в режимах вторичных (e) и упругоотраженных электронов (b, c, d, f). Пояснения в тексте

Fig. 6. Morphology of clay filling of Devonian karst cavities. Image of the core (a) — a karst cavity in a fractured dolomite with carbonate eluvium and whitish-green clay. SEM images in the modes of secondary (e) and elastically-reflected electrons (b, c, d, f). Explanations are in the text

Таблица 2. Результаты микрозондового анализа глин из карстовых полостей

Table 2. Results of microprobe analysis of clays from karst cavities

Элемент Element	Слюда Mica		Глина — т. 1 Clay		Глина — т. 2 Clay		Глина — т. 3 Clay	
	мас. % wt. %	ат. % at. %	мас. % wt. %	ат. % at. %	мас. % wt. %	ат. % at. %	мас. % wt. %	ат. % at. %
Mg	3.31	4.38	2.52	2.43	2.11	2.26	1.5	2.09
Al	6.57	7.82	12.63	11	11.1	10.7	8.9	11.17
Si	16.34	18.69	23.47	19.63	21.93	20.3	16.61	20.03
K	4.56	3.75	6.66	4	6.03	4.01	4.74	4.1
Ca	5.65	4.53	0.52	0.3	0.61	0.4	0.2	0.16
Ti	—	—	0.21	0.1	—	—	—	—
Fe	0.8	0.46	1.4	0.59	0.83	0.39	0.8	0.48
O	30.12	60.48	42.15	61.87	38.1	61.92	29.24	61.9
Сумма / Total	67.18	100	89.65	100	80.78	100	62.07	100

Примечание. «—» элемент не обнаружен

Note. «—» element not determined

лом с примесью ванадия. Отдельные кристаллы кварца и доломита несут следы коррозии, а выделения пирита — следы окисления (рис. 6, f).

Анализ составов глины и слюды демонстрирует направленность процесса глинизации в сторону иллитизации иллит-сметитов и увеличения собственной иллитовой фазы. Вероятно, этот процесс сопровождается также потерей кальция и магния и образованием доломита.

Хорошо известно, что каолинит является типичным показателем гумидного климата и одним из основных глинистых минералов, синтезирующимся в корях выветривания. Попадая в щелочную среду морского бассейна, каолинит практически полностью разрушается, однако в прибрежных, относительно опресненных зонах морских бассейнов он демонстрирует иногда значительную устойчивость [2]. Таким образом, можно полагать, что обогащение каолинитом глин карстовых полостей — результат их выполнения продуктами девонских кор выветривания, либо опресненных позднедевонских морских водоемов.

Принято считать, что значительное количество иллита, также преобладающего в пробе карстового выполнения, свидетельствует об относительно холодном и сухом климате в областях размыва. Однако легкость структурных трансформаций глинистых минералов исключает однозначность генетических трактовок. Действительно, исследованиями алюмосиликатов современных шельфовых осадков установлена диагностическая роль доли сметитовых слоёв в иллит-сметитах, которая обычно увеличивается с гумидизацией и потеплением климата. Вместе с тем аналогичную диагностическую роль может играть и тенденция увеличения содержания иллита при синхронном уменьшении иллит-сметитов [1]. Последнее, по мнению авторов, свидетельствует о частичном преобразовании иллит-сметитов в иллит при интенсивном химическом выветривании путем фиксирования катионов калия в сметитовых межслоях. Известно, что этот процесс особенно эффективно проходит в поверхностных условиях при смачивании-высыхании осадка [12]. Можно также отметить, что процессы иллитизации обычны для почвенных образований при относительно (сезонно) влажном климате [3].

Таким образом, по вещественному составу, породным и минеральным ассоциациям, наличию или отсут-

ствию признаков проявлений гипергенных и инфильтрационных процессов в разрезах скважин устанавливается тенденция, проявляющаяся в смене неизменных и малоизмененных пород; вторичных доломитов, доломитов с признаками карста и глинизации и неизменных преимущественно известняковых пород.

Влияние инфильтрационных процессов подтверждается также распределением в породах стабильных изотопов углерода и кислорода, данные о которых представлены в табл. 1.

В разрезах конкретных скважин (табл. 1) величина изотопного уплотнения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ демонстрирует резкое смещение от положительных значений, колеблющихся от 3.67 до 1.18 ‰ в известняках, отобранных выше верхней границы зоны брекчированных и глинизированных доломитов (зоны влияния размыва), до $-2.32 \dots -6 \text{ ‰}$ во вторичных доломитах ниже этой границы. Положительное смещение величины $\delta^{18}\text{O}$ фиксируется на этой же границе. Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, составляющая в известняках 24.54–25.77 ‰, возрастает до значений 27.59–27.98 ‰ во вторичных доломитах ниже несогласия. Можно отметить, что подобное распределение значений $\times^{13}\text{C}$ характерно для разрезов с субэвральными несогласиями первого типа [13].

Наиболее наглядно отличие пород выделенных зон можно наблюдать на стандартной диаграмме изотопного состава (рис. 6). Породы различных зон достаточно четко обособляются по изотопным характеристикам, группируя три кластера: 1 — неизменных пород; 2 — пород зоны гипергенных и инфильтрационных преобразований и 3 — залегающих ниже этой зоны вторичных доломитов.

Изотопный состав неизменных пород известняковых пачек разрезов, куда вошли пробы известняков, залегающих выше зоны измененных пород из разреза скважины 3, в котором интервалы изменений отсутствуют, в целом соответствует изотопному составу для палеозойских морских карбонатных пород ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 0.39\text{--}3.67 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 24.33\text{--}25.82 \text{ ‰}$). Хотя относительно легкий изотопный состав кислорода может свидетельствовать о несколько опресненном составе вод бассейна и теплом влажном климате во время седиментации осадка.

Облегченный состав изотопов углерода доломитовой пачки ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -4.6 \dots -6.3 \text{ ‰}$) подтверждает учас-

Рис. 7. Диаграмма изотопного состава углерода и кислорода в породах зоны несогласия: 1 — неизменные породы; 2 — породы с признаками инфильтрационных преобразований, карста и глинизации; 3 — инфильтрационные вторичные доломиты

Fig. 7. Diagram of isotope composition of carbon and oxygen in the rocks of the unconformable zone: 1 — unaltered rocks; 2 — rocks with signs of infiltration transformation, karst and argillization; 3 — infiltration secondary dolomites

тие в доломитизации пресных вод, однако величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ демонстрируют довольно высокие значения: 27.26–28.12 ‰. Объяснением этому, вероятно, является механизм пресноводной инфильтрационной доломитизации пород. Как было отмечено выше, в пресноводных инфильтрационных системах преобладают процессы активного образования карста, доломитовой муки и «пассивной» доломитизации, увеличивающих долю доломита в результате растворения и выноса кальцита [6].

Известно также, что экзогенное выщелачивание, рассматриваемое как многократное повторение актов растворения-осаждения карбонатного вещества, приводит к существенному облегчению углерода новообразованных карбонатов по сравнению с субстратом [8].

Участие инфильтрационных вод в процессе вторичной доломитизации подтверждается также крайне низкими содержаниями стронция во вторичных доломитах (80–100 г/т) по сравнению с неизменными или менее измененными известняками (300–600 г/т) [11].

Более тяжелый изотопный состав кислорода вторичных доломитов по сравнению с породами известняковых пачек обусловлен, вероятно, их первичным известково-доломитовым составом и повышенной соленостью бассейна.

Породы с признаками гипергенных и инфильтрационных преобразований также образуют на диаграмме особый кластер, группирующийся между кластерами известняков, не затронутых инфильтрационными процессами, и испытавшими их влияние вторичными доломитами. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в этой группе менее изменчивы и колеблются в пределах –1.95 ... –2.81 ‰, величина $\delta^{18}\text{O}$ меняется от 25.41 до 27.85 ‰. Расположение кластеров на диаграмме демонстрирует определенный тренд изотопного фракционирования, направленного на облегчение изотопного состава углерода в процессе инфильтрационного эпигенеза.

Выводы

Таким образом, проведенные геохимические исследования пород предполагаемых пограничных нижнедевонских–верхнедевонских интервалов разрезов

скважин 2 и 3, а также интервала верхнедевонского разреза скажины 1 позволяют говорить о наличии определенной геохимической зональности. Сверху вниз выделяются: а) зона морских слабоизмененных известняков (отмечена в скв. 2); б) зона проявления процессов гидролиза и инфильтрации в глинизированных доломитах с признаками палеокарста, в той или иной мере совпадающая с в) — зоной вторичных доломитов.

Установленная зональность является характерным проявлением процессов регрессивного инфильтрационного эпигенеза, связанных с выводом толщ на поверхность с последующим погружением. Она предполагает наличие субаэрального несогласия между зонами а и б, за поверхность несогласия может быть принята кровля глинизированных вторичных доломитов.

Литература

1. Анализ взаимосвязи минерального состава и палеоклиматических сигналов в осадках Охотского моря / Н. А. Пальчик, Э. П. Солотчина, Е. Л. Гольдберг, С. А. Горбаренко // Теория, история, философия и практика минералогии. Сыктывкар, 2006. С. 265–267.
2. Богатырев Б. А., Жуков В. В. Геохимические и физико-химические условия образования и закономерности распространения минералов семейства каолинита // Глины, глинистые минералы и слоистые материалы: Материалы I Российского рабочего совещания, посвященного 90-летию со дня рождения Б. Б. Звягина. М.: ИГЕМРАН, 2011. С. 73–74.
3. Иноземцев С. А., Таргульян В. О. Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2009. 188 с.
4. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
5. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского Севера России. Екатеринбург, 2002. 269 с.
6. Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
7. Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна / Е. О. Малышева и др. // Геология горючих ископаемых Европейского Севера России: Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. Вып. 92. Сыктывкар, 1998. С. 16–34.
8. Силаев В. А., Хазов А. Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 41 с.
9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
10. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза. Литологическая геохимия. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
11. Юдович Я. Э., Майдль Т. В., Иванова Т. И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях: (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 1980. 152 с.
12. Bethke C. M., Altaner S. P. Layer-by-layer mechanism of smectite illitisation and application to a new rare law // Clays and Clay Minerals, 1986, v. 34, p. 136–145.
13. Wagner P. D., Tasker D. R., Wahlman G. P. Reservoir Degradation and Compartmentation below Subaerial Unconformities / Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. AAPG Memoir 63, 1995. P. 177–195.

References

1. *Analiz vzaimosvyazi mineralnogo sostava i paleoklimaticheskikh signalov v osadkah Okhotskogo moray* (Analysis of relations between mineral composition and paleoclimate signals in sediments of Okhotskoe more). N. A. Palchik, E. P. Solotchina, E. L. Goldberg, S. A. Gorbarenko. *Teoriya, istoriya, filosofiya i praktika mineralogii* (Theory, history and practices of mineralogy). Syktyvkar, 2006, pp. 265–267.
2. Bogatyrev B. A., Zhukov V. V. *Geologicheskie i fiziko-himicheskie usloviya obrazovaniya i zakonmernosti rasprostraneniya mineralov semeistva kaolinita* (Geological and physical-chemical conditions of formation and rules of distribution of kaolinite minerals). *Gliny, glinistye mineraly i sloistye materialy* (Clays, clay minerals and layered materials): Proceedings of 1st conference dedicated to 90th Anniversary of Zvyagin. Moscow: IGERAN, 2011, pp. 73–74.
3. Inozemtsev S. A., Targulyan V. O. *Verhnepermские paleopochvy: svoystva, protsessy, usloviya formirovaniya* (Upper Permian paleosoils: features, processes, formation conditions). Moscow: GEOS, 2009, 188 pp.
4. Lebedev B. A. *Geohimiya epigeneticheskikh protsessov v osadochnykh basseynakh* (Geochemistry of epigenetic processes in sedimentary basins). Leningrad: Nedra, 1992, 239 pp.
5. Malyshev N. A. *Tektonika, evolyutsiya i neftegazonosnost osadochnykh basseynov Evropeiskogo Severa Rossii* (Tectonics, evolution and oil and gas content of sedimentary basins of European North of Russia). Ekaterinburg, 2002, 269 pp.
6. Mahnach A. A. *Stadialnyi analiz litogeneza* (Stadial analysis of lithogenesis). Minsk: BGU, 2000, 255 pp.
7. *Regionalnye nesoglasiya i hronostratigrafiya paleozoiskikh otlozhenii Pechorskogo basseina*. E. O. Malysheva et al. *Geologiya goryuchih iskopaemykh Evropeiskogo Severa Rossii* (Geology of combustible reserves of European North of Russia): Proceedings of Institute of geology, Komi SC UB RAS, 92, Syktyvkar, 1998, pp. 16–34.
8. Silaev V. A., Hazov A. F. *Izotopnoe disproportsonirovanie karbonatnogo ugleroda v protsessah gipergenno-ekzogennoi peregrupirovki veshchestva zemnoi kory* (Isotope disproportioning of carbonate carbon in hypergene-exogene regrouping of Earth crust matter). Syktyvkar: Geoprint, 2003, 41 pp.
9. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Osnovy litohimii* (Basics of lithochemistry). St. Petersburg: Nauka, 2000, 479 pp.
10. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Geohimicheskie indikatory litogeneza. Litologicheskaya geohimiya* (Geochemical indices of lithogenesis. Lithological geochemistry). Syktyvkar: Geoprint, 2011, 742 pp.
11. Yudovich Ya. E., Maidl T. V., Ivanova T. I. *Geohimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyah: (V svyazi s problemoi geohimicheskoi diagnostiki rifov)* (Geochemistry of strontium in carbonate sediments: due to problem of geochemical diagnostics of reefs). Leningrad: Nauka, 1980, 152 pp.
12. Bethke C. M., Altaner S. P. Layer-by-layer mechanism of smectite illitisation and application to a new rare law. *Clays and Clay Minerals*, 1986, V. 34, pp. 136–145.
13. Wagner P. D., Tasker D. R., Wahlman G. P. Reservoir Degradation and Compartmentation below Subaerial Unconformities. *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. AAPG Memoir 63*, 1995, pp. 177–195.