УДК 550.4:551.73(470.5)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЕ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ И НАЧАЛЕ КАРБОНА НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ УРАЛА

© 2014 г. Г. А. Мизенс, Т. И. Степанова, Н. А. Кучева, С. А. Сапурин

Институт геологии и геохимии УрО РАН 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7 E-mails: mizens@igg.uran.ru, stepanova@igg.uran.ru, kucheva@igg.uran.ru, sapurin@igg.uran.ru Поступила в редакцию 03.02.2014 г.

Рассматривается представительный разрез изолированной карбонатной платформы, развитие которой началось на окраине океана и продолжалось в остаточном бассейне. Анализируется характер органических остатков, стратиграфия, геохимия малых элементов и условия осадконакопления в бассейне. Оценка окислительно-восстановительных условий, существовавших в придонной воде, дана с использованием геохимических индикаторов и литологических особенностей известняков. На основании литологических, геохимических и изотопных исследований предложена кривая колебаний глубины бассейна в позднем девоне и турнейском веке. Показано, что на протяжении всего рассматриваемого интервала времени бассейн имел связь с мировым океаном.

Ключевые слова: известняки, франский ярус, фаменский ярус, турнейский ярус, фораминиферы, конодонты, литология, бассейн осадконакопления, малые элементы, редкоземельные элементы, окислительно-восстановительные условия, колебания уровня моря, глобальные геологические события.

Изолированная карбонатная платформа (по терминологии И. Рида [80] и др.) представляет собой зону бассейна осадконакопления, в пределах которой относительно продолжительное время сохранялись шельфовые условия и формировались карбонатные отложения. Такие платформы встречаются на поднятиях в глубоководных бассейнах, в том числе океанических. Чаще всего они не связаны с континентальными платформами, следовательно, на характер осадконакопления в их пределах не влияют процессы, происходящие на том или ином континенте. В то же время наряду с местными (тектоническими, вулканическими) событиями в разрезах изолированных платформ могли оставить следы события глобальные (климатические, массовые вымирания биоты, крупнейшие землетрясения, резкое уменьшение содержания кислорода в мировом океане и др.). Изучение и анализ геохимии пород, слагающих такие платформы, позволяют уточнить причины и распространение некоторых, в том числе широко известных, геологических событий, далеко не всегда проявляющихся и интерпретируемых однозначно. По мнению Д. Бонда с соавторами [53], степень и продолжительность проявления того или иного события существенно зависит от палеобатиметрии, местоположения и типа бассейна. В этой связи имеют значение сведения, полученные в регионах, не охваченных соответствующими исследованиями. Одним из таких регионов является восточная зона Среднего Урала.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛАТФОРМЫ

На восточном склоне Среднего Урала, согласно схеме тектонического районирования [39], устанавливается несколько крупных блоков земной коры, разделенных мощными зонами разрывных нарушений, образование которых, по всей видимости, связано с процессами континентальной коллизии. Наиболее восточный из них, известный под названием Восточно-Уральская мегазона (рис. 1), сохранил следы существования окраинного моря Уральского океана, в пределах которого в среднем девоне сформировалась изолированная карбонатная платформа. На рубеже девона и карбона, по распространенной точке зрения (например, [36]), произошло столкновение Восточно-Европейского континента с Тагильской островной дугой, в результате которого зона субдукции переместилась на восток. Окраинное море при этом трансформировалось в остаточный океанический бассейн (или бассейны). Один из них в начале карбона, вероятно, находился и на аккреционной окраине Восточно-Европейского континента, на территории Среднего Урала, на месте девонского окраинного моря [28]. Обстановки осадконакопления в нем, однако, существенно не изменились по сравнению со временем, когда он имел статус окраинного моря, в том числе сохранилась упомянутая платформа. Согласно современным гео-



Рис. 1. Расположение разрезов изолированной карбонатной платформы в современной структуре Урала. Мегазоны (по В.Н. Пучкову [37]): ЗУ – Зауральская, ВУ – Восточно-Уральская, ЦУ – Центрально-Уральская, ЗапУ – Западно-Уральская, ТМ – Тагило-Магнитогорская. ПП – Предуральский прогиб, ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 1. Location of the isolated carbonate platform sections in the Urals modern structure.

Megazones (by V. N. Puchkov [37]): ЗУ – Transuralian, ВУ – Eastern Urals, ЦУ – Central Urals, ЗапУ – Western Urals, ТМ – Tagil-Magnitogorsk ПП – Cisuralian foredeep, ГУР – Main Urals fault.

динамическим реконструкциям, данная территория в конце девона и начале карбона была удалена как от Восточно-Европейского континента, так и от Казахстанского континента. Таким образом, на указанной платформе могли оставить следы только местные или, наоборот, глобальные события.

Шельфовые известняки здесь формировались, по крайней мере, со среднего девона [28, 29, 35], следовательно, карбонатное осадконакопление

продолжалось длительное время, несмотря на меняющиеся события в окружающем пространстве, в том числе связанные с изменением геодинамической обстановки. Скорее всего, на рассматриваемой территории существовал относительно устойчивый блок земной коры, служивший фундаментом для платформы. По мнению В.Н. Пучкова [36], это мог быть микроконтинент или часть силурийской островной дуги.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Протяженные фрагменты разрезов карбонатной платформы обнажаются на Среднем Урале по берегам р. Реж (вблизи с. Першино) и р. Бобровка (левого притока р. Ирбит), около с. Покровское (рис. 1). В наиболее представительном разрезе карбонатной толщи, у с. Першино, с очень небольшими перерывами вскрыты известняки франского (верхняя часть) и фаменского ярусов верхнего девона, а также турнейского яруса нижнего карбона общей мощностью около 1100 м (рис. 2). Для всего разреза, в целом характерен обедненный состав всех групп органических остатков, в частности, конодонтовая фауна распространена только в пограничных отложениях франского и фаменского ярусов. Брахиоподы встречаются в пределах всей толщи, но распределены крайне неравномерно. Поэтому расчленение разреза выполнено главным образом по фораминиферам, представленным наиболее широко. Так, в отложениях верхнего девона прослеживаются фораминиферовые зоны и горизонты Восточно-Уральского субрегиона [31, 40], позднее несколько уточненные [2]. Граница франского и фаменского ярусов здесь принята по первому появлению конодонтов *Palmatolepis triangularis* [5, 33]. В известняках турнейского яруса установлены региональные фораминиферовые и брахиоподовые зоны [16] и горизонты Восточно-Уральского субрегиона [40], скоррелированные с одновозрастными фораминиферовыми и конодонтовыми зонами Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) России [33] – табл. 1.

Границы стратиграфических подразделений в рассматриваемом разрезе во многих случаях совпадают со сменой литологических комплексов. В частности, в основании разреза (верхнефранский подъярус) развиты биогермные образования, сложенные строматопоратами в ассоциации с амфипорами и массовыми сине-зелеными водорослями Renalcis devonicus John. (пачка 1) – рис. 2. Выше залегают слоистые известняки с фораминиферами зон Tikhinella (пачки 2-3) и Eogeinitzina devonica (пачка 4) верхней части губинского горизонта [30, 31]. Граница франа и фамена устанавливается вблизи кровли пачки 3 [5] по первому появлению конодонтов зоны Palmatolepis triangularis. Граница между губинским и шамейским горизонтами проводится по появлению фораминифер Parathurammina dagmarae в основании оолитовых известняков пачки 5, которые выше сменяются известняковыми турбидитами с отчетливой градационной сортировкой материала, с гравелитами и конгломератами в основании некоторых элементарных циклитов и с тонкими прослоями силикатных пород (красноцветных аргиллитов). Около нижней границы зоны Septaglomospiranella nana [2] снова появляются мелководные известняки, неотчетливо слоистые, нередко комковатые и криноидные, со-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

держащие в нижней части многочисленные брахиоподы зоны Cyrtospirifer archiaci – C. asiaticum. Известняки чепчуговского горизонта сравнительно плохо обнажены. Для них характерны обедненные комплексы всех групп микрофауны и почти полное отсутствие макрофауны. В нижней части горизонта (пачки 9-11) на фоне разнообразных однокамерных фораминифер отмечаются лишь единичные эосептатурнейеллы и септабрунсиины. Выше по разрезу появляются Septatournavella (Eoseptatournayella) cf. rauserae Lip. (пачка 12) и Quasiendothyra (Eoendothyra) communis (Raus.) – (пачка 13), позволяющие отнести данный интервал с характерными узорчатыми текстурами к верхней части чепчуговского горизонта. Верхи фаменского яруса представлены слоистыми известняками с многочисленными фораминиферами группы Quasiendothyra (Quasiendothyra) konensis (Leb.) и Q. (Eoquasiendothyra) bella corpulenta Post. xboщевского горизонта [34].

На границе девонской и каменноугольной систем (фаменского и турнейского ярусов) происходит смена литологического состава пород и содержащихся в них органических остатков (рис. 2). Известняки нижней части турне представлены нодулярными темно-серыми до черных битуминозными разностями, в разрезе появляются представители рода Tournayellina, полностью исчезают квазиэндотиры. По составу органических остатков нодулярные известняки подразделяются на режевской горизонт (в объеме региональных фораминиферовых зон Tournayellina vulgaris-Tournayellina pseudobeata и Prochernyshinella crassitheca-Prochernyshinella disputabilis) и першинский – зона Neoseptaglomospiranella donetziana–Palaeospiroplectammina tchernyshinensis, соответствующие единой брахиоподовой зоне Eomartiniopsis waschkuricus–Eudoxinamedia [17]. Для них характерно присутствие довольно многочисленных раковин гастропод, особенно на уровне режевского горизонта, местами встречаются тонкостворчатые брахиоподы, мелкие членики криноидей, единичные ругозы и мшанки.

Кизеловский горизонт верхней части турне (пачки 26–33) представлен мелко- и тонкообломочными, отчетливо слоистыми известняками, серыми и темно-серыми, нередко с узорчатыми текстурами. Характерно присутствие линзовидных скоплений онколитов? размером около 1 см, редко до 2–3 см. В верхней части горизонта (пачки 34–36) известняки биокластовые, преимущественно криноидные; пачка 37 сложена обломочными известняками. В целом, кизеловский горизонт отвечает брахиоподовой зоне Levitusia hyperborea–Palaeochoristites cinctus, в нижней его части устанавливается региональная фораминиферовая зона Laxoendothyra parakosvensis, в верхней – появляются фораминиферы зоны Spinoendothyra costifera.

Eotextularia diversa Tetrataxis sussaicus gr. 36 Ŧ ******* 3 **Зона S. costifera** 35 Palaeochoristites cinctus • • स्र 10 000 I 🖗 33 овский голизонт 11 -Martinia sp. 32 12 6 -Palaeochoristites sp.рнейский яр Pseudoplanoendothyra rotayi 8 Spinoendothyra costifera gr. Кизет 28 29 **Зона L. parakosvensis** Inflatoendothyra gr. 12 26 Ŧ 25 Laxoendothyra parakosvensis 🛏 ский i 23 22 Latiendothyra latispiralis 🖛 'α Neoseptaglomospiranella donetziana **3isphaera** malevkensis Palaeospiroplectammina tchernyshinensis 🕨 ella disputabilis 🛏 • Ŧ la crassitheca 🖛 nseudobeata Eomartiniopsis waschkuricus cata | I Tournayellina pseudol Prochernyshinel Prochernyshi Tournayellina vulgaris Eudoxina media I Eoquasiendothyra corpulenta kazakhstanica Quasiendothyra konensis ę Ecendothyra communis H-Eoseptatournayella rauserae H-Ś Septabrunsiina kingirica 🛏 30Ha S. primaeva - S. kingirica Іептчуговский горизон ЧD Фаменский Parathurammina dagmarae Ъò Cyrtospirifer archiaci 30Ha S. nana -Palmatolepis triangularis III амейский горизон + Eogeinitzina gevonica • -Tikhinella multiformis • anella primaeva iranella nana 🖛 dagmarae minima 🛏 ŝ Diplosphaerina 3 Septaglomosp лянский eptaglomos **чбинский**

Рис. 2. Стратиграфия разреза Першино и распределение характерных видов фораминифер и брахиопод.

Здесь и на рис. 3, 4 и 8: 1–10 – известняки: 1 – слоистые, 2 – нодулярные, 3 – микросгустковые и микрокомковатые, 4 – интракластовые, 5 – турбидитовые, 6 – оолитовые, 7 – биокластовые, 8 – криноидные, 9 – биогермные строматопоратово-водорослевые, 10 – узорчатые; 11 – граница франского и фаменского ярусов по конодонтам, 12 – необнаженные интервалы.

Fig. 2. Pershino section stratigraphy and distribution of foraminifera and brachiopods representative species.

Here and on figures 3, 4 and 8: 1–10 – limestones: 1 – layered, 2 – nodular, 3 – microlumpy and microclotted, 4 – intraclastic, 5 – turbidite, 6 – oolitic, 7 – bioclastic, 8 – crinoid, 9 – stromatoporoidea-algal bioherm, 10 – patterned, 11 – Frasnian and Famennian conodont boundary, 12 – unexposed intervals.

37

2

8

Systems	Series	Stages	Biozonal standart by conodonts	Horizo	on	Foraminifera zones*							
			Scaliognathus anchoralis Dollymae bouckaerti	Kosvins	šky	Tetrataxis sussaicus– Eotextularia diversa							
			Gnathodus	Kizelov	skv	Spinoendothyra costifera							
			typicus	11120101	Sixy	Laxoendothyra parakosvensis							
		ian	Siphonodella isosticha	Pershin	skv	Neoseptaglomospiranella donetziana–							
erous	Lower	ournais	Siphonodella quadruplicata			Palaeospiroplectammina tchernyshinensis							
Carbonif		Tc	Siphonodella belkai	y .	pper	Prochernyshinella disputabilis– Prochernyshinella crassitheca							
			Siphonodella duplicata	nevsko	n								
			Siphonodella sulcata	Rezl	Lower	Tournayellina vulgaris– Tournayellina pseudobeata							
			Siphonodella praesulcata	Khvoshch	evsky	Quasiendothyra konensis– Eoquasiendothyra corpulenta							
			Palmatolepis gracilis expansa										
			Palmatolepis perlobata postera			Eoseptatournayella rauserae– Eoendothyra communis							
an	r	nan	Palmatolepis rugosa trachytera	Chepchug	ovsky	Septaglomospiranella primaeva-							
Devoni	Uppe	ament	Palmatolepis marginifera			Seprabrunsiina kingirica							
_		I	Palmatolepis rhomboidea	Shamey	ekv	Septaglomospiranella nana							
			Palmatolepis crepida	Shamey	зку	Parathurammina dagmarae							
			Palmatolepis triangularis			Eonodosaria-Eogeinitzina							
		nian	Palmatolepis linguiformis	Gubins	ky	Tikhinella							
		Fras	Palmatolepis rhenana										

Таблица 1. Фораминиферовая зональность фаменского и турнейского ярусов в разрезе "Першино"

*Фораминиферовые зоны показаны согласно [2, 40, 41] с дополнениями и изменениями.

Отложения косьвинского горизонта обнажаются несколько ниже по реке, в скале "Соколиный камень", где они представлены серыми толстослоистыми, тонкозернистыми, участками обломочными, известняками с фораминиферами зоны Tetrataxis sussaicus–Eotextularia diversa и брахиоподами зоны Levitusia humerosa–Palaeochoristites desinuatus.

Весь рассматриваемый разрез сложен чистыми известняками. Примесь силикатного (терригенного) материала очень незначительная (десятые доли процента). Лишь в нижней части фаменского яруса доходит до 2–3% [32], а в пачке известняковых турбидитов на этом уровне даже присутствуют тонкие прослои глинистых пород.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

По всему разрезу изучено содержание и распределение 34 малых элементов, определение которых выполнено в Институте геологии и геохимии УрО РАН методом ICP MS (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, О.А. Березикова, Л.К. Дерюгина). Концентрация их, как правило, невысокая, в большинстве случаев значительно ниже кларка в карбонатных породах (табл. 2–4; рис. 3, 4). Лишь содержание U, Cr, V, Zn, Sr иногда приближается к кларковому, а устойчиво на уровне кларка держатся только Со и Ni.

По мнению Е.Ф. Летниковой [19], распределение упомянутых элементов в карбонатных отложениях целесообразно рассматривать по двум условным группам.

В первую входят основные типоморфные элементы (Ti, Zr, Mn, Sr, Ba), характер миграции и способность к осаждению которых дает представление о физико-химических и тектонических особенностях обстановок накопления. Вторую группу составляют Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Sn, Zn, Be, Y, Nb, Rb, Sc, в большей степени отражающие состав пород питающих провинций, участвовавших в формировании карбонатных комплексов. Применение такого подхода позволяет предположить, что во время отложения известняков разреза Першино геодинамическая обстановка в целом оставалась постоянной. Хотя, по современным представлениям, на рубеже девона и карбона произошло столкновение Тагильской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и поменялся тип бассейна (см. выше), тем не менее распределение и концентрация типоморфных элементов по разрезу принципиально не изменились (см. рис. 3). Ближе всего они к таковыми субплатформенных бассейнов [19], несмотря на фундамент, сложенный комплексами вулканических островов. Очевидно, на территории изолированной платформы вулканические и поствулканические (гидротермальные) процессы ко времени осаждения известняков уже прекратились, хотя в акватории, примыкавшей к ней, вулканизм имел место. Об отсутствии вулканической деятельности на рассматриваемой платформе свидетельствуют, в частности, крайне низкие содержания всех указанных элементов. Так, концентрация титана в известняках составляет менее 0.05 от кларка в карбонатах, лишь в нижней части разреза (на уровне верхнего франа и шамейского горизонта фамена) она доходит до 0.15-0.2 от упомянутого кларка. Приблизительно такая же ситуация с распределением марганца и циркония, но их содержание несколько возрастает и в конце карбона. Концентрация стронция наиболее высокая (0.7-0.9 кларка) в верхней части девона и в карбоне (за исключением косьвинского горизонта), причем в отличие от многих других элементов стронций распределяется равномерно. Содержание бария, как правило, менее 0.1 кларка и сохраняется таким по всему разрезу. Обращает на себя внимание относительно высокие (на уровне кларка) и выдержанные содержания Ni и Co (см. рис. 4). Как известно [65] эти элементы нередко концентрируются в сульфидах, главным образом в пирите, постоянно встречающемся в рассматриваемых известняках.

В низах фаменского яруса известняки характеризуются относительно высокими содержаниями (до 0.6 кларка и выше) также и Cr, Sc, Y, Cu, Zn и некоторых других элементов, что, скорее всего, связано с примесью терригенного материала, наиболее существенной (1-2%) в верхней части франа и низах фамена [32]. Наблюдается некоторое сходство в распределении марганца, рубидия, галлия и меди. Все они имеют несколько повышенное содержание в нижней части разреза (в конце франа и в начале фамена), а также вблизи кровли (косьвинский горизонт турне). Средние и верхние горизонты фамена, как и нижние и средние горизонты турне, характеризуются относительно равномерным распределением и низкой концентрацией марганца (15-20 г/т) и меди (0.8-1.3 г/т). Отдаленное сходство как по характеру распределения, так и по содержанию имеют ванадий и цинк, в некоторой степени и барий. Им свойственно колебание концентраций с минимумами в чепчуговском горизонте фамена, в низах турне и в пределах кизеловского горизонта, с максимумами – вблизи границы фран-фамен, в конце фамена, в першинском и косьвинском горизонтах турне. Содержание лития изменчивое и крайне низкое (в 70–100 раз ниже кларкового, за некоторыми исключениями).

Сумма редкоземельных элементов тоже низкая (0.4–7.4 г/т), за исключением верхов франского и нижней части фаменского ярусов (12–28 г/т), где наблюдается примесь терригенного материала. По особенностям распределения РЗЭ могут быть объединены в три комплекса, которые тем не менее различаются незначительно.

Таблица 2. Содержание высокозарядных элементов в известняках

Table 2. High field strength elements contents in limestones

	NN	Sa	Ti	V	7r	Nh	Цf	ТЪ	IT
	ININ 2020.12		0.7	<u>I</u>					0
	3028-12	0.03	8.67	2.31	0.62	0.02	0.01	0.03	0.22
	3028-11	0.09	14.66	4.41	1.68	0.02	0.05	0.07	0.12
	3028-8	0.29	20.56	5.73	2.06	0.05	0.04	0.08	0.13
	3028-1	0.07	17.65	4.63	1.46	0.07	0.04	0.05	0.44
	3027-41	0.04	4.74	3.39	0.62	0.02	0.02	0.03	0.39
	3027-38	0.15	7.16	3.99	0.56	0.02	0.02	0.03	0.36
	3027-35	0.17	8.29	2.15	0.21	0.04	0.01	0.03	0.13
	3027-33	0.15	7.73	2.56	0.91	0.02	0.02	0.02	0.22
	3027-29	0.12	4.81	0.63	0.62	0.02	0.02	0.01	0.24
	3027-27	0.06	4 55	1.57	0.65	0.05	0.02	0.02	0.67
ý	3027-20	0.22	6.62	1 74	0.63	0.03	0.02	0.02	0.93
.dв	3027-17	0.22	7.08	5 37	0.86	0.02	0.03	0.04	0.73
ІЙ	3027-13	0.11	1.83	1 22	0.00	0.11	0.05	0.04	0.75
SKU	2027-13	0.11	1.05	1.22	0.28	0.11	0.01	0.01	0.70
ЭЙС	3027-13	0.12	2.24	1.22	0.55	0.05	0.01	0.01	0.75
HC	3027-10	0.19	4.00	1.70	0.58	0.07	0.01	0.02	0.45
[Y]	3027-7	0.12	6.34	1.4/	0.10	0.03	0.01	0.03	0.45
	3013-29	Не опр.	16.80	1.41	0.31	0.03	0.01	0.02	0.37
	3027-6	0.10	2.42	1.78	0.51	0.19	0.01	0.01	1.06
	3027-3	0.17	8.81	1.13	0.10	0.06	0.01	0.01	1.25
	3027-1	0.28	14.05	3.15	0.90	0.16	0.03	0.10	1.42
	3013-24	Не опр.	5.18	4.86	0.21	0.02	0.01	0.03	0.73
	3013-20	0.02	23.94	0.56	1.82	0.08	0.05	0.05	0.15
	3013-15	Не опр.	11.98	1.66	0.83	0.05	0.01	0.04	0.71
	3013-13	Не опр.	16.83	0.59	0.92	0.05	0.02	0.02	0.82
	3013-9	Не опр.	6.32	1.21	0.46	0.02	0.01	0.01	0.18
	3013-8	Не опр	8 98	2 41	1 35	0.02	0.01	0.03	0.28
	3025-65	0.30	24.36	0.31	1 23	0.07	0.03	0.06	1.96
	3013-2	Не опр	23.66	0.29	1.13	0.08	0.02	0.03	1.04
	3025-64	0.27	29.00	0.52	2.17	0.00	0.02	0.05	1.01
	3025-55	0.27	6 50	0.32	0.52	0.05	0.07	0.00	0.10
	3025-55	0.29	5.18	0.24	0.32	0.03	0.02	0.04	0.19
	3025-31	0.32	5.10	0.43	0.47	0.05	0.01	0.01	0.39
	3023-40	0.16	5.02	0.40	0.41	0.05	0.01	0.01	0.20
py	3023-47	0.23	0.00	0.11	0.11	0.03	0.01	0.01	0.10
йя	3025-44	0.29	8.00	0.37	0.61	0.13	0.02	0.02	0.48
КИЈ	3025-39	0.40	28.17	0.48	0.87	0.06	0.03	0.02	0.28
HCI	3025-36	0.38	10.73	0.75	0.66	0.05	0.02	0.05	0.38
Mel	3025-35	0.69	57.08	0.06	0.11	0.13	0.01	0.01	0.44
Dai	3025-31	1.37	79.1874	6.00	1.45	0.24	0.06	0.02	1.10
	3025-29	1.12	71.03	5.01	1.96	0.17	0.06	0.09	1.38
	3025-24	0.81	52.87	5.62	1.67	0.19	0.05	0.02	0.31
	3025-23	0.87	25.98	6.48	1.71	0.08	0.06	0.14	0.95
	3025-19	0.72	56.48	5.72	2.85	0.17	0.08	0.12	0.23
	3025-17	0.27	29.98	3.35	0.30	0.07	0.01	0.01	0.16
	3025-16	1.12	101.54	9.46	Не опр.	0.81	Не опр.	0.26	0.06
	3025-15	0.22	48.41	5.28	Не опр.	0.00	Не опр.	0.08	0.27
й	3025-14	0.81	57.88	9.50	Не опр	0.02	Неопр	0.19	0.38
ки	3025-12	0.70	66 40	9.62	Не опр	0,000	Не опр.	0.15	0.50
нс	3025-12	0.20	118 30	6 50	Не опр.	0.000	Не опр.	0.15	0.40
ра я]	3025-0	0.09	20.32	6.46	He orn	0.00	Не опр.	0.29	0.00
Ð	2025-2	0.20	20.32	1 20		0.000		0.00	0.14
	3023-2	0.074	21./2	1.39		0.12		0.01	0.0004
	пределы	0.074	0.0509	0.0002	0.0011	0.0001	0.0001	0.00001	0.0004
	обнаружения								
	Кларки	2	600	20	20	0.3	0.35	1.8	2.3

Примечание. Здесь и в табл. 3, 4 кларки указаны по [15]. Не опр. – не определялось.

Note. Here and on the tabl. 3, 4 clarks are stated according to [15]. He onp. - not determined.

МИЗЕНС и др.

60

Таблица 3. Содержание транзитных элементов и крупноионных литофилов в известняках **Tadle 3.** Transition elements and large-ion lithophile elements contents in limestones

	NN	Li	V	Cr	Mn	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Ba	Мо
	3028-12	0.07	1.17	1.11	13.08	1.12	6.03	0.48	4.40	0.03	98.38	2.24	0.03
	3028-11	0.29	1.96	1.17	180.23	1.41	10.13	7.43	5.76	0.21	164.36	4.98	0.02
	3028-8	0.79	1.36	1.09	55.51	1.32	10.91	4.37	6.93	0.47	143.54	2.53	0.02
	3028-1	0.90	3.26	1.08	162.29	1.40	12.81	1.25	5.14	0.18	133.58	2.57	0.04
	3027-41	0.10	1.62	1.79	53.35	1.40	11.22	3.36	0.67	0.05	132.86	1.87	0.05
	3027-38	0.15	0.56	1.60	20.30	1.44	11.56	0.86	0.76	0.04	143.03	1.40	0.06
	3027-35	0.18	1.47	1.80	34.36	1.60	9.30	1.40	2.33	0.08	203.27	2.62	0.08
	3027-33	0.07	1.10	1.07	36.80	1.38	11.08	0.74	0.75	0.05	199.95	1.62	Не опр.
	3027-29	0.06	0.86	2.51	30.89	1.63	11.58	1.33	0.72	0.05	224.75	2.59	0.06
	3027-27	0.18	1.83	2.46	16.56	1 71	12.34	1.54	2.87	0.10	369.50	3 59	0.04
) SC	3027-20	0.55	1 11	1 78	23 17	1 36	9.89	1 11	$\frac{-10}{238}$	0.08	278 22	2.25	0.09
Я	3027-17	0.17	2.70	2.09	15.26	1.62	9.22	3 94	$\frac{-100}{328}$	0.13	312.03	2.67	0.20
ий	3027-13	0.10	3 64	1 30	20.07	1.62	11 35	1 32	1.87	0.03	187.01	2.18	0.15
ick	3027-13	0.06	3.64	1.30	19.66	1 19	10.88	0.63	1.07	0.03	184 98	2.10 2.20	0.11
Heř	3027-10	0.00	2.65	2.98	12.60	1 24	10.00	0.88	2.87	0.03	268.65	1 20	0.01
ypt	3027-7	0.07	2.03 2.04	1 48	19.64	1.24	9.82	1 19	1.57	0.04	268.41	1.20	0.10
Ę,	3013-29	0.18	1 20	1.40	11.53	1.52	5.87	1.17	0.90	Не опп	200.41	4 97	0.05
	3027-6	0.10	14.85	1.05	9 90	1.27	9.78	0.79	3 51	0.056	314 19	1.16	0.05
	3027-3	0.10	10.18	2 03	13 25	1.11	15 17	1.00	12.61	0.050	218 52	1.10	0.45
	3027-3	0.00	12.60	2.95	12.25	1.39	12.17	1.00	12.01	0.00	210.52	1.92	1.21
	3027-1	0.10	12.09 8.50	4.59	15.55	1.30	6 25	1.240	6.42	U.13	275.90	4.20	1.21
	3013-24	0.14	0.39	5.15 1.95	13.97	1.27	6.09	0.00	0.42		202.22 201.07	2.24	0.04
	2012 15	0.01	5.00	1.03 2.20	14.90	1.31	6.01	0.92	1.23		204.07	4.05	0.04
	2012-12	0.51	3.08	2.39	17.49	1.08	6.91	0.74	0.01		441.13	2.33	0.05
	2012-13	0.38	2.42	2.24	13.00	1.44	0.01 5.00	0.91	2.27	He olip.	323.00 404.72	2.87	0.00
	3013-9	0.10	1.05	1.55	20.01	1.07	5.99	1.10	0.39	He olip.	404.72	2.30	0.03
	3013-8	0.10	0.99	2.40	23.85	1.00	/.08	0.91	0.53	He onp.	$\frac{313.78}{210.00}$	2.80	0.04
	3025-05	0.11	10.47	1.85	23.88	1.3/	9.75	1.40	3.38	0.17	210.00	3.29	0.00
	3013-2	0.26	0.4/	3.19	21.78	1.31	10.05	1.08	1.70	Не опр.	309.47	2.77	0.02
	3025-64	0.19	4.005	2.802	25.445	1.4/1	10.05	1.27	2.94	0.14	184.12	3.42	0.57
	3025-55	0.06	1.38	1.43	10.81	1.40	10.18	0.89	1.13	0.05	150.49	2.05	0.03
	3025-51	0.02	1.21	3.12	1/.30	1.4/	11.81	0.82	2.12	0.05	89.54	1.99	0.04
ပ္	3025-48	0.48	1.02	0.96	16.20	1.36	9.22	0.86	1.40	0.04	/5./8		0.02
[]	3025-47	0.03	0.60	0.99	14.3/	1.30	9.54	0.69	1.12	0.02	122.23	1.16	0.06
й,	3025-44	0.08	1.50	1.45	19.04	1.28	9.39	1.0/	0.96	0.06	126.46	1.51	0.03
KI	3025-39	0.18	2.62	/.26	27.84	1.4/	9.56	1.10	2.86	0.12	1//.20	1.92	0.04
HC	3025-36	0.02	0.72	1.49	16.70		9.43	0.96	1.59	0.14	116.29	1.81	0.04
JM	3025-35	0.69	3.68	6.30	58.03	1.49	8.37	1.29	2.30	0.22	160.04	3.25	0.02
θ	3025-31	0.51	3.63	10.79	110.37	1.97	12.13	1.49	4.70	0.27	145.46	1.74	0.08
	3025-29	0.72	4.19	8.69	64.43	1.60	11.39	1.45	12.38	0.30	135.77	3.35	0.08
	3025-24	0.25	1.50	4.86	145.37	1.58	7.97	0.94	9.02	0.21	127.37	3.31	0.07
	3025-23	0.13	1.526	2.43	100.18	1.03	7.75	0.95	3.51	0.18	126.41	3.00	0.03
	3025-19	0.22	1.60	3.27	79.41	1.17	7.98	1.35	2.84	0.31	120.56	4.26	0.02
	3025-17	0.13	1.40	6.34	68.66	1.25	8.48	1.24	4.04	0.13	118.15	4.14	0.01
	3025-16	0.72	2.60	21.33	63.38	0.80	7.03	1.28	4.77	0.37	125.37	7.49	0.04
ပ	3025-15	0.28	2.08	5.43	70.49	0.63	3.74	1.16	3.40	0.08	146.34	5.01	0.06
[b]	3025-14	0.51	1.77	36.46	105.56	0.68	4.08	1.44	2.55	0.15	127.11	4.08	0.08
йs	3025-12	0 44	4 46	106 18	80 99	1 20	8 81	3 09	4 58	0.30	115 78	5 11	0.03
КИ	2025 10	0.00	1.04	21.55	02.12	0.00	7.22	1.00	116	0.40	100.24	0.11	0.10
HC	3023-10	0.80	4.04	21.33	92.12	0.00	1.52	1.90	4.10	0.49	100.34	0.04	0.18
þ	3025-9	0.21	1.15	3.70	91.55	0.54	3.29	1.84	1.01	0.01	126.56	4.34	0.01
٦ ا	3025-2	0.07	0.40	0.76	25.28	0.46	2.73	0.78	0.63	1.02	218.04	2.34	0.01
	Пределы	0.0239	0.0277	0.0319	0.0028	0.0002	0.0226	0.0023	0.0083	0.0011	0.0033	0.0001	0.0075
	обн												
	Кларки	6.9	19	11	830	1.6	12	6.8	22	2.6	540	53	0.5

Сумма	0.352	4.485	7.142	5.035	3.694	5.008	4.247	3.385	0.75	1.403	1.512	5.87	1.275	1.188	2.519	2.99	2.847	2.163	5.7	7.361	10.531	2.606	3.246	1.407	1.652	4.474	1.484	1.088	2.372	0.781	2.181	1.372	0.68	1.204	1.779	2.225	1.593	15.358	16.543	17.765	18.615	13.823
Lu	0.003	0.037	0.051	0.039	0.024	0.027	0.017	0.017	0.005	0.011	0.012	0.034	0.008	0.008	0.013	0.011	0.014	0.011	0.014	0.032	0.049	0.008	0.013	0.006	0.010	0.021	0.006	0.002	0.010	0.004	0.009	0.006	0.002	0.006	0.007	0.007	0.001	0.065	0.058	0.064	0.085	0.057
Чĥ	0.018	0.243	0.342	0.236	0.156	0.191	0.120	0.112	0.040	0.082	0.077	0.236	0.047	0.055	0.089	0.080	0.094	0.076	0.102	0.212	0.309	0.060	0.113	0.040	0.070	0.133	0.043	0.021	0.081	0.020	0.056	0.040	0.015	0.038	0.058	0.067	0.008	0.445	0.399	0.430	0.623	0.395
Tm	0.003	0.038	0.056	0.041	0.028	0.036	0.022	0.019	0.005	0.011	0.012	0.041	0.008	0.009	0.015	0.014	0.015	0.013	0.019	0.032	0.058	0.009	0.015	0.007	0.011	0.025	0.004	0.004	0.010	0.004	0.009	0.007	0.003	0.005	0.008	0.011	0.002	0.077	0.064	0.073	0.094	0.062
Er	0.020	0.264	0.378	0.290	0.195	0.254	0.171	0.151	0.039	0.089	0.106	0.316	0.069	0.062	0.099	0.117	0.119	0.110	0.165	0.272	0.406	0.066	0.127	0.050	0.084	0.170	0.037	0.023	0.068	0.024	0.049	0.048	0.020	0.040	0.058	0.063	0.019	0.569	0.485	0.512	0.650	0.457
Ho	0.005	0.081	0.111	0.077	0.056	0.084	0.061	0.051	0.013	0.028	0.030	0.105	0.022	0.020	0.036	0.041	0.040	0.030	0.062	0.085	0.149	0.026	0.042	0.016	0.030	0.060	0.013	0.008	0.021	0.008	0.017	0.013	0.006	0.013	0.020	0.024	0.007	0.189	0.167	0.178	0.212	0.151
Dy	0.025	0.332	0.453	0.343	0.243	0.374	0.250	0.196	0.049	0.102	0.117	0.424	0.082	0.073	0.140	0.165	0.166	0.133	0.281	0.384	0.658	0.109	0.176	0.064	0.114	0.256	0.059	0.040	0.087	0.034	0.081	0.061	0.025	0.052	0.086	0.097	0.032	0.890	0.776	0.826	0.960	0.662
τb	0.004	0.038	0.061	0.041	0.031	0.048	0.037	0.027	0.005	0.017	0.013	0.054	0.011	0.010	0.020	0.021	0.023	0.017	0.043	0.054	0.095	0.018	0.027	0.010	0.016	0.031	0.010	0.004	0.014	0.004	0.013	0.010	0.005	0.009	0.012	0.017	0.007	0.131	0.130	0.130	0.149	0.098
Gd	0.020	0.258	0.428	0.285	0.219	0.304	0.237	0.195	0.042	0.080	0.097	0.349	0.066	0.067	0.125	0.176	0.153	0.121	0.325	0.414	0.642	0.108	0.173	0.061	0.100	0.224	0.055	0.043	0.109	0.038	0.091	0.073	0.038	0.062	0.095	0.123	0.061	0.922	0.908	0.886	0.928	0.702
Eu	0.003	0.050	0.073	0.053	0.036	0.059	0.050	0.034	0.007	0.017	0.012	0.073	0.010	0.014	0.026	0.028	0.029	0.017	0.068	0.086	0.122	0.023	0.033	0.013	0.018	0.048	0.013	0.007	0.019	0.006	0.026	0.014	0.006	0.012	0.021	0.022	0.015	0.191	0.194	0.194	0.221	0.144
Sm	0.013	0.169	0.313	0.216	0.164	0.209	0.191	0.134	0.026	0.057	0.054	0.245	0.050	0.042	0.107	0.122	0.096	0.089	0.246	0.316	0.466	0.101	0.133	0.055	0.069	0.151	0.050	0.037	0.088	0.028	0.083	0.061	0.029	0.051	0.084	0.097	0.064	0.785	0.825	0.746	0.854	0.578
PN	0.072	0.867	1.496	0.986	0.762	1.042	0.861	0.675	0.134	0.248	0.267	1.182	0.234	0.242	0.504	0.593	0.552	0.419	1.224	1.500	2.259	0.502	0.691	0.268	0.349	0.862	0.275	0.194	0.438	0.145	0.367	0.238	0.130	0.220	0.339	0.394	0.376	3.519	3.859	3.657	3.819	2.829
Pr	0.016	0.201	0.330	0.232	0.171	0.226	0.190	0.146	0.032	0.060	0.064	0.265	0.054	0.052	0.113	0.135	0.125	0.093	0.284	0.355	0.489	0.115	0.148	0.063	0.077	0.192	0.066	0.048	0.107	0.035	0.089	0.062	0.030	0.050	0.078	0.099	0.081	0.782	0.902	0.868	0.893	0.637
Ce	0.061	0.678	1.145	0.730	0.630	0.883	0.816	0.684	0.183	0.269	0.293	1.160	0.273	0.226	0.675	0.647	0.742	0.411	1.076	1.550	1.983	0.987	0.809	0.461	0.340	1.215	0.566	0.428	0.870	0.261	0.786	0.450	0.212	0.389	0.571	0.715	0.480	2.967	3.520	4.709	4.834	3.487
La	0.091	1.227	1.908	1.469	0.979	1.271	1.222	0.945	0.172	0.332	0.359	1.387	0.340	0.308	0.557	0.840	0.678	0.622	1.792	2.069	2.845	0.475	0.744	0.293	0.362	1.084	0.287	0.227	0.449	0.170	0.505	0.289	0.159	0.257	0.340	0.489	0.442	3.827	4.257	4.490	4.293	3.561
Oбp.	3028-12	3028-11	3028-8	3028-1	3027-41	3027-38	3027-35	3027-33	3027-29	3027-27	3027-20	3027-17	3027-13	3027-13	3027-10	3027-7	3013-29	3027-6	3027-3	3027-1	3013-24	3013-20	3013-15	3013-13	3013-9	3013-8	3025-65	3013-2	3025-64	3025-55	3025-51	3025-48	3025-47	3025-44	3025-39	3025-36	3025-35	3025-31	3025-29	3025-24	3025-23	3025-19
										3	олd	к й	ия	эй	ән	dƘj	L														3	олd	R Ì	įих	юн	эм	īβđ)				

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в известняках Table 4. Rare earth elements contents in limestones

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

61

Сумма	13.373	24.608	11.548	27.904	22.038	18.947	13.544	1.825				
Lu	0.038	0.103	0.046	0.096	0.084	0.065	0.052	0.012	0.0001			0.17
Yb	0.250	0.692	0.308	0.682	0.557	0.419	0.369	0.069	0.00003			0.35
Tm	0.049	0.104	0.050	0.106	0.090	0.066	0.058	0.011	0.00001			0.27
Er	0.408	0.804	0.367	0.831	0.649	0.503	0.467	0.093	0.0003			0.47
Но	0.142	0.271	0.131	0.291	0.239	0.178	0.160	0.024	0.0004			0.23
Dy	0.658	1.261	0.638	1.423	1.131	0.922	0.734	0.093	0.0003			0.75
Πb	0.111	0.202	0.088	0.231	0.177	0.141	0.116	0.014	0.0001			0.17
Gd	0.785	1.367	0.651	1.611	1.232	0.961	0.793	0.087	0.0001			0.99
Eu	0.155	0.287	0.129	0.341	0.239	0.219	0.164	0.016	0.0007			0.2
Sm	0.652	1.228	0.506	1.466	0.971	0.859	0.643	0.066	0.0005			1.2
Nd	3.065	5.829	2.647	7.006	5.089	4.455	3.144	0.364	0.0004			1.5
\mathbf{Pr}	0.700	1.298	0.564	1.541	1.100	0.990	0.677	0.074	0.0004			1.2
Ce	2.681	4.738	2.402	5.492	4.629	4.810	2.675	0.432	0.0009			1
La	3.677	6.425	3.020	6.786	5.850	4.359	3.492	0.469	0.0007			5
Oбp	3025-17	3025-16	3025-15	3025-14	3025-12	3025-10	3025-9	3025-2	Пределы	обнару-	жения	Кларки
					λε	qr	ии	скі	нвс	ĮΦ		I



Рис. 3. Нормированные по кларку в карбонатных породах содержания Ti, Mn, Zr, Sr, Ba, U в разрезе Першино.

Fig. 3. Normalized by carbonate rocks clarke (percentage abundance) contents of Ti, Mn, Zr, Sr, Ba, U in Pershino section's.

62

Таблица 4. Продолжение

Table 4. Continuation

МИЗЕНС и др.



Первый комплекс характерен для известняков нижнего карбона (см. табл. 4; рис. 5). Концентрация РЗЭ в его составе 0.4-7.4 (10.5), в среднем 3.8 г/т. Отношение легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n) чаще всего 2.8-7.1 (иногда до 11.9), в среднем 4.9; причем наклоны кривых легкой части спектра заметно больше $(La_n/Sm_n - 3.3-4.6, в среднем 4.0),$ чем тяжелой (Gd_n/Yb_n - 0.8-1.8; в среднем 1.3). Отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*) наблюдается всегда, но она относительно неглубокая (0.50-0.80; в среднем 0.67), отрицательная аномалия церия также всегда имеет место (0.27-0.61; в среднем 0.42).

Второй комплекс приурочен к верхнему девону - к верхней части франского яруса и низам нижнефаменского подъяруса. Здесь концентрация РЗЭ заметно более высокая - 11.6-27.9 (в среднем 17.8) г/т, но другие характеристики мало отличаются от таковых первого комплекса, только наклон кривой несколько больше: отношение La_n/Yb_n в пределах 4.7-7.2 (9.9), в среднем 6.7; La_n/Sm_n – 2.9– 3.8 (в среднем 3.4), Gd_n/Yb_n - 1.2-1.9 (в среднем 1.7). Европиевая аномалия (Eu/Eu*) отрицательная и устойчивая (0.66-0.75), в среднем 0.69; всегда присутствует глубокая отрицательная аномалия церия – 0.37–0.56, в среднем 0.44.

Третий комплекс относится к верхнему фамену и нижнему (режевскому) горизонту нижнего турне. Для него характерна низкая концентрация РЗЭ (0.7– 2.2; в среднем 1.7 г/т). Отношение легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n) чаще всего 3.4–7.4 (в среднем 5.1), наклоны кривых легкой и тяжелой частей спек-

Рис. 4. Нормированные по кларку в карбонатных породах содержания Cr, Ni. Co, V, Cu, Sc, Zn, Y, Rb в разрезе Першино.

Fig. 4. Normalized by carbonate rocks clarke (percentage abundance) contents of Cr, Ni, Co, V, Cu, Sc, Zn, Y, Rb in Pershino section's.

ЛИТОСФЕРА № 6 2014



Рис. 5. Распределение РЗЭ в известняках разреза Першино.

I – першинский, кизеловский и косьвинский горизонты турнейского яруса, II – верхняя часть франского яруса и низы (шамейский горизонт) фаменского ярусов, III – чепчуговский и хвощевский горизонты фаменского и режевской – турнейского яруса.

Fig. 5. REE distribution in Pershino section lime-stones.

I – Pershino, Kizel and Kosvino horizons of the Tournaisian stage; II – the Upper Frasnian and Lower Famennian (Shamey horizon); III – Chepchugov and Khvoshchev (Famennian) and Rezh (Tournaisian) horizons.

тра примерно такие же, как у предыдущих двух комплексов – $La_n/Sm_n - 2.5-4.9$ (в среднем 3.6), $Gd_n/Yb_n - 0.9-2.0$ (в среднем 1.35). Отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*) наблюдается практически всегда, но она относительно неглубокая (0.57–0.80, редко до 0.90), в среднем 0.67. Отрицательная аномалия церия, в отличие от предыдущих двух комплексов выражена значительно хуже (0.70–0.99), в среднем 0.82.

В целом аналогичные тренды распределения РЗЭ (кривые полого наклонены в сторону тяжелых элементов) широко распространены в карбонатных отложениях, а угол наклона этих кривых может указать на геодинамическую обстановку, существовавшую во время накопления пород [18]. Для известняков разреза Першино, как было показано выше, отношение легких и тяжелых элементов колеблется в интервалах 4.7-7.2 (D₃f₂-fm₁), 3.4-7.4 (D₃fm₂) и 2.8-7.1 (D₃fm₂-C₁t). По данным Е.Ф. Летниковой это свидетельствует об обстановке пассивной континентальной окраины, что не вполне согласуется с геологическими данными. Пассивная окраина предполагает отсутствие вулканизма, в то время как в бассейне, в окружении карбонатной платформы, вулканизм имел место как в позднем девоне, так и в турне. На самой платформе, однако, следы вулканических процессов отсутствуют, таким образом, обстановка в ее пределах, очевидно, была сходной с пассивной окраиной.

Низкие концентрации лантаноидов в рассматриваемом разрезе могут быть связаны с высокой скоростью осадконакопления и крайне низким содержанием железа и марганца. В мелководной, богатой кислородом среде на фоне низкой скорости осадконакопления происходит обогащение осадка РЗЭ путем осаждения их из морской воды на оксигидроксидах железа и марганца [12 и др.]. Несколько повышенная концентрация на уровне франа и низов фамена, скорее всего, определяется примесью терригенного материала, которая в этой части разреза достигает 2–3% (см. выше).

СРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

По степени насыщенности кислородом придонные воды в современных бассейнах принято подразделять на несколько состояний [89]: оксидное (концентрация кислорода более 2.0 мл/л), дисоксидное (2.0-0.2 мл/л), субоксидное (0.2-0.0 мл/л) и аноксидное (0.0 мл/л). Для характеристики среды древних бассейнов, однако, чаще используются три состояния - оксидное, дисоксидное (с пониженным содержанием кислорода) и аноксидное (бескислородное). Только в таком виде и может быть произведена оценка состояния былой среды с использованием элементов-индикаторов, к которым в первую очередь относятся так называемые "редоксчувствительные", особенно мультивалентные элементы, редуцированные разности которых или легко создают соединения с органическим веществом или образуют нерастворимый осадок, например Мо, U, V, Mn, Co, Cr, Zn, Cd [21, 43, 44, 48, 50, 69 и др.].

На содержание указанных элементов, однако, влияет не только среда осадконакопления, на что также обращали внимание многие авторы [например, 10, 21, 65], следовательно, в разных осадочнопородных бассейнах, особенно с разным составом осадочного вещества, пригодными для реконструкции среды осадконакопления оказываются разные индикаторы. Так, по данным Ю.О. Гаврилова с коллегами, изучавшим меловые битуминозные аргиллиты центральных районов Русской плиты, из рассмотренных индикаторов более или ме-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

нее согласованные выводы получены с использованием отношений Mo/Mn, V/(V + Ni) и V/Cr. По мнению А.В. Маслова с соавторами, основанном на результатах изучения рифейских и вендских терригенных отложений, ни одно из индикаторных соотношений по одиночке (за исключением Mo/Mn) не является достоверным показателем окислительно-восстановительных обстановок. В то же время Б. Джонс и А. Маннинг на основании изучения верхнеюрских отложений Северного моря и Центральной Англии пришли к выводу, что лучше всего редокс-условия разграничивают отношения U/Th, V/Cr, Ni/Co и аутигенный уран. Таким образом, большинство из предложенных индикаторов разработаны и применяются для бассейнов с терригенным осадконакоплением.

Для оценки среды в бассейне, где формируются карбонатные отложения, обычно используются ванадий (нормированный по Cr или V + Ni) и аутигенный уран [79, 84]. Концентрация этих элементов в карбонатных породах в значительной мере определяется содержанием органического вещества в породе и не связана с примесью силикатного материала (например, [65]). В разрезе Першино корреляция ванадия и урана с элементами, связанными с терригенной примесью (такими как Th, Ti), также отсутствует (рис. 6).

Оба этих индикатора (V и $U_{аутиг}$) были использованы для оценки среды осадконакопления и на рассматриваемой карбонатной платформе. Установлено, что отношение V/Cr в верхнефранских и фаменских известняках, как правило, меньше 1 (рис 7). Лишь вблизи границы с карбоном оно возрастает до 2 и в одном образце до 5.7 [27]. На уровне нижнетурнейского подъяруса (режевской и першинский горизонты) данное отношение несколько более высокое (1–3), а в конце першинского горизонта даже превышает 6. Далее оно снова уменьшается, и только вблизи кровли турнейского яруса (косьвинский горизонт) наблюдается некоторое увеличение (до 2–3).

Отношение V/Cr, предложенное В. Эрнстом [46], в настоящее время часто используется зарубежными исследователями. Согласно Б. Джонсу и А. Маннингу [65], значение этого отношения более 4.5 указывают на аноксидную обстановку, а менее 2 – на оксидную. Д. Хоффман с соавторами [61] несколько раздвинули указанные границы (соответственно 5 и 1). Таким образом, данный индикатор показывает, что на Першинской карбонатной платформе кислородные условия сохранялись на протяжении позднего франа и всего фаменского века. Отношение V/Cr в известняках этого возрастного интервала, как правило, меньше 1 (см. рис. 7). Лишь вблизи границы с карбоном это значение возрастает до 2 и даже до 5. В начале карбона опять имела место выраженная оксидная обстановка (V/Cr < 1), а потом (на протяжении режевского и першинско-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

го времени) концентрация кислорода постепенно падала (V/Cr даже достигает 6!). Далее это значение довольно быстро уменьшается и на протяжении почти всего кизеловского горизонта сохраняется низким, для этого интервала времени опять характерна кислородная обстановка. Только в самом конце века (в косьвинское время), согласно данному индикатору, придонная вода была несколько обеднена кислородом (V/Cr = 2–3). Обращает на себя внимание то, что известняки в интервале с повышенным содержанием ванадия (рубеж девона и карбона, нижнее турне) характеризуются повышенным содержанием органического вещества (выраженным темным цветом и резким запахом битума).

Отношение V/(V + Ni) варьирует от 0.65–0.7 в осадках, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках до почти 1.0 в аноксидных [59]. Согласно этому распределению, на рассматриваемой платформе обстановки постоянно были кислородными (указанное отношение меньше 0.3–0.4), лишь в образцах известняков хвощевского горизонта верхов фаменского яруса и режевского и першинского горизонтов турне наблюдается некоторое уменьшение величины этого индикатора (отношение 0.5–0.6).

В морской воде с нормальным содержанием кислорода концентрация урана невысокая и относительно постоянная, в то время как в осадках, осажденных в аноксидных условиях, она возрастает. При этом наиболее показательным является так называемый аутигенный уран [95], фиксируемый главным образом органическим веществом. Количество такого урана указанные авторы предлагают рассчитать по формуле: аутигенный U = общий U – Th/3. По мнению Б. Джонса и А. Маннинга [65], а также Д. Бонда с соавторами [53], содержание аутигенного урана менее 5 г/т указывает на кислородную среду, а более 12 – на аноксидную. Следовательно, данный индикатор также свидетельствует о существовании кислородной обстановки во время осаждения известняков на рассматриваемой платформе. Содержание этого компонента здесь чаще всего меньше 1 г/т, несколько больше (1.4–1.9 г/т) в верхах фамена, в верхней части першинского горизонта турне (1.1–1.4 г/т) и в низах фамена (0.9–1.3 г/т).

Возможно, именно существование кислородных обстановок в придонной воде в какой-то степени повлияло и на низкое содержание редких элементов в рассматриваемых известняках. Согласно Т. Алгео и Д. Мейнарду [50], в кислородной и субкислородной среде аккумуляция этих элементов ограничена, в то время как в восстановительной обстановке происходит адсорбция ионных соединений на органический и литогенный субстрат, формирование органометаллических соединений; малые элементы, включая катионы халькофильных элементов (Ni, Cu, Zn, Pb, Co) и ионные соединения некоторых оксидов и гидроксидов (например, молибде-



Рис. 6. Корреляция V, U_{aytur} и Ce/Ce* с Ti и Th – элементами, связанными с терригенной примесью. Fig. 6. Comparison of V, U_{autig} , Ce/Ce* with elements Ti and Th associated with terrigenous admixture.

на, хрома, возможно, ванадия), присоединяются к частицам Mn-Fe оксигидроксидов.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

На концентрацию редкоземельных элементов в рассматриваемых известняках, как уже было отмечено. в какой-то степени влияет примесь терригенного вещества, особенно в нижней части разреза. В то же время содержание европия и, особенно, церия в осадке в большей мере зависит от среды осадконакопления [3, 71, 73], что подтверждается также отсутствием корреляции цериевой аномалии с Ті и Тh в разрезе Першинской карбонатной платформы (см. рис. 6). Этот элемент, как и европий, подвижен в восстановительной обстановке [3, 13]. Частично он при этом восстанавливается и при отсутствии минералов-концентраторов переходит в раствор, следовательно, в осадке его количество уменьшается. Так как для большинства изученных образцов характерны Еu- и Се-минимумы, то на первый взгляд распределение этих элементов входит в некоторое противоречие с другими индикаторами окислительно-восстановительных обстановок, указывающими на кислородную среду. В то же время, согласно П. Вилде с соавторами [96], количество кислорода в придонной воде изменяется также и в ходе трансгрессий и регрессий, поэтому концентрация церия в первую очередь связывается с колебаниями уровня моря. В ходе трансгрессии в придонной воде количество кислорода уменьшается, следовательно, отрицательная Се-аномалия в осадке усиливается, во время регрессии, наоборот, эта аномалия уменьшается или становится положительной. По этой причине усиление отрицательной Се-аномалии в осадке определяется не аноксидными обстановками как таковыми, а усилением растворимости церия в условиях трансгрессий; уменьшение этой аномалии вплоть до ее исчезновения, в свою очередь, указывает на падение уровня моря [см. 67, 96]. Таким образом, на основании анализа распределения по разрезу цериевой аномалии, других геохимических индикаторов условий осадконакопления, состава стабильных изотопов угле-



рода и кислорода [26], а также особенностей литологии известняков были реконструированы наиболее значимые изменения глубины бассейна в акватории рассматриваемой карбонатной платформы в фамене и турне (рис. 8).

Полученные данные свидетельствуют о том, что в конце франа упомянутый бассейн был относительно неглубоким. В нем формировались строматопоровые биогермы с массовыми амфипорами и сине-зелеными водорослями, однако непосредственно перед границей франа и фамена имела место кратковременная трансгрессия (отвечающая верхнему Кельвссеровскому событию?). Исчезли биогермы, отрицательная аномалия церия стала более глубокой (0.37–0.41), появились отрицательные экскурсы на кривых изотопного состава углерода и кислорода, увеличились значения индикатора V/(V + Ni) (см. рис. 7).

В известняках нижней части фамена цериевая аномалия становится менее глубокой (0.52–0.56), что, по-видимому, отражает некоторое обмеление. Но оно, скорее всего, было небольшим, вероятно, не больше первых десятков метров. Следы осушения дна бассейна здесь отсутствуют, но на этом уровне, в основании фаменского яруса, залегает пласт мощностью 0.8 м своеобразной конгломератовидной породы (брекчии взламывания) с градационной сортировкой материала, сложенный плохо округленными комками и пластинами известняков различного размера (до 20-30 см), формы и состава. Образование этого пласта, возможно, связано с мощным штормом, или он представляет собой след цунами, описанный на этом уровне Г. Рацки [78] в разрезах Западной Европы. Выше данного пласта, в основании фораминиферовой зоны Parathurammina dagmarae (подошва шамейского горизонта), появляются прослои оолитовых разностей. В известняках увеличивается примесь силикатных зерен [32]. Об уменьшении глубины бассейна свидетельствует также изотопный состав углерода и кислорода [26] на кривых наблюдается экскурс, указывающий на увеличение количества более тяжелых изотопов, несколько снижаются значения отношения V/(V + Ni).

Признаки этой кратковременной регрессии отмечаются среди шельфовых отложений на уровне конодонтовой зоны triangularis практически по всему земному шару. Относительно глубоководные породы сменяются мелководными, в разрезах появляются конгломераты, брекчии, часто встречаются гиатусы. Они описаны на территории Западной и Центральной Европы [60, 75–77, 83 и др.], Казахстана [9], Восточной Азии [54, 88 и др.], Северной Америки [55, 63, 64, 72 и др.], Австралии [52, 57, 86 и др.]. Падение уровня моря при этом оценивается в пределах от 60–100 до 170–200 м [4, 77, 90]. Эрозионная поверхность в пограничной зоне франа и фамена развита и на обширных площадях Русской МИЗЕНС и др.





Fig. 8. The curves of basin depth relative fluctuations on the carbonate platform, carbon and oxygen isotopic composition (by [26]), authigenic uranium content, cerium negative anomaly magnitude in limestones.

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

платформы [4, 42, 49, 97 и др.]. Признаки регрессии наблюдаются и на западном склоне Южного Урала. Здесь во многих разрезах имеет место полное или частичное выпадение пограничных отложений фамена, в некоторых - относительно глубоководные отложения сменяются мелководными. Следы этой регрессии проявились и в виде брахиоподовых ракушняков, так называемых барминских слоев [1, 22, 47]. Снижение уровня моря здесь, по-видимому, началось во временном интервале зоны linguiformis и достигло максимума в пределах зоны triangularis [7, 9]. На восточном склоне Южного Урала в районе рубежа между франом и фаменом (зоны linguiformis-triangularis) среди флишевых отложений залегает мощное (700-800 м), тело микститов (биягодинский олистостром), происхождение которого, возможно, также связано с понижением уровня моря [23, 24].

На колебания глубины рассматриваемого бассейна могли повлиять и различные эндогенные события, происходящие на территории Урала в это время, в том числе для рубежа франа и фамена была характерна повышенная активность магматизма [7, 91], однако выявить такое влияние не представляется возможным.

Признаки новой трансгрессии в разрезе карбонатной платформы появляются на уровне конодонтовой зоны crepida. Оолитовые известняки сменяются известняковыми же турбидитами (см. также [25], усиливаются отрицательные цериевые аномалий (0.39-0.41), наблюдается некоторое увеличение отношения V/(V + Ni), увеличивается содержание аутигенного урана. Но и эта трансгрессия продолжалась недолго. Последующая за ней регрессия привела к смене турбидитов мелководными известняками с линзами брахиоподовых ракушняков на уровне фораминиферовой зоны Septaglomospiranella nana в верхней части шамейского горизонта (приблизительно в пределах конодонтовой зоны marginifera). На изотопный состав углерода и кислорода это событие почти не повлияло, но отразилось в уменьшении глубины цериевых аномалий (0.74-0.81), в кратковременном уменьшении значений отношения V/(V + Ni). В это время, по-видимому, уровень моря был самим низким, так как последующий, чепчуговский, горизонт фамена (региональные фораминиферовые зоны Septabrunsiina и Eoseptatournayella) содержит некоторые признаки нового, но, по-видимому, незначительного углубления бассейна. Количество макрофауны в известняках уменьшается, цериевые аномалии становятся несколько глубже (до 0.69), но другие геохимические индикаторы эту трансгрессию не улавливают. В дальнейшем, до конца чепчуговского времени, наблюдается постепенное уменьшение величины отрицательной аномалии церия, почти до полного ее исчезновения (0.92-0.95), вероятно соответствующего постепенному (хотя и прерывистому) уменьшению глубины бассейна.

В верхней части фамена, в низах хвощевского горизонта (фораминиферовая зона Quasiendothyra konensis–Eoquasiendothyra corpulenta, частично сопоставимая с конодонтовой зоной ехрапsa) в разрезе Першино фиксируются следы новой транс-грессии, более заметной, чем предыдущая, хотя на изотопный состав углерода и кислорода она, попрежнему, почти не повлияла, но прослеживается по изменениям литологического состава известняков (породы становятся более темными, исчезают фенестры) и соотношениям V/Cr, V/(V + Ni), Этот подъем уровня мирового океана тоже достаточно хорошо известен (см., например, [82, 94]) и рассматривается как новый межледниковый эпизод.

Следы низкого стояния уровня моря проявляются и вблизи границы девон-карбон. В основании турнейского яруса здесь увеличено содержание тяжелых изотопов углерода и кислорода, уменьшаются значения отношений V/Cr, V/(V + Ni), содержание аутигенного урана. Однако относительно глубокие отрицательные аномалии церия плохо согласуются с таким выводом. Изменения в литологии известняков тоже незначительны. Вероятно, уменьшение глубины бассейна здесь все же было небольшим.

Таким образом, в течение фаменского века на территории Восточно-Уральской карбонатной платформы имели место колебания глубины бассейна, в общих чертах согласующиеся с колебаниями уровня мирового океана, обусловленными, по мнению многих исследователей (например, [82, 94]), расширением оледенения в Южном полушарии. Разрастание ледников чередовалось с межледниковыми периодами, что приводило к кратковременным подъемам уровня моря на фоне общего снижения его. В целом падение уровня моря все же было относительно незначительным, так как морские обстановки распространялись на протяжении почти всего фамена на территориях большинства континентов [62, 63], за исключением начала (конодонтовая зона triangularis) и середины (конодонтовые зоны Late marginifera-trachytera) века, когда во многих регионах реконструируются эрозионные процессы.

Значительное сокращение занятых морем площадей по всему земному шару имело место также к концу фамена. Появились перерывы в осадконакоплении, относящемся к середине конодонтовой зоны praesulcata и к рубежу фамена и турне [14, 49, 66, 76, 81, 82 и др.]. Данная регрессия относится к многофазному Хангенбергскому событию и коррелирует с оледенением в западной части Гондваны [87], хотя многие исследователи связывают ее с процессами тектоно-магматической активизации, в том числе с трапповым магматизмом и рифтингом, с проявлением мантийных плюмов (например, [8, 38, 45, 92, 93 и др.]). Оно отчетливо фиксируется и в карбонатных разрезах по восточной периферии Европейской платформы [11, 20, 38], в Казахстане [14], но следы его отсутствуют в Сибири,

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

Индии, Антарктике [51], хотя именно на Сибирской платформе на рубеже D/C (360 млн лет) имел место активный трапповый магматизм, формировались кимберлитовые трубки [16].

События, которые могли бы повлиять на изменение глубины бассейна в это время происходили и на Урале, в том числе имело место столкновение Тагильской островной дуги с Восточно-Европейским континентом [37]. Однако на обстановку в пределах Першинской платформы все эти процессы, повидимому, повлияли незначительно.

В каменноугольном интервале рассматриваемого разреза колебания различных геохимических индикаторов обстановок наблюдаются чаще, чем девоне, и они более интенсивные. Так, уже в режевское время намечается углубление бассейна с максимумом около середины интервала (фораминиферовая зона Tournayellina vulgaris-Tournayellina pseudobeata) и последующее понижение в конце режевского времени. На это указывают все индикаторы окислительновосстановительных обстановок (V/Cr, V/(V + Ni)), U_{аутиг}), поведение аномалии церия (соответственно 0.55 и 0.98) и изменения изотопного состава углерода. Упомянутая регрессия (соответствующая конодонтовой зоне belkai), по-видимому, является достаточно обширной. Она отчетливо проявлена на Русской платформе [49], обозначена на обобщающей эвстатической кривой каменноугольного периода [81]. Обращает на себя внимание литологический состав известняков режевского горизонта. Несмотря на колебания глубины бассейна (скорее всего, не очень значительные), в это время здесь формировались породы со своеобразной неправильно-комковатой ("нодулярной") текстурой (рис. 9), возможно, бактериального происхождения (бактериальные маты).

Признаки наиболее значительного углубления моря в пределах рассматриваемой карбонатной платформы обнаруживаются на уровне першинского горизонта (фораминиферовая зона Neoseptaglomospiranella donetziana-Palaeospiroplectammina tchernyshinensis), особенно в его верхней части. Здесь фиксируются наиболее легкий изотопный состав углерода, глубокие отрицательные аномалии церия (до 0.32-0.36), высокие значения отношений \hat{V}/Cr , $\hat{V}/(V + Ni)$, высокие содержания аутигенного U. Причем в верхних слоях горизонта V/Cr = 6, что допускает кратковременное существование аноксидной среды. Однако по литологическим особенностям породы этого горизонта почти не отличаются от известняков режевского горизонта. Для них также характерны нодулярные текстуры и бактериальные маты.

Повышение уровня моря в конце першинского времени, вероятно, отражает глобальную трансгрессию середины турнейского века. Она реконструируется в Северной Америке и в Европе [49, 51, 66], в Китае [70], на Омолонском массиве в Сибири [85] и в других регионах.

Выше по разрезу, в основании кизеловского горизонта (в нижней части региональной фораминифе-



Рис. 9. Нодулярная текстура в известняках першинского горизонта турне. **Fig. 9.** The nodular texture in the Tournaisian Pershino limestone horizon.

ровой зоны Laxoendothyra parakosvensis), наблюдаются признаки заметного снижения глубины бассейна – уменьшается отрицательная цериевая аномалия (до 0.61), уменьшаются содержание аутигенного урана и величины других индикаторов окислительновосстановительных обстановок. Однако уже в средней части упомянутого временного интервала бассейн, вероятно, снова стал несколько глубже и сохранялся таковым почти до зоны Spinoendothyra costifera включительно, когда, по-видимому, началось обмеление, отчетливо выраженное, в частности, литологически (слоистые тонкозернистые известняки сменяются криноидными разностями), а также в заметном увеличении содержания тяжелых изотопов углерода, низком значении V/Cr, V/(V + Ni), низком содержании аутигенного урана. Отрицательные аномалии церия в этой части разреза не очень выразительны, они остаются довольно значительными (около 0.40-0.43).

Как известно [74], высокие значения δ¹³С характерны для мелководных карбонатов, образовавшихся в бассейнах с аридными и семиаридными условиями седиментации, а также с высоким общим количеством биомассы, следовательно, можно предположить, что во время их накопления имело место некоторое потепление климата.

В верхней части турнейского яруса, в пределах косьвинского горизонта (фораминиферовая зона Tetrataxis sussaicus–Eotextularia diversa, коррелирующаяся с конодонтовыми зонами bouckaerti и anchoralis), снова наблюдаются признаки некоторого углубления морского бассейна: изотопный состав углерода становится легче, отрицательные аномалии церия еще более значительные (0.27–0.32), увеличиваются значения отношений V/Cr, V/(V + Ni).

Регрессия и трансгрессия первой половины кизеловского времени на Першинской платформе вполне согласуются с кривой колебания уровня мирового океана (см. [81]), хотя в пределах Московской синеклизы следы трансгрессии отсутствуют [49]. Однако последующие события на карбонатной платформе несколько расходятся во времени с таковыми, отраженными упомянутой кривой. По данным Ч. Росса и Д. Росса [81], трансгрессия сменилась значительным понижением уровня моря на рубеже кизеловского и косьвинского времени (между конодонтовыми зонами typicus и anchoralis), в то время как на Першинской платформе это произошло несколько раньше и не сопровождалось осушением и размывами. Косьвинское время на рассматриваемой платформе характеризовалось некоторым углублением морского бассейна, что согласуется с обобщающей кривой, опубликованной в [56], в то время как, согласно эвстатической кривой Ч. Росса и Д. Росса, повышение уровня мирового океана произошло позже, на рубеже турне и визе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На востоке современного Среднего Урала в бассейнах рек Реж и Ирбит обнажаются фрагменты разреза изолированной карбонатной платформы, которая сформировалась в среднем девоне в окраинном море Уральского океана и продолжала существовать до конца турнейского века раннего карбона, когда начались коллизионные процессы и окраинное море океана трансформировалось в остаточный бассейн.

В акватории упомянутой платформы преобладали обстановки глубокого шельфа, в отложениях которого сохранились следы глобальных и субглобальных событий, имевших место в позднем девоне и в начале карбона, в том числе Верхнего Кельвассеровского и Хангенбергского, хотя улавливаются они иногда только с помощью геохимических методов. Лишь некоторые события нашли отражение в изменении литологии пород и фаунистических сообществ. Нет следов субаэральных размывов, свидетельствующих о значительных понижениях уровня моря. Органическая жизнь в бассейне была несколько обедненной (отсутствуют аммоноидеи, конодонты распространены только в нижней части верхнего девона, сообщества брахиопод большей частью состояли из небольшого количества таксонов), поэтому трудно уловить рубежи катастрофического вымирания каких-то групп организмов. Только вблизи границы девон-карбон вымирают многие виды фораминифер, представляющие зону Quasiendothyra kobeitusana, исчезают несколько видов Cianobacteria.

По всему разрезу отмечается низкая концентрация малых элементов в известняках, что может быть связано с высокой скоростью осадконакопления и отсутствием продуктов вулканической и гидротермальной деятельности в непосредственной близости. Относительно высокое (на уровне кларка в карбонатах) содержание Со и Ni, вероятно, обусловлено вхождением этих элементов в состав пирита. Сумма редкоземельных элементов в состав пирита. Сумма редкоземельных элементов тоже низкая (0.4–7.4 г/т), за исключением верхов франского и нижней части фаменского ярусов (12–28 г/т), где наблюдается небольшая примесь терригенного материала. РЗЭ по особенностям распределения могут быть объединены в три комплекса ($Д_3 f_2$ -fm₁, $J_3 fm_2$ -C₁t₁¹, C₁t₁²-t₂), которые тем не менее, различаются незначительно.

Среда осадконакопления в позднем девоне была относительно устойчивой. Об этом свидетельствуют как особенности распределения малых элементов, так и изотопный состав углерода и кислорода [26]. В придонной воде постоянно присутствовал кислород, в том числе на рубеже франа и фамена, где сохранились следы Кельвассеровских событий. Лишь вблизи границы девона и карбона речь может идти о некотором обеднении содержания этого компонента. Более сложное и изменчивое было состояние среды в турнейском веке, хотя и здесь чаще всего обстановка была кислородной. Диоксидная среда, вероятно, имела место только в середине века, в першинское время.

Устойчивое развитие кислородных обстановок можно объяснить расположением платформы вблизи континентальной окраины по аналогии с известным верхнедевонским разрезом Wolayer Glacier в Карнийских Альпах [53], что подтверждает точку зрения указанных исследователей о начале развития аноксидных кельвассеровских событий в эпиконтинентальных бассейнах, которые потом трансформировались в бассейны континентальных окраин. Если бы развитие аноксии началось в глубинах океана, как это предполагается в других моделях [58, 68], то бескислородная вода, по-видимому, распространялась бы также и на рассматриваемый бассейн, который, скорее всего, имел связь с океаном.

Большая часть трансгрессий и регрессий, фиксируемых в пределах Першинской платформы, согласуются с колебаниями уровня мирового океана соответствующего интервала времени. Этот вывод также подтверждает связь рассматриваемого бассейна с мировым океаном. Наиболее выразительными в этом отношении являются трансгрессии на рубеже фран-фамен (Верхнее Кельвассеровское событие), на уровне конодонтовой зоны стеріda и на уровне першинского горизонта (фораминиферовая зона Neoseptaglomospiranella donetziana – Palaeospiroplectammina tchernyshinensis). Наиболее характерные понижения уровня моря на рассматриваемой платформе происходили в начале фамена (конодонтовая зона triangularis), в середине (в пределах конодонтовой зоны marginifera) и конце фамена (в чепчуговское время), а также во второй половине турнейского века. В то же время ни одно из этих регрессий не сопровождалось осушением территории платформы, следовательно, их амплитуда была относительно небольшой, вероятно менее 100 м. Влияние локальных (региональных) событий на глубину бассейна, по-видимому, не имело большого значения, если только они не совпадали с колебаниями уровня океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. Положение границы франского и фаменского ярусов в разрезе "Большая Барма" // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: мат-лы III Республ. геол. конф. Уфа: УфНЦ РАН, 1999. С. 55–57.
- Анфимов А.Л. Биостратиграфия девонских карбонатных отложений Волго-Уральской области и Урала на основе фораминифер // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2012. С. 3–7.

- 3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Беляева Н.В., Сташкова Э.К. Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 125 с.
- Бикбаев А.З., Снигирева М.П. К проблеме границы франского и фаменского ярусов на восточном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 9–13.
- Бикбаев А.З., Снигирева М.П., Тупицына М.А. Варианты F/F границы разреза "Першино" в конодонтовой последовательности // Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне: мат-лы Междунар. конф. Новосибирск: СО РАН, 2011. С. 37–39.
- Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В., Барышев В.Н., Дегтярев К.Е., Кононова Л.И., Маслов В.А., Мосейчук В.М., Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Тевелев А.В., Шмелев И.В., Яркова А.В. Корреляция разрезов фаменского яруса Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 1. С. 32–42.
- Веймарн А.Б., Дегтярев К.Е., Тевелев А.В. Характер проявления позднедевонских плюмтектонических и плейттектонических процессов в Казахстане и их взаимоотношения // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2005. № 5. С. 14–21.
- Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н. Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 3. С. 42–55.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
- Горожанина Е.Н., Карнаухов С.М. Побережский С.М. и др. Этапы карбонатонакопления в палеозое Северного Прикаспия (по данным бурения скважины Песчаной площади) // Геология рифов: мат-лы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 45–49.
- Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в процессах раннего диагенеза осадков Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 762–772.
- Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
- 14. Жаймина В.Я. Биотические и абиотические события на границе девонской и каменноугольной систем в Казахстане // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 2007. С. 107–110.
- Интерпретация геохимических данных / Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 287 с.
- Кривонос В. Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41–51.
- 17. Кучева Н.А., Степанова Т.И. Расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала по фораминиферам и

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

брахиоподам // Верхний палеозой России: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань, КГУ, 2007. С. 185–189.

- Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 2. С. 235–241.
- Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70–81.
- Максимова С.В., Губарева В.С. Что такое малевский горизонт? // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 433. Новосибирск, 1980. С. 131–138.
- 21. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А. К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 75–93.
- Мизенс А.Г. Брахиоподовые комплексы из пограничных франско-фаменских отложений южноуральских разрезов "Большая Барма" и "Аккыр" (стратотипа и парастратотипа барминских слоев) // Литосфера. 2007. № 6. С. 93–110.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Мизенс Г.А. Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43–64.
- Мизенс Г.А., Клещенок Н.С. Гравитационные образования в составе толщи верхнедевонских известняков в окрестностях с. Першино (р. Реж, восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 40–45.
- 26. Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И, Кучева Н.А. Изотопный состав и условия образования верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала // Ленинградская школа литологии: мат-лы Всерос. литолог. совещ. Т. 2. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 60–62.
- Мизенс Г.А., Сапурин С.А. О среде осадконакопления на изолированной позднедевонской–раннекаменноугольной карбонатной платформе (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160. Екатеринбург, 2013. С. 133–138.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.
- Наседкина В.А., Бороздина Г.Н. Конодонты из пограничных отложений среднего–верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. С. 45–51.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Северного и Среднего Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 51–74.
- Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И. К стратиграфии верх-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

него девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала: Девонская система. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1990. С. 22–35.

- 32. Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Поташко М.А., Степанова Т.И. Литолого-минералогическое изучение разрезов нижнего карбона Урала для целей корреляции и палеогеографии // Литологические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск: Наука, 1990. С. 132–140.
- 33. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий: Девонская система, Каменноугольная система. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. С. 52–68.
- 34. Постоялко М.В., Кучева Н.А. Степанова Т.И., Ширшова Д.И. Фаунистическая характеристика отложений фаменского и турнейского ярусов в разрезе "Першино" // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 114–136.
- 35. Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Степанова Т.И., Черепанова Н.А. Путеводитель геологических экскурсий: Свердловская экскурсия: Маршрут № 4: Режевская структурно-фациальная зона: Осадочные породы Першинского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, ПГО "Уралгеология", 1989. С. 46–49.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В. Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала // Литосфера. 2010. № 6. С. 25–37.
- Смирнов В.Н., Феритатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40–56.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А. Уточнение субрегиональной стратиграфической схемы нижнего карбона восточного склона Среднего Урала // Верхний палеозой России: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КазГУ, 2007. С. 325–330.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
- 43. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- 44. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 2. С. 250–253.
- 45. Шипилов Э.В. Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Ев-

разии и ее осадочных бассейнов // Мат-лы XL тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 332–335.

- Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.
- 47. *Abramova A.N., Artyushkova O.V.* The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. Warszawa, 2004. V. 48 (3). P. 217–323.
- Adelson J.M., Helz G.R., Miller C.V. Reconstructing the rise of recent coastal anoxia; molybdenum in Chesapeake Bay sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 237–252.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syneclise (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168.
- Algeo T.J., Maynard J.B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems // Chem. Geol. 2004. V. 206. P. 289–318.
- Becker R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity / M.R. House (ed.). The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change // Systematics Assoc. Spec. Oxford: Clarendon Press, 1993. V. 47. P. 115–163.
- Becker R.T., House M.R. Sea-level changes in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1997. V. 199. P. 129–146.
- Bond D., Wignall P.B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geol. Mag. 2004. V. 41 (2). P. 173–193.
- 54. *Gagiev M.H.* Sedimentary evolution and sea-level fluctuations in the Devonian of North-East Asia // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1997. V. 199. P. 75–82.
- Geldsetzer H.H.J., Goodfellow W.D., McLaren D.J. The Frasnian-Famennian extinction event in a stable cratonic shelf setting: Trout River, Northwest Territories, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. V. 104. P. 81–95.
- Geologic Time Scale 2012 / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (eds). Elsevier, 2012. 1144 p.
- George A.D., Chow N. The depositional record of the Frasnian-Famennian boundary interval in a fore-reef succession, Canning Basin of Western Australia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 181. P. 347–374.
- 58. Goodfellow W.D., Geldsetzer H., McLaren D.J., Orchard M.J., Klapper G. Geochemical and isotopic anomalies associated with Frasnian-Famennian extinction // Histor. Biol. 1989. V 2, P. 51–72.
- 59. Hatch J.R., Leventhal J.S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA. // Chem. Geol. 1997. V. 134. P. 215–235.
- Hladil J., Krejci Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Beroushek P. Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesni lom, Moravia, Czechoslovakia) // Bull. Soc. Belg. Geol. 1991. V. 100. P. 57–119.
- 61. Hoffman D.L., Algeo T.J., Maynard J.B., Joachimski M.M., Hower J.C., Jaminski J. Regional and strati-

graphic variation in bottomwater anoxia in offshore core shales of Upper Pennsylvanian cyclothems from the Eastern Midcontinent Shelf (Kansas), U.S.A // Shales and Mudstones. I. Basin Studies, Sedimentology, and Paleontology / J. Schieber, W. Zimmerle, P.S. Sethi (eds.). Stuttgart: Schweizerbartsche Verlag, 1998. P. 243–269.

- House M.R. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 181. P. 5–25.
- 63. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 567–587.
- Johnson J.G., Murphy M.A. Time-rock model for Silur-Devonian continental shelf, western United States // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 1349–1359.
- 65. *Jones B., Manning D.A.C.* Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Kalvoda J. Tournaisian events in Moravia and their significance // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1989. V. 117. P. 353–358.
- 67. *Kalvoda J.* Late Devonian-Early carboniferous foraminiferal fauna: zonations, evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications // Folia, Geologia. V. 30. Brno: Masaryk University, 2002.
- 68. *McGhee G.R.* The Late Devonian Mass extinction. The Frasnian-Famennian Crisis. N.Y., 1986. 303 p.
- 69. *Morford J.L., Emerson S.* The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 1735–1750.
- Muchez P., Hou H., Groessens E., Hance L., Tan Z. Sedimentology and paleogeography of the Famennian, Tournaisian and Lower Visean in South China // Memoires de l'Institut geologique de l'Universite Louvain. 1996. V. 36. P. 175–191.
- Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Brumsack H.J., Gerlach D.C., Russ G.P. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*: results from ODP leg 127 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2453–2466.
- Over J. The Frasnian-Famennian boundary in central and eastern United States // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 181. P. 153–169.
- Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G. Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin // Chem. Geol. 2005. V. 221. P. 260–278.
- Perryt T.M., Magaritz M. Genesis of evaporate-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland // Sedimentol. 1990. V. 37, № 4. P. 745–761.
- Piecha M. A considerable hiatus at the Frasnian/ Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 181. P. 195–211.
- *Racki G.* Devonian eustatic fluctuations in Poland // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1997. V. 199. P. 1–12.
- Racki G. Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued tectonic control? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. V. 141. P. 177–198.

- Racki G. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions // Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Palaeontology and Stratigraphy / D.J. Over, J.R. Morrow, P.B. Wignall (eds.). V. 20. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 5–36.
 Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X.
- Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated eventstratigraphical approach // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 181. P. 251–297.
- Read J.F. Carbonate platform facies models // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1985. V. 69. P. 1–21.
- Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic transgressiveregressive deposition // Sea-Level Changes: An Integrative Approach / C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamenter, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 1988. V. 42. P. 227–243.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. Late Devonian events and mass extinctions // Catastrophic Events and mass extinctions: Impacts and Beyond. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute Contribution, 2000. V. 1053. P. 188–189.
- Schindler E., Schulke I., Ziegler W. The Frasnian/Famennian boundary at the Sessacker trench section near Oberscheld (Dill syncline, Rheinisches Schiefergebirge, Germany) // Senckenberg Lethaea. 1998. V. 77. P. 243–261.
- Schröder, S., Grotzinger, J.P. Evidence for anoxia at the Ediacaran-Cambrian boundary: the record of redox-sensitive trace elements and rare earth elements in Oman // J. Geol. Soc. 2007. V. 164. P. 175–187.
- Simakov K.V., Bless M.J.V., Bouckaert J., Conil R., Gagiev M.H., Kolesov Y.V., Onoprienko Y.I., Poty E., Razina T.P., Shilo N.A., Smirnova L.V., Streel M., Sweenen R. Upper Famennian and Tournaisian deposits of the Omolon Region (NE-USSR) // Annales de la Societe geologique de la Belgique. 1983. V. 106. P. 335–339.
- 86. Southgate P.N., Kennard J.M., Jackson M.J., O'Brien P.E., Sexton M.J. Reciprocal lowstand clastic and highstand carbonate sedimentation, subsurface Devonian reef complex, Canning Basin, Western Australia //

Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem. 1993. V. 57. P. 157–179.

- 87. *Streel M.* Miospore contribution to the Upper Famennian-Strunian event stratigraphy // Annales de la Societe geologique de la Belgique. 1986. V. 109. P. 75–92.
- Tsien H.H., Fong C.K. Sea-level fluctuations in South China // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1997. V. 199. P. 103–115.
- Tyson, R.V., Pearson, T.H. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview // Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia / R.V. Tyson, T.H. Pearson (eds.). // Geol. Soc. Spec. Publ. 1991. V. 58. P. 1–26.
- Van Buchem F.S.P., Eberli G.P., Whalen M.T., Mountjoy E.W., Homewood P.W. The basinal geochemical signature and platform margin geometries in the Upper Devonian mixed carbonate-siliciclastic system of Western Canada // Bull. Soc. Geol. Fr. 1996. V. 167. P. 685–699.
- Veimarn A.B.: Puchkov V.N., Abramova A.N., Artyushkova O.V., Baryshev V.N., Degtyaryov K.E., Kononova L.I., Maslov V.A., Mosejchuk V.M., Pazukhin V.N., Pravikova N.V., Tevelev A.V., Yarkova A.V. Stratigraphy and geological events at the Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. 2004. V. 48. P. 233–244.
- Walliser O.H. Pleading for a natural D/C-Boundary // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1984. V. 67. P. 241–246.
- Walliser O.H. Clobal Events and Event Stratigraphy in Phanerozoik. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag, 1995. 333 p.
- Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy / O.H. Walliser (ed.). Berlin: Springer, 1996. P. 225–250.
- Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach // Geology. 1988. V. 16. P. 452–455.
- 96. Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Erdtmann B.-D. The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies // Sed. Geology. 1996. № 101. P. 43–53.
- Yunusov M.A., Masagutov R.K., Arkhipova V.M., Yunusova G.M. Devonian sea-level changes in the platform region of Bashkortostan // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1997. V. 99. P. 65–73.

Рецензент Е.Ф. Летникова

Geochemical features of limestones and depositional environment on the isolated carbonate platform on the eastern Urals margin during Late Devonian and Early Carboniferous

G. A. Mizens, T. I. Stepanova, N. A. Kucheva, S. A. Sapurin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The representative geological section of isolated carbonate platform is considered in this article. The evolution of this platform started on the ocean margin and continued in the relic basin. We analized the following characteristics of the platform: fossils nature, stratigraphy, trace elements geochemistry, basin sedimentary depositional environment. Bottom water redox conditions are estimated using geochemical indicators and sedimentary features of limestones. Plotting of basin depth curve for Late Devonian and Tournaisian age is based on lithological, geochemical and isotopic data. It has been shown that the basin was connected with the World Ocean during concerned time interval.

Key words: limestones, Frasnian stage, Famennian stage, Tournaisian stage, foraminifera, conodonts, lithology, sedimentary basin, trace elements, rare earth elements, redox conditions, sea-level variations, global geological events.