

ОТРАЖЕНИЕ ХАНГЕНБЕРГСКОГО ГЛОБАЛЬНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ РУБЕЖА ДЕВОНА И КАРБОНА В РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО (Р. КОЖИМ) И ЮЖНОГО (Р. СИКАЗА) УРАЛА

© 2010 г. К. М. Седаева*, Н. Н. Рябинкина**, В. Н. Кулешов***, О. В. Валяева**.

*Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова
199899, г. Москва, Воробьевы горы, МГУ, геологический факультет

E-mail: sedaeva-mgu@mail.ru

**Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

E-mail: ryabinkina@geo.komisc.ru

*** Геологический институт РАН
109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: kuleshov@ginras.ru

Поступила в редакцию 22.06.2009 г.

На границе девонской и каменноугольной систем в карбонатных разрезах западного склона Урала зафиксирован маломощный глинистый горизонт, который прослеживается как в открыто-шельфовых относительно глубоководных (р. Кожим), так и мелководно-шельфовых (р. Сиказа) отложениях. Время его формирования совпадает с биотическим кризисом рубежа девона и карбона, с массовым вымиранием организмов на уровне семейств и родов, в нем запечатлена перестройка палеоэкосистемы и биосферы в связи с проявлением крупного геологического события, известного как Хангенбергское глобальное геологическое событие. Проведены детальные литологические исследования глинистого горизонта с использованием данных геохимии органического вещества, изотопии углерода и кислорода.

Ключевые слова: Хангенбергское глобальное геологическое событие, событийно-литостратиграфический уровень, биотический кризис, глинистый горизонт, поздний девон, ранний карбон.

ВВЕДЕНИЕ

Многими исследователями XX столетия отмечалось присутствие глинистого горизонта незначительной мощности в карбонатных морских разрезах по периферии Европейской и Северо-Американской платформ на границе девона-карбона [13, и др.]. На этом уровне зафиксировано резкое снижение численного состава некоторых групп фауны и флоры, их биоразнообразия (рис. 1), и существенная смена палеонтологических комплексов [23, 34 и др.]. К этому рубежу приурочен один из глубочайших кризисов в истории развития амmonoидей, когда перестали существовать все клименииды и представители большинства других родов этих головоногих моллюсков. Существенные изменения произошли среди наутилоидей (вымирает отряд Discosorida), трилобитов (закончил развитие отряд Phacorida), конодонтов (вымерли доминировавшие в девоне роды *Palmatolepis* и *Icriodus*) и рыб (исчезают плакодермы) [2–4, 57 и др.].

При детальных исследованиях пограничных отложений двух систем в разрезах Рейнских Сланцевых гор (Германия) О. Валлизер [57] впервые обратил внимание на глинистый горизонт (сланцы Хангенберг), залегающий в прикровельной ча-

сти известняков Воклюм и в основании Хангенбергских известняков. В нем отсутствовали некоторые зональные биостратиграфические подразделения по многим группам фауны и флоры, обнаружались скрытые перерывы в осадконакоплении. Упомянутый глинистый горизонт представлен темно-серыми и черными аргиллитами часто алевроитистыми, с резко обедненным, но смешанным составом фауны и миоспор. Была выявлена незначительная примесь слюдистого, или (и) известкового или (и) кремнистого материала, а также установлено повышенное содержание органического вещества (ОВ). К интервалу глинистого горизонта приурочена геохимическая аномалия (в 20–100 раз выше кларка) иридия, никеля, кобальта, хрома, мышьяка, сурьмы, ртути, урана и других элементов, и изотопно-геохимическая аномалия. На этом уровне фиксируется аномальное состояние геомагнитного поля Земли, существовавшее во время накопления глинистых пород [57]. В результате проведенных исследований О. Валлизером было сделано заключение, что формирование аргиллитов происходило в относительно глубоководных аноксидных обстановках морского бассейна. По мнению этого исследователя, они знаменуют собой время перестройки палеоэкосистемы и биосферы на рубеже

изменение режима седиментации, изменение палеоэкологических условий и появление аноксидных обстановок в морских бассейнах [4, 10, 18, 24, 57, 58 и др.]. Это повлекло за собой массовое вымирание организмов, что явилось причиной отсутствия последовательности биостратиграфических подразделений по аммоноидеям, конодонтам, фораминиферам, брахиоподам, мшанкам, миоспорам и другим представителям фауны и флоры (рис. 1).

С временным интервалом проявления ХГГС хронологически совпадает эпоха интенсивного накопления ОВ и положение нефтематеринских горизонтов во многих нефтегазоносных бассейнах Северного полушария: Тимано-Печорского, Волго-Уральского, Западно- и Восточно-Сибирского [52] и нефтегазоносных провинциях Канады и США [32 и др.]. Синхронно с этими событиями происходило активное и концентрированное рудообразование с формированием глобального металлогенического стратоуровня [1, 15 и др.].

Таким образом, пограничный глинистый горизонт незначительной мощности среди карбонатных отложений является *“...естественным рубежом и относительно отвечает кратковременному интервалу геологической истории, соответствующему переходному моменту перестройки сообществ в эволюции ведущих групп”* [34, с. 48]. В нем запечатлены перестройки палеоэкосистемы и биосферы, а также асинхронное развитие основных групп фауны и флоры в связи с проявлением ХГГС – масштабных деструктивных геотектонических и магматических процессов, происходивших в раннюю фазу герцинского орогенеза. По мнению многих исследователей, глинистый горизонт является седиментологическим маркером ХГГС [27, с. 18–21, 58] и его можно рассматривать как один из событийно-литостратиграфических уровней позднего палеозоя.

ПОГРАНИЧНЫЙ ГЛИНИСТЫЙ ГОРИЗОНТ В НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Наличие глинистого прослоя в карбонатных разрезах пограничных отложений девона-карбона по восточной и юго-восточной периферии Европейской платформы ранее отмечалось неоднократно. Его присутствие было описано во многих разрезах скважин Пермского Прикамья, Поволжья, Оренбуржья, Северного Прикаспия и по берегам малых рек (р. Малая Волноваха) Центрального Донбасса [11, 13, 21, 29, 42, 55 и др.]. Этот прослой в виде цитериновых глин был описан ранее и в стратотипическом разрезе малевского горизонта нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона в Подмоскowie, в его основании, перекрывающем карбонатные породы верхнего девона [25]. Тем не менее, в науч-

ной литературе до сих пор слабо освещены литология, геохимия органического вещества и условия образования этого горизонта, нет данных изотопии углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$).

Фактический материал

В пограничных разрезах девона-карбона западного склона Урала среди карбонатных пород также зафиксирован маломощный глинистый горизонт, который можно рассматривать как седиментологический маркер ХГГС. Наиболее интересными, и биостратиграфически хорошо изученными, являются типовые разрезы на Приполярье и Южном Урале (рис. 2), где авторами были проведены дополнительные комплексные исследования литологии, изотопии углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), а также геохимии органического вещества.

На Приполярье в бассейне р. Кожим (в среднем течении реки, ниже устья руч. Верх. Нортничаель) в составе опорного палеозойского (силур–пермь) разреза на дневную поверхность выходят пограничные карбонатные отложения верхнего девона-нижнего карбона, содержащие маломощный (0.28–0.5 м) глинистый горизонт. Такие известные в регионе стратиграфы, как В.А. Чермных [49], В.С. Цыганко, Д.Б. Соболев, А.В. Журавлев [56] посвятили их изучению многие годы. Ими было установлено, что пограничный темноокрашенный глинистый горизонт залегает среди светлоокрашенных слабосиликатных известняков, с тончайшими прослоями темновато-серых силицитов. По их данным, граница девона и карбона (рис. 2, 3), проводится по кровле этого горизонта (рис. 4а), представленного черными тонко- и микрослоистыми аргиллитами. Именно к этому пограничному интервалу приурочена смена фаунистических групп. Слоистость

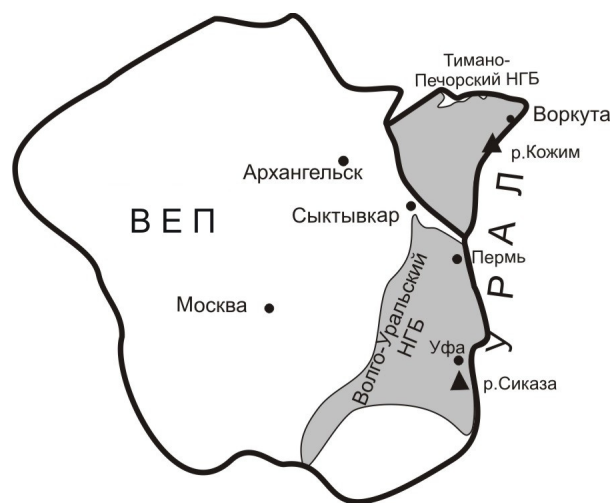


Рис. 2. Схема расположения разрезов.
ВЕП – Восточно-Европейская платформа; НГБ – нефтегазоносный бассейн.

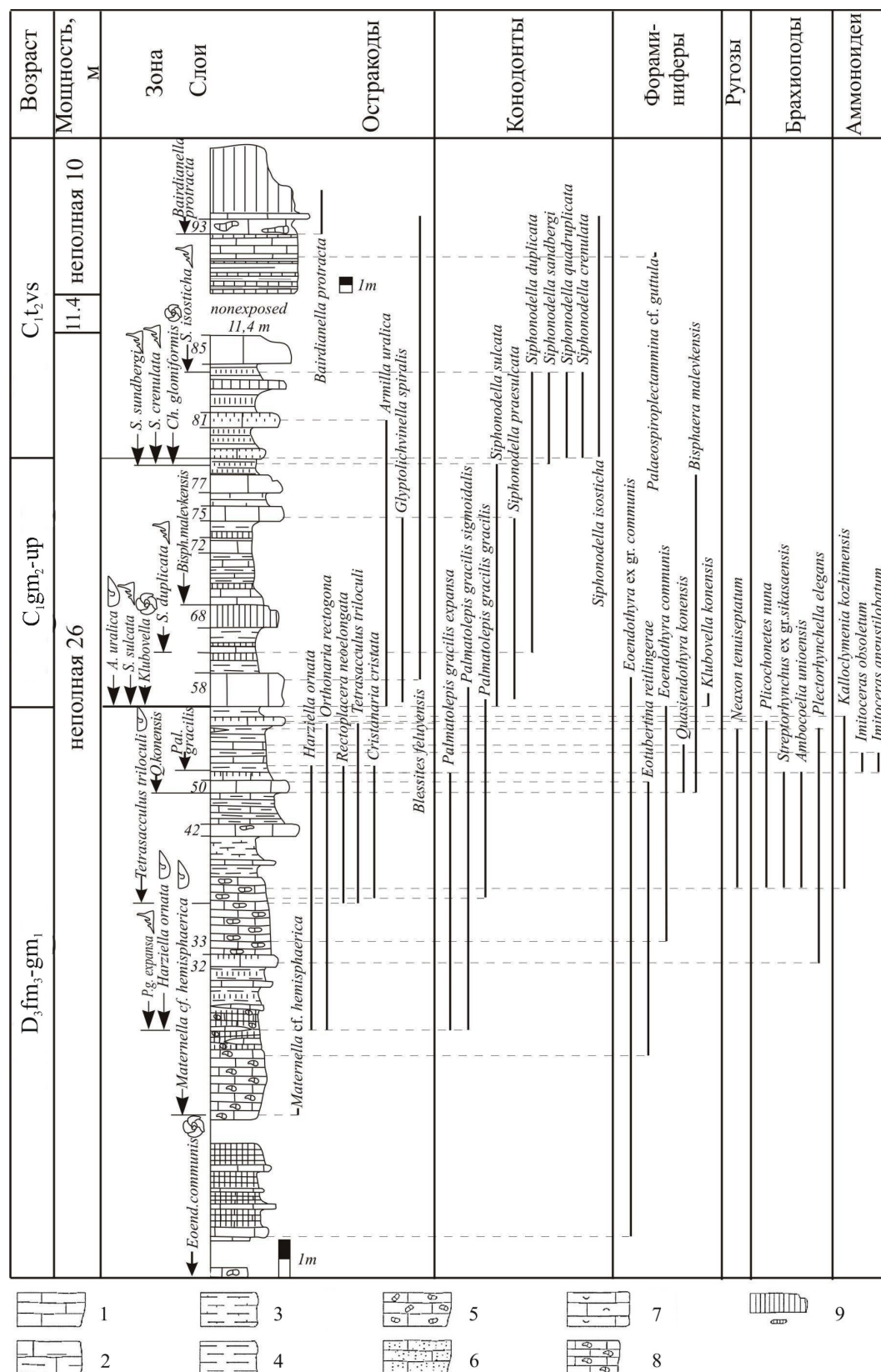


Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка и распределение фауны в разрезе фаменско-турнейских отложений на р. Кожим (по [41, 56]).

1 – известняк, 2 – глинистый известняк, 3 – известковый аргиллит, 4 – аргиллит, 5 – известняковая конглобрекция, 6 – известняковый песчаник, 7 – органогенно-орбломочный известняк, 8 – нодулярный известняк, 9 – кремни.

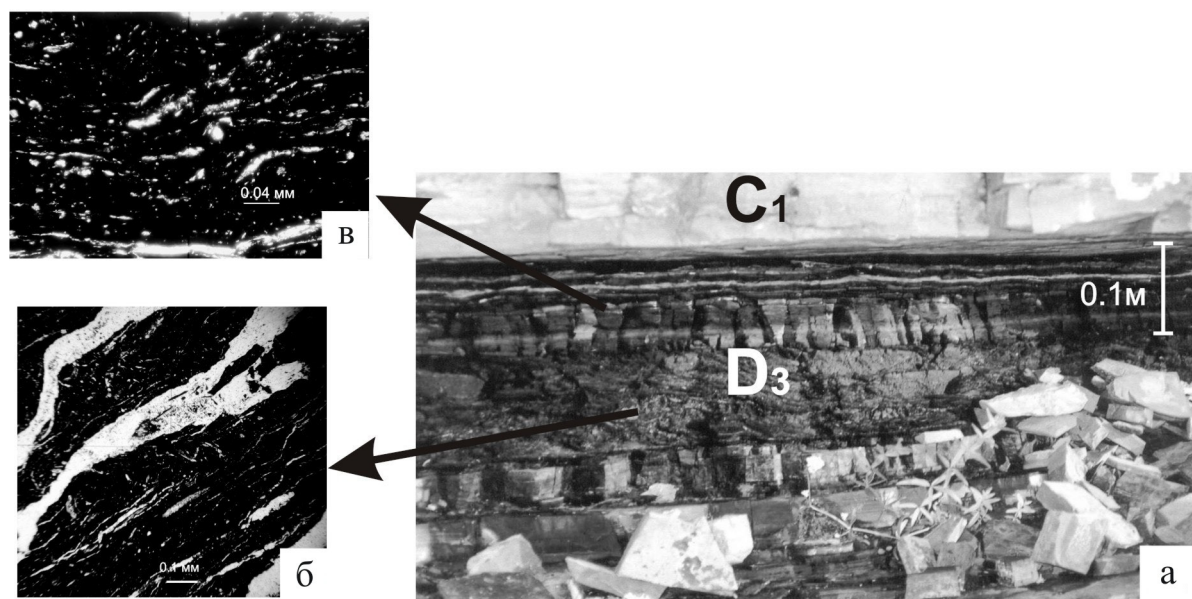


Рис. 4. Контакт девонских и каменноугольных отложений.

а – фрагмент обнажения, б – оползневые текстуры и деформации в черных аргиллитах, в – микротекстуры оползания в пограничных аргиллитах.

в глинистых породах подчеркивается тончайшими кремнистыми, или фтанитовыми (углеродисто-кремнистыми), или светлыми бентонитоподобными образованиями [54], или слоями микрозернистых известняков с микроконкрециями кремней кварц-халцедонового состава. Наблюдается рассеянная сульфидная минерализация в виде мельчайших скоплений микроагрегатов пирита. Встречаются редкие остатки радиолярий и спикул губок, реже фораминифер, аммоидей [5], конодонтов и глубоководных остракод [41]. В кровле глинистых пород изредка встречаются переотложенные фрагменты конодонтов, в основном окатанных *Palmatolepis* sp., и остатки беззамковых брахиопод – лингул фаменского возраста [19].

На основании изучения биоты и литологии карбонатных отложений бассейна р. Кожим был сделан вывод, что осадкообразование в позднем девоне и раннем карбоне происходило в открыто-шельфовой относительно глубоководной части морского бассейна, куда временами поступал с суши глинистый материал.

Детальными литолого-геохимическими исследованиями предшественников [54] и авторов [37] была установлена различная природа глинистой составляющей описываемых аргиллитов: *терригенная* (за счет привноса пелитового материала с суши) и *аутигенная* (за счет преобразования ранее накопившегося пирокластического материала с возникновением тончайших пропластков бентонитов, позднее катагенетически измененных). На прерывистое поступление глинистого материала с суши указывает микро- и тонкослоистая текстура и наличие на макро- и микроуровнях

оползневых образований, деформаций (подводно-солифлюкционных по В.Т. Фролову [47]) и раздувов слоев (рис. 4б, в).

Присутствие пепловой вулканокластки обнаружено при изучении тонкой глинистой фракции (<0.001мм) рентгено-дифрактометрическим методом [35], а также геохимическими методами. В черных углистых аргиллитах с бентонитоподобными пропластками содержание стронция (обр. 3р) составляет всего 55 г/т, что значительно ниже кларка (300–450 г/т), в то время как в нижележащих аргиллитах (обр. 1р, 2р) его содержание колеблется от 430 до 670 г/т. Резко пониженное содержание стронция и несколько повышенное содержание бария (360 г/т) может свидетельствовать о привносе пирокластического материала.

Минеральный состав тонкой глинистой фракции преимущественно иллитовый с небольшим содержанием аутигенных хлорита и каолинита, с незначительным присутствием смешаннослойных образований с разбухающими слоями (сметтит-иллит, сметтит-хлорит, сметтит-каолинит). Наличие подобных образований может указывать на то, что хлорит, иллит и другие силикаты могли быть прекурсорами (строительным материалом) для каолинита. Судя по составу минеральных фаз, их образование могло происходить за счет преобразования исходного пирокластического материала.

Отдельные интервалы разреза аргиллитов обогащены ОВ ($C_{ор}$ – до 7–17%), редкими и редкоземельными элементами, источником которых, вероятнее всего, явился также пирокластический материал.

Из всего вышесказанного следует, что формирование глинистых пород происходило в открыто-

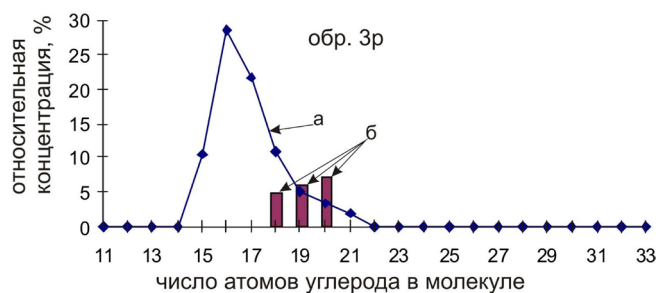


Рис. 5. Гистограмма распределения нормальных (а) и изопреноидных (б) алканов в битумоиде, извлеченном из аргиллитов зоны контакта.

шельфовой относительно глубоководной (западинной) части морского бассейна, куда временами поступал пирокластический и глинистый материал. Имели место кратковременные перерывы в осадконакоплении, которые трассируются микроконкрециями кремней [8]. На уровне прослоя аргиллитов фиксируется неустойчивое (аномальное) состояние геомагнитного поля [14].

Изотопный состав углерода для глинистых пород, в целом, характеризуется относительно высокими значениями δC^{13} (от +2.7 до +2.95‰), а кислорода – относительно низкими величинами $\delta^{18}O$ (от 24.0 до 24.3‰) [56]. Изотопный состав кислорода обусловлен незначительными постседиментационными преобразованиями карбонатной составляющей. Положительные значения величин изотопов углерода (δC^{13}), вероятнее всего, свидетельствуют о наличии в них аллохтонного карбоната кальция (по-видимому, микробиальной природы), привнесенного в морской бассейн из более мелководных участков. Изотопный состав δC^{13} и δO^{18} не противоречит палеонтологическим и литологическим данным. В отличие от разрезов Западной Европы, США и Канады, изотопно-геохимической аномалии на этом уровне не отмечается.

При геохимических исследованиях, для определения состава исходного ОВ пород, условий его осадконакопления, а также степени катагенетического преобразования, были использованы данные по распределению таких ациклических углеводородов (УВ), как алканы нормального строения (н-алканы) и алканы с разветвленной цепью, особенно соединения, имеющие изопреноидную структуру. Эти соединения относительно стабильно сохраняются во времени и в геологических условиях, а также достаточно легко анализируются [46]. Каждый генетический тип ОВ характеризуется специфическим распределением н-алканов, в зависимости от его источника. Для зеленых и “синезеленых” (т.е. цианобактерий) водорослей характерны такие алканы, как н-пентадекан (н- C_{15}) и н-гептадекан (н- C_{17}), реже – н-октадекан (н- C_{18}) [46, 48]. Преобладание четных среднемолекулярных углеводородов характерно для углеводородов бак-

терий, а преобладание н-алкана состава C_{16} является характерным признаком гетеротрофных микроорганизмов. Наземные растения синтезируют УВ н- C_{25-37} , входящие в состав восков (наиболее распространены н-алканы состава C_{27} , C_{29} и C_{31}) [48].

Среди изопреноидов наиболее распространены соединениями являются пристан – i- C_{19} (Pr) и фитан – i- C_{20} (Ph), генетически связанный с непредельным изопреноидным спиртом – фитолом, который образуется при разложении природного пигмента – хлорофилла. Считается, что преобразование фитола в осадке связано с двумя конкурирующими процессами, приводящими к образованию пристана и фитана, соответственно. В бескислородных условиях из фитола образуется фитан, а относительно повышенное содержание в породе пристана свидетельствует об окислительной обстановке в раннем диагенезе. По данным газо-жидкостной хроматографии (ГЖХ) битумоидов, выделенных из аргиллитов ($C_{орг}$ 14–17%) зоны контакта, отмечается преобладание низкомолекулярных н-алканов с максимумом распределения н- C_{16} и практически полное отсутствие н-алканов в высокомолекулярной области (рис. 5). Это подтверждает присутствие гетеротрофных микроорганизмов и, отчасти, цианобактерий и относительно глубоководные обстановки осадкообразования, а низкое значение отношения пристан/фитан (0.85) позволяет говорить об анаэробных (восстановительных) условиях формирования черных аргиллитов.

Исходя из геотектонических, палеонтологических, литологических, геохимических и других данных следует, что на рубеже девона и карбона произошло дальнейшее погружение с образованием застойных впадин, вероятнее всего, в связи с проявлением геологического события регионального масштаба, выявленного А.Н. Диденко и Н.В. Лубниной [16] на основании палеомагнитных и геологических исследований. В позднем девоне отмечается “...возникновение новообразованного океанического бассейна Ангаючан на стыке Восточно-Европейского континента и примыкавшей к нему среднепалеозойской аккреционной системы Палеоурала. Становление океанического бассейна сопровождалось излияниями позднедевонских толеитовых базальтов” [16, с. 17]. В позднедевонско-раннекаменноугольное время произошло дальнейшее его углубление [31 и др.]. В Кожимской палеовпадине этого океана накопление осадков происходило в относительно глубоководных аноксидных условиях на фоне неустойчивого (аномального) состояния геомагнитного поля [14] и нестабильной тектонической обстановки.

Пограничные черные аргиллиты можно рассматривать как маркерный горизонт, в котором наблюдаются: сонахождение мелководных и относительно глубоководных форм фауны; повышенное содержание $C_{орг}$ (нередко до 14–17%); оползневые тексту-

ры на макро и микроуровнях. Кроме того, присутствует преобразованный пирокластический материал. Формирование глинистого горизонта происходило на рубеже позднего девона и раннего карбона в эпоху проявления ранней стадии герцинского орогенеза, почти одновременно со временем проявления ХГГС, что косвенно отражено в литологии и геохимии минеральной составляющей, содержании S_{org} а также в составе палеосообществ. Таким образом, данный глинистый горизонт можно рассматривать как седиментологический маркер ХГГС рубежа девона-карбона, формирование которого происходило на фоне тех геотектонических и геодинамических процессов, которые в это время проявились и в других регионах Северного полушария.

На Южном Урале типовые разрезы пограничных отложений девона-карбона обнажаются в предгорной части Башкортостана (в бассейнах рек Сиказа, Зюган, Уйсуга и Рязук), в степной его части эти отложения перекрыты мощной толщей карбонатных пород карбона и нижней перми. Биостратиграфически наиболее хорошо изучен разрез по р. Сиказа (известный как разрез Сиказа), который является парастратотипом для данной территории. Этот разрез расположен в среднем течении реки, выше с. Макарово (Ишимбаевский район) и представлен отложениями лытвинского $D_3fm_3(lytv)$, гумеровского $D_3fm_3-C_1t_1(gum)$ и малевского $C_1t_1(ml)$ горизонтов. В геотектоническом отношении разрез Сиказа находится в западном обрамлении Башкирского мегантиклинория и его слагают в основном мелководно-шельфовые известняки континентальной окраины [12, 33 и др.].

Впервые упомянутый разрез был изучен в начале второй половины XX столетия З.А. Сеницыной и И.И. Сеницыным при геологическом картировании листа N-40-XXI. Эти авторы дали его послойное описание с биостратиграфическим расчленением, которое используется палеонтологами и геологами до настоящего времени. Биостратиграфическое изучение пограничных отложений с расчленением на фораминиферовые и конодонтовые зоны в разные годы проводились Д.В. Наливкиным (1945), В.Н. Крестовниковым и В.С. Карпышевым (1948), Л.И. Кононовой (1969, 1979), Л.И. Кононовой и О.А. Липиной (1971), А.А. Султанаевым (1973), З.А. Сеницыной (1975), З.А. Сеницыной и др. (1975, 1984), Н.М. Кочетковой и др. (1980, 1985, 1986, 1988), В.Н. Пазухиным (1986, 2008), Е.И. Кулагиной и З.А. Сеницыной (2000), Е.И. Кулагиной и Н.Б. Гишман (2005), В.Н. Пазухиным и Е.И. Кулагиной (2009) и др. [45]. Согласно этим исследованиям, было принято решение о проведении границы между девонской и каменноугольной системами по подошве гумеровского горизонта, являющегося базальным горизонтом каменноугольной системы [43]. По решению Международной комиссии по стратиграфии девона, данная граница, одна-

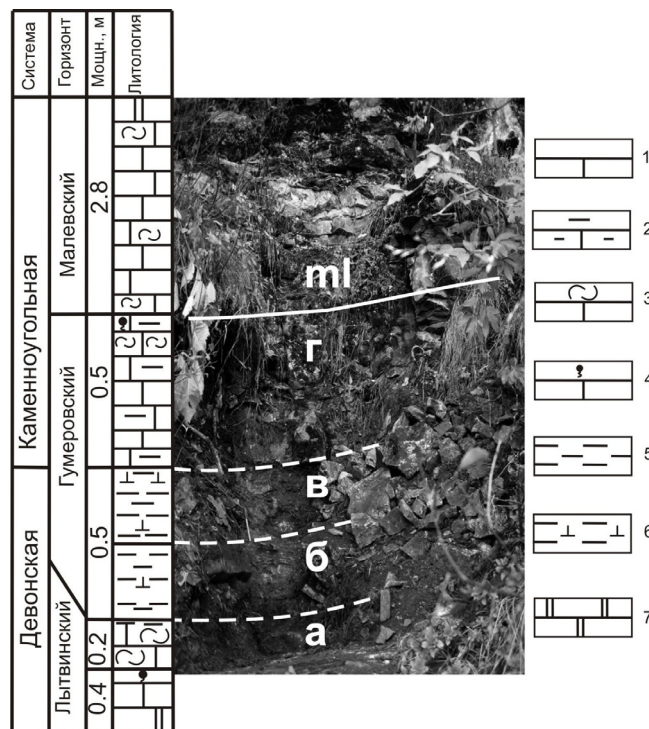


Рис. 6. Карбонатный разрез Сиказа.

Горизонты: а – лытвинский, б–г – гумеровский, ml – малевский. 1 – известняк, 2 – известняк глинистый, 3 – известняк микротово-микробный, 4 – известняк битуминозный, 5 – глины, 6 – глины известковистые, 7 – доломит.

ко, проводится по первому появлению конодонтов *Siphonodella sulcata*, встречающихся в разрезах западного склона Южного Урала не в основании данного горизонта, а в верхней его части [30]. В настоящее время рядом исследователей предлагается еще один вариант стратиграфической схемы с проведением границы между двумя системами внутри гумеровского горизонта, имеющего трехчленное деление. Нижняя часть горизонта (рис. 6, слой б) содержит девонские конодонты зоны *Siphonodella praesulcata* и девонские миоспоры палинозоны LE₂. В средней части (слой в) определен комплекс конодонтов с девонскими видами (*Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polignathus inornatus* Branson et Mehl, *Pseudopolignathus dentilineatus* Branson, *Pelekysgnathus crassus* Paz.sp.nov. и др.) и миоспор палинозоны PLE, характерных для конца позднего девона. Верхняя его часть (слой г) с миоспорами палинозоны PM и конодонтами *S.sulcata*, характерна для карбона [30]. Авторы принимают этот вариант стратиграфической схемы, так как палеонтологические данные хорошо согласуются с литологическими.

В карбонатном разрезе Сиказа (рис. 6, 7) интервал, соответствующий уровню хангенбергских сланцев и соответственно времени проявления ХГГС, приурочен к нижней части гумеровско-

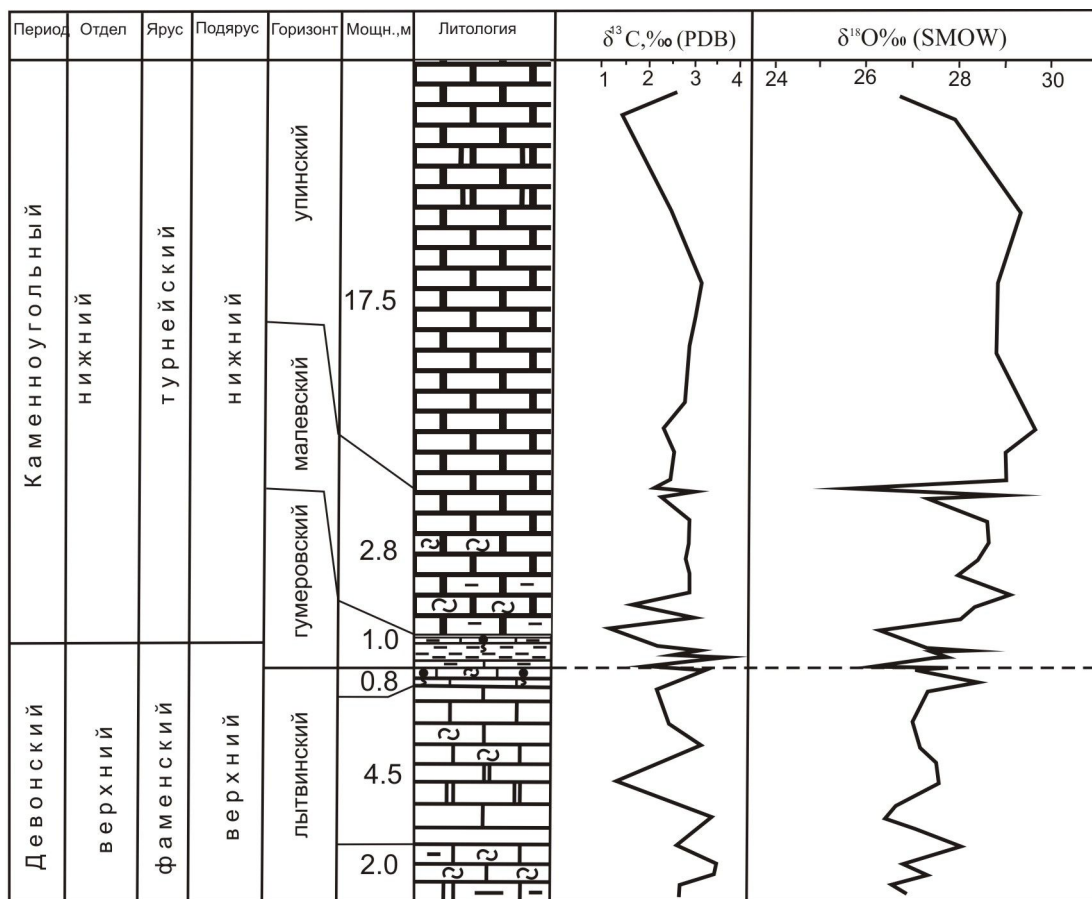


Рис. 7. Разрез зоны контакта девона-карбона в обнажении по р. Сиказа и кривые распределения величин изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Условные обозначения см. рис. 6.

го горизонта $D_3fm_3-C_1t_1$ (gum), в основании которого залегают маломощные (0.4–0.5 м) известково-глинистые отложения верхнефаменского подъяруса верхнего девона. Верхняя его часть (мощностью около 0.5 м) представлена слабоглинистыми известняками нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона. Отложения гумеровского горизонта залегают между известняками лытвинского горизонта мощностью около 10.5 м, а в наиболее хорошо обнаженной его части – 7.3 м, и малевского горизонта – 2.8 м [30, 36, 40]. Для восстановления более достоверной картины образования отложений гумеровского горизонта мы приводим подробное его описание, а также детальную характеристику известняков лытвинского и малевского горизонтов.

Лытвинский горизонт

В основании наблюдается пачка (мощностью около 2.0 м) тонкого переслаивания двух литотипов известняков: темновато-серых мелкокомковатых и темно-серых или черных афанитовых. Мелкокомковатые известняки перекристаллизованные с мелкими остатками фораминифер, кальцисфер (изменен-

ных радиолярий, по В.С. Вишневской и К.М. Седаевой [9]) и единичных остракод. Афанитовые известняки микрито-микробиальные доломитистые и частично перекристаллизованные, с обильными остатками микритизированных раковин мелких фораминифер, остракод, кальцисфер (радиолярий), нитей красных водорослей и обломками микрито-микробиальных известняков. Основная часть разреза (мощностью до 4.5 м) представлена неравномерным переслаиванием микрито-микробиальных среднеплитчатых и полидетритовых мелкоплитчатых разностей известняков. Микрито-микробиальные известняки доломитовые, в отдельных интервалах переходят в доломиты известковые, знаменуя собой некоторое обмеление бассейна. Известняки полидетритовые слабо битуминозные с преобладанием остатков фораминифер, мшанок и брахиопод над остатками члеников криноидей и красных водорослей. Появление обильной морской фауны в известняках указывает на периодическое свободное сообщение с открытыми шельфовыми частями морского бассейна и на нормальные морские условия. Далее происходило обмеление и появление сначала микробиально-

го карбоната накопления, а затем кратковременно-го доломитообразования в аридных (семиаридных) условиях, когда испарение превосходило поступление в бассейн седиментации вод нормальной морской солености. В целом, разрез этой части литвинского горизонта характеризуется трансгрессивно-регрессивным строением.

Выше основной пачки наблюдается чередование (0.2 м) мелкоплитчатых микритово-микробиальных известняков с редкими биогенными остатками и тонкоплитчатых разностей с обильными остатками фораминифер, двустворок и брахиопод с постепенным исчезновением из разреза афанитовых известняков микробиальной природы с редкими биогенными остатками. Над ними залегают тонкоплитчатые, литологически разнообразные известняки. В их основании наблюдаются слабо битуминозные фораминиферо-криноидные разности с единичными микробиальными желвачками и редкими остатками двустворок и красных водорослей, ориентированными по наслоению. Вверх по разрезу эти породы сменяются тонким переслаиванием (мощностью до 0.1 м) перекристаллизованных микритово-микробиальных известняков то с редкими, то с обильными остатками мелких фораминифер, кальцисфер и крайне редких остракод, красных водорослей. Выше, в свою очередь, залегают тонкослоистые известняки (мощностью 0.3 м) с незначительной примесью глинистого материала (менее 10%) и остатками мелких (до 1 мм в поперечнике) члеников криноидей и створок раковин остракод, также ориентированных по наслоению. Венчают разрез литвинского горизонта (рис. 6, слой а – зиганские слои) мелкоплитчатые микритово-микробиальные известняки (мощностью 0.2–0.3 м), с обильными и разнообразными остатками кораллов, криноидей, брахиопод, двустворок, реже конодонтов зоны *Siphonodella praesulcata*, кальцисфер и остракод. В самой их кровле отмечаются крайне редкие мелкие кремневые конкреции халцедонового состава, которые фиксируют скрытый кратковременный перерыв в осадконакоплении [8]. Строение и быстроменяющийся по разрезу литологический состав тонко- мелкоплитчатых известняков, а также наличие незначительной глинистой примеси и остатков кораллов и конодонтов косвенно свидетельствуют о начале морской трансгрессии с несколькими ее фазами в конце литвинского времени, максимальное проявление которой отмечено позже в гумеровское время. Контакт между отложениями литвинского и гумеровского горизонтов четкий, ясный, по неровной, слабо бугристой поверхности.

Гумеровский горизонт

В подошве залегает тончайший пропласток (до 0.02 м) глинистых известняков с остатками раковин мелких брахиопод, редких конодонтов и обильны-

ми обломками крупных члеников (до 5–7 мм в диаметре) криноидей. Вверх по разрезу глинистые известняки сменяются глинами (рис. 6, слой б), коричневатой или темно-серыми, неравномерно битуминозными, листовато-горизонтально-слоистыми, размокающими в воде, то слабо, то сильно известковистыми, с редкими створками очень мелких тонкостенных раковин остракод и единичными остатками брахиопод, криноидей, фораминифер, водорослей, вместе с тонкоизмельченными растительными остатками (аттритом) и обугленными фитокластами (плохой сохранности), ориентированными по наслоению. Далее глины постепенно переходят в микритово-микробиальные известняки (рис. 6, слой в) прерывисто-тонкослоистые битуминозно-глинистые (с содержанием глинистого материала до 30–35%) мелкокомковатого строения с призмами и микролинзочками глин вместе с углефицированными фитокластами. В этой части горизонта встречен комплекс миоспор, характерных для палинозоны LE–PLE с конодонтами *Siphonodella praesulcata*, относимых к позднему девону. Венчают разрез известняки мощностью до 0.5 м (рис. 6, слой г). В их основании с небольшим размывом залегают органогенно-обломочные, слабоглинистые (до 10–15% глинистого материала) известняки, переслаивающиеся выше с обломочно-детритовыми и детритовыми (преимущественно водорослево-остракодово-криноидными) слабо битуминозными разностями. В этой части разреза отмечается комплекс миоспор палинозоны РМ и появление вида-индекса *S. sulcata*, характерного для нижнетурнейского подъяруса [30]. Контакт с вышележащими известняками малевского горизонта четкий, ясный.

В известняках гумеровского горизонта фораминиферы встречаются крайне редко. Они представлены обедненным девонским комплексом (*Septglomospiranella grozdilovae* Poyarkov, *S. ex. gr. primaeva* Rauser, *Endothyra communis* Rauser), переходящим из подстилающих слоев, с доживающими квазиэндоптиридами. Здесь же обнаружены и однокамерные *Bisphera minima* Lipina, являющиеся измененными радиоляриями [9]. В комплексе конодонтов совместно с доживающими представителями рода *Palmatolepis* и транзитными видами родов *Polignatus*, *Pseudopolignatus*, *Bispathodus*, *Branmehla* отмечается эволюционный переход от *Siphonodella praesulcata*, характерного для позднего девона (рис. 6, слои б–в), к *S. sulcata*, относимого к карбону. В первичном захоронении *S. sulcata* появляется в верхней части горизонта (рис. 6, слой г) в отличие от переотложенных представителей девонских *Palmatolepis*, *Pelekygnathus* [30]. Сонахождение разных представителей родов конодонтов и преимущественно глинистый состав отложений (рис. 6, слои б–в) нижней части данного горизонта косвенно указывает на проявление трансгрессии, ее максимальной фазы,

по сравнению с трансгрессиями, происходившими в конце лытвинского и в первой половине гумеровского времени.

Малевский горизонт

Принадлежит нижнетурнейскому подъярсу. Он представлен карбонатными отложениями (мощностью около 2.8 м) с неравномерным чередованием полидетритово-шламовых и микритово-микробиальных известняков в той или иной степени доломитистых, с редкими остатками криноидей и желвачков микробионтов или с обильными остатками фораминифер, реже кораллов, мшанок, остракод, брахиопод и кальцисфер. Присутствие известняков с разнообразной морской фауной, в том числе кораллов, мшанок, измененных радиолярий (кальцисфер), свидетельствует о том, что морской водоем периодически имел свободное сообщение с открытым шельфом. Бассейн временами мелел, тогда шло образование доломитистых микритово-микробиальных известняков с резко обедненным составом биогенных остатков (преимущественно мелкие членики криноидей и желвачки микробионтов). Вследствие этого, разрез данного горизонта характеризуется регрессивно-трансгрессивным строением.

Из приведенного выше описания пограничных отложений девона-карбона следует, что глинистые отложения наблюдаются только в нижней части гумеровского горизонта (слои б–в). Они представлены двумя литотипами, неравномерно чередующимися между собой: 1) глинами известковыми (до 40–45% CaCO_3) неяснослоистыми с обилием мельчайших комочков микробионтов и 2) глинами известковистыми (до 15–20% CaCO_3) микрослоистыми с мелким детритом раковин остракод, единично кальцисфер и редкими обугленными растительными остатками (фитокластами и атритом). В глинах известковая составляющая представлена продуктами биохимической деятельности микробиальных сообществ – микробионтов в виде многочисленных мельчайших комочков [22 и др.] или только мелкими остатками детрита раковин тонкостенных остракод вместе с крайне редкими кальцисферами.

Изотопный состав углерода для глинистых пород, в целом, характеризуется относительно высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от +2.7 до +2.95‰) и относительно низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (от 27.45 до 27.70‰). Изотопно-геохимические параметры незначительно отличаются друг от друга, несмотря на разное количественное содержание известкового материала в глинах и его различную природу, что косвенно свидетельствует о близких условиях образования обоих выделенных литотипов.

Карбонатные породы пограничных отложений девона $\text{D}_3\text{fm}_3(\text{lytv})$ и карбона $\text{C}_{1t_1}(\text{ml})$, а также верхней части гумеровского горизонта характеризуют-

ся, в целом, положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от +1.2 до +3.1‰), что свидетельствует об образовании карбонатного вещества в неглубоких водоемах с интенсивным развитием микробиальной жизни и интенсивным обменом водной массы с углекислотой атмосферы. В то же время, величины изотопного состава кислорода характеризуются более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от 26.3 до 28.2‰) по сравнению с карбонатами нормального осадочного морского происхождения ($\delta^{18}\text{O}$ – от 28.0 до 31.0‰). Вероятнее всего, несколько пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ обусловлены более высокими температурами вод палеоводоема. Об этом говорит присутствие доломитов на отдельных интервалах разреза, формирование которых происходило при кратковременном обмелении водоема на фоне микробиального карбонатонакопления, что косвенно подтверждается положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Изотопно-геохимические характеристики глинистых и карбонатных пород позволяют предположить, что их образование происходило в близких и аналогичных условиях. В данном разрезе изотопно-геохимическая аномалия не прослеживается, что, вероятнее всего, связано с палеогеографическими особенностями образования отложений.

На рубеже девона и карбона в Восточной (центральные районы России, Поволжье, Приуралье) и Западной Европе, США и Канаде отмечается несколько фаз обширной трансгрессии. На Южном Урале, в западном обрамлении Башкирского мегантиклинория, представлявшего собой мелководный шельф пассивной окраины Европейского континента [12, 50 и др.], в ее начальную фазу в бассейн седиментации поступал в малом количестве глинистый материал и разносился морскими течениями по его акватории. Об этом косвенно свидетельствует присутствие в основании гумеровского горизонта тончайшего пропластка слабоглинистых известняков (мощностью до 0.02 м), образовавшихся в результате влияния морских течений, с остатками раковин мелких брахиопод и с обильными обломками крупных члеников криноидей, живущих, как правило, в зоне действия течений. При максимальной фазе трансгрессии увеличилось поступление алюмосиликатного материала и расширились ареалы распространения конодонтов, временами глинистая седиментация преобладала над карбонатонакоплением, в результате чего происходило формирование литологически неоднородного глинистого горизонта (*в виде тонко-микрослоистых известковых и известковистых глин*) с комплексом доживающих, транзитных и эволюционирующих конодонтов. Со второй половины гумеровского времени карбонатонакопление стало преобладать над глинистой седиментацией, появились биокластовые и биокластово-детритовые слабоглинистые известняки с остатками криноидей, в меньшей степени, остракод и водорослей. Таким образом, дан-

ный глинистый горизонт среди пограничных карбонатных отложений девона-карбона можно рассматривать как седиментологический маркер [27, с. 18–21], время формирования которого хронологически совпадает со временем проявления ХГТС. Он знаменует собой проявление максимальной фазы трансгрессии, имевшей место в первой половине гумеровского времени.

Таким образом, время формирования глинистых отложений гумеровского горизонта разреза Сиказа (согласно современным стратиграфическим исследованиям) соответствует времени проявления ХГТС. В то же время, на границе девона-карбона в разрезе Сиказа не наблюдается резких изотопных аномалий углерода и кислорода в отличие от аналогичных разрезов других районов Северного полушария. Это может быть связано со слабо выраженным проявлением геологического события в данном регионе, почти не повлиявшего на изменение палеоландшафтных условий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного исследования литологии, стратиграфии, геохимии органического вещества, изотопии углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) пограничных отложений девона и карбона западного склона Приполярного и Южного Урала могут быть сделаны следующие выводы.

1. В карбонатных разрезах вблизи границы девон-карбон зафиксирован маломощный глинистый горизонт. Однако, состав, текстурные особенности и условия образования данного горизонта в обоих изученных разрезах различаются.

2. На Приполярном Урале глинистый горизонт в кровле фаменского яруса представлен пластом черных аргиллитов (мощностью 0.28–0.5 м), обогащенных $\text{C}_{\text{орг}}$ (7–17%), с тончайшими пропластками измененных бентонитов и кремневыми микроконкрециями. Глинистая составляющая аргиллитов имеет различную природу: *терригенную* и *аутигенную*. По строению и составу эти породы являются аналогами сланцев Хангенберг. Их формирование происходило на фоне нестабильной геотектонической обстановки и расширения образованного в позднем девоне океанического бассейна Ангаючан, а также неустойчивого (аномального) состояния геомагнитного поля Земли, в относительно глубоководных аноксидных условиях. Следовательно данный глинистый горизонт можно рассматривать как седиментологический маркер палеотектонического события, произошедшего в этом регионе на рубеже девона-карбона.

3. На Южном Урале глинистый пласт (мощностью до 0.5 м), залегающий в нижней части гумеровского горизонта, представлен сильно известковыми, неясно слоистыми глинами, неравномерно чередующимися с менее известковистыми микро-

слоистыми разностями. Их формирование происходило в мелководно-морской обстановке на фоне проявления максимальной фазы морской трансгрессии, которая, вероятно, была следствием проявления Хангенбергского глобального геологического события. Глинистый горизонт, в этом случае, можно рассматривать как седиментологический маркер палеогеографического события – повышения уровня моря на рубеже девона и карбона. В данном случае имело место доминирование эвстатического фактора над тектоническим.

4. Описанные глинистые горизонты можно рассматривать в качестве событийно-литостратиграфического уровня в позднем палеозое, время формирования которого совпадает со временем проявления ХГТС. По своей сути, он является седиментологическим маркером крупного абиотического события, в котором запечатлена перестройка палеоэкосистемы и биосферы на рубеже позднего девона и раннего карбона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов К.А. Глобальные металлогенические стратоуровни и их рудогенерирующие источники // Фундаментальные проблемы месторождений полезных ископаемых и металлогения: мат-лы XXI Междунар. научн. конф. М.: МГУ, 2010. С. 117–118.
2. Алексеев А.С. Массовое вымирание в фанерозое. Автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.
3. Барсков И.Б., Кононова Л.И., Алексеев А.С. О биостратиграфическом распределении и выборе разреза границы верхнего девона-нижнего карбона // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1985. Т. 60, Вып. 5. С. 45–57.
4. Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ, 1989. 176 с.
5. Богословский Б.И., Кузина Л.Ф. Позднедевонские аммоноидеи бассейна р. Кожим на Приполярном Урале // Палеонтологический журнал. 1980. № 2. С. 69–73.
6. Веймарн А.Б., Дегтярев К.Е., Тевелев А.В. Характер проявления позднедевонских плюмтктонических и плиттктонических процессов в Казахстане и их взаимоотношения // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 5. С. 14–21.
7. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых регионов Евразии. Ст. 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, Вып. 4. С. 34–47. Вып. 6. С. 9–23.
8. Вишневская В.С., Седаева К.М. Кремнистые образования в карбонатных и терригенно-карбонатных породах мезозоя Большого Кавказа // Литология и полез. ископаемые, 1988. № 5. С. 28–41.
9. Вишневская В.С., Седаева К.М. Ревизия некоторых таксонов фораминифер отряда Parathuramminoidea и вопросы эволюции фораминифер и радиолярий // Палеонтологический журнал. 2002. № 6. С. 15–24.
10. Гагиев М.Х., Кононова Л.И., Шульгина В.С., Колесов Е.В. Граница девона и карбона в разрезе Каменка (Северо-Восток СССР) // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1991. № 6. С. 59–70.

11. *Горожанина Е.Н., Карнаухова 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.
12. *Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М.* Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале // Типовые разрезы карбона и потенциальные глобальные стратотипы: мат-лы Междунар. полевого совещ., Южноурал. сессия. Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2009. С. 12–21.
13. *Граница девона и карбона на территории СССР.* Минск: Наука и техника, 1988. 383 с.
14. *Данукалов Н.Ф.* Магнитостратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений бассейна р. Кожим (Приполярный Урал) // Магнитные свойства пород и минералов. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 73–75.
15. *Дергачев А.Л.* Эволюция вулканогенного колчеданобразования в истории Земли. Автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 60с.
16. *Диденко А.Н., Лубнина Н.В.* Девонско-каменноугольный этап развития Полярного Урала: новые палеомагнитные и геологические данные // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 4. С. 12–19.
17. *Журавлев А.В.* Фациально-стратиграфические аналогии сланцев и известняков Хангенберг на Приполярном Урале // Известия вузов. Геология и и разведка. 1990. № 8. С. 121–123.
18. *Журавлев А.В.* Позднедевонское (Хангенбергское) событие // Методическое пособие: Использование событийных стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. С. 41–53.
19. *Колесов Е.В.* Хангенбергское глобальное геологическое событие и инверсии геомагнитного поля на рубеже девона–карбона // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 2003. С. 148–185.
20. *Колесов Е.В.* Хангенбергское глобальное геологическое событие и инверсии геомагнитного поля на рубеже девона и карбона // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 2007. С. 144–147.
21. *Кузнецов Ю.И., Мокишкова В.Е., Зверева К.А.* Стратиграфические типовые разрезы девонских и каменноугольных отложений Пермского Прикамья. Пермь: Изд-во газеты Звезда, 1969. 205с.
22. *Кулешов В.Н., Седая К.М.* Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 5. С. 508–526.
23. *Липина О.А., Рейтлингер Е.А.* Граница девона и карбона в морских отложениях // Границы геологических систем. Сб. к 70-летию акад. В.В. Меннера. М.: Наука, 1976. С. 94–110.
24. *Максимова С.В.* Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1978. Т. 53 (6). С. 152–161.
25. *Максимова С.В., Губарева В.С.* Что такое малевский горизонт? // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 433. Новосибирск: Наука, 1980. С. 131–138.
26. *Малышев Н.А., Никишин А.М., Драчев С.С.* Тектоническая история российских арктических шельфов и сопредельной суши // Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 19–23.
27. *Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации.* М.: МГУ, 1998. 190 с.
28. *Опорные разрезы и корреляция границы девона и карбона Евразии.* Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. 166 с.
29. *Опорные разрезы и фауна турнейского яруса на Южном Урале.* Л.: ВНИГРИ, 1973. 120 с.
30. *Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Седая К.М.* Граница девона–карбона на западном склоне Южного Урала // Типовые разрезы карбона и потенциальные глобальные стратотипы: мат-лы Междунар. полевого совещ., Южноурал. сессия. Уфа: Дизайн Полиграф-Сервис, 2009. С. 22–33.
31. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х. и др.* Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
32. *Перродон А.* Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.
33. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
34. *Рейтлингер Е.А.* Граница девона и карбона на современном этапе ее изученности // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 20. 1977. С. 21–53.
35. *Рябинкина Н.Н., Симакова Ю.С.* Минеральные индикаторы палеовулканизма в терригенных разрезах нижнего карбона севера Предуралья прогиба // Литология и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 7. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 59–70.
36. *Седая К.М., Кулешов В.Н., Горожанина Е.Н. и др.* Хангенбергское глобальное геологическое событие и его отражение в литологии и изотопном составе ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) разреза р. Сиказа (Башкортостан, Ю.Урал) // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли: тр. Междунар. науч. конф. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 251–255.
37. *Седая К.М., Рябинкина Н.Н., Валяева О.В.* Отражение Хангенбергского глобального геологического события в разрезах р. Кожим и прилегающих территорий (Приполярный Урал, Республика Коми) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: мат-лы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 80–82.
38. *Симаков К. В.* Очерки по стратиграфии пограничных отложений девона и миссисипия Северной Америки. М.: Наука. 1984. 223 с.
39. *Симаков К. В.* Опорные разрезы и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Западной Европы. М.: Наука. 1985. 247 с.
40. *Синицына З.А.* Разрез нижнего карбона по р. Сиказа // Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Южного Урала (Башкирия). М.: Наука. 1975. С. 32–46.
41. *Соболев Д. Б.* Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 115 с.

42. Сташкова Э.К., Стукова Т.В. К вопросу о расчленении турнейского яруса // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 2007. С. 318–325.
43. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993. 151 л. схем.
44. Тектоника и зоны нефтегазоаккумуляции Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Недра, 1965. 247с.
45. Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: мат-лы. Междунар. полевого совещ., Южноурал. сессия. Уфа: Дизайн ПолиграфСервис, 2009. 240 с.
46. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефтей. М.: Мир, 1981. 501с.
47. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: МГУ, 1984. 222 с.
48. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982. 704 с.
49. Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
50. Чувашов Б.И. Позднедевонские и каменноугольные карбонатные платформы Уральского складчатого пояса (условия становления и отмирания) // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюция, минерагения: мат-лы 4-го регион. Уральск. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 163–165.
51. Чувашов Б.И. Фанерозойская история Восточно-Европейской и Сибирской платформ и Урало-Сибирского подвижного пояса // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: мат-лы Всерос. науч. конф. Казань: КГУ, 2007. С. 368–372.
52. Шиманский В.К., Баженова Т.К., Васильева В.Ф. и др. Вопросы эволюции исходного органического вещества нефтегазоматеринских формаций и его производных в истории Земли // Новые идеи, теоретические обобщения и методические решения в нефтяной геологии. СПб.: Недра. 2004. С. 59–75.
53. Шупилов Э.В. Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов // Мат-лы XL Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 332–335.
54. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Андреев Г.И. и др. Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р. Кожым // Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар: ИГ КомиФАН СССР, 1979. С. 3–36.
55. Ярошенко А.В. Органогенные постройки в разрезах палеозоя карбонатных платформ Прикаспийской синеклизы // Геология рифов: мат-лы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 198–201.
56. Subpolar Urals Field Trip Guidebook, July 16–23, 2000. IGGP 406. Syktyvkar, 2000.
57. Walliser O.H. Geologic processes and global events // Terra cognita. 1984. № 4. P. 17–20.
58. Walliser O.H. Global events and event stratigraphy in Phanerozoik // Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1995. 333 p.

Рецензент Г.А. Мизенс

The Hangenberg global geological event on Devon-Carbon boundary strata on the western slope of Prepolar (the Kozhim River) and Southern (the Sikaza River) Urals

K. M. Sedaeva*, N. N. Ryabinkina**, V. N. Kuleshov***, O. V. Valyaeva**

*Moscow State University

**Institute of Geology Komi Science Center, Urals Branch of RAS

*** Geological Institute of RAS

In carbonate sections of the Devonian-Carboniferous boundary within the western slopes of the Urals we detect a clayish horizon, which can be traced as in open-shelf relatively deep-water (the Kozhim River), as well as in shallow-water shelf (the Sikaza River) sediments. The time of its formation coincides with the biotic crisis on the edge of the Devonian-Carbon timeline, with mass extinction of the organisms on the level of families and tribes. The interval of clayish horizon is a natural edge, which contains evidence of transformation within paleo-ecosystem and biosphere due to the impact of a major geological event, known as Hangenberg global geological event. We carried out a detailed research of the clayish horizon lithology in accordance to the data of organic matter geochemistry and of carbon and oxygen isotopy. The significant spreading of the horizon along the periphery of the European Platform allowed to the authors to consider the horizon as one of the lithostratigraphic event levels of the Late Paleozoic.

Key words: Hangenberg global geological event, lithostratigraphic event levels, geotectonic processes, biotic crisis, clayish horizon, the Late Devonian, the Early Carboniferous.