



ДРЕВНИЕ ТРАВЕРТИНЫ НА ГРАНИЦЕ ОРДОВИКА И СИЛУРА: ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ИЗОТОПНОГО ФЕНОМЕНА

К. г.-м. н.

Т. В. Майдль

maydl@geo.komisc.ru

Изотопное «событие», связанное с оледенением и массовым вымиранием в самом конце ордовика — в хирнантии, является предметом многочисленных и всесторонних исследований. Пик интереса к данному изотопному феномену, проявившемуся в положительных трендах величин $\delta^{13}C_{\text{карб}}$, $\delta^{13}C_{\text{орг}}$, часто и величины $\delta^{18}O$, пришелся на 80—90-е гг. прошлого столетия. Различные объяснения этого феномена были обобщены и проанализированы К. Вангом, И. Маршалом, П. Бренчли и др. [16—18, 23, 24]. В настоящее время доказано, что ордовикский биотический кризис стартовал ещё до начала ашгиллия и развивался ступенчато [1, 7, 20]. Кульминацией же кризиса явилось событие массового вымирания, главные фазы которого совпали по времени с началом и окончанием оледенения и позднейшим ордовикским ярусом хирнантием, продолжительность которого по различным геохронологическим шкалам оценивается от 0.5—1 до ~2 млн лет. Согласно интерпретации батиметрических и изотопных данных, на начало хирнантия температура тропических вод понизилась до 8—10 °С, а уровень моря упал на 70—100 м, осушив значительную часть древних карбонатных платформ. В осадках хирнантия величина отношения $\delta^{13}C$, неизменно оставаясь аномальной, со второй его половины начала постепенно снижаться. Потепление сопровождалось активным таянием ледниковых щитов, быстрым повышением уровня моря и развитием аноксии в морских бассейнах. Изотопная углеродная аномалия исчезла.

Несмотря на то, что причины, вызывавшие эти широко распространенные изменения *далеко не ясны*, сам факт наличия стресса, обусловившего крупнейшее биотическое событие рубежа позднего ордовика—раннего силура и совпавшего по времени как со сменой обстановок седиментации, так и с упомянутым выше изотопным событием, позволяет стратиграфам весь-

ма конструктивно использовать данный изотопный эффект для региональных и глобальных корреляций [21, 16].

Гляциоэвстатическое падение уровня моря и экспонирование карбонатных платформ проявилось в крайне редкой встречаемости полных разрезов пограничных отложений и широко распространении стратиграфических перерывов на этом уровне. Хотя отчасти факты пограничного О-S несогласия могли быть вызваны и стремительным распространением силурийской трансгрессии при дегляциации [16].

Новые стратиграфические и хемостратиграфические данные, полученные коллективом сотрудников Института геологии Коми НЦ УрО РАН и их эстонскими коллегами, позволили установить, что стратотипический разрез верхнего ордовика на р. Кожим (обн. Кожим-108, Кожим-116) относится к числу наиболее полных разрезов и содержит отложения аналога хирнатиевого горизонта верхнего ордовика, фиксируемого главным образом по характерным для этого уровня позитивным трендам величины $\delta^{13}C$ и цикличной смене осадочных толщ — секвенций [2, 4, 15]. В результате, литологическая пачка пород, заключенная между палеонтологически охарактеризованными позднеордовикскими и раннесилурийскими толщами, и демонстрирующая позитивный углеродный изотопный эффект, была предложена в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения — юнкошорских слоев [3, 14].

Пачка сложена преимущественно серыми вторичными доломитами с реликтами первичных структур: микробиальных, микробиально-водорослевых, биоморфных (брахиоподовые и кораллово-строматопоровые(?) микритов и мелкообломочных спаритов (детритовые и пеллоидные гравелитопесчаники). Последовательная смена литотипов (илово-микробиальные, илово-водорослевые, биоморфные, биокластовые) позволяет выделить в её составе четыре одноранговых цикла,

объединяющихся попарно в 2 секвенции, т. е. циклы, ограниченные несогласиями и коррелятивными им соглашениями (рис. 1). Положительный тренд величины $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ отмечается от плохого обнаженного контакта слоев 19, 20, с которым предположительно связана эрозионная поверхность. Эта поверхность принята нами за нижнюю границу первой юнкошорской секвенции. Стратиграфическая же граница между яптикшорскими и юнкошорскими слоями проведена несколько выше, по поверхности максимального затопления и по исчезновению брахиопод *Proconchidium muensteri* (St. Joseph). Верхняя граница этой нижней секвенции совпадает с кровлей массивных светлых кавернозных вторичных доломитов с реликтовыми биоморфными(?) структурами, перекрываемых пятнисто-комковатыми, плитчатыми, более глинистыми и темноокрашенными илово-микробиальными разностями, которые демонстрируют максимальный «позитивный сдвиг» величины $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ и начало ее резкого снижения. Вторая (верхняя) относительно маломощная секвенция выделяется уже в составе отложений, относимых ранее (в достаточной мере условно) к джагальскому горизонту. Поверхность максимального затопления верхней секвенции фиксируется изменением цвета пород с зеленовато-темно-серого на более светлый. Несколько выше по разрезу сильно разрушенные породы приобретают пестроцветность, а еще выше их сменяют доломиты светлые (практически белые) окремненные, с частыми корками ожелезнения. Участками структура и текстура пород напоминает небольшие «строматолитоподобные» постройки. Поверхность этих белых «фарфоровидных» доломитов фиксирует границу 3-го и 4-го циклов. Верхняя часть юнкошорских слоев (4-й цикл) характеризуется незначительной мощностью (~5 м) и представлена доломитами неоднородно-серыми и светло-серыми с отчетливой полосчатой текстурой,

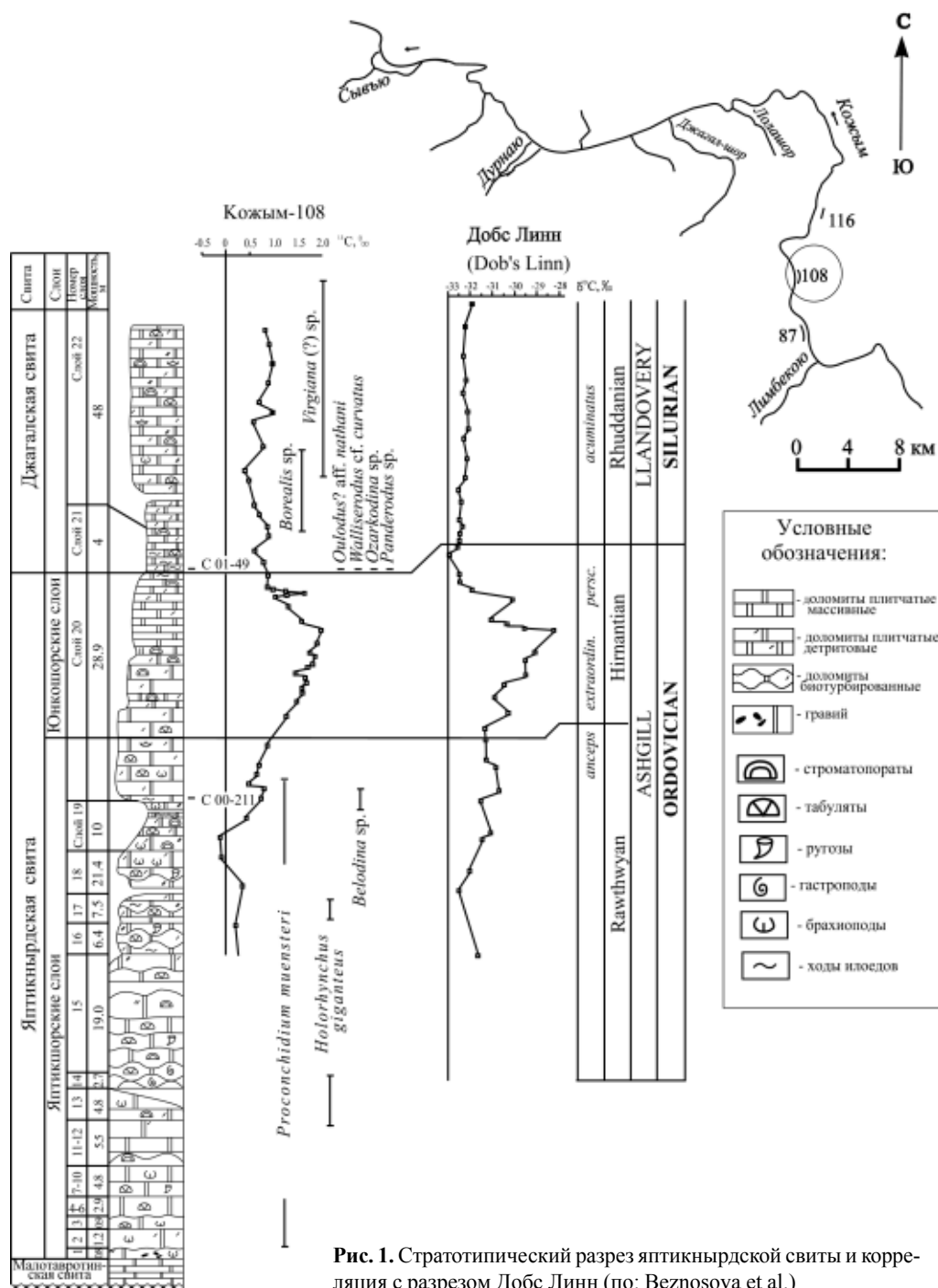


Рис. 1. Стратотипический разрез яптикнырдской свиты и корреляция с разрезом Добс Линн (по: Beznosova et al.)

включающими (как и породы третьего цикла) не имеющие четких очертаний «карбонатные тела», с реликтами строматолитоподобной ступково-микробальной и онкоидной структур (рис. 2—5). К этому интервалу разреза приурочен новый небольшой пик и положительный тренд значений отношения $\delta^{13}\text{C}$. Верхняя граница четвертого цикла и второй юнкошорской секвенции (граница слоев 20 и 21), проявленная сменой светлых зернистых доломитов доломитами темными (до черных), иловыми, практически лишенными органических остатков, принята нами за границу яптикнырдской свиты.



Рис. 2. Выходы пограничных отложений в разрезе Кожим-108. (Фото П. Мянника)

Аналогичное, циклическое строение разрезов хирнантневых отложений установлено и в других районах мира, например, в Прибалтике (юг Эстонии), на островах Канады (о. Анти-Кости). Наиболее эффективно такая циклическость проявлена в собственно ледниковых толщах западного побережья Африки и свидетельствует о существовании непродолжительного позднеордовикского (хирнантневого) ледяного покрова на западе Гондванской суши [19]. В строении разрезов здесь устанавливается четыре седиментационных цикла, отвечающих циклам развития оледенения. В их последовательности отчетливо прослеживается общая рецессия ледяного покрова Северной Гондваны. Четвертый цикл, сложенный гляциоморскими отложениями в проксимально-ледниковых районах и неледниковыми биотурбированными штормовыми отложениями в дистально-ледниковых, уже отчетливо фиксирует финальное отступление Северогондванского ледника. Нижняя поверхность этого позднейшего ледникового цикла маркирует позднихирнантневую поверхность максимального затопления позднеордовикско-силурийского трансгрессивного цикла, стартовавшего ещё до начала оледенения.

Таким образом, последовательная смена секвенций, описанная нами в разрезе



Рис. 3. Эти слоисто-полосчатые доломиты зоны *z* (выход под мешком с пробой) демонстрируют последний пик положительной изотопной аномалии (Фото П. Мянника)

р. Кожим, отмечает гляциоэвстатические изменения уровня позднеордовикского океана и косвенным образом подтверждает правильность отнесения отложений юнкошорских слоев к осадкам хирнантия.

Как уже упоминалось, внутри последней яптикнырдской секвенции в разрезе Кожим-108 на фоне общего отрицательного смещения $\delta^{13}\text{C}$ выделяется небольшой положительный пик, который пока не зафиксирован в другом исследованном нами разрезе (Кожим-116). Здесь же он обнаружен в полосчатых доломитах четвертого цикла, включающих строматолитоподобные тела небольшой мощности и характеризующихся неравномерным осветлением. Генетическая интерпретация наблюдаемых отложений долгое время вызывала затруднение, хотя синседиментационный характер структур и одновременное влияние процессов наложенного характера не вызывало сомнений, к тому же данный интервал разреза отличался частыми зонами тектонического дробления. Решение пришло после представившейся мне возможности лично ознакомиться с характеристикой современного травертинового купола на р. Сухоне, изучением которого в течение ряда лет занимаются Н. П. Юшкин и руководимые им студенты. Оказалось, что морфология наблюдаемых нами карбонатных тел и структурно-текстурные особенности пород близки к характеристике современных известковых туфов — травертинов, отличаясь от них лишь доломитовым (а не кальцитовым) составом пород и отсутствием видимых включений минерализованных органических остатков (рис. 4, 5).

Травертины — карбонатные поро-

ды, образующиеся в местах разгрузки термальных или холодных источников углекислых, реже азотно-углекислых вод и в связанных с ними генетически содовых озерах, являясь наряду с пресноводными строматолитами характерными береговыми фациями последних.

Как известно, травертиновые постройки представляют сложное взаимоотношение хемогенных и биохемогенных образований, обусловленное как чисто физико-химическими процесса-

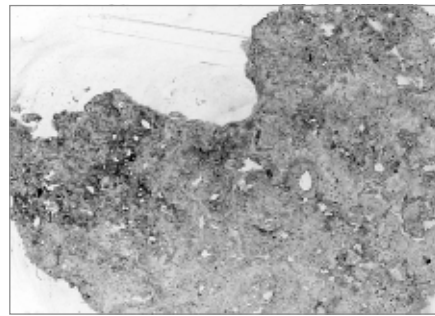


Рис. 4. Сканированное изображение петрографического шлифа современного травертина (зона *z*), р. Сухона, источник «Васькин ключ»

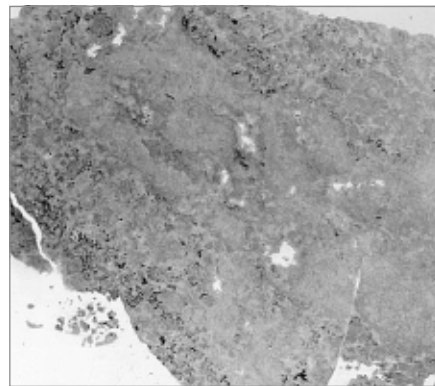


Рис. 5. Сканированное изображение петрографического шлифа предполагаемого древнего травертина (зона *z*), р. Кожим

ми, так и жизнедеятельностью колоний сине-зеленых (цианобактерий) и диатомовых водорослей. Для травертиновых куполов характерна определенная, хотя и не всегда полностью проявленная, минералогическая зональность. В типичном случае выделяют [8] четыре последовательных зоны: а) сильного ожелезнения (приурочена непосредственно к месту разгрузки вод), б) ожелезнения и начального травертинообразования (переходная), в) интенсивного образования и г) замедленного образования травертинов. Зоны *a* и *b* отличаются красноцветностью, зона *b* характеризуется практически белым цветом, а в зоне *z* присутствует желтоватая и зеленоватая окраска. Кроме того, две последние зоны отличаются слоистой текстурой, обусловленной зональностью минеральных агрегатов. Не труд-

но заметить, что эти зоны (зоны *a*, *b* совмещены) могут быть выделены и в описанном нами разрезе кровли юнкошорских слоев р. Кожим (см. рис. 4, 5).

Общеизвестным является также факт обогащения современных известковых туфов тяжелым изотопом углерода, сдвигающим величину отношения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в положительную область значений. В этом смысле положительный пик на изотопной кривой свидетельствует в пользу травертиновой природы данных «строматолитоподобных» построек.

Находки древних травертиновых куполов являются прекрасными индикаторами активности магматических и сейсмических процессов. Известно также, что они могут не только маркировать периоды тектонической активизации, но и позволяют реконструировать хронологию палеоклиматических событий [8, 25].

Основные условия образования травертинов (хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый или натриево-кальциевый состав пересыщенных CO_2 вод) и ведущая роль процессов дегазации и выпаривания определяют приуроченность травертинов к обстановкам умеренно-аридного и семиаридного климатов. Поэтому их появление в разрезах осадков тропической и субтропической зон может свидетельствовать об «аридизации» климата в моменты максимальных похолоданий. Во время же периодов межледниковья имеет место обратный эффект — гумидизация климата аридных зон, отмеченный Дж. Маршаллом [22].

Связь обнаруженных нами «травертиновых карбонатных построек» с периодами похолоданий проявляется не только в их стратиграфическом положении, но и подтверждается некоторыми палеоклиматическими индикаторами.

Весьма полезную климатическую информацию может дать изучение ассоциаций глинистых минералов, в том или ином количестве присутствующих в карбонатных породах. Например, установлено, что в ассоциации слоистых силикатов из современных шельфовых и озерных осадков, представленной смешанослойными иллит-сметитами, слюдами, хлоритом и каолинитом, основную генетическую нагрузку несет иллит-сметит, доля смектитовых слоев в котором увеличивается с гумидизацией и потеплением климата [9, 10]. Аналогичную диагностическую роль может отражать тенденция увеличения содержания иллита при синхронном



Таблица 1
Результаты рентгенодифрактометрического анализа глинистой фракции доломитов по профилю древнего травертина

№ пробы	Смектит	Хлорит	Гидрослюда	Смешанослойные	Каолинит
20-Т-19	+?	+	+++	Х-С	+
20-Т-20а	-	+	++	И-Х	+?
20-Т-20	-	+?	+	И-Х, И-С	+?

Примечание. Х-С — хлорит-смектит, И-Х — иллит-хлорит, И-С — иллит-смектит; +++ — много; +? — следы; - — отсутствует.

уменьшении иллит-смектитов с максимальным содержанием в последнем смектитовых слоев. Это явление объясняется фиксированием катионов калия в смектитовых межслоях, особенно эффективно протекающее в поверхностных условиях при смачивании-высыхании осадка.

Рентгенографический анализ глинистой фракции проб, отобранных нами по профилю предполагаемых древних травертинов разреза Кожим-108 (проанализированных Ю. Симаковой): от вмещающих глинистых доломитов (проба 20-Т-19) к пестроцветным доломитам начального травертинообразования (проба 20-Т-20а) и небольшим «травертиновым» постройкам (проба 20-Т-20б), показал присутствие в них однотипной ассоциации гидрослюд, смешанослойных, смектита, хлорита и каолинита (табл. 1). В проанализированных пробах преобладают гидрослюды, представленные в основном тонкодисперсным иллитом, смешанослойные. Прочие слоистые силикаты присутствуют в небольших количествах. Появление в ассоциации иллит-смектита и существенное уменьшение концентрации иллита в травертиновых пробах, фиксируемое уменьшением высоты пиков на дифрактограммах, как уже упоминалось, являются очень чувствительными климатическими индикаторами смены тепло/холод и подтверждают факт совпадения травертинообразования в изучаемом нами разрезе с похолоданием климата.

Показателем обстановок и климата может служить также собственно химический состав пород, соотнесенный с определенным стандартом через систему предложенных Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис литохимических модулей [13]. Химический состав проб, отобранных по профилю от зоны начального травертинообразования (проба 20-Т-20а) — к травертиновому куполу (проба 20-Т-23), представлен в табл. 2 (аналитик Т. Д. Косырева). Здесь же приведены значения наиболее значимых в диагностическом плане литохимических модулей.

Приведенные данные позволяют отметить ряд особенностей, характеризующих главным образом терригенную часть карбонатных пород. Во всех пробах она представлена смесью кварца, гидрослюды и полевых шпатов, присутствие которых подтверждено и рентгенографией. Повышенные значения гидролизатного (ГМ) и алюминиевого (АМ) модулей в начальной и конечной пробах профиля, вероятно, имеют различные причины. В первом случае они объясняются наличием продуктов древних кор выветривания (частично карбонатизированные включения глин отмечаются и микроскопически). Во втором же случае повышение значений вызвано исключительно пленками гидрооксидов железа. Однако главной особенностью данной выборки являются высокие, даже для карбонатолитов, значения нормированной щелочности (НКМ) и ще-

лочного модуля (ЩМ). Подобные значения характерны либо для пород с примесью пирокластики, либо для содержащих «незрелые» продукты выветривания [13]. Учитывая результаты анализа глинистых фракций, последнее кажется более вероятным и указывает на относительно холодный и сухой климат в областях сноса и преобладание процессов физического выветривания.

Обсуждение результатов

Как видно, литохимическая характеристика интересующих нас пород не противоречит отнесению их к травертиновым образованиям. Обнаружение древних травертинов, сформировавшихся на рубеже ордовикской и силурийской эпох, позволяет с достаточной долей уверенности утверждать, что процессы формирования гидрокарбонатных обогащенных углекислотой и отличающихся повышенной щелочностью вод могли быть достаточно широко распространены во время гляциоэвстатических падений уровня моря и частичного экспонирования карбонатных платформ, пополняя в какой-то мере щелочной баланс шельфовых вод океана во время таяния и отступления ледников. Однако наиболее важным нам

Таблица 2
Результаты полного химического анализа проб травертиновых построек

Компонент, модуль	Номер пробы			
	20-Т-20а	20-Т-20б	20-Т-21	20-Т-23
SiO ₂	2.19	0.61	3.24	0.39
TiO ₂	0.057	0	0.012	0
Al ₂ O ₃	0.7	0.1	0.1	0.2
Fe ₂ O _{3об}	0.23	0	0.077	0.03
MnO	0.02	0.024	0	0.018
MgO	20.96	21.78	20.24	21.7
CaO	29.29	30.08	30.08	30.08
Na ₂ O	0.2	0.16	0.16	0.17
K ₂ O	0.21	0.059	0.072	0.03
P ₂ O ₅	0.021	0.002	0.017	0.008
ППП	45.74	46.78	45.46	47.08
Сумма	99.62	99.59	99.46	99.71
FeO	0.09	0	0.02	0.02
H ₂ O	0.18	0	0.1	0.1
CO ₂	44.63	45.65	44.58	46.09
АМ	0.32	0.16	0.03	0.51
ГМ	0.45	0.16	0.06	0.59
ТМ	0.08	0.00	0.12	0.00
НМ	0.286	1.600	1.600	0.850
КМ	0.3	0.59	0.72	0.15
ЩМ	0.95	2.71	2.22	5.67
НМ+КМ	0.59	2.19	2.32	1.00
ЖМ	0.33	0.24	0.69	0.24

Примечание: АМ — алюминиевый модуль, ГМ — гидролизный модуль, ТМ — титановый модуль, НМ — натриевый модуль, КМ — калиевый модуль, ЩМ — щелочной модуль, НМ+КМ — нормированная щелочность, ЖМ — железистый модуль. Значения модулей рассчитывались по [13].



представляется сам факт широкого распространения в эпохи похолоданий щелочных обстановок седиментации.

В силу своей природы карбонаты являются чутким индикатором изменений в системе геосферных взаимодействий, в том числе в климатической системе. Как известно, именно экзогенный цикл углерода обеспечивает относительную стабильность поверхностной температуры Земли, препятствуя ее перегреву [11]. Этот процесс происходит главным образом путем усиления карбонатообразования и удаления из системы лишней углекислоты. Химизм процесса предполагает наличие высокого щелочного резерва океанических вод, то есть повышенного содержания в них ионов HCO_3^- , формирование которых обусловлено ассоциацией-диссоциацией в системе $\text{CaCO}_3(\text{твер}) - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2(\text{акв})$. Как известно, эквilibрационные процессы приводят к утяжелению изотопного состава растворенного CO_2 , а их скорости во много раз превышают скорость поступления дополнительного CO_2 путем его диффундирования из воздуха [5]. Таким образом, закладывается основа для «позитивного сдвига» значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{акв})}$, тем более значимого, чем более низкой была температура поверхностных вод.

В континентальных обстановках аналогичные процессы должны были приводить к формированию обогащенных CO_2 гидрокарбонатных вод и травертинов, при их дегазации и испарении.

В настоящее время в литературе широко обсуждается значимость щелочных обстановок (обстановок «содовых озер») для возникновения и распространения жизни [6]. Можно добавить, что похолодания, связанные с климатическими изменениями, предвещающими оледенения, могли не только способствовать распространению такого рода обстановок, но и сами собой являлись мощным фактором эволюции.

Могли ли данные обстановки являться причиной формирования позднеордовикского изотопного феномена? Прежде всего необходимо отметить неоднократность и однотипность проявлений подобных изотопных феноменов в истории Земли [12] и их частое совпадение с эпохами глобальных похолоданий. Такое совпадение позволяет предположить наличие каких-либо связей между формированием положительных изотопных аномалий и характером существующей системы об-

ратных связей, определяющих развитие климатических процессов. Несомненно, данный вопрос затрагивает большой круг проблем, требующих специального обсуждения, но для их решения, возможно, будут полезны и изложенные нами данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахметьев М. А.* Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек // *Современные проблемы геологии*. М.: Наука, 2004. С. 463—492.
2. *Безносова Т. М., Мянник П.* Граница ордовикской и силурийской систем // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2002. №10. С. 3—6.
3. *Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В.* Стратиграфический объем и строение яптикнырдской свиты верхнего ордовика Приполярного Урала // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2006. № 10.
4. *Безносова Т. М., Мянник П., Мартма Т. и др.* Граница ордовика и силура на Приполярном Урале: новые результаты и проблемы // *Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар 2004*. Т.3. С. 224—227.
5. *Гвоздецкий Н. А.* Карст. М., 1981.
6. *Заварзин Г. А., Жилина Т. Н.* Содовые озера — природная модель древней биосферы континента // *Природа*, 2000. № 2.
7. *Корень Т. Н., Попов Л. Е.* Влияние климатических изменений на структуру морской биоты на примере позднеордовикского биотического кризиса // *Экосистемные перестройки в эволюции биосферы*. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 241—248.
8. *Лаврушин В. Ю., Кулешов В. Н., Киквадзе О. Е.* Травертины Северного Кавказа // *Литология и полезные ископаемые*, 2006. №2. С. 154—182.
9. *Пальник Н. А., Солотчина Э. П., Гольдберг, Горбаренко С. А.* Анализ взаимосвязи минерального состава и палеоклиматических сигналов в осадках Охотского моря // *Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар, 2006*. С. 265—267.
10. *Солотчина Э. П., Столбовская В. Н., Кузьмин М. И. и др.* Первые результаты минералогических исследований глубоководных осадков озера Хубсугул (Монголия) // *Теория, история, философия и практика минералогии. Сыктывкар, 2006*. С. 190—191.
11. *Чумаков Н. М.* Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // *Стратиграфия, геологическая корреляция*. 2005. Т.13, № 3. С. 3—25.
12. *Юдович Я. Э.* Карельский изотопный феномен: неразгаданная загадка // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2006. № 2. С. 9—12.
13. *Юдович Я. Э.,*

Kempuc M. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
14. *Beznosova T., Maydl T., Mannik P.* Yaptiknyrd Formation — a new stratigraphical unit recognized in the Uppermost Ordovician strata in the Subpolar Urals. // *The 6th Baltic Stratigraphical Conference, August 23—25, 2005, St. Peterburg. Abstracts*. St. Peterburg, 2005.
15. *Beznosova T., Maydl T., Mannik P., Martma T.* Ordovician-Silurian boundary in the Subpolar Urals; the same new developments // *Conference Proceeding of WOGOGOB—2004: Tartu, Estonia*. 2004. P. 65—66.
16. *Brenchley P. J., Garden J. A., Hints I.* High-resolution isotope stratigraphy of Late Ordovician sequeces: constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 2003. Vol. 115. P. 89—104.
17. *Brenchley P. J., Marshall J. D., Robertson D. B. R. et al.* Batimetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 295—298.
18. *Brenchley P. J., Marshall J. D., Underwood C. J.* Do all mass extinction represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician // *Geol. J.* 2001. Vol. 36. P. 329—340.
19. *Ghiene J.-F.* Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. Vol. 189. P. 117—145.
20. *Hallam A., Wignall P. B.* Mass extinctions and sea-level changes // *Earth-Science Reviews*. 1999. Vol. 48. P. 217—250.
21. *Kaljo D., Hints L., Martma T., Nolvak J.* Carbon isotope stratigraphy in the latest Ordovician of Estonia // *Chemical Geology*. 2001. Vol. 175. 49—59.
22. *Marschall J. E. A., Astin T. R., Evans F., Almond J.* The Palaeoclimatic Significance of the Devonian-Carboniferous Boundari // *Geology of Devonian System. Syktyvkar, 2002*. P. 23—25.
23. *Marshall J.D., Brenchley P., Mason P et al.* Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the Ordovician // *Palaeogeogr., Palaeoclimat, Palaeoecology*. 1997. Vol. 132. P. 195—210.
24. *Wang K., Chatterton B.D.E., Wang Y.* An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Earli Silurian marine sedimentary rocks, Yangtze Sea, South China: Implication for CO_2 changes during the Hirnantian glaciation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. Vol. 132. P. 147—158.
25. *Poage M.A., Sjöström D.J., Coldberg J. et al.* Isotopic evidence for Holocene climate change in the northern Rockies from goethite-rich ferricrete-chronosquence // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 166. P. 337—340.