

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И БИОСФЕРНЫЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА

Н.М. Чумаков

Введение

Позднеордовикский биотический кризис был вторым в фанерозое по своим масштабам после пермо-триасового. Большинство исследователей рассматривало и продолжает считать этот кризис целиком, как результат великого хирнантского оледенения. Это объясняется тем, что палеонтологи основное внимание обращали на динамику изменений разнообразия морских организмов в момент кризиса и после него, а также на сопровождавшие его биосферные события. Внимание же палеоклиматологов и геологов было направлено на поиск причин оледенения. Поскольку в ордовике предполагается очень высокое содержание CO_2 в атмосфере, оледенение нельзя традиционно объяснить снижением парникового эффекта. В настоящее время накопились новые палеонтологические, геологические и геохимические данные, которые детализируют историю оледенений, динамику стабильных изотопов и изменения разнообразия биоты. Их обзор показывает, что хирнантское оледенение было наиболее значительным, но не единственным событием в течение раннепалеозойского ледникового периода, и это позволяет несколько иначе взглянуть на динамику климатических и биотических событий и их природу.

Геологический фон раннепалеозойских биотических событий

Палеогеография. В позднем ордовике, судя по многочисленным палеогеографическим реконструкциям, которые подтверждены палеомагнитными, тектоническими и палеоклиматическими данными, на Земле существовали четыре континента: Лаврентия (Северная Америка), Восточная Европа (Балтия), Сибирь и огромная Гондвана, включавшая все остальные древние континенты [Golonka et al., 1994; Dalziel, 1997; Smith, Pickering, 2003; Scotese, 2000, Kheraskova et al., 2003] и др. В деталях перечисленные реконструкции отлича-

ются друг от друга, но в основном они довольно близки между собой. Согласно этим реконструкциям, западная часть Гондваны, включавшая Африку и Южную Америку (“Западная Гондвана”), находилась в высоких и средних широтах Южного полушария, а современная северная Африка – в районе Южного полюса. Восточная Гондвана (Индия, Антарктида, Австралия, микроконтиненты современной восточной и южной Азии) располагалась в низких широтах по обе стороны от экватора (рис. 1). Океаны Япетус и Палеоазиатский (Палеотетис) отделяли Гондвану от Лаврентии, Балтии и Сибири. Три последних континента образовывали сравнительно тесно расположенную группу, частично обрамленную зонами субдукции и вулканическими дугами. Зоны субдукции, вулканические дуги и ряд микроконтинентов, включая кандомские, казахские, монгольские и китайские, окаймляли северо-западный край Гондваны, а также располагались в пределах Палеоазиатского океана [Kheraskova et al., 2003]. Огромный океан Панталас, представлявший океаническое полушарие Земли, омывал перечисленные континенты, составлявшие континентальное полушарие. Последнее было, по-видимому, окаймлено зонами субдукции, которые отделяли его от Панталасса.

Поздний ордовик характеризовался в целом достаточно высоким уровнем моря [Кунин, 1983; Сеславинский, 1995; Walliser, 1995] и др. Временное его снижение происходило лишь во время оледенений. В доледниковый и межледниковые интервалы в пределах платформ существовали обширные шельфовые и внутренние эпиконтинентальные моря и проливы, покрывавшие в карадке до 30–40% площади континентов. Это соответствует приблизительно стоянию уровня моря на 150–200 м выше современного.

Тектонические события и магматизм. В течение ордовика Япетус постепенно сужался, а в середине и конце ордовика произошла раннекаледонская таконская коллизия Лаврентии с вулканической дугой, которая располагалась к юго-востоку от нее в пределах Япетуса. Раннекаледонская фаза складчатости

проявилась также на северной (ныне юго-западной) активной окраине Сибири и на ряде микроконтинентов будущего Казахстана. Окончательное замыкание европейской ветви Япетуса произошло существенно позднее, в середине и конце силура, в результате главной позднекаледонской арденской коллизии Лаврентии и Балтии. Коллизия сопровождалась весьма интенсивной складчатостью и горообразованием. Достаточно ярко арденская фаза тектогенеза проявилась, кроме того, на микроконтинентах Казахстана и Монголии, на севере и юго-востоке будущего Китая, на востоке Австралии.

Каледонский тектогенез сопровождался очень интенсивным известково-щелочным вулканизмом островных дуг и краевых вулканических поясов, максимум которого приходился на карадокский и ашгиллский века [Хаин, Сеславинский, 1994]. Следы этих эксплозивных извержений являются многочисленные прослои пеплов в карадокских и ашгиллских отложениях Лаврентии, Балтии, Китая и Аргентины [Huff et al., 1992, 1996; Su, 2004; Bagnes, 2004]. Каледонский тектогенез сопровождался также усилением процессов метаморфизма и гранитообразования, а мантийный вулканизм, судя по сокращению количества позднеордовикских-раннесилурийских офиолитов, несколько ослабел [Хаин, Сеславинский, 1994].

Раннепалеозойский ледниковый период

Великое оледенение в конце ашгилла (хирнантии) было максимальным, но не единственным оледенением в раннем палеозое. Очевидно, оледенение началось в среднем карадоке, а достоверно установлены следы оледенений в позднем лландовери и раннем венлоке. Таким образом, ледниковые события повторялись в течение 18 или даже 25 млн лет. Поэтому этот интервал с полным основанием можно именовать раннепалеозойским ледниковым периодом. В отличие от других фанерозойских и многих протерозойских оледенений ордовикские и силурийские оледенения были достоверно установлены и изучены сравнительно недавно, три–четыре десятилетия назад. Хотя указания на раннепалеозойские ледниковые отложения неоднократно появлялись в печати в XIX в. и первой половине XX в., позже все они не подтвердились, за исключением тиллитов Пакхус свиты Столовой горы, которые условно были отнесены первоначально к силуру и рассматривались как локальные образования [Дю Тойт, 1957]. Первое краткое сообщение о широком распространении силурийских ледниковых отложениях в северной Аргентине и Боливии появилось в середине XX в. и прошло практически незамеченным.

В начале 60-х годов на основании биогеографического изучения фауны ордовика было намечено вероятное местонахождение полярной области и шапок в западной Африке [Spjeldnaes, 1961]. Предсказание это вскоре было подтверждено геологическими съемками и многочисленными описаниями позднеордовикских ледниковых отложений французскими геологами в Сахаре. Результаты этих исследований были суммированы в сводных работах [Beuf et al., 1971; Deynoux, Trompette, 1981]. Палеомагнитные данные подтвердили высокоширотное расположение ледников [Runcorn, 1959; Morel, Irving, 1978] и др. В настоящее время следы позднеордовикских оледенений обнаружены и изучены во многих регионах мира. Этим оледенениям и связанным с ними событиям посвящено множество публикаций. В меньшей степени изучены силурийские оледенения. В данной работе основное внимание уделено хирнантскому оледенению, поскольку именно к нему приурочен главный биотический кризис раннего палеозоя.

Распространение ледниковых отложений. Наиболее широкое развитие верхнеордовикские ледниковые отложения имеют в Северной Африке (см. рис. 1), где они прослежены на огромной территории от Марокко на севере до Нигерии на юге [Konate et al., 2003] и от Мавритании на западе [Deynoux, Trompette, 1981] до Ливии на востоке [Moreau et al., 2004]. В пределах этого огромного региона (3000х5500 км) ледниковые отложения выполняют синеклизу Таудени, обрамляют склоны поднятий Ахагар, Аир, Тибести и частично распространяются в Ливийские впадины [Biju-Duval et al., 1981; Hambrey, Harland, 1981; Moreau et al., 2004], Чад и северо-восточный Судан [Semtner, Klitzsch, 1994]. Восточнее верхнеордовикские ледниковые отложения обнаружены в Египте, изучены на западе Аравии [Vaslet, 1990] и в Турции [Monod et al., 2003]. Отмечены они также в Иордании и на Синае [Armstrong et al., 2003], и, по-видимому, присутствуют в Эфиопии [Saxena, Assefa, 1983]. В 70–80-ые годы XX в. было установлено, что на юге Африки ледниковые отложения серии Столовой горы, известные с начала века, тоже имеют позднеордовикский возраст [Sohnge, 1984].

Целый ряд местонахождений ледниковых отложений был установлен в пределах кадомских (вендско-раннекембрийских) массивов (микроконтинентов) Южной и Центральной Европы [Linnemann et al., 2004] – Иберия (Испания, Португалия), Арморика (Нормандия), Саксо-Тюрингия (Германия), Тепла-Баррандия (Чехия), Сардиния [Ghienne et al., 2000]. Предполагается, что в ордовике все эти микроконтиненты располагались на перигондванском шельфе Северной Африки. Раннепалеозойские ледниковые отложения отме-

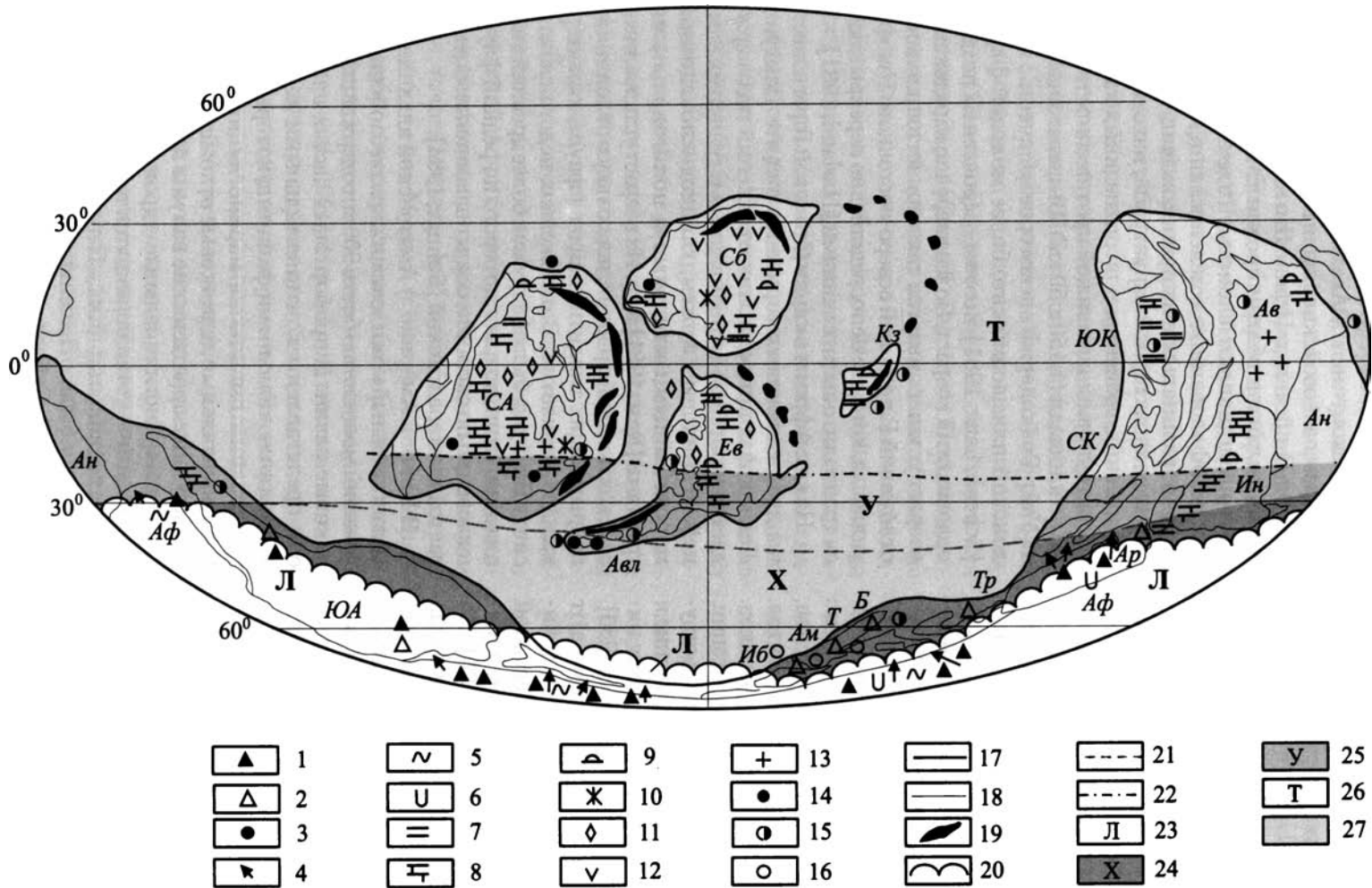


Рис. 1. Расположение континентов и климатическая зональность в позднем ордовике [Атлас..., 1968; Корень, Попов, 1996; Кузнецов, 2000; Региональная..., 1960; Ронов и др., 1984; Douglas, 1972; Hambrey et al, 1981; Scotese, 2000; Zhang et al., 2000] и др.

1–3 – отложения: 1 – ледниковые, 2 – ледниковые и мариногляциальные, 3 – морские, мариногляциальные и ледовые; 4 – направления движения ледников; 5 – гляциодислокации; 6 – ископаемые трог; 7 – черные сланцы; 8 – карбонатные платформы; 9 – рифы; 10 – красноцветы; 11 – доломитовые пачки; 12 – гипсы и ангидриты; 13 – соли; 14 – тепловодная брахиоподовая фауна; 15 – хирнантиевая фауна; 16 – обедненная хирнантиевая фауна; 17 – контуры континентов: СА – Лаврентия (Северная Америка), Сб – Сибирь, Ев – Восточная Европа (Балтия), Кз – Казахстан, Авл – Авалония, Гондвана (Ан – Антарктида, Аф – Африка, ЮА – Южная Америка, Иб – Иберия, Ам – Армория, Т – Тюрингия; Б – Богемия, Тр – Турция, Ар – Аравия, СК – Северный Китай, ЮК – Южный Китай, Ин – Индия, Ав – Австралия); 18 – современные контуры континентов и микроконтинентов; 19 – молодые горные сооружения; 20–22 – границы климатических поясов: 20 – ледникового и холодного, 21 – холодного и умеренного, 22 – умеренного и теплого; 23–26 – климатические пояса: 23 – ледниковый (Л), 24 – холодный (Х), 25 – умеренный (У), 26 – теплый (Т); 27 – Мировой океан

чены также на востоке Северной Америки [Hambrey et al., 1981], на Ньюфаундленде и в Новой Шотландии, то есть в пределах предполагаемого ордовикского микроконтинента Авалония.

Широким распространением ледниковые отложения конца ордовика и нижнего силура пользуются в Южной Америке [Hambrey et al., 1981; Crowell, 1999 и др.]. Они широко развиты во впадинах Амазонской, Паранаиба и Парана, в восточной краевой зоне и предгорьях Анд [Crowell, 1999, Diaz-Martinez et al., 2003] и др.

Свидетельства, возраст и палеогеография оледенений. В пределах Западной и Северной Африки, на Аравийском полуострове преобладал комплекс континентальных ледниковых отложений, в котором наряду с набором типичных тиллитов широко развиты флювиогляциальные, озерно-ледниковые, перигляциальные и эоловые отложения. Их ледниковый генезис надежно устанавливается по обильным следам ледниковой абразии (полированное, штрихованное и изборожденное ложе, “бараньи лбы”, гляциодислокации, ископаемые трюги, граненые и штрихованные камни), по наличию эратических обломков, дропстоунов, озоз, ископаемых котлов, полигональных грунтов, клиньев, пинго и других текстурных признаков. Характерны также ассоциирующиеся с ними фации. О покровном характере оледенений свидетельствует их широкое территориальное распространение и приуроченность к одному стратиграфическому интервалу [Deynoux, Trompette, 1981; Deynoux, 1985]. Фациальные и текстурные признаки указывают на веерообразное, центробежное движение ледников из внутренних районов Западной и Северной Африки, а также Аравии к окраинам Западной Гондваны [Deynoux, Ghienne, 2004; Vaslet, 1990]. По периферии ледниковой области – в Марокко, на севере Алжира, в Ливии, Турции и на востоке Аравии – континентальные ледниковые отложения переслаиваются с мариногляциальными [Monod et al., 2003; Moreau et al., 2004] и постепенно почти целиком замещаются ими (см. рис. 1). На европейских кондомских микроконтинентах, примыкавших к Северной Африке, преобладают мариногляциальные отложения [Hamoumi et al., 1981; Dore, 1981; Robardet, 1981; Fortuin, 1984; Brenchley et al., 1991; Linnemann et al., 2004]. Для них характерны типичные диамиктовые структуры и текстуры, рассеянные эратические и штрихованные камни в тонкослоистых фациях – дропстоуны (следы айсбергового разноса), переслаивание с морскими отложениями, содержащими фаунистические остатки. Характерна выдержанность стратиграфического положения этих отложений на большой территории. По минералогическим и геохимическим признакам, U/Pb возрасту обломочных цир-

конов для некоторых из этих отложений устанавливаются североафриканские источники сноса [Linnemann et al., 2004].

На востоке Северной Америки в пределах части микроконтинента Авалония тоже преобладают нижнепалеозойские мариногляциальные отложения. В пределах Новой Шотландии известна пачка тиллитов вблизи кровли свиты Галифакс. Они представляют слоистые галечные сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Мариногляциальное их происхождение подтверждается характерной структурой, находками эратических, граненых и штрихованных камней и дропстоунов, значительной протяженностью пачки по площади (>150 x 50 км). Вышележащая свита Уайт-Рок содержит некоторое количество карадокской или, возможно, более молодой фауны [Schenk, Lane, 1981], поэтому вероятен их позднеордовикский возраст. Более уверенно карадокский возраст устанавливается для мариногляциальных отложений Гандер-Бей северо-восточного Ньюфаундленда, которые непосредственно перекрываются граптолитовыми сланцами [Harland, 1981].

На юге Африки в серии Столовой Горы известны два ледниковых горизонта в свите Пакхуис. Ледниковая природа этих отложений подтверждается наличием штрихованных и граненых камней, ледниковым ложем, гляциодислокациями, морозобойными клиньями и полигональными грунтами [Rust, 1981] и др. Их возраст устанавливается как поздний ордовик, поскольку в отложениях покрывающих тиллиты, найдена фауна, характерная для хирнантия. В отложениях подстилающих свиту Пакхуис, был обнаружен более древний тиллит Хангклин, возраст которого по редкой фауне и косвенно по скорости осадконакопления оценивается как карадокский [Sohnge, 1984].

В Южной Америке, в Амазонской впадине известен сложный комплекс нижнепалеозойских отложений мощностью более 900 м, содержащий ледниковые пачки. В прибортовых частях впадины они представлены континентальными ледниковыми и аллювиальными фациями, которые в центре впадины сменяются мариногляциальными. Континентальные ледниковые отложения содержат крупные эратические валуны пород фундамента, а мариногляциальные – дропстоуны. В разрезе впадины устанавливаются по меньшей мере четыре ледниковых цикла. Первоначально все эти отложения были отнесены к лландовери [Grahn, Caruto, 1992]. Сейчас, когда фауна раннего лландовери, в том числе граптолиты, обнаружены в середине этого разреза, стало ясно, что большая нижняя часть отложений относится к ордовику, скорее всего к верхнему [Rocha-Campos, 1981]. Вышележащие части разреза, тоже содержащие пачки тил-

литов, естественно принадлежат нижнему силуру. Сходная картина наблюдается в предгорьях Анд, где нижнепалеозойские ледниковые отложения протягиваются почти непрерывным поясом от Эквадора до Аргентины. Долгое время они относились к нижнему силуру, но сейчас, непосредственно над тиллитами формации Дон Браулио в Аргентине, были обнаружены брахиоподы *Hirnantia sagittifera* и дальманеллиды, а немного выше – граптолиты верхней зоны хирнантия *Normalograptus persculptus* [Marshall et al., 1997]. Это указывает на ашгильский возраст оледенения. Тиллиты, вскрытые бурением в бассейне Парана, видимо, тоже принадлежат верхнему ордовика.

В юго-западной Боливии и прилегающих районах Перу и Аргентины на большой территории распространена мариногляциальная свита Канканири (Cancaniri), ранее известная как свита или тиллиты Запла [Crowell et al., 1981]. Она несогласно налегает на ордовикские отложения, на юге – на тремадокские, а на севере – на карадокские. Мощность свиты колеблется от 21 до 1400 м. Иногда она целиком, иногда частично сложена массивными, слоистыми или градационнослоистыми тиллитами, содержащими эрратические и штрихованные камни до 150 см в поперечнике. Многие из этих валунов были принесены с юга, востока или запада. В свите обнаружены средне- и поздне-лландоверийские, а также ранневенлокские хитинозоа и акритархи. Покрывают свиту Канканири фаунистически охарактеризованные отложения лудловского возраста.

Динамика позднеордовикских оледенений. В классической области своего развития, в Северной и Западной Африке, нижнепалеозойские ледниковые отложения датируются поздним ашгиллом или, точнее, хирнантием. В наиболее полных разрезах бассейна Мурзак (Ливия), которые характеризуют северную проксимальную область оледенения, выделяются пять ледниковых событий [Moreau et al., 2004]. Находки хитинозоа позволяют датировать первые два сближенных ледниковых события началом хирнантия. Затем фиксируется значительный межледниковый эпизод, сменяющийся третьим умеренным наступлением ледников. За ним последовала четвертая главная ледниковая фаза, отложения которой распространены, по-видимому, по всей северной Гондване. Отступление ледников этой фазы неоднократно прерывалось осцилляциями. Последнее, пятое наступление ледников было наименьшим и ограничивалось современной параллелью 25°. В пределах бассейна Мурзак оледенение закончилось незадолго до конца хирнантия, постледниковые отложения которого были перекрыты черными граптолитовыми сланцами раннего лландовери.

Таким образом, в Северной Африке оледенение состояло как минимум из пяти ледниковых циклов и продолжалось почти весь хирнантский век, длительность которого приблизительно оценивается сейчас в 2 млн лет [Gradstein et al., 2004]. В ледниковых разрезах хирнантия в юго-восточной Турции устанавливаются четыре ледниковых цикла [Monod et al., 2003], а в Аравии – три [Vaslet, 1990]. Неодинаковое число ледниковых циклов в разных частях одного региона явно связано с различной полнотой разрезов, поэтому логично считать, что в Северной Африке и в примыкавших к ней районах их было не менее пяти. Если предположить, что ледниковые циклы хирнантия, установленные в Африке, соответствуют главным циклам Миланковича в 100 тысяч лет, существование которых в позднеордовикское-раннесилурийское время подтверждается изучением ритмичной слоистости в солях Западной Австралии [Williams, 1991], то суммарная длительность оледенения составляла никак не менее 0,5 млн лет. В публикациях приводились сходные оценки от 0,5 до 1 млн лет [Brenchley et al., 1994]. Наименьшая оценка длительности оледенения – 0,2 млн лет основана, по-видимому, на неполных разрезах, в которых фиксируются лишь два ледниковых цикла [Sutcliffe et al., 2000].

В тех случаях, когда имеются достаточные фаунистические данные, хирнантский возраст устанавливается и для мариногляциальных отложений европейских микроконтинентов – Центральная Португалия [Brenchley et al., 1991]; Тюрингия [Linnemann et al., 2004]; северо-западная Испания [Robardet, 1981]. В других случаях, когда фаунистических данных недостаточно, они не противоречат хирнантскому возрасту оледенения.

Широко распространены представления о двух ледниковых циклах в хирнантии. Они базируются на том, что в разрезах позднего ордовика наиболее ярко выражены две регрессии и два изотопных максимума $\delta^{13}\text{C}$. Эти события трактуются как гляциоэвстатическое и геохимическое отражение двух оледенений [Brenchley et al., 1994; Marshall et al., 1997; Wang et al., 1997; Harris et al., 2004] и др. Однако в результате новых более детальных исследований установлены четыре изотопных экскурса $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в Балтийском регионе, которые трактуются как отражение четырех ледниковых событий [Kaljo et al., 2003]. Эти представления лучше согласуются с кривыми колебания уровня моря на востоке Канады (о-в Антикости). При изучении разрезов ашгиллских мелководных рифовых комплексов этого региона устанавливаются три регрессии, прерывавшие их рост [Corper, 2001]. С первой, непосредственно предшествующей хирнантию (приблизительно конец зоны *pacificus*), связано вымирание рифов ричмондского типа. Вторая регрессия

и вымирание рифов относятся к концу граптолитовой подзоны *Normalograptus extraordinarius*. Третья регрессия, сопровождавшаяся наиболее сильным вымиранием рифов, приурочена к концу граптолитовой зоны *Normalograptus persculptus*. Другие исследования показали, что в позднем ашгилле здесь произошло пять [Long, 1993] или даже более регрессий, которые могут быть связаны с отдельными эпизодами оледенений [Zhang, Barnes, 2002]. В последней из упомянутых работ, основанной на детальном изучении конодонтовых биофаций, устанавливаются две крупные хирнантские регрессии с амплитудами около 30 м, которые прерывались несколькими трансгрессиями с меньшими амплитудами (от 10 до 20 м). Можно предполагать, что меньшие из колебаний уровня моря соответствуют ледниковым событиям небольшого масштаба, например, расширениям или сокращениям ледниковых покровов, хотя нельзя исключить, конечно, что они связаны с тектоническими колебаниями в соседней зоне активной каледонской складчатости.

По характеру фациальных изменений на карбонатных платформах района Осло гляциостатическое снижение уровня моря в хирнантии оценивается значительно большими цифрами – 50–100 м [Brenchley, Newall, 1980]. Еще большей цифрой – 240 м определяется величина гляциостатической регрессии хирнантия по глубине вреза ледниковых долин в Анти-Атласе [Villas et al., 2004]. Приведенная цифра согласуется с оценкой объема льда в ашгильских ледниках, сделанной теми же авторами. Следует, впрочем, отметить, что в этих подсчетах не учитывалась возможность существенного переуглубления выводными ледниками трогов в пределах шельфов. Определение же объемов льда производится лишь очень приблизительно.

Во внеледниковых областях хирнантское оледенение проявилось в обмелении шельфов и прерывах в осадконакоплении [Brenchley, Newall, 1980; Dahlqvist, Calner, 2004] и др., а на берегах, сложенных карбонатами, сопровождалось иногда их закарстованием [Bergu, 2003]. Одновременно с ледниковым максимумом произошло охлаждение вод океана и экспансия умеренно холоднолюбивой хирнантской фауны в низкие широты [Brenchley et al., 1995]. Это подтверждается значениями $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах и палеоокеаническими моделями. С определенными допущениями эти авторы оценивают снижение температуры для тропических палеоширот Балтийского района на 10°C , то есть до $12\text{--}16^\circ\text{C}$ [Tobin, Bergstrom, 1997, 2002]. До начала оледенений, в раннем и среднем карадоке, возможные пределы температуры тропических вод оцениваются в $22\text{--}33^\circ\text{C}$, а наиболее вероятной считается температура около $26\text{--}27^\circ\text{C}$. Даже если эти

цифры преувеличены, их динамика, по-видимому, верно отражает общую тенденцию температурных изменений.

Для понимания сложной динамики климатических изменений во время оледенений важно учесть, что в среднем ашгилле оледенению предшествовало существенное потепление. В это время в высоких южных широтах на севере Африки и на микроконтинентах южной и центральной Европы, то есть на территории будущего оледенения, накапливались органогенные известняки и обитала теплолюбивая фауна [Boucot et al., 2003], распространившаяся сюда из тропической Лаврентии, Южного Китая и Дальнего Востока [Fortey, Cocks, 2004]. Теплолюбивая фауна (коралловые и строматопоровые рифы) была характерна для Лаврентии и Балтии и в раннем ашгилле, но в высоких южных широтах климат в это время был умеренно холодным, на что указывает состав мшанковых биогерм [Cherns et al., 2004].

Хирнантский возраст оледенения особенно хорошо устанавливается для Северной Африки. В центрах же оледенения, например, во внутренних районах Африки и на некоторых других участках огромной области, охваченной оледенением, их длительность могла, по-видимому, быть и больше. К сходным выводам склоняется ряд исследователей. В частности, основываясь на интерпретации глубоководных фаций стратотипического разреза ашгиллия, некоторые предполагают, что оледенение началось несколько раньше хирнантия, в конце раэтия [Armstrong, Coe, 1997]. Не исключено, что и на Аравийском полуострове оледенение закончилось несколько позже, в начале лландовери [Vaslet, 1990]. На то, что оледенение местами закончилось в это время, возможно, указывают находки рассеянных камней в гемипелагических отложениях рудания юго-восточной Англии [Zalasiewicz, Taylor, 2001], которая в раннем силуре входила в группу авалонских микроконтинентов.

Предположения о том, что раннепалеозойский ледниковый период начался в Северной Африке в карадоке, появлялись неоднократно [Deуноух, Trompette, 1981, Crowell, 1999; Ghienne, 2003] и др. Высказывалось, в частности, мнение, что в Анти-Атласе, на юго-западе Марокко, оледенение началось в раннем или среднем карадоке [Destombes et al., 1985; Hamoumi, 1999] и др. В последние годы предположения о среднекарадокском оледенении получили существенное подкрепление изотопными данными и палеоокеанологическими построениями. В среднем карадоке на разных континентах (формации Chatfieldian-Turinian на западе США, Keilian в Прибалтике) была выявлена заметная (около $2\text{--}3\text{‰}$) положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}_{\text{крб}}$, иногда сопровождавшаяся аналогичной

аномалией $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, понижением уровня моря и фаунистическим кризисом [Nielsen, 2003; Ainsaar et al., 2004; Ludvigson et al., 2004; Saltzman, Young, 2005]. Поэтому, по аналогии с ледниковыми, эвстатическими и изотопными событиями в хирнантии, делается предположение о возможности оледенений в середине карадока. Это предположение хорошо согласуется с появлением в середине карадока на юге Канады, в тропическом поясе, умеренно-тепловодных известняков [Tobin, Walker, 1997], а вдоль западного и юго-восточного побережья Лаврентии – апвеллингов, связанных с усилением термогалинной циркуляции [Pope, Steffen, 2003]. Таким образом, накопилось достаточно фактов, свидетельствующих о том, что раннепалеозойский ледниковый период начался со среднего карадока.

Климат, предшествовавший среднекарадокскому оледенению, был весьма теплым, если судить по характеру и разнообразию фауны, а также высоким палеотемпературам морских вод в низких широтах в среднем карадоке – между 23 и 33° С [Yarr, 1998; Tobin, Bergstrom, 2002].

Климатическая зональность в позднем ордовике. Признаки широтной биотической дифференциации, которая указывает на существование климатической зональности, отмечаются уже с начала ордовика [Розман, 1977]. С раннего аренига и до раннего карадока низкие палеошироты характеризовались повышенным, по сравнению с высокими широтами, разнообразием граптолитов, присутствием кораллов и цефалопод [Hertmann et al., 2004]. Снижение разнообразия граптолитов и трилобитов в раннем карадоке началось в высоких палеоширотах раньше, чем в низких [Achab et al., 2004], что явно указывает на климатическую природу биотических изменений. Уже в раннем ашгиле намечается отчетливая приуроченность ассоциаций тепловодных брахиопод и кораллов к низким палеоширотам, а холодноводных брахиопод к высоким южным. В хирнантии область развития тепловодных ассоциаций брахиопод существенно сократилась, и очень широкое развитие в средних и низких палеоширотах получила хирнантиевая ассоциация. В обедненном виде она распространялась до южных высоких палеоширот [Корень, Попов, 1996]. Очень отчетливое широтное распространение имели в позднем ордовике кораллы [Лелешус, 1997]. Наиболее богатый кораллами пояс располагался в северных низких палеоширотах. Он протягивался от северной части Северной Америки, через Сибирь до Казахстана и Китая. В низких южных палеоширотах кораллы были многочисленны, но не столь разнообразны, в средних южных палеоширотах они были редки и однообразны, а в высоких – отсутствовали. Распространение конулярий в позднем ордовике тоже обнаружива-

ет широтную и климатическую зависимость. У высокоширотных окраин Гондваны, от Армории до Турции, была распространена холодноводная их ассоциация, а в Балтийском регионе, в средних и низких широтах – тепловодная [Vihlasova, 2004].

Еще более определенно климатические пояса в позднем ордовике устанавливаются по литологическим индикаторам климата. Несомненно, что в результате чередования оледенений и межледниковий конфигурация климатических поясов на Земле в течение раннепалеозойского ледникового периода существенно и неоднократно изменялась. Однако по причине недостаточного стратиграфического расчленения и слабой фацальной изученности ледниковых разрезов история климатических поясов сейчас не может быть восстановлена последовательно и в деталях для каждого ледникового и межледникового эпизода. Климатическую зональность можно реконструировать только для позднеордовикской эпохи в целом, то есть приблизительно, в осредненном виде. Поэтому на рис. 1 одновременно суммируется ситуация и оледенений, и межледниковий. В высоких широтах схема, в первую очередь, отражает хирнантский ледниковый максимум и максимальное распространение ледниковых отложений, а в низких широтах – связанное с межледниковыми эпизодами максимальное распространение климатических индикаторов теплого аридного климата. Поэтому, в результате осреднения на схеме сужен умеренный пояс, не имеющий ярких литологических показателей. Тем не менее, на схеме палеоклиматической реконструкции для позднеордовикской эпохи можно различить четыре климатические зоны.

В высоких южных и части средних широт располагался ледниковый пояс (см. рис. 1, Л). Ледниками была покрыта почти вся Африка, юго-западная часть Малой Азии, западная часть современной Аравии, северо-восточная Бразилия, запад Боливии и прилегающие районы Перу и Аргентины в Южной Америке. Во внутренних континентальных районах Гондваны во время хирнантского максимума ледники простирались до 40° ю.пш. (Аравия), а местами до 30° ю.пш. (современная Южная Африка). В более высокие широты отступал край ледникового пояса в Западной Африке (75–85° ю.пш.), вблизи которой южный берег океана Япетус глубоко вдавался в Гондвану. Вдоль этого берега, по-видимому, получили широкое развитие лежащие на дне и плавающие шельфовые ледники. Эти и другие ледники по выводным долинам двигались на север и, образуя фиорды, разгружались в моря, формируя зону проксимальных и айсберговых (дистальных) мариногляциальных отложений. Последняя охватывала современный запад Южной Америки, европейские кандомские

микроконтиненты, Турцию и, частично, Аравию. Между ледниковыми покровами и областью мариногляциальных отложений существовала широкая переходная зона, обусловленная осцилляциями края ледников и шельфовых ледников. Разрезы этой зоны характеризуются переслаиванием пачек ледниковых, мариногляциальных и морских отложений. Более расплывчатым был переход от мариногляциальных к чисто морским отложениям. Он определялся ареалом разноса обломочного материала айсбергами и морскими льдами, как многолетними, так и сезонными. Северную границу этого ареала обозначают, по-видимому, мариногляциальные или ледовоморские тиллоиды Новой Шотландии и северного Ньюфаундленда. Как уже отмечалось, предполагают, что эти террейны входили в состав микроконтинента Авалония. Зоны мариногляциальных, айсберговых и ледовоморских отложений составляли холодный климатический пояс (см. рис. 1, X) Северная его граница располагалась приблизительно между 30 и 40° ю.пш.

К северу от холодного пояса в юго-восточной части Лаврентии и на юго-западе Европейской платформы намечается зона развития “прохладных известняков” (cool limestones), для которых были характерны мшанковые и пелециподовые биогермы и биостромы. В ее пределах нет ясных признаков ни холодного, ни теплого климата. Условно эта зона, располагавшаяся приблизительно между 30–40° и 20–25° ю.пш., выделяется нами в качестве пояса умеренного климата (см. рис. 1, У)

В низких широтах обоих полушарий, приблизительно от 20° ю.пш. до 30° с.пш., располагался пояс теплого климата (см. рис. 1, Т), в котором формировались известняковые, и, частично, доломитовые карбонатные платформы и коралловые рифы. Среди них местами накапливались соли (юг Северной Америки, запад Австралии), а в ряде районов встречаются гипсы и ангидриты (Сибирь, Канадский Архипелаг, юг Северной Америки). Это указывает на то, что климат теплого пояса в позднем ордовике частично был аридным. Во время максимума оледенений средняя температура в теплом поясе, как уже упоминалось, по-видимому, снижалась на 10°С [Brenchley et al. 1994] и это похолодание сопровождалось экспансией хирнантской фауны к экватору [Tobin, Walker, 1997, Brenchley et al. 1995]. Для эпиконтинентальных морей этого пояса были характерны аноксические условия и в них накапливались черные сланцы (Ю. Китай, Казахстан, Таймыр, северо-запад Лаврентии). Особенно широкое развитие черные граптолитовые сланцы получили во время послеледниковой трансгрессии, в конце хирнантия и начале лландовери, когда они очень быстро распростра-

нились почти на всю Западную Гондвану, от Южной Америки до Аравии.

О климатических условиях, существовавших в позднем ордовике в средних и высоких северных широтах, судить трудно, поскольку там, согласно существующим палеогеографическим реконструкциям, континентов не было и располагался Панталласс.

Судя по ограниченному распространению ледниковых отложений, оледенение в карадокский век имело значительно меньшие масштабы по сравнению с хирнантским оледенением. Следы карадокских оледенений предполагаются, главным образом, в Западной Африке, а также на Ньюфаундленде. В первом случае оледенение было приурочено к высоким палеоширотам и, по-видимому, представляло сравнительно небольшие полярные шапки. Дистальные карадокские ледниковые отложения Ньюфаундленда тоже могли отлагаться в высоких или средних палеоширотах.

Возраст и динамика силурийских оледенений. Перейдем к климатическим изменениям, которые произошли после великого хирнантского оледенения. Не исключено, что оледенения, достигшие максимума в хирнантии, местами могли завершиться в самом начале лландовери. Имеются, например, указания на присутствие в Северной Африке следов более поздних силурийских ледниковых отложений – среднего-позднего лландовери [Anonum, 1964]; раннего силура [Semtner, Klitzsch, 1994]. Хотя детальных описаний этих отложений опубликовано не было, и эти указания в литературе, как правило, игнорируются, необходимо о них упомянуть, так как подтверждены и широко известны следы значительных силурийских оледенений в Южной Америке, а за её пределами имеются некоторые косвенные данные о них.

В западной части Южной Америки развита уже упоминавшаяся мощная ледниковая свита Канканири (до 1440 м), которая состоит из глубоководных дистальных турбидитов и черных сланцев, содержащих пачки массивных тиллитов и градационных, переотложенных обломочными потоками тиллитов. В свите обнаружены хитинозои, которые позволяют отнести вмещающие отложения к средней и верхней части лландовери – аэронию и теличию [Diaz-Martinez, Grahn, 2004]. Ранее в нижней части свиты отмечались находки ордовикской фауны, и свиту частично относили к ордовику. Сейчас установлено, что ордовикская фауна является переотложенной. Важно отметить, что в низких палеоширотах с ледниковыми эпизодами в раннем и позднем аэронии совпадают положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{кр6}}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а также эвстатические понижения уровня моря [Azmy et al., 1998].

Имеются также указания на находки комплекса акритарх, указывающего на венлокский возраст части свиты Канканири [Crowell et al., 1981]. Данные о существовании венлокского оледенения хорошо согласуются с седиментационными и биотическими событиями, а также с изотопными максимумами $\delta^{13}\text{C}_{\text{крб}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и эвстатическими понижениями уровня моря, которые установлены в начале венлока в разрезах многих низкоширотных областей Земли [Wenzel, Joachimski, 1996; Kaljo et al., 1997; Azmy et al., 1998] и которые были названы событием Иревикен ("Ireviken" [Munnecke et al., 2003; Calner et al., 2004]). Признаки этого события, как и упоминавшихся лландоверийских, фиксируются в Канаде, Англии, Скандинавии, Прибалтике и Подолии. В низкоширотных поясах событие Иревикен сопровождается обеднением фаунистического комплекса, особенно конодонтов, граптолитов, трилобитов, которое квалифицируется некоторыми исследователями как их массовое вымирание [Munnecke et al., 2003]. Одновременно наблюдается расширение карбонатных платформ и рост рифов. На основании упомянутых изотопных данных были произведены приблизительные оценки температуры тропических вод во время оледенений и безледниковых интервалов [Azmy et al., 1998]. Они соответственно составляли 14–23°С и 20–30°С.

Хирнантские, два лландоверийских и ранневенлокское оледенения сопровождались изотопными, эвстатическими, седиментационными и биотическими явлениями. Считая такой комплекс событий и признаками оледенений, и причинами вымираний фауны, некоторые исследователи предсказывают, что с изотопным событием Мулде (Mulde), приуроченным к позднему венлоку (Homeric), тоже должно быть связано оледенение [Jeppsson, Calner, 2003]. Они даже предложили для него название: "оледенение Ганнарве" (Gannarve).

Возможные причины раннепалеозойских оледенений. Как уже отмечалось, причины позднеордовикского оледенения вызывают большой интерес и интенсивно обсуждаются в литературе. Это объясняется тем, что согласно наиболее детально разработанной балансовой кривой содержания CO_2 в атмосфере "GEOCARB III" [Berner, Kothavala, 2001] и вытекающей из нее кривой изменения температуры на Земле [Crowley, Berner, 2001], в ордовике и силуре была высокая концентрация CO_2 (минимально в семь, скорее в шестнадцать раз более высокая, чем в плейстоцене), а глобальная температура была почти такая же высокая, как в среднем мелу. Предположение, что ордовикское оледенение было связано с кратковременными снижениями концентрации CO_2 , которые не были отражены на кривой "GEOCARB III", составленной с временным шагом 10 млн лет

[Royer et al., 2004], не согласуется с тем, что оледенения в ордовике и силуре повторялись на протяжении 20–25 млн лет.

Математическое моделирование, в котором учитывались глобальное расположение континентальных масс, пониженная солнечная инсоляция в нижнем палеозое и минимумы циклов Миланковича, показало принципиальную возможность возникновения оледенения в ордовике [Crowley, Baum, 1995]. Остается непонятным, почему при меньшей светимости Солнца и сходной палеогеографической ситуации в кембрии и далее в ордовике и силуре оледенения были приурочены лишь к ограниченному интервалу этого огромного отрезка времени. Было высказано предположение в связи с этим, что оледенение в позднем ордовике возникло в результате воздействия двух факторов: высокоширотного положения Западной Гондваны и кратковременного закрытия пролива между Северной и Южной Америкой [Smith, Pickering, 2003]. Закрытие этого пролива привело к подавлению низкоширотной циркуляционной океанической циркуляции, которая, по представлениям этих авторов, обуславливает на Земле безледниковый климат. Эти объяснения тоже не кажутся убедительными. Сравнительный анализ климатической роли высокоширотного положения континентов на протяжении фанерозоя показал, что оно не было решающим ни при возникновении, ни при завершении оледенений [Чумаков, 2004]. В то же время, судя по большинству палеомагнитных и палеоклиматических реконструкций, Северная и Южная Америка не сближались в ордовике до такой степени, чтобы закрыть западную часть океана Япетус [Scotese, 2000] и др. В любом случае, значительно более высокие общие содержания CO_2 в атмосфере и температуры, реконструируемые для раннего палеозоя, требуют объяснения. Нам представляется, что расхождения между реконструкциями содержания CO_2 в атмосфере и геологическими фактами могут быть объяснены наложением на парниковый эффект других независимых факторов, в первую очередь, "вулканических зим".

Импульсом для начала раннепалеозойского ледникового периода могли стать "вулканические зимы", вызванные очень интенсивным эксплозивным известково-щелочным вулканизмом в пределах островных дуг и краевых вулканических поясов, максимум которого пришелся на конец среднего и поздний ордовик [Хаин, Сеславинский, 1994]. Следами этих извержений являются уже упоминавшиеся многочисленные прослои пеплов в карадокских и ашгиллских отложениях Лаврентии, Балтии, Китая, Аргентине [Huff et al., 1992, 1996; Su, 2004; Barnes, 2004]. Некоторые мощные

пепловые прослои (ныне К-бентониты) идентифицированы стратиграфическими, петрографическими и геохимическими методами по обе стороны палеоокеана Япетус и прослежены от долины Миссисипи до Эстонии. Они возникли в результате мощнейших эксплозивных извержений, которые произошли в краевой зоне Япетуса и были крупнейшими, если не самыми крупными, эксплозивными извержениями, зафиксированными в фанерозойской истории Земли [Huff et al., 1992; Barnes, 2004]. Серия “вулканических зим” могла последовательно снизить солнечную инсоляцию и среднюю температуру Земли, в результате чего на планете зародились ледниковые покровы, которые включили положительные обратные связи в биосфере [Чумаков, 2005]. Последние сначала привели к стабилизации, а затем к разрастанию ледниковых покровов.

Биосферные события позднего ордовика

Экологические последствия оледенений. Оледенения неизбежно вызывают очень существенные изменения во всех подсистемах биосферы¹. Происходит понижение температуры тропосферы, гидросферы и верхней части литосферы. В Мировом океане начинает резко доминировать психросфера – толща холодных вод, выполняющая все впадины от главного термоклина до дна, что приводит к расслоению водных масс, усилению циркуляции и вентиляции глубинных вод. Все это существенно изменяет их температуру, плотность, насыщенность кислородом и углекислотой, а также условия обитания nekтона и планктона. Возникают благоприятные условия для образования крупных залежей газогидратов. Частые и значительные по амплитудам гляциоэвстатические колебания уровня моря создают неустойчивые обстановки на шельфах и в эпиконтинентальных морях, важнейших биотопах бентосных организмов, которые составляли главную часть раннепалеозойской биоты. Гляциоэвстатические понижения уровня моря, наряду с очень быстрым выносом ледниковых осадков, активизируют лавинную седиментацию в глобальном, субглобальном и региональных масштабах. Эти быстрые и периодически повторяющиеся процессы создавали стрессовые обстановки для организмов на внешних шельфах,

¹ Вслед за В.И. Вернадским под биосферой понимается область активной жизни на Земле, которая представляет единую открытую систему, состоящую из нескольких термодинамически тесно связанных между собой подсистем: тропосферы, гидросферы, верхней части литосферы и биоты. В биосфере следует выделять еще одну факультативную подсистему – многолетнюю гляциосферу, то есть ледниковые покровы, подземное оледенение, многолетние льды и снега равнин и морей.

континентальных склонах и у их подножий. Таким образом, весьма существенно изменяется вся экологическая обстановка в морской среде.

Еще большие экологические перестройки связаны с оледенениями на суше. Здесь резко меняется характер и тип климатической зональности. Химическое выветривание, в значительной степени подавляется, а механическое – резко усиливается. Последнему, помимо субглобальной и региональной деятельности ледников, способствует глобальное понижение базиса эрозии. Важной для биоты особенностью всех ледниковых процессов является их большая скорость, которая на два-три порядка превышает скорость большинства остальных геологических и экологических процессов.

В разрезах позднего ордовика и раннего силура фиксируются частично уже отмеченные выше следы большинства перечисленных ледниковых процессов и событий. Более подробное их рассмотрение заслуживает специальных геологических, литологических и геохимических исследований. В настоящей работе мы сосредоточимся главным образом на биотических событиях.

Биотические события. Позднеордовикское массовое вымирание не было внезапным и кратковременным событием, как оно обычно представляется. Его подготовил ряд предшествующих абиотических и биотических событий. Детальный анализ данных по динамике родового разнообразия показывает, что после великой среднеордовикской диверсификации морской биоты, вместе с первыми признаками карадокского оледенения, началось быстрое снижение её родового разнообразия. Оно отчетливо проявилось и на суммарных кривых разнообразия [Sepkoski, 1995], и в снижении разнообразия многих групп фауны [Paris, Webby, 2004], в том числе и на региональном уровне. Например, в Северной Америке, в пределах теплового пояса, численность родов трилобитов в первой половине карадока сократилась более чем на 34%, а к концу этого века – почти на 40% (рис. 2). В Великобритании количество видов акритарх в карадоке уменьшилось по сравнению с лланвирном почти вдвое [Servais et al., 2004].

Главный хирнантский кризис произошел после сильного скачкообразного снижения скорости появления новых и вымирания старых родов в карадоке, то есть на фоне процесса, который следует определить как *биотическую стагнацию*². Скорости и возникновения, и вымирания родов морских беспозвоночных одновременно снизились в это

² На примере фораминифер сходные события в инде и аалене К.И. Кузнецова и О.А. Корчагин [2002] назвали *эволюционной паузой*. Нам представляется, что термин *биотическая стагнация* более точно определяют суть подобных событий.

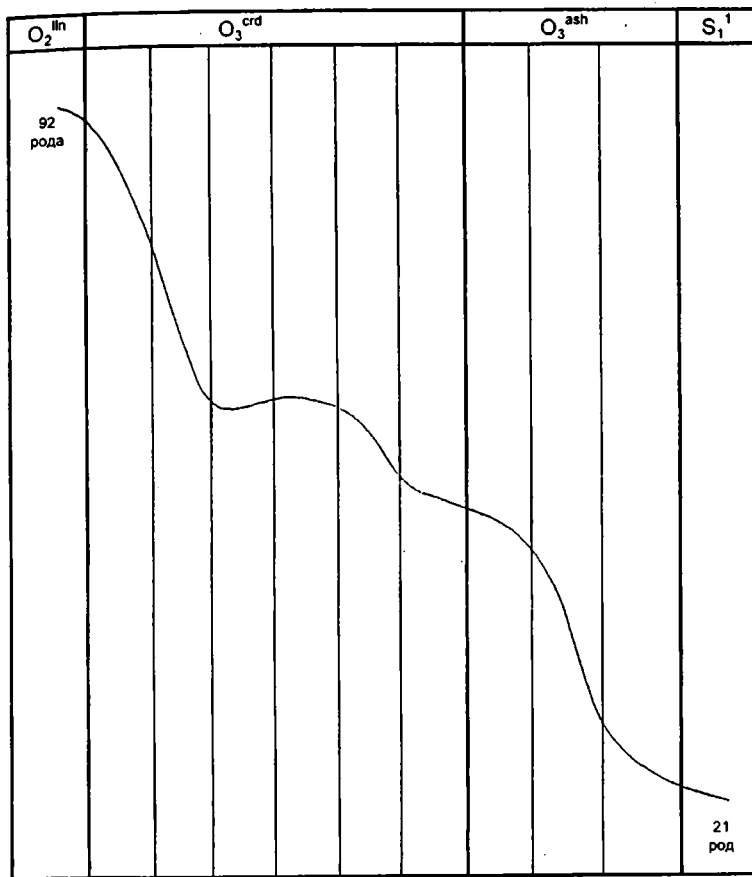


Рис. 2. Изменение родового разнообразия трилобитов в позднем ордовике Северной Америки (составлено по данным [Sloan, 1991])

время до 12–15% [Vambach et al., 2004]. Эти величины вдвое меньше средних скоростей этих процессов в раннем палеозое. Таким образом, перед массовым вымиранием эволюционные процессы на родовом уровне сильно замедлились, и биота в это время обновлялась в незначительной степени. Совпадение стагнации с карадокским оледенением наводит на мысль, что помимо возможных биотических причин ей существенно способствовало само оледенение и его последствия. Основными факторами при этом были быстрое похолодание на суше и в океане, формирование психросферы и температурное расслоение водных масс океана, а также регрессии, вызвавшие осушение шельфов и многочисленных эпиконтинентальных морей, оставшихся со среднего ордовика. Эти стремительные процессы создали совершенно новые и к тому же неблагоприятные обстановки как для планктонных, так и бентосных морских организмов. Кроме того, в результате похолодания снизились темпы химического выветривания на суше и сток биогенных элементов в моря. Все это, наряду с глубокой стагнацией, явно ослабило адаптивную способ-

ность биоты и подвело ее к массовому вымиранию. Непосредственным толчком к нему послужило великое хирнантское оледенение. Таким образом, можно полагать, что позднеордовикский кризис был и *подготовлен*, и *спровоцирован* климатическими событиями, а именно серией оледенений разного масштаба.

Массовое хирнантское вымирание, наряду с терминальными пермским и меловым, являлось одним из тех трех биотических событий фанерозоя, когда происходило исчезновение родов и видов организмов, а не комбинация пониженной скорости их появления и несколько повышенной скорости вымирания, в отличие от остальных биотических кризисов [Stanley, Powell, 2003; Vambach et al., 2004]. Хирнантское вымирание охватило почти все изученные группы ископаемых. Оно привело к исчезновению около 86% видов и 61% родов морских бентосных и планктонных организмов [Brenchley et al., 2001]. Исключение составляла только глубоководная ихнофауна, влияние кризиса на которую заметно не сказалось [Uchman, 2004]. Это было очевидно связано с наличием психросферы, с хорошей вентиляцией и насыщенностью кислородом глубинных вод.

Хирнантское вымирание состояло из двух эпизодов: первое – в начале (зона *Normalograptus extraordinarius*), а второе – во второй половине хирнантия (зона *Normalograptus persculptus*). В сумме, в течение этих двух эпизодов вымерло 28% семейств морских животных [Sepkoski, 1995]. При этом некоторые группы, например, большинство граптолитов, вымерло, главным образом, в начале хирнантия. Отчасти они были замещены новыми их группами, которые частично тоже вымерли во второй половине хирнантия [Kogen, 1991]. Особенно сильно уменьшилось разнообразие тепловодных и мелководных шельфовых сообществ, что было связано как с общим похолоданием, так и с осушением шельфов и эпиконтинентальных морей. В результате обоих эпизодов вымирания очень сильно сократилось, в частности, разнообразие трилобитов. Суммарно это было наибольшее вымирание данной группы за всю ее историю. В течение второго эпизода кризиса на 75–80% вымерли конодонты [Barnes et al., 1995] и большинство рифообразующих организмов. В частности, к концу хирнантия исчезло около 70% ашгиллских кораллов [Лелешус, 1997].

Сильное вымирание претерпели также пелагические группы фауны, например, граптолиты и трилобиты с пелагическими личинками. Почти в три раза сократилось видовое разнообразие акритарх на Британских островах [Serveis et al., 2004].

Уже отмечалось, что с кризисом было связано появление и экспансия холоднолюбивой фауны, характеризовавшейся специфическими брахиоподами и трилобитами. Эта фауна получила название хирнантневой по наиболее типичному для неё роду брахиопод. В Южном Китае, находившемся в низкоширотном тепловодном поясе, первое появление некоторых характерных видов хирнантневой фауны отмечается в конце биозоны *Peraortograptus pacificus* [Rong et al., 2002], что указывает на проникновение холодных вод в эти широты еще до начала хирнантия. Максимальное разнообразие и распространение эта фауна получает здесь в конце биозоны *Normalograptus extraordinarius*, то есть в середине хирнантия. Этот факт, очевидно, указывает на глобальное распространение психросферы вплоть до низких широт. Последующее сокращение представителей хирнантневой фауны в начале биозоны *Normalograptus persculptus*, скорее всего, объясняется межледниковым эпизодом, поскольку они присутствуют во второй половине этой зоны и даже в низах вышележащей лландоверийской зоны *Parakidograptus acuminatus*, что свидетельствует о повторном похолодании [Rong et al., 2002]. Некоторые формы трилобитов, входившие в хирнантневую фауну (род *Micronaspis*, например), имели предшественников в высоких широтах и сумели пережить хирнантское вымирание.

После массового вымирания биота вновь некоторое время находилась в состоянии стагнации. Новый рост разнообразия начался не сразу, а три-пять миллионов лет спустя [Brenchley et al., 2001; Corper, 2001] в раннем лландовери [Vambach et al., 2004]. Оледенения лландовери и венлока вследствие ограниченных масштабов не могли, очевидно, вызвать новое значительное вымирание, однако они явно замедлили процесс восстановления ее разнообразия. Среди иглокожих, брахиопод и трилобитов многие таксоны, исчезнувшие перед или одновременно с появлением первых следов оледенения, появились вновь с позднего лландовери или даже венлока [Barnes et al., 1995]. Это запоздалое появление чувствительных к похолоданию “лазарусовых” таксонов объясняется, по-видимому, ледниковыми эпизодами, имевшими место в лландовери и в венлоке. В целом же раннесилурийская биота, обновившаяся после ашгильского кризиса, стала, по-видимому, более пластичной и устойчивой.

Существенно, что, несмотря на массовый характер вымираний и масштабный экологический кри-

зис, произошедший в позднем ордовике, восстановившаяся после этих драматических событий раннесилурийская биота имела структуру, в целом близкую к докризисной. В ней не появилось сколько-нибудь значительных биотических или адаптивных новаций, и не были потеряны ключевые таксоны или эволюционные линии [Brenchley et al., 2001; McGhee et al., 2004]. Это определенно указывает на то, что биотические причины не были в кризисе ведущими, и что вывод о климатических причинах этого кризиса справедлив.

Интересно отметить, что биотические стагнации морской биоты, аналогичные той, которая предшествовала хирнантскому массовому вымиранию, но более длительные, предшествовали также двум другим крупнейшим массовым вымираниям фанерозоя: в конце перми и в конце мела [Stanley, Powell, 2003; Vambach et al., 2004]. Есть, однако, основания полагать, что в этих двух случаях стагнацию обусловили, а массовое вымирание спровоцировали несколько иные процессы. Пермско-карбоновая стагнация почти полностью совпала с двумя климатическими процессами: длительным и сложным по своей истории позднепалеозойским ледниковым периодом (рис. 3) и с медленной, но все время прогрессирующей аридизацией Пангеи. Толчком для массового вымирания ослабленной пермской биоты было очень сильное – “апокалиптическое” [Retallack, 1999] потепление³, которое, наряду с формированием герцинских краевых горных хребтов, затруднивших перенос океанической влаги в глубь континентов, усугубило аридизацию Пангеи и предельно сократило континентальный сток питательных веществ в океан [Чумаков, 2004]. Воздействие этого потепления усиливалось еще и тем, что ему в конце перми непосредственно предшествовало похолодание. Это не только увеличило амплитуду потепления, но придало ему большую скорость. Что касается длительной биотической стагнации (около 8 млн лет), предшествующей массовому вымиранию в конце мелового периода, то, помимо нескольких эпизодов постепенно усиливающихся похолоданий в позднем меле, она могла, возможно, порождаться биотическими причинами. Триггером массового вымирания на границе мела и палеогена было, по-видимому, совмещение позднемелового мантийного плюма и ряда сближенных во времени крупных импактных событий [Grachev et al., 2005].

Как уже отмечалось, позднеордовикское оледенение оказало существенное влияние на ландшафты и экосистемы суши. Теплый и в значительной

³ Главной причиной потепления был, очевидно, грандиозный Сибирский мантийный плюм, который повысил содержание CO₂ в атмосфере Земли и мог, кроме того, частично отравить её.

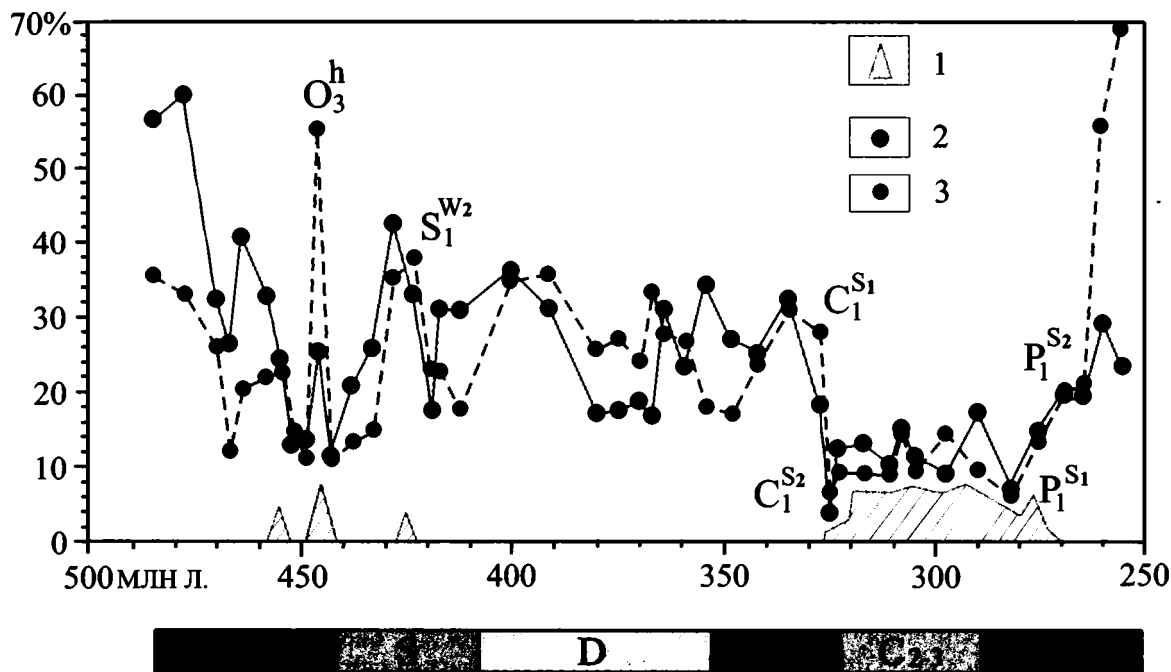


Рис. 3. Оледенения и скорость появления и вымирания родов морских беспозвоночных в раннем и позднем палеозое, в % для соответствующих стратиграфических интервалов, по [Stanley, Powell, 2003], с дополнениями.

1 – оледенения, 2 – появление родов, 3 – их вымирание. O₃^h – хирнантий; S₁^{W2} – поздний венлок; C₁^{S1} – ранний серпуховской век; C₁^{S2} – поздний серпуховской век; P₁^{S1} – ранний сакмарский век; P₁^{S2} – поздний сакмарский век

степени гумидный климат среднего ордовика способствовал химическому выветриванию и образованию почвенного покрова на суше, о чем свидетельствует широкое распространение каолинов и бокситов не только в низких, но даже и в высоких южных палеоширотах Западной Гондваны (Ю. Америка, С. и Центральная Африка) [Scotese, 2000]. В это время и позднее, в ашгилле, формировались также и другие почвы, иногда со следами биотурбаций, образованных беспозвоночными животными [Retallack et al., 2003]. С лланвирна появляются микроспоры, распространение, морфология и ультраструктуры которых указывают на их принадлежность к наземным растениям, по-видимому, родственным мхам. В ордовикских отложениях Омана недавно был обнаружен содержащий споры фрагмент наземного растения, похожего на печеночника [Wellman et al., 2003]. Таким образом, можно полагать, что к началу позднепалеозойского ледникового периода на суше существовала примитивная биота, распространявшаяся от низких до высоких широт. Коренная перестройка экосистем суши, связанная с оледенениями в высоких широтах, а также с осушением шельфов и аридизацией низкоширотной суши в низких широтах, несомненно, привела к глубокому кризису этой наземной биоты. В то же время, процесс ее посткризисного возрождения мог, по-видимому, стимулировать появление на суше более устойчи-

вых сосудистых наземных растений. Их формирование происходило, очевидно, в три этапа [Ахметьев, 2004]. Если в ордовике известны споры только низших, бессосудистых растений, то в лландовери появились споры с оболочкой и трехлучевой щелью разверзания, а затем – морфологически разнообразные трилетные споры высших растений. С венлока уже известны несомненные макроостатки высших растений.

Выводы

1. Поздний ордовик ознаменовался двумя крупными биосферными событиями: раннепалеозойским ледниковым периодом и хирнантским массовым вымиранием биоты.

2. Раннепалеозойский ледниковый период начался в карадоке, закончился в начале венлока и длился не менее 20–25 млн лет. Он состоял из нескольких ледниковых эпох, самой значительной из которых было великое хирнантское оледенение. Во время этого оледенения континентальные и шельфовые ледники покрывали значительную часть Западной Гондваны, располагавшейся в высоких южных широтах, и часть прилежащих к ней морей. Оледенение по праву может быть квалифицировано как великое, так как в северном направлении ледники распространялись до критических широт (30–40° ю.ш.). Ледниковая зона обрамлялась поясом

мариногляциальных, айсберговых и ледовых отложений. Оледенение отличалось высокой динамичностью. Хирнантская ледниковая эпоха состояла из двух ледниковых веков и нескольких (не менее, пяти) подчиненных ледниковых и межледниковых эпизодов (ледниковый и межледниковый). Оледенения сопровождалось общим похолоданием, формированием психросферы и другими, собственными оледенениям, экологическими перестройками. Климатическим импульсом для начала оледенений, очевидно, были “вулканические зимы”, связанные с многочисленными эксплозивными извержениями.

3. Биотические события позднего ордовика начались в караоке со снижения вдвое темпов появления и вымирания родовых таксонов (биотическая стагнация). Затем, в хирнантии, приблизительно одновременно с двумя пиками оледенений, последовательно произошло два массовых вымирания бентосной и планктонной фауны на видовом и родовом уровне. После довольно продолжительной (3–5 млн лет) стагнации и восстановления родового разнообразия (в том числе, “лазурусных” таксонов) в нижнем силуре биота приобрела докризисную структуру.

4. Параллелизм или одновременность ледниковых эпизодов и главных биотических событий (стагнации и вымирания) позволяют сделать вывод о том, что кризисы морской биоты подготавливались и вызывались оледенениями. Отсутствие существенных биологических новаций в этой восстановленной биоте после кризиса подкрепляет этот вывод.

5. Новые, хотя еще не вполне достаточные данные, позволяют предположить, что существенная послекризисная новация, а именно появление сосудистых растений, произошла в наземной раннесилурийской биоте.

6. В целом великий позднеордовикский биотический кризис был не похож на другие великие кризисы фанерозоя. Он был подготовлен оледенениями, и оледенение явилось его непосредственной причиной (триггером).

Автор очень благодарен С.В. Дубининой, которая любезно ознакомилась с рукописью статьи и внесла в нее исправления. Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума РАН (программа № 25) и РФФИ (проект № 05–05–64949).

Литература

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Под ред. Виноградова А.П. Т. 1. М.: ВАГТ, 1968.

Ахметьев М.А. Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое. В кн.: Современные проблемы геологии. Под ред. Гаври-

лова Ю.О. и Хуторского М.Д. Труды ГИН. 2004. Вып. 565. С. 463–492.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностранной лит-ры, 1957. 488 с.

Корень Т.Н., Попов Л.Е. Терминальное ордовикское событие и палеозоогеография бентосной и планктонной фаун (брахиоподы и граптолиты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 100–104.

Кузнецов В.Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

Кузнецова К.И., Корчагин О.А. Переломные рубежи и кризисы в развитии фораминифер в мезозое. В кн.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: Наука, 2002. С. 157–158.

Кунин Н.Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Советская геология. 1983. № 1. С. 92–104.

Лелешус В.Л. Оледенение Гондваны и распространение кораллов в ордовике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 98–104.

Региональная стратиграфия Китая. М.: Изд-во иностранной лит-ры. Выпуск I (1960, с. 659) и II (1963, с. 274)

Розман Х.С. Биогеография ордовика и силура. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1977. С. 25–52.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 70 с.

Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии в фанерозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 138–141.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 40–63.

Чумаков Н.М. Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 7–32.

Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 3–25.

Achab A., Paris E., Nolvak J., Asselin E. Patterns and driving factors of the chitinozoan diversification during the Ordovician // Erlanger geologische Abhandlungen. 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeo-geography and Palaeoclimate. P. 17.

Ainsaar L., Meidla T., Martma T. The middle Caradoc facies and faunal turnover in the Late Ordovician Baltoscandian palaeobasin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. V. 210. № 2–4. P. 119–133.

Anonym Essai de nomenclature lithostratigraphique d’Cambro-Ordovician saharien // Soc. geol. France Memor. Hors-serie. 1964. Part 2. 55 p.

Armstrong H.A., Coe A.L. Deep-sea sediments record the geophysiology of the Late Ordovician glaciation // J. Geol. Soc. London. 1997. V. 154. P. 929–934.

Armstrong H.A., Turner B.R., Makhlof I.M. Hirnantian glaciation: a high latitude perspective from Paleo-Tethys // Geophysical Research. Abstracts. 2003. V. 5. P. 1131.

Azmy K., Veizer J., Bassett M.G., Copper P. Oxygen and carbon isotopic composition of brachiopods: implication for coeval seawater and glaciations // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. № 11. P. 1499–1512.

Bambach R.K., Knoll A.H., Wang S.C. Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity // Paleobiology. 2004. V. 30. № 4. P. 522–542.

- Barnes Ch.* Ordovician Paleocyanography // 32nd Intern. Geol. Congr. 2004. Abstracts. Part 2. P. 987.
- Barnes Ch.R., Fortey R.A., Williams S.H.* The pattern of global bio-events during the Ordovician period. In: Global events and event stratigraphy in Phanerozoic. Ed. Walliser O.H. Berlin: Springer, 1995. P. 139–172.
- Berner R.A., Kothavala Z.* GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time // *Amer. J. Sci.* 2001. V. 301. P. 182–204.
- Berry W.B.N.*, Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and Central Nevada: a comparative study // *Bull. Soc. Geol. France.* 2003. V. 174. № 3. P. 211–216.
- Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O.* et al. Les Gres du Paleozoique Inferieur au Sahara // *Publ. Inst. Francais Petr., Collection Soc. Tech. Pet.* 1971. № 18. P. 464.
- Biju-Duval B., Deynoux M., Rognon P.* Late Ordovician tillites of the Central Sahara. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambr. Univ. Press., 1981. P. 99–107.
- Boucot A.J., Jia-Yu R., Xu C., Scotese C.R.* Pre-Hirnantian Ashgill climatically warm event in the Mediterranean region // *Lethaia.* 2003. V. 36. № 2. P. 119–131.
- Brenchlay P.J., Carden G.A., Marshall J.D.* Environmental changes associated with the "first strike" of the late Ordovician mass extinction // *Marine Geol.* 1995. V. 20. P. 69–82.
- Brenchlay P.J., Marshall J.D., Carden G.A.* et al. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period // *Geology.* 1994. V. 22. № 4. P. 295–298.
- Brenchlay P.J., Marshall J.D., Underwood C.J.* Do all mass extinctions represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician // *Geol. Journ.* 2001. V. 36. № 3–4. P. 329–340.
- Brenchlay P.J., Newall G.* A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region. Norway: a record of glacio-eustatic changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1980. V. 31. № 1. P. 1–38.
- Brenchlay P.J., Romano M., Young T.P., Storch P.* Hirnantian glaciomarine diamictites – evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas // *Geol. Surv. Canada Paper.* 1991. № 90–9. P. 325–336.
- Calner M., Jeppsson L., Munneke A.* The Silurian of Gotland – Part I: Review of the stratigraphic framework, events stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development // *Erlanger geologische Abhandlungen.* 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 113–131.
- Cherns L., Buttler C., Massa D.* Late Ordovician cool water bryozoan mud mounds from Libya // *Erlanger geologische Abhandlungen.* 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 27.
- Copper P.* Reefs during the multiple crises towards the Ordovician-Silurian boundary: Anticosti Islands, eastern Canada, and worldwide // *Canadian J. Earth Sci.* 2001. V. 38. № 2. P. 153–171.
- Crowell J.C.* Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system // *Geol. Surv. Amer. Mem.* 192. 1999. P. 106.
- Crowell J.C., Suarez-Soruco R., Rocha-Campos A.C.* The Silurian Cancaniri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina and Peru. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambr. Univ. Press., 1981. P. 902–907.
- Crowley T.J., Baum S.K.* Reconciling Late Ordovician (440 Ma) glaciation with very high (14x) CO₂ levels // *J. Geophysical Research.* 1995. V. 100. P. 1093–1101.
- Crowley T.J., Berner R.A.* CO₂ and climate change // *Science.* 2001. V. 292. P. 870–272.
- Dahlqvist P., Calner M.* Late Ordovician palaeocyanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jamtland, Sweden // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 210. № 2–4. P. 149–164.
- Dalziel, I. W. D.* Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation // *Geological Society of America Bulletin.* 1997. V. 109. № 1. P. 16–42.
- Destombes J., Hollard A., Willefert S.* Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Lower Palaeozoic rocks of the world. Ed. Holland C.H. N.Y.: John Wiley and Sons Ltd., 1985. P. 93–336.
- Deynoux M.* Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the late Precambrian and Late Ordovician glacial drift in West Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. V. 51. P. 97–141.
- Deynoux M., Ghienne J.F.* Late Ordovician glacial pavements revisited: a reappraisal of the origin of striated surfaces // *Terra Nova.* 2004. V. 16. P. 95–101.
- Deynoux M., Trompette R.* Late Ordovician tillites of the Taoudeni Basin, West Africa. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambr. Univ. Press., 1981. P. 89–96.
- Diaz-Martinez E., Acosta H., Cardenas J.* et al. Paleozoic diamictites in the Peruvian Altiplano: evidence and tectonic implications // *J. South American Earth Sciences.* 2003. V. 14. № 6. P. 587–592.
- Diaz-Martinez E., Grahn Y.* Ordovician-Silurian boundary near La Paz (Bolivia): stratigraphy, sedimentology, chitinozoan biostratigraphy and regional palaeogeographic implications // *Erlanger geologische Abhandlungen.* 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 31.
- Dore F.* The Late Ordovician tillite in Normandy (Armorican Massif). In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambr. Univ. Press., 1981. P. 582–584.
- Douglas R.J.W.* Geology and economic minerals of Canada. Ottawa: Depart. Energy, mines and resources of Canada, 1972. 838 p.
- Fortey R., Cooch R.* A late Ordovician global warming event? // *Erlanger geologische Abhandlungen.* 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 37.
- Fortuin A.R.* Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea shale) in the Sierra de Albarran, Spain // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1984. V. 48. P. 245–261.
- Ghienne J.F.* Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni basin, West Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 189. P. 117–145.
- Ghienne J.F., Bartier D., Leone F., Loi A.* Characterization of Upper Ordovician Mn-layers on Sardinia: relationships with Late Ordovician glaciation // *Comp. Rendus Acad. Sci. France. Ser. II Fascicule A – Sci. Terre and Planetes.* 2000. V. 331. № 4. P. 257–264.
- Golonka J., Ross M.J., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // *Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoir.* V. 17. 1994. P. 1–47.

- Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A. et al. A new look at the nature of the transition layer at K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // *Russian Journal Earth Sciences*. 2005. V. 7. P. 1–45.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new Geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. № 2. P. 83–100.
- Grahn Y., Caputo M.V. Early Silurian glaciations in Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 99. № 2–4. P. 9–15.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. 1004 p.
- Hamoumi N., Le Ribault L., Pelhate A. Les Schistes du Cosquer (Ordovicien superieur, Massif armoricain occidental): une formation glacio-marine a la peripherie d'un inlandsis ordovicien // *Bull. Soc. Geol. France*. 1981. № 3. P. 279–286.
- Hamoumi N. Climatic control of fjord sedimentation during Upper Ordovician in Tachila, Western Anti-Atlas, Morocco // *Acta Universitatis Carolinae. Geologica*. 1999. V. 43. № 1–2. P. 107–110.
- Harland W.B. Gander Bay tillites of the Davivsville Group (Ordovician), northeastern Newfoundland. In: *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. P. 711–712.
- Harris M.T., Sheehan P.M., Ainsaar L. et al. Upper Ordovician sequences of Western Estonia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 210. № 2–4. P. 135–148.
- Herrmann A., Haupt B.J., Patzkowsky M.E. et al. Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric CO₂: potential causes for long-term cooling and glaciation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 210. № 2–4. P. 385–401.
- Huff W.D., Bergstrom S.M., Kolata D.R. Gigantic volcanic ash fall in North-America and Europe – biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance // *Geology*. 1992. V. 20. № 10. P. 875–878.
- Huff W.D., Kolata D.R., Bergstrom S.M., Zhang Y.S. Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash fall in North-America and Europe: dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics // *J. Volcanol. and Geothermal Res.* 1996. V. 73. № 3–4. P. 285–301.
- Jeppsson L., Calner M. The Silurian Mulde event and secundo-secundo events // *Transactions Royal Soc. Edinburgh-Earth Sci.* 2003. V. 93. Part 2. P. 135–154.
- Kaljo D., Kiipli T., Martma T. Carbon isotope event markers through the Wenlock-Pridoli sequence at Ohesaare (Estonia) and Priekule (Latvia) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 132. № 1–4. P. 211–223.
- Kaljo D., Martma T., Mannik P., Viira V. Implications of Gondwana glaciations in the Baltic late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicality // *Bull. Soc. Geol. France*. 2003. V. 174. № 1. P. 59–66.
- Kheraskova, T. N., Didenko, A.N., Bush, V.A., Volozh, Yu. A. The Vendian-Early Paleozoic history of continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. V. 5. № 3. C. 165–184.
- Konate M., Guiraud M., Lang J., Yahaya M. Sedimentation in the extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa // *J. African Earth Sciences*. 2003. V. 36. № 3. P. 185–206.
- Koren T.N. Evolutionary crisis of the Ashgill graptolites. In: *Advances in Ordovician geology*. Geological Survey of Canada. 1991. Paper 90–9. C. 157–164.
- Linnemann U., Elicki O., Gaitzsch B. Die Stratigraphie des Saxothuringikums. In: *Das Saxothuringikum*. Ed. Linnemann U. Dresden: Museum fur Mineralogie und Geologie, 2004. P. 71–110.
- Long D.G.F. Limits on late Ordovician eustatic sea-level change from carbonate shelf sequences; an example from Anticosti Island, Quebec // *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.* 1993. V. 18. P. 487–499.
- Ludvigson G.A., Witzke B.J., Gonzalez L.A. et al. Late Ordovician (Turinian-Chatfieldian) carbon isotope excursion and their stratigraphic and paleogeographic significance // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 210. № 2–4. P. 187–214.
- Marshall J.D., Brenchley P.J., Mason P. et al. Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the late Ordovician // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 132. P. 195–210.
- McGhee G.R., Sheehan P.M., Bottjer D.J., Droser M.L. Ecological ranking of Phanerozoic biodiversity crises: ecological and taxonomic severities are decoupled // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. V. 211. № 3–4. P. 289–297.
- Monod O., Kozlu H., Ghienne J.F. et al. Late Ordovician glaciation in southern Turkey // *Terra Nova*. 2003. V. 15. № 3. P. 249–257.
- Moreau J., Ghienne L.F., Deynoux M., Rubino J.L. Ice-proximal sedimentary records of the Late Ordovician glacial cycles // *Erlanger geologische Abhandlungen*. 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 55.
- Morel P., Irving E. Tentativ paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic // *J. Geology*. 1978. V. 86. P. 535–561.
- Munnecke A., Samtleben C., Bickert T. The Ireviken event in the lower Silurian of Gotland, Sweden – relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 195. № 1–2. P. 99–124.
- Nielsen A.T. Late Ordovician sea level changes: evidence of caradoc glaciations // *Geophysical Res. Abstracts*. 2003. V. 5. P. 11119.
- Paris F., Webby B.D. Aims, achievements and lessons learned from six years of IGCP project № 410 // *Erlanger geologische Abhandlungen*. 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 59.
- Pope M.C., Steffen J.B. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: a proxy record of glaciation? // *Geology*. 2003. V. 31. № 1. P. 63–66.
- Retallack G.J. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1999. V. 111. № 1. P. 52–70.
- Retallack G.J., Sheldon N.D., Cogoini M., Elmore R.D. Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 198. P. 373–380.
- Robardet M. Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In: *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. P. 585–589.
- Rocha-Campos A.C. Late Ordovician-early Silurian Trombetas Formation, Amazon Basin, Brazil. In: *Earth's pre-Pleis-*

- tocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. P. 896–898.
- Rong J.Y., Xu C., Harper D. The latest Ordovician Hirnantia fauna (Brachiopoda) in time and space // *Lethaia*. 2002. V. 35. № 3. P. 231–249.
- Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P. et al. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate // *GSA Today*. 2004. V. 14. № 3. P. 4–10.
- Runcorn S.K. Rock magnetism // *Science*. 1959. V. 129. P. 1002–1005.
- Rust I.C. Early Palaeozoic Pakhuis tillite, South Africa. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. P. 585–589.
- Saltzman M.A., Young S.A. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia // *Geology*. 2005. V. 33. № 3. P. 109–112.
- Saxena G.N., Assefa G. New evidence on the age of the glacial rocks of Northern Ethiopia // *Geol. Mag.* 1983. V. 120. № 6. P. 549–554.
- Scotese, C. R., Paleomap project 2000. <http://www.scotese.com/>
- Schenk P.E., Lane T.E. Early Paleozoic tillite of Nova Scotia, Canada. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Eds. Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Camb. Univ. Press., 1981. P. 707–710.
- Semtner A.K., Klitzsch E. Early Paleozoic paleogeography of Northern Gondwana margin – new evidence for Ordovician-Silurian glaciation // *Geol. Rundschau*. 1994. Bd. 83. № 4. P. 743–751.
- Sepkoski J.J. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global date bases. In: Global events and event stratigraphy in Phanerozoic. Ed. Walliser O.H. Berlin: Springer, 1995. P. 35–52.
- Serveis T., Li J., Stricanne L., Vecoli M., Wicander R. Acrutarchs. In: The Great Ordovician Biodiversification Event. Eds. Webby B.D., Paris F., Droser M.L. N.Y.: Columbia University Press, 2004. P. 348–360.
- Sloan R.E. A chronology of North American Ordovician trilobite genera // *Advances in Ordovician geology*. *Geol. Surv. Canada Paper* 90–9. 1991. P. 165–177.
- Sohnge A.P.G. Glacial diamictite in the Peninsula Formation near Cape Hangklip // *Transection. Geol. Soc. South Africa*. 1984. V. 87. P. 199–210.
- Smith, A. G., Pickering, K. T. Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth // *Jour. of Geol. Soc.* 2003. V. 160. Pt. 3. P. 337–340.
- Spjeldnaes N. Ordovician climatic zones // *Norsk. Geol. Tidsskr.* 1961. V. 41. № 1. P. 45–77.
- Stanley S.M., Powell M.G. Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: a new state for the global marine ecosystem // *Geology*. 2003. V. 31. № 10. P. 877–880.
- Su W.B. K-bentonites near the Ordovician-Silurian boundary in south China: contributing factor to the terminal Ordovician multiple-sphere crises? // *32nd Intern. Geol. Congress*. 2004. Abstracts. V. 2. P. 989.
- Sutcliffe O.E., Doveswell J.A., Whittington R.J. et al. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit // *Geology*. 2000. V. 28. № 11. P. 967–970.
- Tobin K.J., Bergstrom S.M. Ordovician oxygen isotopes and paleotemperatures // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 129. № 3–4. P. 269–290.
- Tobin K.J., Bergstrom S.M. Implication of Ordovician (approximate to 460 Myr) marine cement for constraining seawater temperature and atmospheric pCO₂ // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. V. 181. № 4. P. 399–417.
- Tobin K.J., Wolker K.P. Ordovician oxygen isotopes and paleotemperatures // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 129. № 3–4. P. 269–290.
- Uchman A. Phanerozoic history of deep-sea trase fossils. In: The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. *Geol. Soc. Spec. Public.* 2004. Issue 228. P. 125–139.
- Vaslet D. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia // *Episodes*. 1990. V. 13. P. 147–161.
- Villas E., Comez J., Alvaro J.J. Modelling the Hirnantian eustatic fall and its related Gondwanan ice-sheet growth time // *Erlanger geologische Abhandlungen*. 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 74.
- Vihlasova Z. Ordovician conulariid diversity in the Peri-Gondwana and Baltica regions – a summary with a special view to the Ordovician of Barrandian // *Erlanger geologische Abhandlungen*. 2004. Sonderband 5. Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate. P. 75.
- Walliser O.H. Global events and event stratigraphy. Berlin: Springer Verlag, 1995. 335 p.
- Wang K., Chatterton B.D.E., Wang Y. An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sedimentary rocks, Yangtze Sea, South China: implication for CO₂ changes during the Hirnantian glaciation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 132. P. 147–158.
- Wellman C.H., Osterloff P.L., Mohiuddin U. Fragments of the earliest land plants // *Nature*. 2003. V. 425. P. 282–285.
- Wenzel B., Joacgimski M. M. Carbon and oxygen isotopic composition of Silurian brachiopods (Gotland/Sweden): palaeoceanographic implications // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. V. 122. № 2–4. P. 143–166.
- Williams G.E. Milankovitch-band cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician-Early Silurian glaciation, Canning basin, Western Australia // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 1991. V. 103. P. 143–155.
- Yapp C.J. Palaeoenvironmental interpretations of oxygen isotope ratios in oolitic ironstones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. № 14. P. 2409–2420.
- Zalasiewicz J., Taylor L. Deep-basin dropstones in the early Silurian of Wales; a clue to penecontemporaneous, near-shore algal forests // *Proceedings of the Geol. Association*. 2001. V. 112. P. 63–66.
- Zhang S., Barnes R. Late Ordovician-Early Silurian (Ashgillian-Llandovery) sea level curve derived from conodont community analysis, Anticosti Island, Quebec // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. V. 180. № 1–3. P. 5–32.
- Zhang T., Kershaw S., Wan Y., Lan G. Geochemical and facies evidence for palaeoenvironmental change during the Late Ordovician Hirnantian glaciation in South Sichuan Province, China // *Global and Planetary Change*. 2000. V. 24. № 2. P. 133–152.