

УДК 551.461.8

ПРИЧИНЫ ВЕЛИКОГО МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ МОРСКИХ ОРГАНИЗМОВ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

© 2016 г. М. С. Бараш

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва**e-mail: barashms@yandex.ru*

Поступила в редакцию 09.06.2015 г.

В позднем девоне произошло второе из пяти великих массовых вымираний фанерозоя, количество видов сократилось на 70–82%. Основные кризисы имели место у границы франского и фаменского веков и у границы девон/карбон. Литологический и геохимический состав осадков, вулканогенные отложения, импактиты, соотношения изотопов углерода и кислорода, признаки климатических колебаний и изменений уровня моря отражают процессы, приводившие к возникновению критических условий. Интервалы кризисов маркируются слоями черных сланцев, которые возникли в малоокислородных или бескислородных условиях. Эти условия были основной непосредственной причиной гибели организмов. Массовое вымирание позднего девона было обусловлено комбинацией импакт-событий и обширного вулканизма. При обоих явлениях в атмосферу выбрасывались вредные химические элементы и аэрозоли. Возникали парниковый эффект, потепление, затемнение атмосферы, препятствующее фотосинтезу, а также стагнация океана, развивалась аноксия. Разрушались пищевые цепи, сокращалась биопродуктивность. В итоге происходило вымирание значительной части морской биоты.

DOI: 10.7868/S0030157416050014

В девоне (419.2 ± 3.2 – 358.9 ± 0.4 млн. л. н.) (здесь и далее возраст стратиграфических границ по [30]) произошло второе из пяти великих массовых вымираний фанерозоя, во время которых погибало более 75% организмов в течение относительно коротких временных интервалов. В позднем девоне сокращение биоразнообразия морских организмов на уровне семейств оценивается в 13–38%, на уровне родов 55–60% родов и на уровне видов 70–82% видов [42]. Пострадали также наземные организмы – исчезло 43–53% таксонов растений. Большинство вымираний отдельных таксонов морских организмов в позднем девоне соответствует кризисам у границы франского и фаменского веков (FFB – Franian/Famennian Boundary, 372.2 млн. л. н.) и в конце девона, у границы с карбоном (DCB – Devonian/Carboniferous Boundary, 358.9 млн. л. н.) (рис. 1). Первый из кризисов (FFB) был более сильным. Часто именно его называют великим массовым вымиранием.

Девонские брахиоподы составляли разнообразную и многочисленную часть бентических комплексов; во время кризиса FFB вымерло 33 семейства, из которых 30 были тропическими. Сильно пострадали брахиоподы среднего и внешнего шельфа. Мшанки (Bryozoa) в девоне были процветающей группой, насчитывавшей более 1000 видов. Их массовое вымирание произошло раньше вымирания большинства других организмов – у границы живетского и франского ярусов,

когда вымерло 43% семейств, 64% родов и 69% видов [28]. Как и брахиоподы, мшанки не пострадали во время вымирания DCB. В позднем девоне вымер 31% родов двустворчатых моллюсков.

Ругозные кораллы почти исчезли. На рубеже FFB вымерло 97% мелководных видов и 60% глубоководных [48]. Табулятные кораллы, населявшие рифы, потеряли 80% родов во время этого кризиса, но не были затронуты кризисом на DCB границе. Строматопороидеи были главными рифосозидающими организмами среднего палеозоя, во франском веке они создавали крупнейшие рифы. Однако к концу франа исчезло 50% их семейств и роль основных рифостроителей перешла к известковым водорослям. Сохранились придонные сообщества и холодноводные таксоны строматопороидей. В конце фаменского века исчезли последние шесть их семейств. В это же время вымерли все рифовые известковые водоросли.

Для трилобитов вымирание к концу фаменского века было катастрофическим. Остракоды во время FFB кризиса подверглись сильному экологическому стрессу – вымерло 70% видов. Больше пострадали остракоды-илоеды, лучше сохранились виды, способные существовать в малоокислородной среде, и планктонные формы. Аммоноидеи также испытали массовое вымирание – вымерло 26 семейств, выжило только одно [29]. В позднем девоне пострадали все хордовые, за исключением акул. Произошло массо-

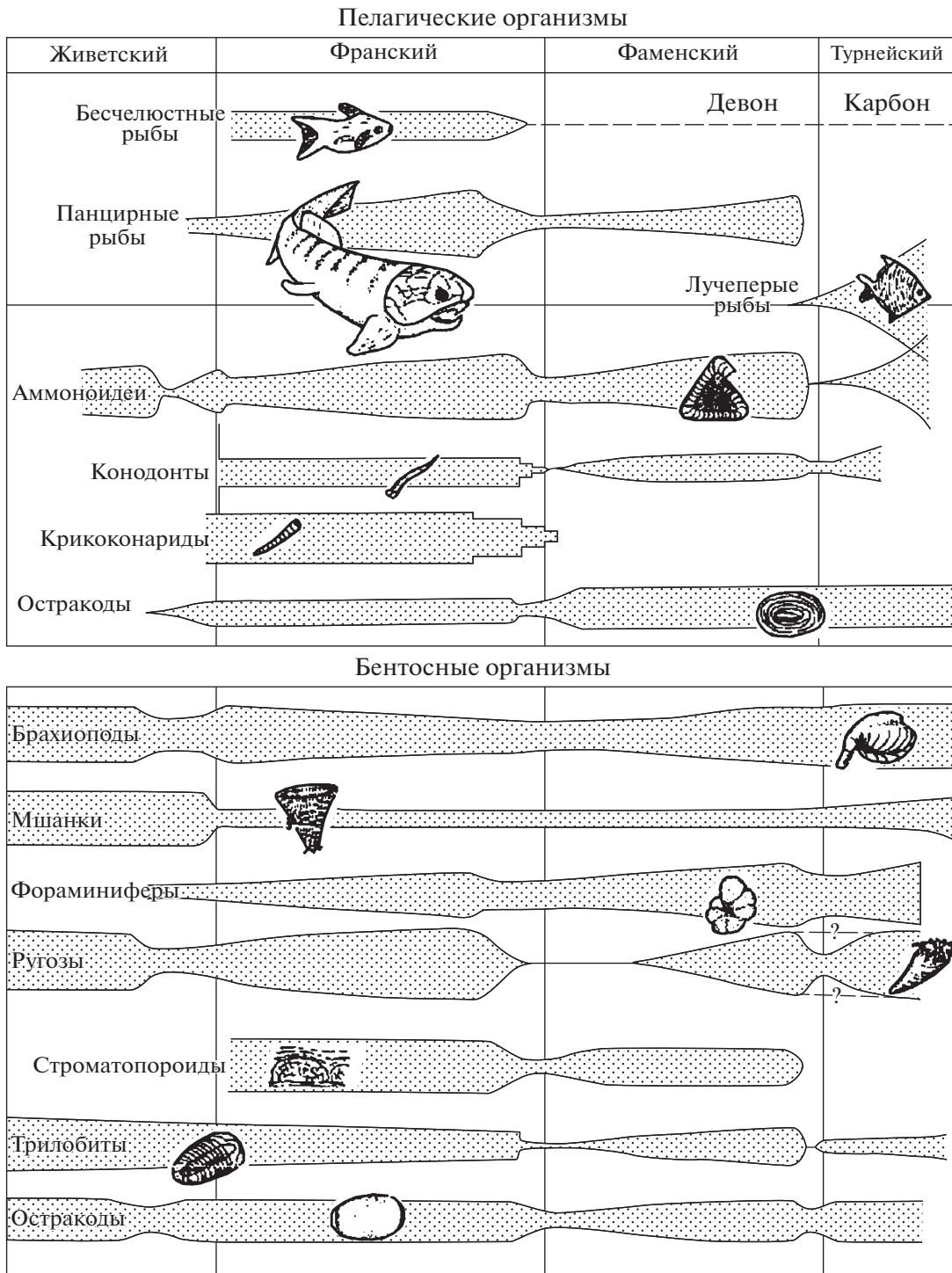


Рис. 1. Изменения биоразнообразия пелагических организмов и бентоса в позднем девоне—начале карбона (по [27], возраст границ ярусов по [30]).

вое сокращение разнообразия конодонтов; исчезли девять семейств бесчелюстных рыб, а из панцирных артродир — 63 из 70 родов. Пресноводные панцирные рыбы преодолели кризис лучше морских. В конце девона исчезли все панцирные рыбы.

Палеонтологические свидетельства кризисов совпадают по времени с литологическими, геохимическими и изотопными признаками изменений природной среды (см. обзор [46]). На соответствующих стратиграфических уровнях располагаются слои черных сланцев, вулканогенных

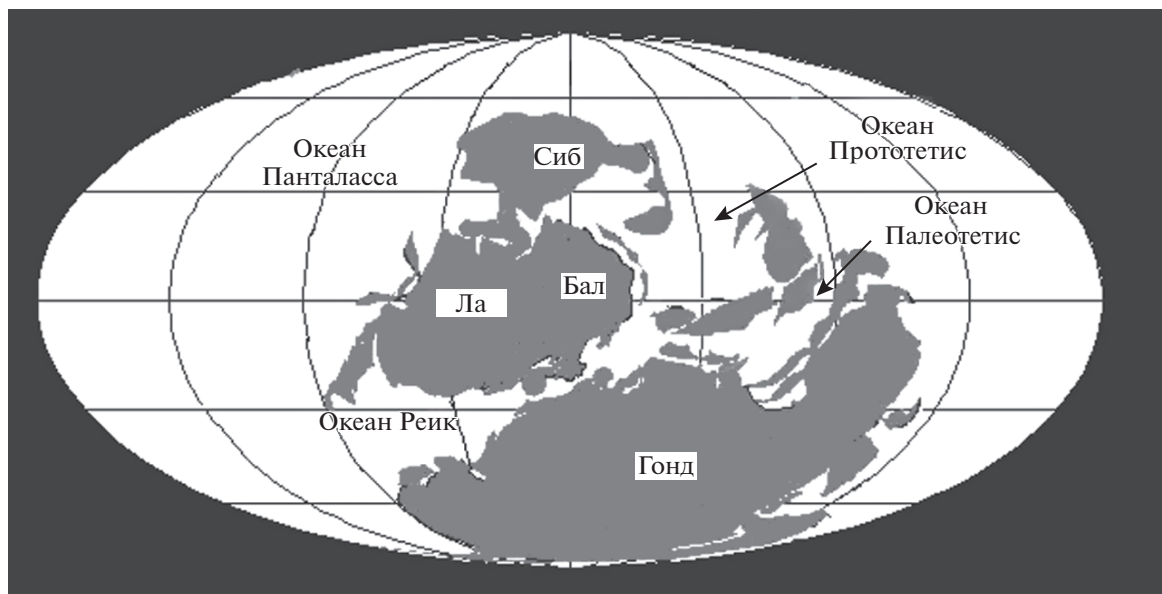


Рис. 2. Палеогеография в позднем девоне, 370 млн. лет назад (по [53], с изменениями). Плиты: Сиб – Сибирская, Ла – Лаврентия, Бал – Балтика, Гонд – Гондвана.

отложений, импактиты, отмечаются колебания соотношения изотопов углерода и кислорода, признаки климатических колебаний, изменений уровня моря и др. В качестве основных причин вымирания рассматриваются тектонические движения, колебания климата и уровня моря, вулканизм, столкновение Земли с космическими телами (импакт-события). Абиотические факторы через гидрологическую структуру и гидрохимический состав водной толщи влияли на эволюцию биоты океана – на ареалы и размеры организмов, биоразнообразие, биопродуктивность. Сочетание неблагоприятных условий вызывало массовую гибель.

Тектоническим фоном вымирания было существование Гондваны у Южного полюса и развитие главного акадско-ранневариссийского складчатого пояса (рис. 2). Губительные пертурбации условий среды могли быть вызваны интенсификацией силикатного выветривания на приподнятых континентальных площадях и уменьшением концентрации парниковой CO_2 в атмосфере. Они могли также быть вызваны активным развитием наземной растительности и массовым захоронением органического углерода. Предполагается увеличение первичной продукции из-за повышенного поступления питательных веществ с континентов.

Характерными признаками возникновения крайне неблагоприятных условий во время двух последних вымираний позднего девона (FFB и CDB) было неоднократное глобальное развитие фации черных сланцев, обогащения осадков редкими металлами, увеличения $\delta^{34}\text{S}$ пирита, позитивных сдвигов $\delta^{13}\text{C}$, преимущественного разви-

тия толерантных к низкому содержанию кислорода бентических организмов. Для объяснения повышенного захоронения органического углерода используются две основных модели: лучшая сохранность органического вещества в стагнантных океанах и возрастание первичной продуктивности, приводящее к увеличению привноса органического вещества в осадки. Этой модели соответствует увеличение выноса биогенных элементов с суши при регрессиях. Согласно численным моделям, этот процесс мог быть главным во время образования двух $+3\%$ экскурсий $\delta^{13}\text{C}$ позднего франа. Причиной были, вероятно, падения уровня моря [13]. В позднем девоне обогащенные органическим веществом черные сланцы образовались при высоком поступлении в осадок органики и условиях ее сохранения при недостатке кислорода на границе вода–дно.

Основной пульс вымирания в позднедевонских разрезах у FFB границы получил название Келлвассер, он выделяется в виде двух слоев черных сланцев. Оба горизонта Келлвассер обнаружены в Лаврентии, Гондване, Сибири, Южном Китае. Органо-молекулярные индикаторы из морских осадочных отложений в Бельгии в интервале FFB свидетельствуют о широком распространении пожаров лесной наземной растительности, эрозии почв и развитии океанской гипоксии, которая вызвала вымирание морских организмов. Данные по магнитной восприимчивости показывают преобладание аридного климата, который способствовал лесным пожарам [33].

Интервал FFB в Южном Китае и в Польше по материалам исследований изотопов серы характеризуется частыми пертурбациями цикла серы

[15]. Авторы связывают это с колебаниями уровня моря и климатических условий, что вызывало изменение сноса с континентов питательных веществ, объемов первичной продукции и скорости захоронения органики. Возрастание поступления питательных веществ при падении уровня моря могло сильно увеличить бактериальную сульфат-редукцию. За этим следовало возникновение длительных эксинских условий при быстром поднятии уровня моря в начале фамена. Временное совпадение двух фаз вымирания с геохимическими перестройками и эксинизацией эвфотической зоны подтверждает, что эти события сыграли важную роль в биотическом кризисе.

Событие Келлвассер воздействовало в большей степени на мелководные тепловодные организмы (системы коралловых рифов, брахиоподы, трилобиты, аммониты, конодонты, акритархи и др.). В интервалах FFB в двух значительно удаленных районах, в Бельгии и Китае, были выделены положительные сдвиги и высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Некоторые компоненты органического вещества в обоих разрезах около FFB показали сходные пики. Эти данные указывают на глобальное распространение бескислородной или мало-кислородной воды, что должно было повлиять на биотический кризис [57].

Различие геохимических характеристик двух слоев черных сланцев Келлвассер в горах Гарца (Германия) дало основание для предположения о разных условиях их образования [51]. Нижний горизонт возник в результате возрастания выноса питательных веществ с суши, увеличения первичной продукции и развития аноксии на погруженных платформах. Верхний горизонт возник при образовании мало-кислородных вод в глубоких частях океана из-за эпизодического возникновения водной стратификации во время максимума франкской трансгрессии. Мало-кислородные глубинные воды могли вторгаться на мелководье при трансгрессии.

Ограниченное содержание кислорода не было широко признано как причина для исчезновения рифов из-за отсутствия исследований самых мелководных фаций Келлвассера. Эпизодическое возникновение бескислородных условий на очень мелководной карбонатной платформе во время события Верхний Келлвассер было доказано геохимическими исследованиями в Альберте (Канада) [12]. Этот район в позднем девоне находился в экваториальной зоне. Трансгрессии сопровождалась здесь распространением мало-кислородных или бескислородных вод, на что указывает обогащение осадка органическим углеродом и ураном.

В Китае позднедевонская формация Хонггуленг содержит горизонт события верхний Келлвассер [14]. В отличие от предыдущих исследований, в которых утверждалось, что это событие

было распространено в мелководных краевых эпиконтинентальных бассейнах закрывающегося пра-океана Реик (Реикум), в этой работе доказывается, что оно проявилось и на мелководьях открытой океанической части Палеотетиса.

Заключительный пульс вымирания непосредственно перед DСВ также литологически отражается в виде слоя черных сланцев Хангенберг, обнаруженных в Европе, С. Африке, С. Америке и Китае [45]. Время их накопления включает массовое вымирание и гляциоэвстатические колебания уровня моря. Точные U–Pb датировки по циркону слоев вулканического пепла, ограничивающих этот слой, позволили уточнить возраст события (от 358.97 ± 0.11 млн. л. до 358.89 ± 0.20 млн. л.) и его продолжительность (~50–100 тыс. л.). Гляциоэвстатические климатические колебания отражают, вероятно, циклы Миланковича. Терминальное вымирание девона совпадает по времени с вулканическими извержениями, климатическими изменениями, колебаниями уровня моря, развитием аноксии и, возможно, суперкапнии. DСВ хорошо коррелируется в субглобальном масштабе по положительному пику $\delta^{13}\text{C}$ [13, 35, 46] (рис. 3). Этот пик считается синхронным с горизонтом черных сланцев Хангенберг.

Причиной изменения гидрохимических характеристик океана в интервале DСВ от мало-кислородных к высококислородным условиям могло быть изменение типа вертикальной циркуляции с галинной на термогалинную. Если в девоне глубинные воды формировались при опускании плотных сверхсоленых вод, образовавшихся в эпиконтинентальных и шельфовых морях в низких широтах, то при похолодании они стали формироваться в высоких широтах при опускании холодных обогащенных кислородом вод. Другая вероятность — низкая концентрация кислорода в девонской атмосфере и ее повышение к концу периода [5].

В отличие от большинства разрезов интервала DСВ, представленных черными сланцами с высокими концентрациями органического вещества, в Восточных Альпах (Австрия) он представлен карбонатными фациями. Здесь проведены детальные геохимические исследования [11]. Концентрации органического вещества и изотопов $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ показали сдвиг к более высоким значениям, что отражает период похолодания, активизации океанской циркуляции, повышенной биопродуктивности.

В черных сланцах Хангенберг, накопленных на позднедевонском шельфе в польской его части, установлено, что условия в придонной воде периодически колебались от бескислородных к кислородным. Значения U/Th выше 1.25, Ni/Co значения выше 7, при общем содержании органического вещества выше 10% и другие геохимические данные по нижней части слоя Хангенберг

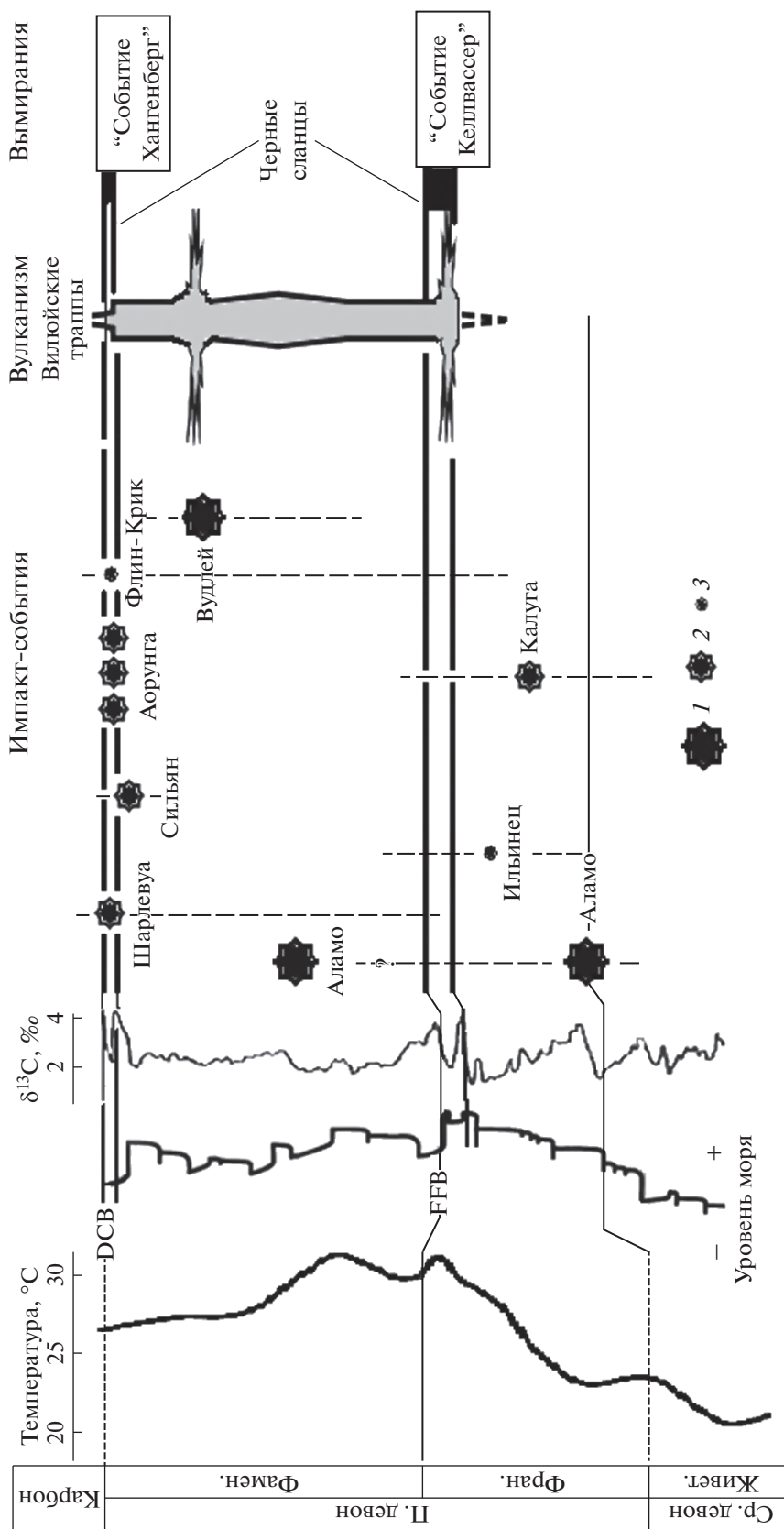


Рис. 3. Связь между абиотическими факторами и массовой гибелью организмов в позднем девоне. Условия среды: температура поверхностной воды в низких широтах (по [31]); FFB – фран-фаменская граница; DCB – граница девона и карбона; уровень моря (“+” – трансгрессия, “-” – регрессия), по [32]; изотопно-углеродное соотношение δ¹³C, по [13]; импакт-события (размеры кратеров: 1 – более 100 км, 2 – 100–10 км, 3 – менее 10 км); вулканизм Виллойской трапповой провинции (выделены интервалы активизации извержений). Показаны стратиграфическое положение горизонтов черных сланцев и событий массовых вымираний Келлвассер и Хангенберг. Штриховые линии – предполагаемые возрастные интервалы оценок.

доказывают наличие бескислородной или мало-кислородной обстановки. При отложении верхней части слоя сланцев вновь возникли бескислородные условия. Во всех образцах присутствовали мелкие фрамбоиды пирита и биомаркеры, подтверждающие эвксинские условия в фотической зоне [41]. В этом же разрезе в средней части сланцев Хангенберг присутствует слой вулканогенных отложений с геохимическими характеристиками, типичными для океанских базальтов. Следовательно, полагают авторы, вулканизм мог повлиять на снижение биоразнообразия.

В горизонтах черных сланцев Келлвассер и Хангенберг обнаружены бактериальные маты, сходные с матами современных цианобактерий [36]. Цианобактерии толерантны к слабо сульфидным условиям. Они характеризуют условия придонных вод эпиконтинентальных морей позднего девона как малоокислородные и обогащенные H_2S , т.е. неблагоприятные для большей части бентоса. Вероятно, в позднем девоне придонные условия колебались от насыщенных кислородом до бескислородных. Это зависело от скорости продукции кислорода цианобактериями, интенсивности эмиссии H_2S из разлагающихся матов и скорости продукции планктона.

Франский век был временем общего подъема уровня моря (рис. 4). Массовое вымирание произошло при резком падении уровня у FFB, вызванном началом оледенения Южного полушария. Сократилась площадь главной экологической ниши морских организмов. Накапливались черные сланцы Келлвассер. Фаменский век был временем общего понижения уровня, которое прерывалось несколькими гляциоэвстатическими поднятиями и завершилось менее значительным массовым вымиранием Хангенберг при другом резком падении уровня моря. Это понижение уровня было связано с кульминацией ледникового щита на Гондване [52].

С.А. Сандберг с соавторами [52] считают, что наиболее вероятным объяснением катастрофических эвстатических подъемов уровня и последовавшего массового вымирания в позднем фране являются серии “кометных ливней”. Они обосновывают это предположение большим количеством известных и вероятных импактов, таких как Сильян и Флинн-Крик. В качестве доказательства связи катастрофических подъемов уровня моря с кометными ливнями рассматривается крупное поднятие уровня после импакт-события Аламо. Поднятия уровня, связанные с импактом Аламо и последовавшими за ним кометными ливнями, ослабили экосистемы и усилили губительный эффект падения уровня в конце фране, когда произошло массовое вымирание.

К причинам вымирания относят климатические изменения как потепления, так и похолодания. Потепления ассоциируются с выделением

парниковых газов при вулканизме и с последующим развитием аноксии [10, 23 и др.]. Похолодания ассоциируются с оледенением в южном полушарии и падением уровня моря. Фактором похолодания в девоне могли быть бурное развитие наземных растений и изъятие ими углекислого газа из атмосферы, возрастание выветривания, развитие аноксии и захоронение органического углерода [4].

Похолодание в интервале FFB палеонтологически обосновывается преимущественным вымиранием рифовых и других низкоширотных организмов, выживанием холодноводных организмов во время и после кризисных интервалов, признаками оледенения в Гондване, быстрыми колебаниями уровня моря. Похолодание в низкоширотных областях могло быть следствием сближения плит Гондваны и Лаврентии во франском веке, перекрытия экваториальной циркуляции и отклонения холодных высокоширотных вод в тропики [18].

Опубликованы многочисленные палеонтологические и литологические данные о том, что в конце фране имело место похолодание, связанное с оледенением в Гондване, и что оно было началом позднепалеозойской ледниковой эпохи [43]. Его первый пульс проявился около 376 млн. л. н. (нижний Келлвассер), а второй — около 375 млн. л. н. (верхний Келлвассер). Оба пульса отразились в сокращении биоразнообразия. Вторым этапом позднепалеозойской ледниковой эпохи было похолодание в позднем фамене. В это время ледники в Гондване достигли максимума. В прибрежных отложениях (Кентукки, США) отлагался ледниковый детрит, включая валуны. Минимальный объем второго этапа фаменского ледникового покрова в западной Гондване оценивается в 16×10^6 км².

На многих континентах имеются свидетельства быстрых эвстатических понижений уровня моря в позднем девоне: карстификация и брекчирование франских и фаменских карбонатных пород, вызванные их субаэральной экспозицией, стратиграфические перерывы, отложения эвапоритов и черных сланцев.

Похолодание и возникновение фаменских оледенений в южной Гондване могут быть объяснены и тектоническими причинами [7]. Одновременное развитие главного акадско-ранневарисийского складчатого пояса позволяет предложить модель связи пертурбаций условий среды с интенсивным континентальным поднятием через два механизма уменьшения концентрации CO_2 в атмосфере: 1) интенсификацией силикатного выветривания на континентальных площадях, о чем свидетельствует крупное увеличение соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ морской воды у FFB; 2) массовым захоронением органического углерода (событие Келлвассер) в полузамкнутых бас-

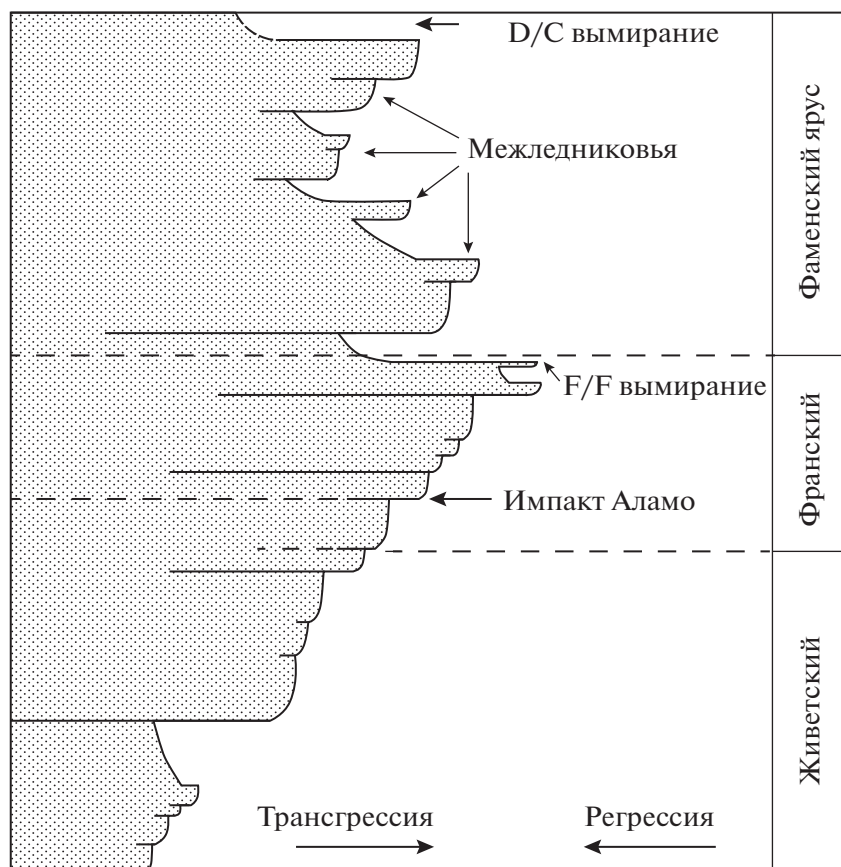


Рис. 4. Вымирания морских организмов и колебания уровня моря в позднем девоне (по [52], с изменениями). Показано положение импакт-события Аламо и гляциозвстатических подъемов уровня моря во время межледниковий фамена.

сейнах из-за сокращения экваториальных океанических связей между океанами Панталасса и Палеотетис. Предполагается увеличение первичной продукции из-за повышенного поступления питательных веществ с континентов.

Изменения уровня моря, документированные в глубоководных разрезах, на подводных поднятиях, на склонах, на внешних и внутренних шельфах [52], а также глобально распространенная положительная экскурсия $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ подтверждают связь массового вымирания у FFB с падением уровня моря и изменениями цикла углерода [56].

Для определения концентрации CO_2 используется $\Delta^{13}\text{C}$ ($=\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) [20], поскольку разница между карбонатным и органическим компонентами определяется фракционированием при фотосинтезе, которое отчасти зависит от концентрации CO_2 в морской воде. Для выявления связи между колебаниями концентрации CO_2 в атмосфере и вымираниями в интервале FFB были выполнены парные анализы неорганического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и органического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) изотопов углерода в двух позднедевонских разрезах в южном Китае [56] (рис. 5). Более сильное падение доли органического изотопа по сравнению с карбонат-

ным указывает на уменьшение уровня CO_2 в атмосфере. Начало этого уменьшения предшествует регрессии, которая совпадает с началом вымирания конодонтов. Понижение температуры, вызванное уменьшением парникового эффекта атмосферной CO_2 , могло внести вклад в массовое вымирание.

По данным исследований морских отложений в США (Иллинойс), в конце фамена—начале турнейского века (DCB) значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ возросли от -1.0 до $+5.0-7.0\%$ (экскурсия Хангенберг), показывая, что парниковый климат сменился ледниковым [16]. В восточном Анти-Атласе (Anti-Atlas) (Марокко) проведено детальное исследование изменений условий осадконакопления в интервале DCB [34]. Результаты свидетельствуют о высокочастотных изменениях уровня моря, в том числе двух глобальных трансгрессивных и бескислородных событиях накопления черных сланцев Хангенберг (DCB) и Нижний Алум в турнейском ярусе раннего карбона. Оба события в этом регионе совпадают с массовыми вымираниями. Корреляция с гляциальными фазами в южной Гондване указывает на гляциально-эвстатическую причину изменений уровня моря и общее понижение порядка 100 м, совпадающее с глав-

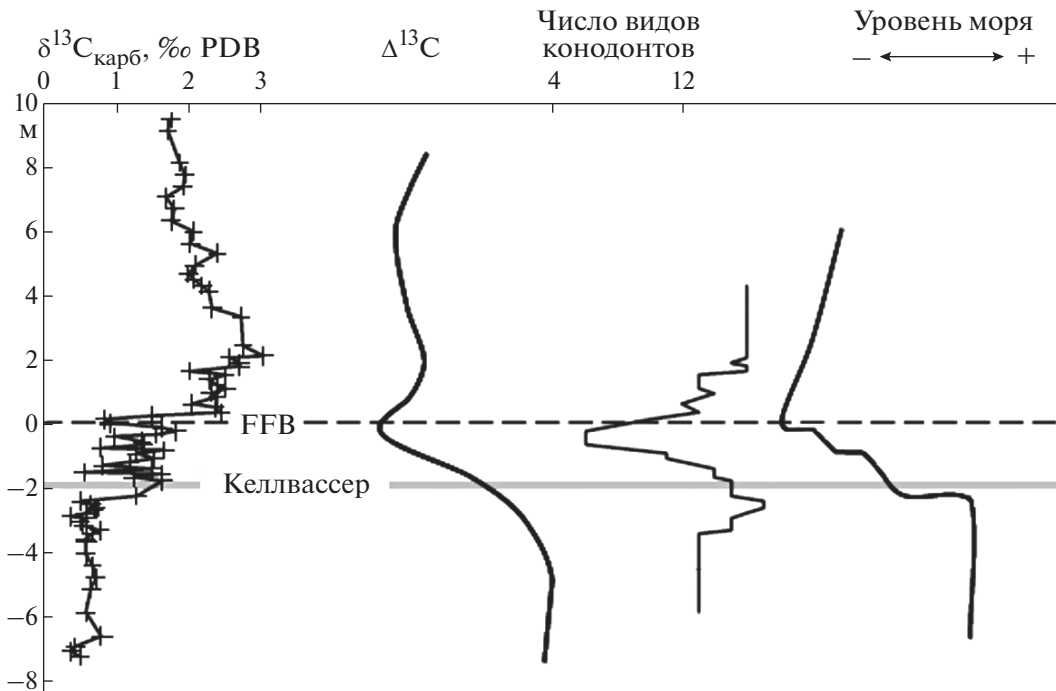


Рис. 5. Связь между колебаниями соотношения изотопов углерода, эволюцией конодонтов и колебаниями уровня моря у фран-фаменской границы (FFB) в разрезе позднедевонских отложений в южном Китае (по [56], с изменениями).

ной регрессивной фазой события Хангенберг. Эти результаты соответствуют представлениям о прохладном и влажном климате в конце девона, который вызвал рост оледенения в высоких широтах и повышенное накопление обломочных осадков в средних широтах северо-западной Африки.

Для количественной реконструкции палеотемператур девона был использован апатит обильных в отложениях палеозоя конодонтов [31]. Изотопно-кислородное соотношение было исследовано в 639 образцах из разрезов С. Америки, Европы и Австралии. Раннедевонские палеотемпературы тропического пояса достигали 30–32°C, в среднем девоне (397–385 млн. л. н.) они понизились до 22–25°C, а во фране возросли и вновь достигли максимума 30–32°C у FFB. Эти данные не поддерживают точку зрения о суперпарниковом климате среднего девона. Реконструированные палеотемпературы показывают, что кораллово-строматопоровые рифы процветали в относительно прохладном климате, а в очень теплых условиях раннего и позднего девона доминировали рифы, создаваемые микробными сообществами. В среднем-позднем фамене умеренное похолодание завершилось коротким оледенением у границы девона и карбона, которое отразилось как позитивное отклонение $\delta^{18}\text{O}$ в апатите конодонтов. Судя по этим реконструкциям, два девонских вымирания (у границы живетского и франского веков, и особенно четко у FFB) происходили при увеличении температур.

В разрезе Ковала (Польша) выявлены климатические колебания, обусловленные астрономическими ритмами [21]. Отложения ранних интервалов накоплены в условиях жаркого парникового климата, а поздние показывают переход к ледниковым условиям. Литологические колебания фран-фаменского разреза соответствуют ритмам эксцентриситета 405 и 100 тыс. лет. Интерпретация подтверждена высокоразрешающими измерениями стабильных изотопов. По полученной возрастной модели события накопления черных сланцев раннего и позднего Келлвасера разделяет 800 тыс. лет. Распределение пирита и Th/U-датировки показали, что в течение позднего Келлвасера содержание кислорода оставалось низким 400 тыс. лет. По данным определений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ состояние цикла углерода после отклонения на +3‰ выровнялось через 600 тыс. лет.

Фамен-турнейский (ДСВ) интервал также содержит литологические изменения, отвечающие 100-тысячелетним астрономическим ритмам. Слои черных сланцев, в том числе соответствующие событию Хангенберг, по мнению авторов, накапливались в условиях трансгрессий, когда крайне высокий эксцентриситет способствовал разрушению мелких континентальных ледниковых щитов на южных широтах западной Гондваны [21].

Несомненно важнейшим было влияние на вымирание вулканических извержений. В девоне крупнейшее из них – извержение Вилуйских траппов. Вилуйская (Якутская) трапповая про-

винция обнажается в долинах рек Лены, Мархи и Вилюя, вдоль рифтовых сбросов и на склонах Анабарского и Алданского щитов. Интрузивные породы представлены дайками, силлами и слоистыми базальтовыми брекчиями. Базальты переслаиваются с пеплами и туфами. Продукты вулканизма и осадки позднего девона—раннего карбона залегают на протерозойских и раннепалеозойских породах. Вилюйский авлакоген протягивается на северо-восток на 600 км и погружается под верховянский складчатый пояс. Большая часть трапповой провинции уничтожена эрозией, а на западе перекрыта Сибирскими пермо-триасовыми траппами. Однако лишь авлакоген содержит около 300 000 км³ магматических пород [39].

Извержения проходили в виде нескольких пульсов. Мощность осадочной толщи составляет 3–7 км в западной части рифта. Общий объем магматизма Вилюйского рифта оценивается в один млн. км³. Среднее значение определений возраста методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar по нескольким образцам составляет 373.4 ± 0.7 млн. л., что соответствует принятому возрасту FFB (372.2 ± 1.6 млн. л.) [19]. Другие данные по образцам из Вилюйского рифта показали две группы оценок со среднезвешенными значениями 364.4 ± 1.7 и 376.7 ± 1.7 млн. л. Первое значение близко к возрасту DCB границы, несколько опережая ее. Авторы полагают, что эти данные подкрепляют гипотезу о связи вымирания с вулканизмом [50]. Применение новой техники ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования базальтовых излияний с учетом их изменения в процессах выветривания [8] привело автора к выводу о достаточной точности датирования для утверждения, что извержение Вилюйских траппов соответствует возрасту FFB, т.е. главному позднедевонскому масовому вымиранию.

Кроме Вилюйской трапповой формации, известны другие крупные области позднедевонского магматизма. На южном Урале проявились две стадии базальтового магматизма: в последней трети франского века и более мощная, которая совпадает с FFB [54]. На Восточно-Европейской платформе располагалась крупнейшая область развития щелочного магматизма, включавшая 25 магматических центров на площади 100 000 км² [55]. Припять-Днепр-Донецкая рифтовая зона имела протяженность более 800 км [38]. Частью крупной позднедевонской вулканической провинции периферии Палеотетиса была, вероятно, вулканическая зона в северном Иране [24]. Известны также магматические проявления позднего девона в Северном и Южном Китае. Воздействие извержений на биоту включает несколько вероятных механизмов: через выбросы в атмосферу больших количеств CO₂ и SO₂, глобальное затемнение, кислотные дожди, потепление, поднятие уровня моря, образование высокосоленых глубинных вод, повышенную вертикаль-

ную стратификацию, развитие бескислородных водных масс в океане. Соотношение редкоземельных элементов (REE), а также Fe, Mn, Al и других элементов в известняках Южного Китая доказывают существование в это время активных гидротермальных процессов, которые могли повлиять на окисление морской воды, загрязнение ее тяжелыми металлами, эвтрофикацию и вызвать нарушение неритической экосистемы [58].

В позднедевонских отложениях обнаружены последствия активной бомбардировки Земли космическими телами — астероидами и/или кометами, которые не могли не повлиять губительно на биоразнообразие. Они проявились в виде кратеров, а также районов повышенной концентрации иридия и распространения шокового кварца и микросферул. (Оценки возраста импакт-событий, полученные на основании разных методов, иногда различаются и имеют значительный разброс). Кратер Вудлей обнаружен у западного побережья Австралии (26°03′ ю.ш., 114°40′ в.д.). Возраст кратера оценивается как позднедевонский — 364 ± 8 млн. л. н. по [22] и 359 ± 4 млн. л. н. по [44]. Его диаметр определяется в 120 км (возможно, до 160 км). Это четвертый по величине из обнаруженных на Земле кратеров. Он перекрыт осадочным чехлом, однако его структура выявлена гравиметрическими измерениями, а состав пород — бурением. Четко выражены характерные черты астроблемы. Центральным выступ поднятого гранитоидного фундамента имеет диаметр около 20–25 км. Он залегает на глубине 171 м, на 1800 м выше регионального фундамента. Выступ окружен кольцевой ложбиной. Найден шоковый кварц и другие минералогические признаки ударного кратера. Размер ударного тела (астероида, кометы) оценивается в 5–12 км.

Кратер Сильян расположен в центральной Швеции (61°2′ с.ш., 14°52′ в.д., диаметр 50–60 км). Возраст определяется в 361 ± 1.1 млн. л., либо 368 ± 1 млн. л. [44], в любом случае позднедевонский. Импактитовая структура сформировалась в результате попадания космического тела в гранитный массив возрастом 1700 млн. л. Образовался гранитный расплав мощностью ~200 м, перегретый до 2000–2200°C, и обширная система трещин в гранитном массиве, простирающаяся на глубину до 5–6 км. Несколько структур (Хибинская, Ловозерская и Контозерская) расположены на одной прямой линии северо-восточного простираения, на которой находится и достоверная астроблема Сильян, что указывает, вероятно, на одну генетическую причину их образования [3]. Стекловатые сферулы с морфологическими и химическими свойствами, сходными со свойствами тектитов и микротектитов, обнаружены на стратиграфическом уровне FFB в разрезах Бельгии [17]. Предполагается, что сферулы являются продуктами выброса при импакт-событии, скорее всего при образовании кратера Сильян.

Кратер Флинн-Крик обнаружен в штате Тенесси (США) ($36^{\circ}17'$ с.ш., $85^{\circ}40'$ з.д., диаметр 3.6 км). Возраст определяется в 360.0 ± 20.0 млн. л. [22, 44] Эта структура возникла в результате удара астероида в карбонатные осадки ордовика. Кратер заполнен базальной брекчией и позднедевонскими черными сланцами.

В Северном Чаде (Африка) в 1992 г. был открыт ударный кратер Аорунга ($19^{\circ}06'$ с.ш., $19^{\circ}15'$ в.д.). Диаметр по разным оценкам от 12.5 до 18 км, возраст — менее 345 млн. л. Структура глубоко эродирована. Она представлена двумя кольцевыми валами высотой около 100 м и расстояниями от центра до 7 и 11 км. Валы разделены кольцевой депрессией, в центре расположена холмистая область шириной около 1.5 км. Найдена тонкозернистая брекчия, состоящая из частиц с флюидальной структурой [9]. Максимальная оценка возраста импакта по породе—мишени — поздний девон. Позже размеры элементов структуры были уточнены и найдены новые минералогические свидетельства ее ударной природы [37]. В современных каталогах возраст импакта оценивается как <345 млн. л., т.е. карбоновый. Позже была обнаружена цепочка из 4-х кратеров, протянувшихся в северо-восточном направлении с расстояниями между кратерами около 14–20 км и диаметрами 10.9–12 км. Возраст трех из них оценивается в ~360 млн. л., т.е. непосредственно перед DCB.

В Северной Америке (в Неваде и соседних штатах, США) обнаружена гигантская структура Аламо ($37^{\circ}30'$ с.ш., $116^{\circ}30'$ з.д., диаметр до 190 км). Возраст 367 млн. л. (некоторые авторы оценивают его в 382.1 ± 3 млн. л.) [44]. Здесь на площади ~25 тыс. кв. км расположена ударная брекчия Аламо — слой разбитого на крупные блоки и смятого мелководного морского известняка мощностью 50–100 м. Имеются геологические, петрографические и геохимические свидетельства, что событие Аламо было вызвано ударом крупного космического тела (~5 км диаметром) в относительно глубоководный район вне карбонатной платформы тектонически активной окраины океана Панталасса или на краю шельфа. Расчлененный и погребенный под осадками кратер шириной от 50 до 75 км находится на глубине 1.5 км [47].

На поверхности более 20 горных участков обнажаются аллохтонные и полуавтохтонные брекчии, импактные выбросы и сейсмически нарушенные слои. Нижняя часть толщи брекчии содержит осадки, отложенные в первые секунды после удара, выше — цунамиты и тонкие осадки, отложенные в течение нескольких часов или более длительного времени. Иридиевая аномалия (~70 ppt), зерна шокового кварца, карбонатные аккреционные лапилли, продукты ударного метаморфизма, разнообразие продуктов выброса, в том числе стекловатые сферические зерна, подтверждают импактное происхождение структуры. Брекчии Аламо обнаруживаются на расстоянии

не менее 100 км от предполагаемого места удара, а дистальные выбросы кварцевых зерен — на расстояниях до 250 км.

К позднему девону относят еще несколько астроблем: Шарлевуа (Квебек, Канада, $47^{\circ}32'$ с.ш., $70^{\circ}18'$ з.д., диаметр 54 км), Ильинец (Украина, $49^{\circ}08'$ с.ш., $29^{\circ}11'$ в.д., диаметр 4.5 км), Калуга (Россия, $54^{\circ}30'$ с.ш., $36^{\circ}15'$ в.д., диаметр 15.0 км), Элбоу (Канада, $50^{\circ}59'$ с.ш., $106^{\circ}43'$ з.д., диаметр 8 км). Интервалы предполагаемых возрастов представлены на рис. 3.

В Южном Китае в осадках конца франа обнаружены микросферулы предположительно ударного происхождения [40], а на FFB — пик содержания иридия, который интерпретируется разными авторами либо как свидетельство импакт-события, либо как результат восстановительных процессов. Умеренная аномалия концентрации иридия, превышающая фон примерно в 20 раз, была обнаружена вблизи FFB границы в Западной Австралии [49]. Эта аномалия может быть связана с развитием строматолитового слоя. Она располагается в конденсированном известняковом разрезе. Изотопно-углеродные данные показывают на этом уровне сильное сокращение биомассы и развитие строматолитового слоя, содержащего цианобактерию *Frutexites*, волокна которой могут в 2–5 раз по сравнению с фоновыми значениями концентрировать ряд элементов, в том числе Ir, Pt, Co, As, Mn, Fe и др. Так что описанная аномалия может не быть связана с импакт-событием.

В стратотипическом разрезе FFB в Южной Франции была предпринята специальная работа с целью обнаружения признаков импакт-событий, которые могли быть причиной биотического кризиса [26]. В отличие от более ранних исследований этого же разреза, авторы не обнаружили ни высоких концентраций Ir, ни Ni-шпинели, ни микро-тектитов. Двукратное превышение концентраций Ir в некоторых образцах они склонны объяснить накоплением обычного потока космической пыли в периоды низких скоростей седиментации. Тем не менее, имеются убедительные свидетельства, что в интервалах позднедевонских вымираний имели место многие, в том числе очень крупные, импакт-события, которые не могли не оказать влияния на ухудшение условий среды.

Рассмотренные данные показывают, что массовое вымирание позднего девона было обусловлено комбинацией импакт-событий и обширного вулканизма. Они могут действовать в одном, большем или меньшем, временном интервале, как это отмечается почти для всех великих массовых вымираний [2]. Сочетание этих воздействий было наиболее катастрофическим. Вулканизм и импакт-события вызывают сходные последствия (рис. 6). В обоих случаях в атмосферу выбрасываются вредные химические элементы и аэрозоли. Возникают парниковый эффект, потепление, за-

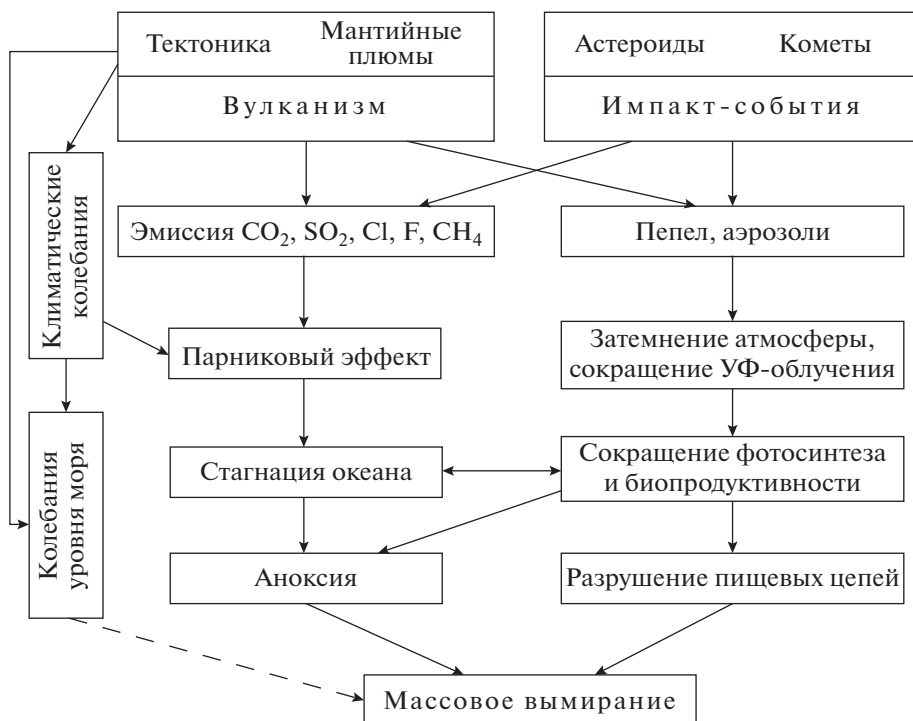


Рис. 6. Схема развития абиотических факторов, вызвавших великое массовое вымирание в позднем девоне.

темнение атмосферы, препятствующее проникновению ультрафиолетовых лучей и фотосинтезу, а также стагнация океана и аноксия. Сокращается биопродуктивность, разрушаются пищевые цепи. Массовые вымирания происходили в пределах интервалов, когда сочетание вредных условий среды достигало уровня, делающего дальнейшее существование тех или иных групп организмов невозможным. В итоге нарушались все жизненно важные процессы, и происходило вымирание значительной части биоты.

Такой вывод расширяет представления о возможных абиотических причинах великих массовых вымираний, которые рассматривались в течение многих десятилетий. Предлагавшиеся в качестве таких причин климатические изменения, вулканические извержения, тектонические движения, колебания уровня моря, импакт-события являются лишь звеньями в цепи явлений, приводящих к массовым вымираниям. Первопричиной этой последовательности являются, вероятно, синусоидальные колебания Солнечной системы относительно плоскости Млечного Пути и пересечение ее ветвей при орбитальном движении вокруг центра галактики [25]. По данным авторов, повторение событий вымирания в тех же точках в разных спиральных ветвях подтверждает основную — галактическую первопричину вымираний, проявляющуюся как влияние на земные и внеземные процессы.

У некоторых авторов сомнения или полное отрицание этой гипотезы вызывает обычное боль-

шее или меньшее временное несовпадение вулканизма, импакт-событий и вымираний. На мой взгляд [1, 2], эти несовпадения несущественны, т.к. космические причины вызывают возникновение интервалов неблагоприятных условий длительностью в миллионы лет, что, в частности, определяет ступенчатые вымирания, например, позднедевонское, триасово-юрское. Массовые вымирания происходят в пределах этих интервалов, когда условия среды становятся крайне неблагоприятными.

В последние годы ряд исследователей пришел к тому же выводу, который представлен в настоящей статье: общим условием для массовых вымираний была комбинация импакт-событий и обширного вулканизма. Анализ вымираний на родовом уровне для 73 стратиграфических подразделений мезозоя и кайнозоя показал, что наибольшие вымирания имели место лишь при одновременном действии вулканизма и ударов астероидов [6]. Вулканизм, изменения климата и уровня моря оказывают давление на экосистемы и изменяют их состав. Импакт-события, как и события морской аноксии, являются внезапными, катастрофическими, и вызывают массовую смертность. Сочетание этих воздействий вызывает массовые вымирания.

Работа выполнена в рамках проекта ИО РАН № 0149-2014-0027 по Госзаданию ФАНО, а также при поддержке программы № 28 Президиума РАН “Проблемы происхождения жизни и становления биосферы”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараш М.С.* Причины и первопричины массовых вымираний биоты в фанерозое // Докл. РАН. 2012. Т. 44. № 4. С. 424–427.
2. *Бараш М.С.* Взаимодействие причин массовых вымираний биоты в фанерозое // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 825–837.
3. *Хазанович-Вульф К.К.* Диатромовые шлейфы астроблем или “болитная модель” образования кимберлитовых трубок. Петрозаводск: Геомастер, 2007. 272 с.
4. *Algeo T.J.* Can marine anoxic events draw down the trace element inventory of seawater? // *Geology*. 2004. V. 32. P. 1057–1060.
5. *Algeo T.J., Ingall E.* Sedimentary C_{org} : P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO_{2org} // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2007. V. 256. P. 130–155.
6. *Arens N.C., West I.D.* Press-pulse: a general theory of mass extinction? // *Paleobiology*. 2008. V. 34. № 4. P. 456–471.
7. *Averbuch O., Tribovillard N., Devleeschouwer X. et al.* Mountain building-enhanced continental weathering and carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian-Famennian boundary (c. 376 Ma)? // *Terra Nova*. 2005. V. 17. P. 25–34.
8. *Baksi A.K.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of flood basalt provinces in Russia and China and their possible link to global faunal extinction events: A cautionary tale regarding alteration and loss of ^{40}Ar // *Jour. Asian Earth Sci.* 2014. V. 84. P. 118–130.
9. *Becq-Giraudon J.F., Rouzeau O., Goachet E., Solages S.* Impact hypervélocité d'une météorite géante à l'origine de la dépression circulaire d'Aorounga au Tchad (Afrique) // *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*. 1992. V. 315. P. 83–88.
10. *Berner R.A.* A model for atmospheric CO_2 over Phanerozoic time // *Amer. Jour. Sci.* 1991. V. 291. P. 339–376.
11. *Bojar A.-V., Neubauer F., Koeberl C.* Geochemical record of Late Devonian to Early Carboniferous events, Palaeozoic of Graz, eastern Alps, Austria // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2013. V. 376. № 1. P. 87–108.
12. *Bond D.P.G., Zatoń M., Wignall P.B., Marynowski L.* Evidence for shallow-water “Upper Kellwasser” anoxia in the Frasnian-Famennian reefs of Alberta, Canada // *Lethaia*. 2013. V. 46. № 3. P. 355–368.
13. *Buggish W., Joachimski M.M.* Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2006. V. 240. P. 68–88.
14. *Carmichael S.K., Waters J.A., Suttner T.J. et al.* A new model for the Kellwasser Anoxia Events (Late Devonian): Shallow water anoxia in an open oceanic setting in the Central Asian Orogenic Belt // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2014. V. 399. P. 394–403.
15. *Chen D., Wang J., Racki G. et al.* Large sulphur isotopic perturbations and oceanic changes during the Frasnian–Famennian transition of the Late Devonian // *Jour. Geol. Soc. London*. 2013. V. 170. P. 465–476.
16. *Clark S., Day J., Ellwood B. et al.* Astronomical Tuning of Integrated Upper Famennian–Early Carboniferous Faunal, Carbon Isotope and High Resolution Magnetic Susceptibility Records: Western Illinois Basin // *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*. 2009. № 24. P. 27–35.
17. *Claeys P., Casier J.-G.* Microtektite-like glass associated with the Frasnian-Famennian boundary mass extinction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 122. P. 303–315.
18. *Copper P.* Frasnian-Famennian mass extinction and cold-water oceans // *Geology*. 1986. V. 14. P. 835–839.
19. *Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X. et al.* Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 300. P. 239–245.
20. *Cramer B.D., Saltzman M.R.* Early Silurian paired $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{org}$ analyses from the midcontinent of North America: Implications for paleoceanography and paleoclimate // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 256. P. 195–203.
21. *De Vleeschouwer D., Rakocinski M., Racki G. et al.* The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 365. P. 25–37.
22. Earth Impact Database. University of New Brunswick. Retrieved 2011-09-18. <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/index.html>
23. *Filipiak P., Racki G.* Proliferation of abnormal palynoflora during the end-Devonian biotic crisis // *Geol. Quarterly*. 2010. V. 54. P. 1–14.
24. *Gharaie M.H.M., Matsumoto R., Kakuwa Y., Milroy P.G.* Late Devonian facies variety in Iran: volcanism as a possible trigger of the environmental perturbation near the Frasnian-Famennian boundary // *Geol. Quart.* 2004. V. 48. № 4. P. 323–332.
25. *Gillman M., Erenler H.* The galactic cycle of extinction // *Intern. Jour. Astro-biology*. 2008. V. 7. № 1. P. 17–26.
26. *Girard C., Robin E., Rocchia R. et al.* Search for impact remains at the Frasnian-Famennian boundary in the stratotype area, southern France // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. V. 132. № 1–4. P. 391–397.
27. *Hallam A., Wignall P.B.* Mass extinctions and their aftermath // New York: Oxford Univ. Press, 1997. 320 p.
28. *Horowitz A.S., Pachut J.F.* Specific, generic, and familial diversity of Devonian bryozoans // *J. of Paleontology*. 1993. V. 67. P. 42–52.
29. *House M.R.* Ammonoid extinction events // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1989. V. B325. P. 307–326.
30. International Chronostratigraphic Chart. 2013. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf>
31. *Joachimski M.M., Breisig S., Buggisch W. et al.* Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 284. P. 599–609.
32. *Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. P. 567–587.
33. *Kaiho K., Yatsu S., Gorjan P. et al.* A forest fire and soil erosion event during the Late Devonian mass extinction // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2013. V. 392. № 15. P. 272–280.
34. *Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam S.Z.* Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2011. V. 310. P. 340–364.
35. *Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T.* Environmental change during the Late Famennian and Early Tournai-

- sian (Late Devonian-Early Carboniferous): implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe // *Geol. Jour.* 2008. V. 43. P. 241–260.
36. *Kazmierczak J., Kremer B., Racki G.* Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats // *Geobiology.* 2012. V. 10. P. 371–383.
 37. *Koeberl C., Reimold W.U., Cooper G. et al.* Aorounga and Gwini Fada impact structures, Chad: remote sensing, and petrography and geochemistry of target rocks // *Meteorit. Planet. Sci.* 2005. V. 41. P. 1455–1471.
 38. *Kusznir N.J., Kovkhuto A., Stephenson R.A.* Syn-rift evolution of the Pripyat Trough: constraints from structural and stratigraphic modelling // *Tectonophysics.* 1996. V. 268. P. 221–231.
 39. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Rev.* 2010. V. 102. P. 29–59.
 40. *Ma X.P., Bai S.L.* Biological, depositional, microspherule, and geochemical records of the Frasnian / Famennian boundary beds, South China // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. V. 181. P. 325–346.
 41. *Marynowski L., Zato M., Rakociski M. et al.* Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2012. V. 346–347. P. 66–86.
 42. *McGhee G.R., Jr.* The Late Devonian mass extinction: the Frasnian-Famennian crisis. New York: Columbia Univ. Press, 1996. 303 p.
 43. *McGhee G.R., Jr.* The Late Devonian (Frasnian/Famennian) mass extinction: a proposed test of the glaciation hypothesis // *Geol. Quart.* 2014. V. 58. № 2. P. 263–268.
 44. *Mikheeva A.V.* The Full Catalogue of the Earth's Impact structures. 2013. <http://labmpg.sccc.ru/impact/index1.html>.
 45. *Myrow P.M., Ramezani J., Hanson A.E. et al.* High-precision U-Pb age and duration of the latest Devonian (Famennian) Hangenberg event, and its implications // *Terra Nova.* 2014. V. 26. P. 222–229.
 46. *Myrow P.M., Strauss J.V., Creveling J.R. et al.* A carbon isotopic and sedimentological record of the latest Devonian (Famennian) from the Western U.S. and Germany // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2011. V. 306. P. 147–159.
 47. *Morrow J.R., Sandberg C.A.* Late Devonian Alamo Event, Nevada, USA; Multiple evidence off-platform marine impact // *Lunar and Planet. Inst. Contribs.* 2003. № 1167. Large Meteorite Impacts. Abstract 4055. 2 p.
 48. *Pedder A.E.H.* The rugose coral record across the Frasnian-Famennian boundary // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 1982. V. 190. P. 485–490.
 49. *Playford P.E., McLaren D.J., Orth C.J. et al.* Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia // *Science.* 1984. V. 226. № 4673. P. 437–439.
 50. *Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V. et al.* New ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2013. V. 386. P. 531–540.
 51. *Riquier L., Tribovillard N., Averbuch O. et al.* The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains different mechanisms // *Chemical Geol.* 2006. V. 233. P. 137–155.
 52. *Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W.* Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions // *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond / Eds. Koeberl C., MacLeod K.G.* Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2002. V. 356. P. 473–487.
 53. *Scotese C.R.* Quicktime Computer Animations, PALEOMAP Project, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas. 1998.
 54. *Veimarn A.B., Korneeva S.A.* Global Geological Events at the Frasnian–Famennian Boundary // *Byull. MOIP. Otd. Geol.* 2007. V. 82. № 1. P. 48–68.
 55. *Wilson M., Lyashkevich Z.M.* Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat–Dniepr–Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics.* 1996. V. 268. № 1–4. P. 65–81.
 56. *Xu B., Gu Z., Wang C. et al.* Carbon isotopic evidence for the associations of decreasing atmospheric CO₂ level with the Frasnian–Famennian mass extinction // *Jour. Geophys. Res.* 2012. V. 117. G01032. P. 1–12. doi 10.1029/2011JG001847
 57. *Yatsu S., Kaiho K., Oba M. et al.* Euxinic ocean during the Late Devonian mass extinction inferred from organic compounds // *J. Earth Science.* 2010. V. 21. Is. 1 Supplement. P. 94–95.
 58. *Zeng J.W., Xu R., Gong X.M.* Hydrothermal activities and seawater acidification in the Late Devonian FF transition: Evidence from geochemistry of rare earth elements // *Sci. China Earth Sci.* 2011. V. 54. P. 540–549.

Causes of the Great Mass Extinction of Marine Organisms in the Late Devonian

M. S. Barash

The second of the five great mass extinctions of the Phanerozoic occurred in the Late Devonian. The number of species decreased by 70–82%. The major crises occurred at the Frasnian/Famennian boundary and at the Devonian/Carboniferous boundary. The lithological and geochemical composition of sediments, volcanic deposits, impurities, isotope ratios of carbon and oxygen, evidence of climate variability, and sea-level changes reflect the processes that led to the arising of the critical conditions. Critical intervals are marked by layers of black shales which appeared in euxinic or anoxic environments. These conditions were the main direct causes of the extinctions. The Late Devonian mass extinction was caused by a combination of the impact events and extensive volcanism. They produced similar effects: emissions of harmful chemical compounds and aerosols. Greenhouse warming, darkening of the atmosphere, preventing photosynthesis, as well as the stagnation of ocean and anoxia developed. Food chains collapsed and biological productivity decreased. As a result, all vital processes were disturbed, and a large portion of the biota went extinct.