

УДК 551.58:551736.1

КЛИМАТ ВО ВРЕМЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК. СТАТЬЯ 2. КЛИМАТ ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ И РАННЕГО ТРИАСА. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

© 2003 г. Н. М. Чумаков, М. А. Жарков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.11.2000 г.

В поздней перми начале триаса произошла смена глобального климата Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя. Сложный ход этого процесса прослежен и проиллюстрирован палеоклиматическими схемами. Потепление во второй половине сакмарского века привело к быстрому сокращению огромного южного ледникового пояса и превращению его в полярную ледниковую шапку. К казанскому веку она постепенно сменилась высокоширотным умеренно-холодным поясом, в котором сохранились и временами вновь возникали и расширялись отдельные центры оледенений. В конце перми сходный умеренно-холодный пояс устанавливается и в северной полярной области. Второе сильное и резкое глобальное потепление произошло вблизи границы перми и триаса. За короткий период в высоких широтах Северного полушария установился умеренно-теплый климат, а в высоких широтах Южного полушария – умеренный. Общее потепление, осложненное многочисленными осцилляциями разных рангов, привело к преобразованию климатической зональности на Земле и вызвало быстрые экологические изменения глобального масштаба. Огромные размеры Пангеи, обширные горные пояса и хребты на ее окраинах изначально обусловили широкое развитие семиаридного и аридного климата в низких широтах. На протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории аридность Земли усиливалась, что проявлялось в последовательном расширении и продвижении в средние широты аридных и семиаридных поясов Пангеи, аридизации экваториальной горной области и тропических широт Тетиса. Главной причиной аридизации были глобальные потепления, которые сопровождались скачкообразным расширением аридных и семиаридных поясов. Другой причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей. В начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, в позднесакмарское – раннеартиновское время – 55%, а в индском веке – 80%. Палеоклиматические реконструкции только частично подтверждают мнение о большой роли муссонов в формировании климата перми и раннего триаса. Во время оледенений на Земле чрезвычайно ярко проявлялась климатическая асимметрия. Фиксируемые палеогеографические изменения в перми – регрессии, аридизация, воздымание суши, рост горных сооружений и островодужный вулканизм – могли вызывать лишь похолодания. Потепление в конце перми–раннем триасе, так же, как изотопные аномалии С, О, S и Sr, были, по-видимому, сначала следствием главной, пфальцской фазы герцинского тектогенеза, сопровождавшейся ослаблением надсубдукционного вулканизма, резким усилением регионального метаморфизма и денудации углеродсодержащих осадочных толщ орогенов, а затем были усилены вспышкой мантийного вулканизма, в частности, траппового в Сибири. Климатические изменения подготавливали, а резкие провоцировали биотические события, в том числе массовое вымирание.

Ключевые слова. Пермь, ранний триас, климат, климатические пояса, зональность, оледенения, потепления, аридность, осцилляции.

ВВЕДЕНИЕ

В первой статье данной работы (Чумаков, Жарков, 2002) были изложены задачи и методика исследований, а также рассмотрен климат ранней перми. Вторая статья посвящена климату поздней перми, раннего триаса и общим выводам вытекающим из работы. Как и в предыдущей статье, палеоклиматические реконструкции базируются на стратиграфических корреляциях, предложен-

ных для международного проекта “Пангея” (Ross, Ross, 1995), картах обстановок седиментации (Жарков, Чумаков, 2001), данных палеобиогеографии (Добрускина, 1982; Мейен 1987; Дуранте, 1995; Грунт, 1995; Ярошенко, 1997; Игнатъев, Наугольных, 2001; Leven, 1993; Dobruskina, 1994; Grunt, Shi, 1997; Wnuk, 1996; Rees et al., 1999; Shi, Grunt, 2000) и на других опубликованных палеоклиматических, палеобиогеографических и геоло-

гических материалах. Повторим также, что существующие неопределенности в корреляциях обуславливают некоторую условность возрастных рамок предлагаемых палеоклиматических реконструкций и рассматриваемых событий, однако, не меняют их характера и последовательности. Главное внимание в данной статье, как и в первой, уделено климатической зональности, поскольку она ярче всего отражает глобальный климат, энерго- и массообмен в биосфере, то есть термодинамическое состояние последней. Для палеоклиматических реконструкций были выбраны два стратиграфических интервала, которые дают представление о климатической зональности, типичной для поздней перми и раннего триаса.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ

В начале позднепермской эпохи климатическая зональность в общих чертах напоминала зональность, существовавшую в конце ранней перми. Несколько уменьшилась лишь ее асимметрия относительно экватора, что проявлялось в сходной последовательности поясов в обоих полушариях. Однако, как будет показано ниже, ширина одноименных поясов, их широтное положение и связанные с ним климатические параметры по-прежнему заметно различались. В начале поздней перми высокие широты обоих полушарий занимали умеренно-холодные пояса, в которых существовали или эпизодически возникали небольшие ледниковые центры и климат колебался от холодного до умеренно-холодного. С этих поясов мы и начнем обзор климатической зональности, постепенно переходя из высоких широт в низкие.

Северный умеренно-холодный пояс высоких широт. Этот пояс хорошо выделяется в северной части северного гумидного пояса (Жарков, Чумаков, 2001) по широкому развитию в верховьях р. Колымы ледовых и марино-гляциальных отложений атканской свиты (Эпштейн, 1972, Чумаков, 1994). Сходные образования (диамикты) отмечались в западной и южной частях Верхоянского складчатого пояса (дулгалахская серия – Андрианов, 1966, 1985 и др.) и на Омолонском массиве (гижигинская свита – Кашик и др., 1990). Ранее эти свиты считались позднеказанскими, но, по современным представлениям, обоснованным главным образом палеомагнитными данными, они имеют раннетатарский возраст (Кашик и др., 1990; Котляр, 1997). В бассейне верхней Колымы и к востоку от Омолонского массива диамикты отмечены также в вышележащем хивачском горизонте, относимом к верхней части татарского яруса (Бяков, 2000). Помимо ледовых и марино-гляциальных отложений на сравнительно холод-

ный климат этого пояса указывает развитие в его пределах обедненной сибирской растительности (Верхоянский палеофлористический округ по Дуранте, 1995, Северо-сибирский регион по Wnuk, 1996), а в окружающих его морях – присутствие высокобореальной фауны беспозвоночных (Грунт, 1995) и отсутствие конодонтов (Wardlaw, 1995). Геологические и палеонтологические данные хорошо согласуются с палеомагнитными и геодинамическими реконструкциями, в соответствии с которыми рассматриваемый пояс располагался между 60° и 75° северной палеошироты¹ (Храмов и др., 1982; Scotese, Langford, 1995; Парфенов и др., 1999) или 70° и 87° с. п.-ш. (Ziegler et al., 1998). Татарскому похолоданию, обусловившему формирование ледовых и марино-гляциальных отложений, предшествовал, по-видимому, несколько более теплый климат в уфимский и казанский века, так как на Омолонском массиве гижигинская свита залегает на омолонской свите, сложенной известняками. В фаунистическом комплексе последней преобладают пеллециподы колымии², брахиоподы, мелкие фораминиферы, мшанки, одиночные ругозы (Ганелин, 1984). Доминирующие группы указывают на бореальный (Устрицкий, 1993) или даже высоко-бореальный состав омолонской фауны (Грунт, 1995). Некоторые содержащиеся в омолонской свите формы имеют биполярное распространение, например атомодесмы, спирифереллы, уралоцерасы и др., широко известные в южном умеренно-холодном поясе (Shi, Grunt, 2000 и др.). Все это позволяет думать, что известняки омолонской свиты могли отлагаться в умеренно-холодных водах, подобно пермским известнякам юго-восточной Австралии и Новой Зеландии (Руннегар, 1984) или сходным по составу казанским отложениям Свердрупского бассейна Канады (Beauchamp, 1995; Beauchamp, Theriault, 1994), а также современным заполярным биогенным карбонатным осадкам Норвежского и Баренцева моря (Freiwald, 1998). Отложению омолонских известняков могло способствовать также умеренно-теплое течение антициклонического круговорота, аналогичное современному Северо-Тихоокеанскому, существование которого предполагается в Панталассе (Kiessling et al., 1999) и ответвления которого могли в периоды потеплений достигать северо-западных окраин Пангеи. Небольшие потепления эпизодически случались и во второй половине татарского века. На это указывают отдельные пласты каменных углей, встречающиеся в западном Верхоя-

¹ В дальнейшем палеоширота сокращенно обозначается как “п.-ш.”

² Колымии местами образуют биостромы – “колымиевые рифы” (Ганелин, 1997).

ные в верхней части дулгалахской серии (Ганелин, 1984).

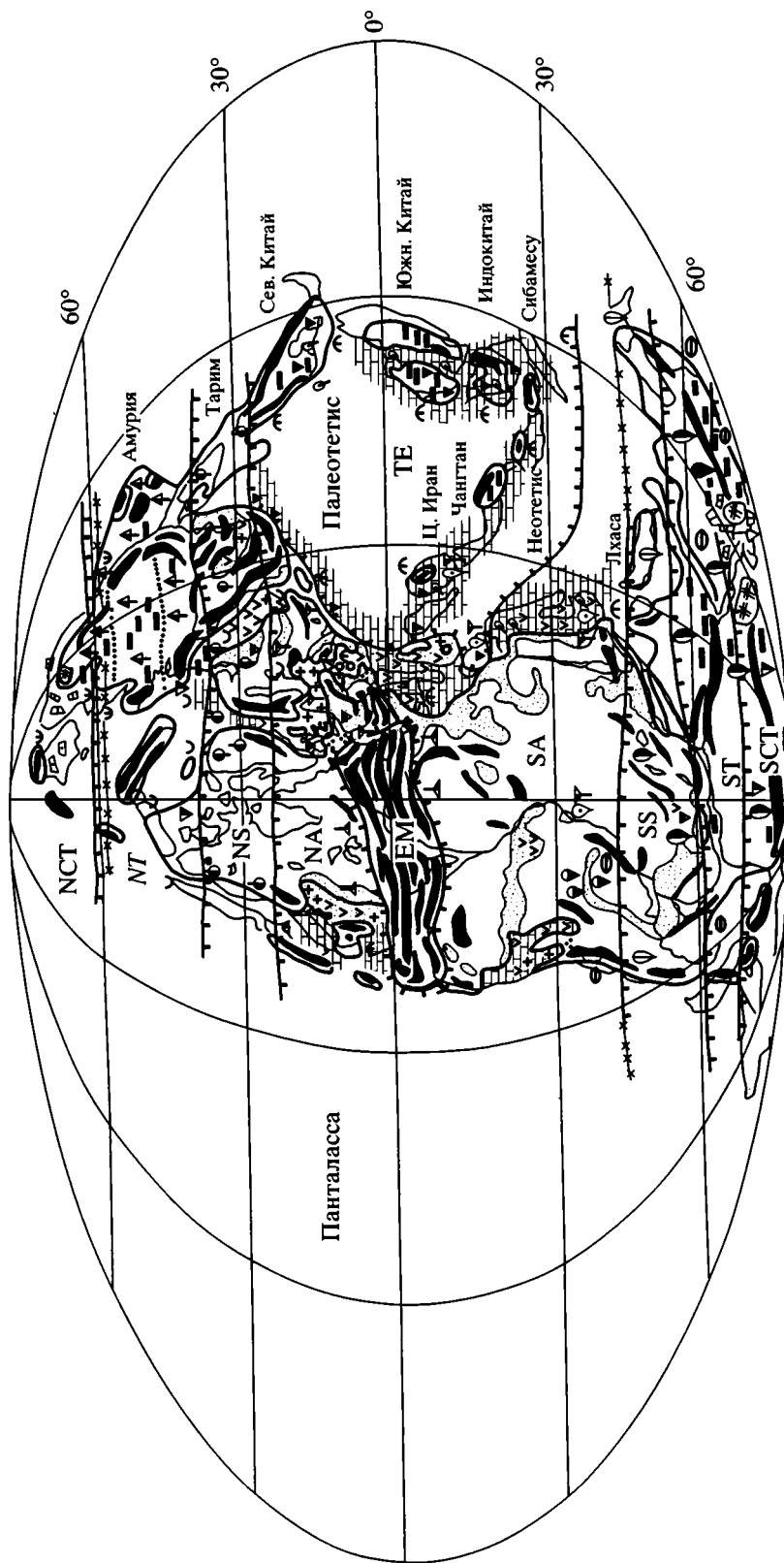
Южный умеренно-холодный пояс высоких широт. Данный пояс устанавливается между 70°–75° и 90° ю. п.ш. по развитию верхнепермских угленосных отложений, содержащих в Трансантарктических горах (Retallack, Krull, 1999; Isbell et al, 1997) и юго-восточной Австралии (Retallack, 1999a) очень многочисленные горизонты довольно зрелых гумидных почв и остатки глоссоптерисовой флоры. Угленосные отложения Австралии формировались на низменностях в заболоченных лесах, состоявших главным образом из глоссоптерисов, что указывает на преобладание умеренного климата. В то же время в пределах пояса часто происходили значительные похолодания приводившие к возникновению ледников и образованию сезонных льдов. В юго-восточной Австралии следы айсбергового и ледового разноса, “дропстоуны”, многократно отмечались в уфимских, казанских (Crowell, Frakes, 1971; Dickinson, 1996; Eyles et al, 1997 и др.) и татарских отложениях (Veevers et al., 1994). В самом конце позднепермской эпохи климат здесь временами приближался к субарктическому. По мнению Г. Реталлака, некоторые угли сформировались в болотах, близких к современным шнурковым болотам (Retallack, 1999a), которые характерны для тундр севера Западной Сибири и низменностей, окружающих Гудзонов залив. В татарских отложениях здесь же отмечаются лесные почвы со следами многолетней мерзлоты и, соответственно, остатки корней растений, сходные с гангомиптерисовыми (Retallack, 1999b). Моря, омывавшие юго-восточную Австралию в поздней перми, с точки зрения Б. Руннегара относились к наиболее холодноводной Тихоокеанской провинции Нотальной области (Руннегар, 1984).

В Антарктиде на периодически заболачивающейся озерно-аллювиальной равнине в поздней перми произрастали *Glossopteris* и накапливались торфа (Isbell, Cuneo, 1996). Присутствие в межугольных пластах в районе моря Росса “дропстоунов” с явными следами ледниковой обработки свидетельствует о недалеком переносе ледниковых камней сезонными льдами (Smith et al., 1998) или обломками глетчерного льда, принесенными паводками талых ледниковых вод.

Данные о холодно-умеренном климате в высоких южных палеоширотах хорошо согласуются с многочисленными палеомагнитными данными и палеогеографическими реконструкциями, указывающими на то, что юго-восточная Австралия и Трансантарктические горы располагались в интервале палеоширот от 70° до 90° (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997).

Северный умеренный гумидный пояс средних широт. В Северном полушарии умеренный гумидный пояс располагался приблизительно между 60° и 40° с. п.-ш. (рис. 1). В Азии он охватывал южную часть северного угленосного пояса (Жарков, Чумаков, 2001) и совпадал с большей южной частью Сибирской флористической области, ее Тунгусским округом и Таймыро-Кузнецкой подобластью. Последняя включала и Амурию, которая примыкала, очевидно, к Сибири с востока. В шельфовых морях, располагавшихся в рассматриваемом поясе, преобладала низкобореальная фауна (Грунт, 1995), которая позволяет проследить северный умеренный пояс в западном направлении до Канадского Арктического архипелага и северной Аляски. Высокобореальные ассоциации шельфовой фауны были отмечены в подзднепермских отложениях пояса лишь вблизи его северной границы, в районе п-ва Таймыр. Казанские отложения окраин Свердрупского бассейна представлены биогенными шельфовыми известняками, содержащими мшанково-эхинодермово-брахиоподовый комплекс фауны. На основании литологических и фаунистических особенностей, а также присутствия “дропстоунов” в прибрежных терригенных фациях эти отложения интерпретируются как, в основном, умеренно-холодноводные (Beauchamp, Theriault, 1994; Beauchamp, 1995). Редкие “дропстоуны” в прибрежных отложениях, скорее всего, говорят об эпизодических сезонных льдах, образование которых не исключено, как известно, и в типичном умеренном климате. Вышележащие отложения Свердрупского бассейна, коррелируемые с татарскими, представлены спикюляритами и в глубоководных и в мелководных шельфовых фациях. Это рассматривается как признак холодного, даже полярного климата в конце перми (Beauchamp, 1995). Такая интерпретация не совсем вяжется с присутствием в этом регионе низкобореальной фауны беспозвоночных, находками пермских конодонтов в северной Канаде (Wardlaw, 1995), а также с положением рассматриваемого пояса между умеренно-холодным и теплым семиаридным поясами. Сам же факт некоторого похолодания на севере Канады хорошо согласуется с небольшим перемещением в перми Пангеи к северу (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998)

Южный умеренный гумидный пояс высоких широт. В Южном полушарии к северу от умеренно-холодного пояса в поздней перми между 75° и 60°–55° ю. п.ш. прослеживается узкий (15°–20°) широтный пояс с многочисленными месторождениями углей и местонахождениями глоссоптерисовой флоры. Кольца роста и послойные скопления опавших листьев указывают на сезонность климата и листопадность глоссоптерисо-



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30

вых лесов (Retallack, 1980). Фауна шельфовых морей этого пояса, относимая к Индийской провинции Нотальной области, характеризовалась сравнительно тепловодными формами и содержала некоторые тетические элементы (Руннегар, 1984). В то же время в пределах рассматриваемого пояса не обнаружено признаков морозного климата. Поэтому имеются все основания квалифицировать климат этого пояса как умеренный и гумидный.

Северный теплый семиаридный пояс. В начале позднепермской эпохи этот пояс располагался между 40° и 25° с.п.ш., сужаясь в восточной части, вблизи побережья Палеотетиса (рис. 1). Позднее его северная граница медленно смещалась в более высокие широты и он несколько расширился. В пределах Евразии для пояса были характерны озерно-аллювиальные, в разной степени карбонатные, красноцветные терригенные и эвапоритовые отложения, в том числе глаубериты, указывающие на чередование засушливых холодных и теплых влажных сезонов (Жарков, Чумаков, 2001). Среди этих отложений, особенно часто в верхней части татарского яруса, встречаются красноцветные и пестроцветные (красноцветно-глеевые) палеопочвы, с иллювиальными горизонтами, обогащенными карбонатами (Игнатьев, 1962; Перельман, Борисенко, 1999; Якименко и др., 2000). Такие почвы указывают на семиаридный климат с короткими сезонными и многовековыми периодами увлажнения. Иногда в татарском ярусе встречаются золотые отложения (Твердохлебов, Шминке, 1990). Наземная растительность пояса, известная под названием субангарская флора и отличавшаяся значительным количеством хвойных и теплолюбивых форм, тоже

указывает на преобладание засушливого и достаточно теплого климата (Мейен, 1987; Дуранте, 1995). Некоторые авторы предполагают, что этот климат был средиземноморского типа (Ziegler, 1990). Находки флоры, близкой к субангарской, в северной Гренландии – казанской (Wagner et al., 1999), а на севере Канадского Арктического архипелага – уфимской (роадской – LaPage et al., 1999), а также палинологические данные (Utting, Piasecki, 1995), позволяют проследить северный семиаридный пояс в пределы северной части Северной Америки (рис. 1).

Во внутренних морях рассматриваемого пояса обитала низкобореальная фауна беспозвоночных (Грунт, 1995) и формировались карбонатные и эвапорит-карбонатные платформы.

Южный умеренный семиаридный пояс средних широт. На западе Гондваны этот пояс располагался между 60° и 45° ю. п.ш., а на востоке, немного сужаясь в районе южного побережья Неотетиса, – между 55° и 45° ю.п.ш. Здесь, по-видимому, сказывалась близость океана. Наиболее ярко семиаридный климат пояса был выражен в Южной Африке, где у подножий возвышенностей формировались отложения конусов выноса, аллювий и дельты ветвящихся временных потоков, а на равнинах – аллювий меандрирующих рек, плейевые и озерные отложения (Жарков, Чумаков, 2001). С озерными отложениями иногда были связаны черносланцевые пачки и прослои карбонатов, а с аллювием меандрирующих рек – примазки и тонкие прослои углей и сидеритовых пород. Нередко встречаются красно- и пестроцветные породы, а также мощные (до 4 м) карбонатные палеопочвы со следами корневых систем, ризоконкрециями и захороненными в но-

Рис. 1. Климатическая зональность позднеказанского-татарского времени. 1–13 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – умеренно-холоднлюбивая растительность Верхоянского округа Сибирской флористической области (по Мейен, 1987; Дуранте, 1995 и др.); 2 – умеренно-тепллюбивая растительность Сибирской флористической области; 3 – теплолюбивая растительность Субангарской флористической области; 4 – теплолюбивая ксерофитная растительность Евразийской флористической области, а также растительность, сходная с евразийской в Аравии (по Wnuk, 1996 и др.); 5 – тепло- и влаголюбивая растительность Катазиатского флористического царства (а – Северокитайские области; б – Южнокитайская область, по Wnuk, 1996 и др.); 6 – теплолюбивая растительность Южного полушария (гондванская растительность с элементами евразийской и/или катазиатской в Африке); 7 – умеренно-теплолюбивая растительность Гондванского флористического царства (а – Австрало-афро-американской области, б – Аргентино-бразильской области, по Wnuk, 1996); 8 – растительность умеренного климата Гондванского царства (Глоссоптерисовой области, Retallack, 1980, 1999, Wnuk, 1996 и др.); 9 – холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Гангамптерисовой области по Retallack, 1980, 1999, Wnuk, 1996 и др.); 10 – главные местонахождения палинофлоры перечисленных выше фитохорий (по Utting, Piasecki, 1995 и др.); 11 – границы некоторых фитохорий; 12 – комплексы шельфовой фауны беспозвоночных (по Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997; а – высокобореальный; б – низкобореальный; в – тропической-палеоэкваториальной; г – нотальный); 13 – северная и южная границы распространения конодонтов ранней перми (по Wardlaw, 1995); 14–25 – литологические индикаторы: 14 – предполагаемые центры оледенений; 15 – преимущественно морские и марино-гляциальные отложения; 16 – то же предполагаемые; 17 – каменные угли; 18 – бокситы, латериты; 19 – почвы гумидные; 20 – почвы карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреды; 21 – гипсы и ангидриты; 22 – каменные, калийные и др. соли; 23 – карбонатные аридные красноцветы; 24 – золотые отложения; 25 – карбонатные платформы; 26–30 – некоторые географические элементы: 26 – участки современных береговых линий; 27 – древние береговые линии; 28 – горные хребты и области; 29 – границы климатических поясов; 30 – климатические пояса: NCT, SCT – северный и южный умеренно-холодные, NT, ST – северный и южный умеренные, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM-экваториальный горный, TE – тропико-экваториальный, муссонный.

рах мелкими терапсидами (Smith, 1990). Некоторые палеопочвы напоминают каличе, а другие явно связаны с плейевыми низинами и обнаруживают трещины усыхания, хорошо развитые глинистые кутаны и гипсовые розетки.

Рассматриваемый пояс характеризовался глоссоптерисовой и австрало-афро-американской (Wnuk, 1996) умеренно-теплолюбивой растительностью, для которой были характерны древовидные папоротники и плауновидные. Австрало-афро-американская флора, отмеченная в Аргентине, Тибете и Новой Гвинее, указывает, по-видимому, на несколько большее увлажнение этих районов, расположенных ближе к океану, чем состоящая, главным образом, из глоссоптерид растительность внутриконтинентальных районов Южной Африки. В шельфовых морях пояса обитала фауна беспозвоночных нотального типа (Грунт, 1995). Отсутствие среди них конодонтов (Wardlaw, 1995), возможно, указывает на влияние холодных течений на органический мир этих морей.

Северный жаркий аридный пояс низких широт. К северу от подножья горной области Центральной Пангеи (т. е. от 0° – 15° с. п.ш.) до северных тропических палеоширот (22° – 25° с. п.ш.) располагался северный аридный пояс. В пределах пояса на суше формировались красноцветные аллювиально-озерные отложения (Жарков, Чумаков, 2001). С ними были связаны многочисленные пласты карбонатных пестроцветных и красноцветных палеопочв (Mader, 1992), местами гипсоносные себховые и эоловые отложения. Во внутренних и краевых шельфовых морских бассейнах формировались эвапорит-карбонатные платформы (рис. 1). Самым значительным и известным солеродным бассейном в пределах рассматриваемого пояса был цехштейновый бассейн Европы. На суше преобладала евромерийская макро- и палинофлора, а в морях – тетическая фауна. Низкобореальная морская фауна почти на протяжении всей позднермской эпохи обитала лишь у северной границы пояса (Грунт, 1995).

Характер осадконакопления, растительности и фауны северного аридного пояса позволяет думать, что он был довольно жарким. Преобладание жаркого климата в пределах пояса хорошо согласуется с данными о его низкоширотном положении.

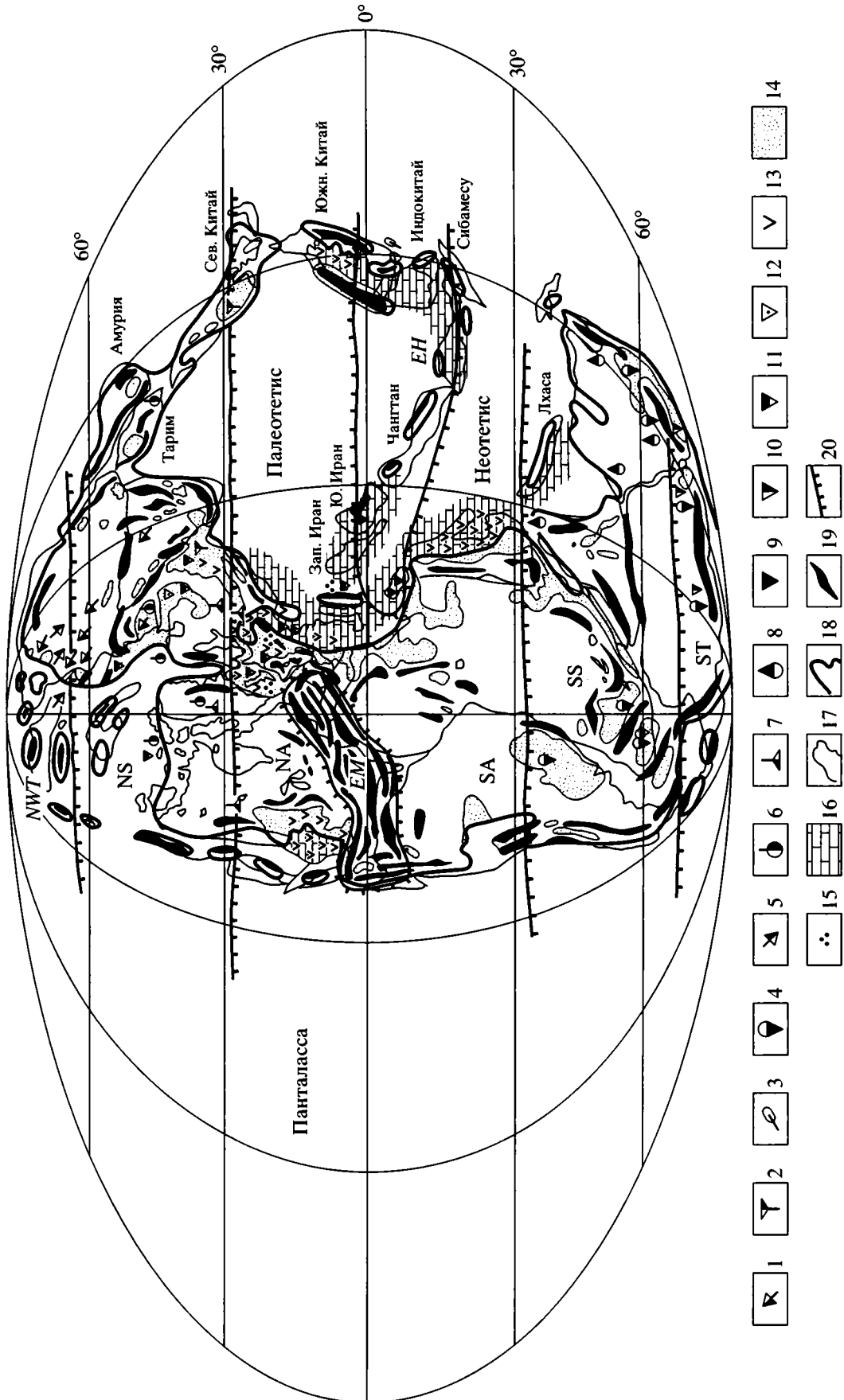
Южный аридный пояс низких и средних широт. Вдоль восточного подножья горной области Центральной Пангеи северный аридный пояс протягивался до экватора и соединялся с огромным южным аридным поясом, который занимал большую северную часть Западной Гондваны. Он протягивался от западного до восточного берега суперконтинента между подножьем горной области

Центральной Пангеи (0° – 10° ю. п.ш.) и 45° ю. п.ш. Характер седиментации в нем был в общем сходен с таковым в северном аридном поясе – преобладали красноцветные озерно-аллювиальные отложения, часто гипсоносные себховые и эоловые. Находки растительных остатков и палинофлоры в пределах этого пояса достаточно редки. Они приурочены, по-видимому, к пермским оазисам и к долинам транзитных рек. На севере и востоке растительность была близка к евромерийской флоре, а на юге к – гондванской или была, смешанной – евромерийско-гондванской (Broutin et al., 1990). Евромерийская позднермская флора, судя по ее облику, представляла растительность жаркого аридного климата, а местами, возможно, сезонно-влажного климата (Wnuk, 1996). В Южной Америке произрастала упоминавшаяся ранее аргентино-бразильская флора тоже пустынного облика (Wnuk, 1996). Лишь на Аравийском полуострове, на крайнем юго-востоке пояса, в прибрежной зоне Пангеи среди смешанной гондванско-евромерийской растительности встречаются элементы влаголюбивой катазиатской флоры (Broutin et al., 1995; Wnuk, 1996).

В шельфовых и внутренних морях, примыкавших к аридному поясу, формировались карбонатные и карбонатно-эвапоритовые платформы. Вдоль всего восточного побережья Пангеи для них была характерна тетическая фауна беспозвоночных (Грунт, 1995). Только на юго-западе у южной границы пояса, в морских бассейнах Южной Америки преобладали нотальные формы.

Значительные палеофитогеографические и палеозоогеографические различия внутри пояса, а также большая ширина южного аридного пояса дают основание думать, что климат его был достаточно неоднородным не только по влажности, но и по температуре. На юго-западе климат приближался, по-видимому, к умеренному и был более сухим, а на востоке, вдоль побережья – был, очевидно, более жарким и влажным. Такие различия могли вызываться антициклоническими океаническими течениями: холодным южным вдоль побережья Южной Америки, у восточных берегов Панталассы и теплыми северными у западных берегов Тетиса, вдоль побережья Афро-Аравии.

Пояс экваториального горного климата. Горная область Центральной Пангеи, судя по палеомагнитным данным, к поздней перми несколько сместилась к северу. Имея восток-северо-восточное простирание, она пересекла экватор и располагалась в приэкваториальных широтах между 5° – 10° ю.п.ш. и 12° – 15° с. п.ш. В предгорьях и межгорьях горной области по-прежнему формировались красноцветные отложения, нередко со



следами эоловой переработки, горизонтами карбонатных, частично оглеенных почв, каличе и гипсами, следами тетрапод (Mader, 1992; Cassinis et al., 1995), а также редкими остатками аридной еврамерийской флоры. Можно полагать поэтому, что если в горах Центральной Пангеи и выпадали обильные осадки, как следует из большинства математических моделей позднепермского климата (Kutzbach, Ziegler, 1993; Barton, Fawcett, 1995; Rees et al., 1999), то в большинстве своем текущие с гор реки пересыхали у их подножий.

Тропико-экваториальный жаркий гумидный пояс. Пояс охватывал сузившийся в верхней перми океан Палеотетис, большую часть расширившегося за его счет океана Неотетис, разделявшие и обрамлявшие оба океана острова, а также северо-западное и часть юго-западного побережья этих океанов. По сравнению с ранней пермью пояс, очевидно, несколько расширился к югу, за счет того, что возникло теплое антициклоническое течение в Неотетисе. Таким образом, в самой широкой, восточной своей части этот пояс частично занимал, по-видимому, средние южные широты (рис. 1). Среди континентальных осадков, накопившихся в пределах рассматриваемого пояса, имеются многочисленные признаки жаркого и влажного климата: бокситы, богатая катазиатская растительность (Wnuk, 1996) и каменные угли. В южном Китае исходный материал для углей накапливался в значительной мере в приливных зонах карбонатных платформ, в мангровых болотах (Shao et al., 1998). Карбонатные платформы имели широкое распространение в морях, прилежащих к Пангее, вокруг и на микроконтинентах Тетиса. Моря рассматриваемого пояса характеризовались в течение большей части позднепермской эпохи весьма разнообразной теплолюбивой (тетической) фауной (Leven, 1993; Грунт, 1995; Грунт, Ши, 1997). В конце эпохи в результате глобального похолодания в Тетис стали проникать бореальные формы, а разнообразие тетической фауны стало сокращаться и в конце перми рифовый фаунистический комплекс сохранился лишь в восточном Те-

тисе и на прилежащих окраинах Панталасы (Kozur, 1998).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В НАЧАЛЕ ТРИАСА

Вблизи границы перми и триаса произошло сильное глобальное потепление. Об этом свидетельствует исчезновение ледников в полярных областях и продвижение в высокие широты теплолюбивой флоры. Изменение климата было очень быстрым и привело к существенной перестройке климатической зональности. Возникла новая зональность, которая свидетельствует о том, что ледниковый климат на Земле сменился безледниковым и произошла еще большая аридизация Пангеи. Зональность при этом стала значительно более симметричной (рис. 2), что позволяет рассматривать климатические пояса Северного и Южного полушарий совместно.

Северный и южный умеренные гумидные пояса высоких широт. В высоких широтах Северного полушария потепление было особенно резким. На севере Лавразии, в Сибири пермская кордаитовая флора умеренно-холодного климата была замещена раннетриасовой хвойно-папоротниковой флорой, которая свидетельствует об экспансии папоротников катазиатского, тропического происхождения далеко на север до Таймыра и Приверхоянья (Добрускина, 1982), то есть до палеоширот 70°–75°. В палинофлоре этих регионов доминировали споры влаголюбивых растений (Ярошенко, 1997). Поэтому можно считать, что климат Северной Сибири стал в начале триаса, как минимум умеренно-теплым (Ziegler et al., 1993), если не “тропическим” (Dobruskina, 1994), и преимущественно гумидным (рис. 2, NWT). Одновременно в пределах Евразии существенно уменьшилась общая палеофитогеографическая дифференциация и понизился ранг выделяемых здесь фитоценозов. Вместо трех пермских флористических царств в раннем триасе Северной и Центральной Евразии выделяется лишь одно Лавразийское царство, разделенное по листовой флоре на две флористические области, Ангарскую и Ев-

Рис. 2. Климатическая зональность индского века. 1–8 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – флора Ангарской фитогеографической области (Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994); 2 – флора Еврамерийской фитогеографической области (Добрускина, 1982; Dobruskina, 1994); 3 – флора катазиатского происхождения (Ziegler et al., 1993); 4 – флора Гондванского фитогеографического царства; 5 – палинофлора Ангарской области (палинофлора здесь и далее по Ярошенко, 1997); 6 – палинофлора Субангарской области; 7 – палинофлора Еврамерийской области; 8 – палинофлора Гондванского царства; 9–16 – литологические индикаторы: 9 – бокситы, латериты; почвы: 10 – гумидные, 11 – карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреды, 12 – палыгорскитовые; 13 – гипсы и ангидриты, 14 – аридные карбонатные красноцветы, 15 – эоловые отложения, 16 – карбонатные платформы. *Некоторые географические элементы:* 17 – участки современных береговых линий, 18 – древние береговые линии, 19 – горные хребты и области, 20 – границы климатических поясов. Климатические пояса: NWT – северный умеренно-теплый, ST – южный умеренный, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, EH – тропико-экваториальный, муссонный.

рамерийскую (Добрускина, 1982)³, а по палинофлоре – на три области: Ангарскую, Субангарскую и Еврамерийскую (Ярошенко, 1997). Пояс умеренно-теплого климата занимал северную часть Ангарской области. Продвижение теплолюбивой флоры на север и ослабление флористической дифференциации отражали существенное уменьшение широтного климатического градиента в Лавразии, которое и обусловило более постепенные переходы между всеми климатическими поясами.

В юго-восточной Австралии и Антарктиде раннетриасовое потепление проявилось в смене умеренно-холодного климата на “умеренно-прохладный”, что устанавливается по характеру растительности и палеопочв (Retallack, 1999b, Retallack, Krull, 1999). Редко встречающиеся морозные деформации в кольцах роста фоссилизированных стволов среднетриасовых деревьев (Jefferson, Taylor, 1983) указывают на то, что отрицательные зимние температуры не были характерны для самых южных районов Антарктиды, что представляется удивительным, поскольку эти районы располагались в очень высоких палеоширотах (80°–85°). Учитывая это, а также то, что в предшествующий татарский век в Антарктиде размещались центры оледенений, из которых осуществлялся ледниковый разнос, можно думать, что амплитуда потепления в южных высоких широтах все же была весьма значительной. По некоторым оценкам, в юго-восточной Австралии она составляла 6°–11°C (Retallack, 1999b), что могло бы соответствовать перемещению по широте приблизительно на 15°–20°.

Характерной особенностью обоих умеренных поясов Земли в раннем триасе было полное прекращение процессов угленакопления. В северном умеренном поясе это, по крайней мере, частично могло вызываться возникновением эпизодически засушливых обстановок, на которые указывает присутствие пачек красноцветных отложений (Садовников, Орлова, 1997 и др.) и примесь пыльцы ксерофильных растений (Ярошенко, 1997). Южный умеренный пояс был, очевидно, несколько более гумидным. Здесь в низах триаса встречаются углистые алевролиты, а красноцветные отложения появляются со среднего триаса (McLoughlin et al., 1997; Retallack, Krull, 1999).

Северный и южный теплые семиаридные пояса средних и высоких широт. В раннем триасе семиаридный климат распространился на средние и часть высоких широт (рис. 2, NS и SS). В результате этого оба семиаридных пояса Земли значительно расширились и их ширина достигала 40°. Как и в позднепермское время, эти пояса выде-

ляются по распространению характерных красноцветных, местами гипсоносных, озерных и аллювиальных отложений, среди которых значительную роль играли отложения временных и блуждающих потоков, а также озер с непостоянной береговой линией и сезонных озер (Жарков, Чумаков, 2001). Нередко в этих отложениях встречаются карбонатные красноцветные и частично оглеенные, пестроцветные палеопочвы (Чалышев, 1968; Твердохлебов, 1996; Beauchamp, 1995; Smith, 1990). В Московской синеклизе среди них встречаются палыгорскитовые разновидности (Блом, 1972), которые в настоящее время довольно обычны в полупустынных областях. В Южном Приуралье отмечаются признаки существования высокогорного оледенения в молодых герцинских Уральских горах (Твердохлебов, 1971).

Большая ширина семиаридных поясов обуславливала их климатическую неоднородность и сложную фитогеографическую структуру. Это особенно наглядно видно на примере лучше изученного северного семиаридного пояса. Северная его часть характеризовалась ангарской умеренно-теплолюбивой и сравнительно влаголюбивой флорой, центральная – смешанной ангарской и субангарской теплолюбивой, частично ксерофитной макро- и палинофлорой, а самая южная – смешанной субангарской и тропической аридной еврамерийской палинофлорой (Ярошенко, 1997) и макрофлорой (Добрускина, 1982;), которая появляется здесь с оленекского века. Довольно постепенный переход между фитоцориями и климатическими поясами подтверждает распространенное мнение о том, что широтный температурный градиент в начале триаса был незначительным (Вахрамеев, 1985). Это согласуется с однообразием фауны индских морских беспозвоночных, которые незначительно различались на всем пространстве от Верхоянья и Гренландии до Гималаев (Дагис, 1976; Невеская, 1999; Kozur, 1998).

Северный и южный аридные пояса низких широт. В индском веке эти пояса тоже несколько расширились, хотя и не столь сильно, как семиаридные (рис. 2, NA, SA). Аридный климат почти целиком охватил низкие широты обоих полушарий, за исключением горной страны Центральной Пангеи и гумидной зоны Тетиса, которая существенно сузилась в результате аридизации многих его побережий, а также Северокитайского и части Южнокитайского микроконтинентов. Аридные пояса характеризовались широким распространением красноцветных и пестроцветных пустынных, часто эоловых (с ископаемыми дюнами) и гипсоносных себховых отложений на суше (Mader, 1992; Жарков, Чумаков, 2001), а также эвапорит-карбонатных гипсоносных платформ в прилежащих шельфовых морях. В континентальных отложениях очень часто встречаются карбонатные палеопочвы и калькреды, красноцветные

³ Позже переименованы в Сибирскую и Евро-Синийскую области (Добрускина, 1994).

и пестроцветные, со следами оглеения (Mader, 1992). Примечательной особенностью аридных и семиаридных поясов индского века является отсутствие бассейнов соленакопления. При значительном увеличении общей площади засушливых областей это явление представляется труднообъяснимым.

О растительности, произраставшей в пределах рассматриваемых поясов, особенно в самом начале триаса, из-за малого количества ее местонахождений имеются лишь скудные сведения. Индская палинофлора евромерийского облика обнаружена в некоторых районах северного аридного пояса (Ярошенко, 1997). Больше найдено ископаемой флоры в отложениях оленекского века (Dobruskina, 1994; Ярошенко, 1997). Эта флора, являющаяся типовой для раннетриасовой растительности Евразийской области, включает (помимо обильных остатков космополитных плевромей) ксерофитные хвойные и некоторые другие растения "вольциевого" комплекса. Последний имеет много общих черт с верхнепермской цехштейновой флорой. Такое сходство позволяет интерполировать жаркие аридные климатические условия на индский век (Dobruskina, 1994). Полагают, что евромерийская растительность не образовывала сплошного растительного покрова, а произрастала, главным образом, в оазисах и по побережьям морей (Вахрамеев, 1985).

Пояс экваториального горного климата. За исключением некоторого смещения к северу этот пояс в раннем триасе, по-видимому, не претерпел заметных палеогеографических и климатических изменений и по-прежнему характеризовался сложной вертикальной климатической зональностью с аридными предгорьями.

Экваториальный гумидный пояс. Как уже отмечалось, обширная пермская тропико-экваториальная область гумидного климата в Тетисе существенно сократилась за счет аридизации северо-западных побережий Палеотетиса, северных микроконтинентов Катазиатской дуги и юго-западных побережий Неотетиса. Область гумидного климата превратилась в узкий приэкваториальный пояс, едва достигавший ширины 15° (рис. 2). О его гумидности свидетельствуют найденные в нижнетриасовых отложениях о. Хайнань остатки растений, являющихся несомненными потомками катазиатской гигантоптерисовой флоры, характеризовавшей тропические леса, а также местонахождения бокситов в Центральном Иране и Турции.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Суммируя материалы, изложенные в первой и второй статьях данной работы, можно сделать следующие выводы о климатических изменениях,

произошедших в пермском и начале триасового периода, а также о возможных их причинах и некоторых последствиях.

Потепление. Главной тенденцией в рассматриваемый период геологической истории было потепление, которое изменило глобальный климат Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя. Сейчас можно более детально проследить сложный ход этого процесса. В ассельском и начале сакмарского века, во время ледникового максимума, обширное оледенение охватывало высокие и большую часть средних широт Гондваны, а также южные микроконтиненты Киммерийской дуги. Во второй половине сакмарского века, после ряда осцилляций, ледники в результате сильного потепления быстро отступили в высокие широты. Затем, в начале артинского века, отступление ледников замедлилось. В это время они занимали в основном Южное Заполярье. Таким образом, оледенение перешло в стадию полярной шапки, которая эпизодически расширялась, вторгаясь в более низкие широты. Там в это время иногда возникали местные центры оледенений (Visser, 1997). Дальнейшее сокращение гондванских ледников произошло, очевидно, в конце ранней перми, однако и в это время в Антарктиде, если судить по регулярному поступлению айсбергового материала в юго-восточную Австралию, оледенение еще сохранялось, а связанные с ним ледники испытывали неоднократные осцилляции (Eyles et al., 1997). Последние фазы активизации гондванских ледников произошли в казанский и татарский века. В казанский век они проявились в юго-восточной Австралии усилением ледового и ледникового разнота, активизацией горного оледенения (Crowell, Frakes, 1971, Veevers et al., 1994, Crowell, 1999 и др.), а в самом конце перми, также мерзлотными процессами (Retallack, 1999a). Это похолодание было, очевидно, глобальным и довольно значительным, поскольку приблизительно в это же время в татарском ярусе в высоких широтах Северного полушария большое распространение получили ледово-морские (Эпштейн, 1972) и марино-гляциальные отложения (Чумаков, 1994). О глобальных масштабах похолодания в конце перми, кроме того, свидетельствует миграция высокоширотной морской фауны в средние и низкие широты, вымирание и сужение ареалов распространения ряда теплолюбивых форм в Тетисе (Kozur, 1998).

Оледенение на Земле прекратилось в результате второго (после среднесакмарского) очень резкого и сильного потепления, произошедшего у границы перми и триаса. За очень короткий период в высоких широтах Северного полушария установился умеренно-теплый (Ziegler et al., 1993), возможно, даже "тропический" (Dobruskina, 1994), климат, а в высоких широтах Южного полуша-

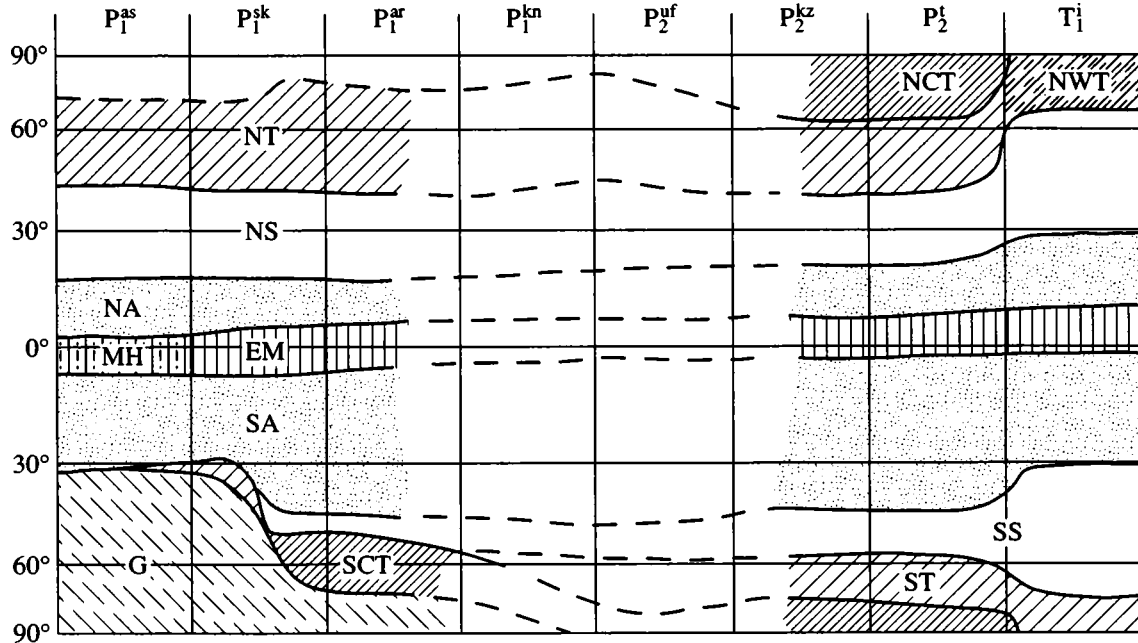


Рис. 3. Эволюция климатической зональности Пангеи в перми и раннем триасе. P_1^{as} , P_1^{sk} , P_1^{ar} , P_1^{kn} , P_2^{uf} , P_2^{kz} , P_2^t , T_1^i – века перми и раннего триаса. Климатические пояса: G – ледниковый; NCT, SCT – северный и южный умеренно-холодные; NT, ST – северный и южный умеренные; NWT – северный умеренно-теплый; NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный аридный; MH – экваториальный горный гумидный.

рия – умеренный (Retallack, 1999b). Это предполагает скачкообразное повышение среднегодовых температур в этих широтах на 8°–15°C. Даже в низких широтах повышение температуры вблизи границы перми и триаса могло составить 5°C (Holser et al., 1989).

Аридизация. Огромные размеры Пангеи, обширные герцинские горные пояса и хребты, часть которых располагалась на ее окраинах, затрудняли перенос влаги из океанов во внутриконтинентальные области суперконтинента и изначально обусловили значительное развитие семиаридного и аридного климата в его низких широтах. На протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории аридность Пангеи усиливалась, что неоднократно отмечалось ранее (Robinson, 1973; Parrish, 1995 и др.) и подкрепляется сделанными реконструкциями. Аридизация проявлялась в последовательном расширении и продвижении в средние широты аридных и особенно семиаридных поясов, в аридизации экваториальной горной области центральной Пангеи (рис. 3) и тропических широт гумидной Тетической области. Одной из очевидных причин аридизации были сильные глобальные потепления и неизбежно с ними связанное увеличение испаряемости. На это указывает то, что оба крупных потепления (в середине сакмарского века и вблизи границы перми и триаса) сопровождались скачко-

образным расширением аридных и семиаридных поясов Пангеи (рис. 3), а после второго потепления аридизация захватила и тетический сектор Земли (сравните рис. 1 и 2). Если в начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, то после позднесакмарского потепления – 55%, а после потепления на границе перми и триаса – 80%. Другой очевидной причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей Пангеи и связанное с этим исчезновение ближайших, внутриконтинентальных источников влаги. Некоторые исследователи главной причиной аридизации Пангеи считают развитие муссонной циркуляции, порожденной возникновением суперконтинента и его постепенным смещением к северу (Robinson, 1973; Parrish, 1995). Палеоклиматические реконструкции только частично подтверждают это мнение. Область влияния муссонов в значительной мере ограничивалась побережьями Тетиса. В Лавразии распространению муссонов, по-видимому, препятствовали многочисленные молодые окраинные хребты, а в Гондване – области высокого давления, сначала над ледниковым покровом, позже – тропические. Влияние муссонов не просматривается на протяжении большей части перми и раннего триаса даже в межгорных впадинах и южных предгорьях высокогорной области Центральной Пангеи, в пределах которой, согласно существующим представлениям и результатам математического

моделирования пермского климата (Kuttzbach, Ziegler, 1993; Barron, Fawcett, 1995), должна была теряться основная часть влаги муссонов. Только в самом начале перми (ассельское и раннесакмарское время, отен, вольфкемп), когда в предгорьях высокогорной области еще существовали морские заливы, в горах и предгорьях Центральной Пангеи эпизодически возникал гумидный климат.

Климатическая асимметрия. Некоторая климатическая асимметрия по отношению к экватору отмечается сейчас и на Земле, и на некоторых других планетах. Очевидно, что она в какой-то степени связана с асимметричным расположением континентов и океанов, а в широком смысле слова, – с асимметричной орографией планет вообще. Можно полагать поэтому, что климатическая асимметрия существовала на Земле всегда. Однако в крайней форме она проявлялась во время оледенений. Это особенно отчетливо показывает климатическая история перми и триаса. Раннепермские оледенения охватывали высокие и большую часть средних широт южных континентов и местами вплотную приближались к южной аридной зоне. В Северном полушарии оледенений, по-видимому, не было, а если, как предполагали некоторые исследователи, ледники и возникли, то оледенение было совершенно незначительным. При том же или близком расположении континентов и той же орографии климатическая симметрия на Земле немедленно восстановилась после исчезновения последних следов оледенений в конце перми (рис. 2 и 3). Это свидетельствует о двух важных свойствах климатической системы нашей планеты. Во-первых, о том, что сильная климатическая асимметрия может возникать лишь на холодной Земле, а во-вторых, что климатические системы Северного и Южного полушарий на Земле в достаточной мере автономны.

Перестройка климатической зональности. Сокращение площади и последующее прекращение оледенений, потепления, аридизация и восстановление климатической симметрии существенно меняли характер климатической зональности на Земле. Особенно сильные преобразования произошли в пределах Пангеи. После каждого крупного потепления изменялось широтное положение, ширина, главные параметры и набор основных климатических поясов (рис. 3). Самые значительные преобразования происходили в высоких и средних широтах этого суперконтинента. В низких географических широтах изменялась главным образом ширина поясов. Наиболее устойчивым климат был в тетическом секторе Земли, в котором в течение почти всей перми преобладал гумидный, весьма теплый тропический и экваториальный климат. Однако на границе перми и триаса область гумидного климата здесь то-

же сильно сократилась и сохранилась лишь в виде узкой приэкваториальной зоны (рис. 2).

Эволюция глобального климата. Характер климатической зональности отражает глобальный климат планеты, поэтому крупные изменения зональности, произошедшие в течение перми – раннего триаса свидетельствуют о смене глобального климата. В перми его следует квалифицировать как ледниковый, поскольку ледники и холодный климат в высоких широтах сохранялись до конца периода. Из этого следует, что до конца перми в океане сохранялась и психросфера. Подтверждением ее существования по меньшей мере до казанского века служит указание на присутствие сравнительно холоднолюбивых бореальных форм вордских конодонтов в придонных водах тропической зоны (Kozur, 1998). Поэтому очень вероятно существование психросферы и во время последующего похолодания в конце перми. По характеру пермских оледенений можно выделить три типа глобального ледникового климата. Ассельско-раннесакмарский может быть назван *климатом ледникового максимума*. В популярной литературе такие ледниковые максимумы нередко именуются “великими оледенениями”. Климат, существовавший в конце сакмарского – начале артинского веков, когда оледенение ограничивались высокими широтами, можно назвать *климатом ледниковых шапок*. Он был подобен климату современному, олигоцену и второй половине эоцена, когда в Антарктиде появились первые ледниковые покровы. С конца ранней перми в полярных областях стал преобладать холодно-умеренный климат, хотя сохранялись также небольшие центры оледенений (по-видимому, эпизодических) в Антарктиде и временами появлялись даже новые центры оледенений на севере Лавразии, например, в бассейне Колымы. Это время можно рассматривать как завершающую стадию гондванской гляциоэры, а соответствующий глобальный климат квалифицировать как *климат умеренно-холодных полярных областей*. Климат раннего триаса был ярко выраженным безледниковым. По основным признакам такой глобальный климат может быть назван *безледниковым аридным*. С него началась длительная термозера, которую было предложено называть сибирской (Чумаков, 1984).

Динамика климатических изменений. Рассмотренный выше общий ход климатических изменений в перми и триасе не был плавным и однонаправленным. Кроме уже упоминавшихся двух очень быстрых потеплений в середине сакмарского века и у границы перми и триаса, климатический тренд осложнялся многочисленными осцилляциями разных рангов. Осцилляции крупных рангов наиболее отчетливо фиксируются в ледниковых разрезах перми. По ним выделяются осцилляции трех рангов: с периодами первые десят-

ки миллионов, первые миллионы и сотни тысяч лет (Chumakov, 1985; Dickins, 1985; Veevers, Powell, 1987). Периодичность формирования верхнепалеозойских циклотем Северной Америки, которые, по мнению многих исследователей, отражают эвстатические и климатические колебания, связанные с осцилляциями гондванских ледников, составляла тоже первые сотни тысяч лет (Veevers, Powell, 1987). Во внеледниковых областях в некоторых разрезах фиксируются и более мелкие климатические колебания. Например, в Северной Америке в свите Кэстил, серия Очоа (верхнетатарский подъярус) обнаружена ритмичность, которую связывают с климатическими осцилляциями в 200, 100, 20 и 2.7 тыс. лет (Anderson, Dean, 1995). Большая часть этих периодов близка к орбитальным периодам Миланковича.

Осцилляции придавали быстрым климатическим изменениям пермского периода еще большую динамичность, особенно во время оледенений. Высокие скорости наступлений и еще большие скорости деградаций (терминаций) ледниковых покровов хорошо известны по плейстоценовым оледенениям. Они вызывали стремительные экологические изменения субглобального масштаба. Сходные события происходили, по-видимому, и во время пермских оледенений. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры чередования ледниковых и межледниковых отложений. Оба упоминавшихся главных потеплений перми весьма напоминают ледниковые терминации.

Причины климатических изменений. Многие исследователи считают, что главной (Crowell, 1999 и др.) или одной из важных (Parrish, 1995; Ziegler et al., 1997) причин деградации оледенений и вообще пермских-раннетриасовых климатических изменений был северный дрейф Пангеи, в результате которого полюс переместился из Антарктиды в прилегающий океан. Как уже отмечалось в предыдущей статье, такое предположение кажется весьма сомнительным. Судя по последним опубликованным глобальным реконструкциям, за пермский период Пангея в целом лишь немного сместилась к северу (Golonka et al., 1994; Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998). Южный край Восточной Антарктиды, например, в течение ранней перми отодвинулся от Южного полюса менее чем на 3°, а за весь пермский период – максимум на 10°. Северо-Восточная Азия и Северная Америка, наоборот, приблизились к Северному полюсу. Их северные побережья переместились с 75° и 48° с.п.ш. до 88° и 58° с.п.ш. соответственно, сместившись приблизительно на 15°. Наиболее благоприятные условия для развития оледенений и, соответственно, центры всех фанерозойских оледенений располагались в 15°–20° от полюса (Smith, 1997), поэтому небольшие перемещения Антарктиды не могли вывести ее за пределы этой зоны и привести к исчезновению

ледников и глобальному потеплению. Кроме того, дрейф континентов является процессом медленным и постепенным, поэтому маловероятно, что он мог вызывать скачкообразные и неоднократные потепления. Скорее небольшое перемещение Пангеи вело к некоторым региональным похолоданиям в Северном полушарии⁴. Региональный эффект имело, по-видимому, также раскрытие в середине перми океана Неотетис и возникновение в нем нового южного антициклонического круговорота (гира), который мог способствовать дополнительному переносу тепла из низких в высокие южные широты. Естественно, что среднепермский гир не может объяснить предшествующие ему среднесакмарское потепление и самое крупное отступление ледников. С ним, возможно, частично было связано постепенное более позднее потепление. Кроме того, учитывая упомянутую автономность климатических систем полушарий Земли, можно ожидать, что возникновение неотетического гиры повлияло скорее всего лишь на северную Индию и западную Австралию⁵.

Другие палеогеографические изменения, зафиксированные в перми-раннем триасе, должны были произвести эффекты, обратные потеплению. Регрессии в морях и аридизация могли вызвать лишь похолодания в связи с увеличением альбедо Земли. Воздымание суши и рост горных сооружений привели бы к похолоданию из-за отрицательного высотного температурного градиента. Достаточно вспомнить, что климат Тибета соответствует зимой климату равнинных регионов, расположенных на 10°, а летом – на 25° севернее. Воздымание суши вообще (Ruddeman, Kutzbach, 1991) и Тибета с Гималаями, в частности (Raumo, 1994), рассматривается поэтому как одна из причин позднекайнозойских оледенений.

Искать главные причины потеплений в перми-раннем триасе следует, по-видимому, среди позднегерцинских тектонических и вулканических процессов, вызвавших изменения в составе атмосферы и, как следствие, положительный сдвиг в тепловом балансе Земли. Изменения последнего вызвали цепную реакцию процессов, ускоряющих, усиливающих и делающих потепление необратимым, благодаря многочисленным обратным положительным связям в биосфере (Чумаков, 1995). Главнейшими среди них были уменьшение альбедо Земли, глобальная дегазация гидросферы и разрушение газогидратных скоплений. Одновременно тектонические и вулканические про-

⁴ Этим объясняется, по-видимому, длительное похолодание с середины перми в Свердрупском бассейне (Beauchamp, 1995).

⁵ Вспомним значительно более теплопроводный характер фауны Индийской провинции Гондванского царства (Руннегар, 1984).

цессы могли существенно повлиять на величину и состав континентального стока и вызвать крупные изотопные аномалии С, О, S и Sr.

Климатические изменения, как уже предполагалось ранее (Stanley, 1989 и др.), сыграли, очевидно, существенную роль в подготовке биотических событий в перми и, особенно, вблизи границы перми и триаса (Жарков, Чумаков, 2001). Представляется, что длительная и все усиливающаяся на протяжении перми аридизация Пангеи ослабила наземную биоту, а скачкообразное расширение площади аридных и семиаридных поясов на границе с триасом, наряду с резким и сильным потеплением могло привести эту биоту к кризисному состоянию. Аридизация и расширение бессточных областей на суше вело к сокращению стока органических и минеральных питательных веществ в моря. Возрастающий дефицит последних постепенно ослаблял морскую биоту. Скачкообразные климатические изменения, кратковременные регрессии (Valentine, 1973, Ross, Ross, 1995), резкое усиление дефицита питательных веществ в море и иные события могли в этих условиях приводить к нарушениям пищевых цепей и к последовательным вымираниям, которые фиксируются в конце перми (Левен, 1993; Stanley, Yang, 1994; Erwin, 1995;). Последнее из них, как известно, носило массовый характер.

Авторы благодарят В.Г. Ганелина, А.В. Гоманькова, М.В. Дуранте, С.В. Наугольных, О.П. Ярошенко и особенно А.С. Алексеева и Э.Я. Левена за многочисленные консультации и весьма ценные советы в процессе подготовки данной работы к печати.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64073 и № 99-05-65004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.
- Блом Г.И. Фации и палеогеография Московской синеклизы и Волжско-Камской антиклизы в раннетриасовую эпоху. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1972. 368 с.
- Бяков А.С. Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии и по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 35–54.
- Вахрамеев В.А. Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое // Вестн. АН СССР. 1985. № 8. С. 30–42.
- Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–142.
- Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского Мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.
- Грунт Т.А. Биогеография пермских морских бассейнов // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 10–25.
- Дагис А.С. Основные черты биогеографии морей триаса // Палеонтология. Морская геология. Межд. геол. конгресс. XXV. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976. С. 109–119.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с.
- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основе фитогеографических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 25–37.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 4. Р. 29–54.
- Игнатъев В.И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1962. 335 с.
- Игнатъев И.А., Наугольных С.В. Раннеказанская флора реки Сояны, ее стратиграфическое значение и положение среди разновозрастных флор и растительных зон Ангариды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 3. С. 58–75.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Каравеева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 198 с.
- Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1. № 1. С. 59–75.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 407 с.
- Невеская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 504 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Геохимия ландшафтов пустынь пермского периода // Изв. АН. Сер. геогр. 1999. № 6. С. 32–38.
- Руннегар Б. Пермь Гондваны // 27-ой Междун. геол. конгресс. Докл. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 147–158.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраины Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 14–20.
- Твердохлебов В.П. О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 42–50.
- Твердохлебов В.П. Континентальные аридные формации востока Европейской России на рубеже палеозоя и мезозоя. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Саратов: Саратовский ун-т, 1996. 57 с.
- Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н. Эоловые образования татарского яруса в бассейне р. Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 934–936.
- Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67–77.

- Храмов А.Н., Гончарова Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чальшев В.И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 2. С. 426–429.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35–53.
- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Эпштейн О.Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С. 112–127.
- Якименко Е.Ю., Тергульян В.О., Чумаков Н.М. и др. Палеопочвы в верхнепермских отложениях реки Сухоны (бассейн С.Двины) // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–390.
- Ярошенко О.П. Палинология и фитогеография раннего триаса // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 47–57.
- Anderson R.Y., Dean W.E. Filling the Delaware Basin: hydrologic and climatic controls on the Permian Castile Formation varved evaporite // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 2. P. 61–78.
- Barron E.J., Fawcett P.J. The climate of Pangea: a review of climate model simulations of the Permian // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 1. P. 37–52.
- Beauchamp B. Permian history of Arctic North America // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. V. 2. P. 3–22.
- Beauchamp B., Theriault P. Late Paleozoic syn- and post-rift sequences on Grinnell Peninsula, Canadian Arctic (Sverdrup Basin): evidence for basin margin tectonic disturbances associated with sequence boundaries / Eds Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. Pangea: global environments and resources. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary, Alberta, Canada, 1994. P. 199–217.
- Broutin J., Doubinger J., Hamet M.O., Lang J. Palynologie comparee du Permien nigerien (Afrique occidentale) et Peritethysien. Implications stratigraphiques et phytogeographiques // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1990. V. 66. P. 243–261.
- Broutin J., Roger J., Platel J.P. et al. The Permian Pangea. Phytogeographic implications of new paleontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1995. T. 321. Ser. II a. P. 1069–1086.
- Cassinis G., Toutin-Morin N., Virgili C. A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1995. C. 137–157.
- Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. P. 319–346.
- Crowell J.C. Pre-Mesozoic Ice Ages: their bearing on understanding the climate system // Geol. Soc. Amer. Mem. 192. 1999. 106 p.
- Crowell J.C., Frakes L.A. Late Paleozoic glaciation, IV. Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 2515–2540.
- Dickins J.M. Late Palaeozoic glaciation // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1985. V. 9. P. 163–169.
- Dickins J.M. Problems of Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 185–197.
- Dobruskina I.A. Triassic Floras of Eurasia. Springer-Verlag, Wien – New York, 1994. 422 p.
- Erwin D.H. The End-Permian Mass Extinction // The Permian of Northern Pangea. V. I. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg. 1995. P. 20–34.
- Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A. Iceberg rafting and scouring in the Permian Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: evidence of Heinrich-like events? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. V. 136. P. 1–17
- Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1992. 274 p.
- Freiwald A. Modern nearshore cold-temperate calcareous sediments in the Troms District, Northern Norway // J. Sediment. Research. 1998. V. 68. № 5. P. 763–776.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps / Eds Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 1–48.
- Grunt T.A., Shi G.R. A Hierarchical framework of Permian global marine biogeography // Proc. 30th Int'l. Geol. 1997. V. 12. P. 2–17.
- Holser W.T., Schonlaub H.P., Jr M.A. et al. A unique geochemical record at the Permian / Triassic boundary // Nature. 1989. V. 337. № 6202. P. 39–44.
- Isbell J.I., Cuneo N.R. Depositional framework of Permian coal-bearing strata, southern Victoria Land, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 217–238.
- Isbell J.L., Seegers G.M., Gelhar G.A. Upper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic mountains, Antarctica // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford: Oxford. Univ. Press. N.Y., 1997. P. 230–242.
- Jefferson T.H., Taylor T.N. Permian and Triassic woods from the Transantarctic Mountains: paleoenvironmental indicators // Antarctic Journal of US. 1983. V.18. P. 681–708.
- Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1999. V. 83. № 10. P. 1552–1587.
- Kozur H.W. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. V. 143. P. 227–272.
- Kutzbach J.E., Ziegler A.M. Simulation of Late Permian climate and biomes with an atmosphere-ocean model: comparisons with observations // Philos. Trans. Royal Soc.: Biol. Sc., Ser. B, 1993. V. 341. № 1297. P. 327–340.
- LaPage B.A., Pfefferkorn H.W. Plant fossils from the Early Permian Sabine Bay Formation, Arctic Canada // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canad. Paleon. Conf. 1999. P. 83.

- Leven E.J. Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. e Stratigr. 1993. V. 99. № 2. P. 151–198.
- McElwain J.C. Do fossil plants signal palaeoatmospheric CO₂ concentration in the geological past // Philos. Trans. Roy. Soc.: Biol. Sc. Ser. B. 1998. V. 353. № 1365. P. 83–95.
- Mader D. Evolution of Palaeoecology and Triassic Fluvial Basin in Europe. V. 1. Western and Eastern Europe. V. 2. Southeastern Europe and Index. Stuttgart – New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 1340 p.
- McLoughlin S., Lindstrom S., Drinnan N. Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Sci. 1997. V. 9. № 3. P. 281–298.
- Parrish J.T. Geologic evidence of Permian climate // The Permian of Northern Pangea / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. V.I. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 53–61.
- Raymo M.E. The initiation of Northern Hemisphere glaciation // Annual rev. Earth and planetary sci. 1994. V. 22. P. 353–383.
- Rees P.McA., Gibbs M.T., Kutzbach J.E., Behling P.J. Permian climates: evaluating model predictions using global paleobotanical data // Geology. 1999. V. 27. № 10. P. 891–894.
- Retallack G.J. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from Sidney Basin // Bull. Geol. Surv. New S.Wels. 1980. № 26. P. 385–430.
- Retallack G.J. Permafrost paleoclimate of Permian paleosols in the Gerringong volcanic facies of New-South-Wales // Austral. J. Earth Sci. 1999a. V. 46. № 1. P. 11–22.
- Retallack G.J. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1999b. V. 111. № 1. P. 52–70.
- Retallack G.J., Krull E.S. Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica // Austral. J. Earth Sci. 1999. V. 46. P. 785–812.
- Robinson P.L. Palaeoclimatology and Continental Drift // Implications of Continental Drift in the Earth Sciences. V.1. London – New York.: Academic Press, 1973. P. 451–476.
- Ross C.A., Ross R.P. Permian Sequence stratigraphy // Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. The Permian of Northern Pangea. V. I. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 1995. P. 98–123.
- Ruddeman W.F., Kutzbach J.E. Plateau uplift and climatic changes // Sci. Amer. 1991. V. 264. № 3. P. 66–75.
- Scotese C.R., Langford R.P. Pangea and paleogeography of the Permian // The Permian of Northern Pangea. V. I. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–19.
- Shao L., Zhang P., Ren D., Lei J. Late Permian coal-bearing carbonate successions in southern China: coal accumulation on carbonate platforms // Intern. J. Coal Geol. 1998. V. 37. № 3–4. P. 235–256.
- Sepkoski Jr., J., J. Evolutionary Faunas // Paleobiology. A Synthesis / Eds Briggs D.E.G., Crowther P.R. Oxford: Blackwell., 1990. P. 37–41.
- Shi G.R., Grunt T.A. Permian Gondwana-Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. V. 155. № 2. P. 239–263.
- Smith A.G. Estimates of the Earth's spin (geographic) axis relative to Gondwana from glacial sediments and paleomagnetism // Earth Sci. Rev. 1997. V. 42. P. 161–179.
- Smith N.D., Barrett P.J., Woolfe K.J. Clacier-fed(?) sandstone sheets in the Weller Coal Measures (Permian), Allan Hills, Antarctica // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998. V. 141. P. 35–51.
- Smith R.M.H. A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa // J. African Earth Sci. 1990. V. 10. № 1/2. P. 117–137.
- Stanley S.M. Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as common cause // Amer. J. Sci. 1989. V. 288. P. 334–352.
- Stanley S.M., Yang X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era // Science. 1994. V. 266. P. 1340–1344.
- Tappan H. Microplankton // Ecological Succession and Evolution. V. II. / Ed. Yochelson E.L. Lawrence, Kansas: Allen Press, 1971. P. 1058–1101.
- Utting J., Piasecki S. Palynology of the Permian of Northern continents: a review // The Permian of Northern Pangea. V. 1. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 237–261.
- Valentine J.W. Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, 1973. P. 511.
- Veevers J.J., Powell C.McA. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // Geol. Soc. America Bull. 1987. V. 98. P. 475–487.
- Veevers J.J., Powell C.McA., Collinson J.W., Lopez-Gamundi O.R. Synthesis // Permian-Triassic Pangean foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland / Eds Veevers J.J., Powell C.McA. C. Geol. Soc. Amer. Mem. 1994. V. 184. P. 331–354.
- Visser J.N.J. A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford – N.Y.: Oxford. Univ. Press., 1997. P. 169–191.
- Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S. The Permian Angara flora from North Greenland: a progress report // Abstr. XIV ICCP, Pander Soc., Canadian Paleon. Conf., 1999. P. 150.
- Wardlaw B.R. Permian conodonts // The Permian of Northern Pangea. V. 1. / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 186–195.
- Wnuk C. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic // Rev. Palaeobotany, Palynology. 1996. V. 90. P. 5–40.
- Ziegler A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period // Paleozoic paleogeography and biogeography / Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. Geol. Soc. London. 1990. Mem. 12. P. 363–379.
- Ziegler A.M., Parrish J.M., Yao J. et al. Early Mesozoic phytogeography and climate // Phyl. Transac. Of the Royal Soc. London, Biol. Sc. 1993. V. 341. № 1297. P. 297–305.
- Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini P. Oxford–N.Y.: Oxford. Univ. Press. 1997. P. 111–146.
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // Proceed. Royal Soc. Victoria. 1998. V. 110. № 1/2. P. 323–343.

Рецензенты А.С. Алексеев, Э.Я. Левен