

**В.А.КРАСИЛОВ, В.А.ЗУБАКОВ  
В.И.ШУЛЬДИНЕР, В.И.РЕМИЗОВСКИЙ**

---

# **ЭКОСТРАТИГРАФИЯ ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ**



**Экостратиграфия. Теория и методы**/Красилов В. А., Зубаков В. А., Шульдинер В. И., Ремизовский В. И. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

Экостратиграфия — новое направление исследований, требующее объединения специалистов разного профиля для достижения общей цели — объяснения событий геологической истории и их оценки в качестве реперов планетарной геологической корреляции. Несмотря на быстро растущее признание, теоретические и методические установки экостратиграфии до сих пор не были систематизированы и обобщены. В настоящей книге предпринята попытка восполнить этот пробел. Кратко изложены представления о взаимосвязи геологических процессов и эволюции органического мира, определяющей историческое развитие биосферы как целостной системы. Описаны приемы анализа и корреляции разрезов. Специальные главы посвящены климатостратиграфии, докембрию, палеомагнитным событиям. Книга предназначена в основном стратиграфам и палеонтологам, но может оказаться полезной и для биологов, интересующихся общими проблемами эволюции.

Ил. 27, табл. 5, библ. 312.

Издано по решению Редакционно-издательского совета  
Дальневосточного научного центра АН СССР

Ответственный редактор Н. А. Шилю

Рецензенты Т. Г. Калишевич, В. С. Пушкарь

## ПРЕДИСЛОВИЕ

«Арно, стекая водопадом с Гольфолины близ Монте-Люпо, оставила гравийные наносы, которые и сейчас можно видеть сцементированными в плотную массу, с галькой из различных мест, разного состава и цвета, образующей сплошной конгломерат; несколько ниже, возле Каstell-Фьорентино, отлагались пески и далее глинистые илы, в которых жили двусторки; эти слои выходят на поверхность там, где бурные воды Арно впадают в море; время от времени уровень моря повышался, оставляя слои этих раковин — они видны возле Колле-Гонзоли, в обрыве, подмытом Арно». Эту дневниковую запись Леонардо да Винчи, сделанную около 500 лет назад, можно считать первым стратиграфическим документом. Она отличается от описаний современных стратиграфов не только некоторой романтической приподнятостью стиля. Леонардо не просто описывает, он объясняет, используя элементы фашиального анализа, палеогеографии и геоморфологии. Его стратиграфия, по современным понятиям, междисциплинарна. Собственно говоря, это экостратиграфия.

Мы знаем, что Леонардо да Винчи намного опережал свое время во всем, за что бы ни брался. Нельзя сказать, что его начинания в стратиграфии вообще не были поддержаны. Однако в течение многих лет главенствовало иное направление, начало которому положил английский геолог Уильям Смит.

Допустим, в слое А обнаружен набор биофоссилий а, б, в ... к, в слое Б — набор г, д, е... н. В другом разрезе слой В содержит а, в, з, л, т, е. две формы, общие с А, одну общую с А и Б и одну общую с Б. Следовательно, В ближе к А, чем к Б. Вывод несложен, но предполагает большую подготовительную работу. В каждом из сравниваемых слоев нужно собрать представительную палеонтологическую коллекцию, случайные находки не вызывают доверия. Все формы должны быть точно определены. Специалист должен располагать сведениями о распространении этих форм во множестве разрезов и постоянно корректировать их по мере накопления данных. И все же есть в этой процедуре нечто механическое, заставляющее задуматься о месте стратиграфии в системе наук о Земле.

Мы говорим о фундаментальных и прикладных дисциплинах, относя к первым те, которые дают знание, ко вторым те, которые используют имеющиеся знания для решения практических задач. Граница между ними в известной мере размыта. К тому же есть дисциплины, исчерпавшие себя в познавательном плане, но сохранившие большое прикладное значение.

Стратиграфия тесно связана с геологической практикой, в отношении же ее роли как фундаментальной познавательной дисциплины возможен некоторый скепсис. Многим кажется, что золотые дни теоретической стратиграфии давно миновали, оставив на нашу долю в основном технические задачи. Такого рода установки влияют и на характер преподавания в вузах, и на соотношение академических и отраслевых исследований в этой области, и на самосознание стратиграфа, во многом определяющее эффективность его работы.

Появление экостратиграфии стимулировало исследование теоретического и методического плана [Красилов, 1970, 1977; Краснов, 1980; Мейен, 1974; Соколов, 1974; Экосистемы в стратиграфии, 1980; Hoffman, 1980; Martinsson, 1979]. С нею и близкими ей направлениями [Ager, 1983; Kauffman, Hazel, 1977] связывают надежды на возрождение стратиграфии как теоретической дисциплины. В то же время не прекращаются споры вокруг экостратиграфии [Гладенков, 1978; Егоян, 1980]. Не вполне ясны ее задачи и методы. Некоторые исследователи видят в ней лишь разновидность биостратиграфии с упором на палеоэкологию. Другие считают основание экостратиграфии слишком шатким или отвергают ее из-за неоправданной усложненности.

Основы экостратиграфии изложены в работе В. А. Красилова [1977], однако накопление знаний в этой области идет быстрыми темпами, и ряд исходных положений нуждается в пересмотре.

Область наиболее успешного применения экостратиграфического подхода — поздний неоген. Здесь ведущим фактором экосистемной эволюции был климат, поэтому принято говорить о климатостратиграфии. Этому направлению посвящен специальный раздел. Некоторые разногласия между В. А. Красиловым и В. А. Зубаковым, касающиеся соотношения экостратиграфии и климатостратиграфии, думается, будут восприняты читателем как естественные на данной стадии развития стратиграфической теории. Казалось бы логичным посвятить специальный раздел и докембрию — наиболее труднодоступной для экостратиграфии области. Палеоклиматологический раздел — дань одному из наиболее перспективных методов.

В настоящем издании особое внимание уделено методическим вопросам. Авторы стремились к общедоступному изложению, не слишком перегруженному библиографией и специальной терминологией, рассужденному как на специалистов, так и на студентов. Мы не ограничиваемся обсуждением специальных экостратиграфических проблем и адресуем эту книгу всем стратиграфам, интересующимся методологическими посылами своей дисциплины.

## ТЕОРИИ И ПАРАДИГМЫ В СТРАТИГРАФИИ

Для древних главным методом познания была диалектика, т. е. философская дискуссия, в которой, по их мнению, рождалась истина. В средние века она выродилась в схоластику, тормозившую развитие науки. Реакцией на схоластику было утверждение индуктивного метода как единственно научного. Основой познания провозглашалось непредвзятое наблюдение, конечным результатом — выведение законов, описывающих отношение между наблюдаемыми явлениями. Так как мироздание представлялось неизменным, то и законы рассматривались как вневременные. И еще одна особенность европейского мышления XVI—XVIII вв.: законы не требовали объяснения (никто не задавался вопросом, почему, например, тела притягиваются друг к другу с силой, обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними: таков закон, и все тут). Образцом науки считалась классическая физика, наиболее успешно выводившая подобные законы.

В XIX в. теория эволюции пробила первую брешь в этой системе мышления, показав необходимость исторических объяснений. Несколько позднее теория относительности реабилитировала гипотетико-дедуктивный метод. Сейчас хорошо известно, что великие ученые, декларировавшие, подобно Ньютону, приверженность индукции, на самом деле пришли к своим наиболее важным открытиям гипотетико-дедуктивным путем. Преобразилось и представление о теории: из свода законов она превратилась в систему исторических объяснений гипотетического характера.

Тем не менее в некоторых областях науки еще сохранились отжившие установки. Стратиграфическая теория XVII—XIX вв. опиралась на основополагающие принципы Н. Стено и У. Смита, которые, как полагают, не утратили своего значения и по сей день. Принцип Стено связывает последовательность напластования с геологическим временем, принцип Смита — с развитием биоты. Между тем формулировки этих принципов весьма неточны.

Принцип Стено [1668 г.], согласно которому вышележащий слой моложе нижележащего, основан на наивном уподоблении слоеобразования выпадению солей из раствора. Предполагалось, что, когда земля была затоплена, на какой-то плоской поверхности повсюду одновременно осаждались сначала одни, затем другие вещества. В отношении садки солей в колбе это не принцип, а трюизм. Перенесенный на реальный процесс слоеобразования, он привел к ряду еще не изжитых заблуждений. Можно без преувеличения сказать, что принцип Стено, усердно заучиваемый многими поколениями геологов, мешал развитию стратиграфии складчатых поясов со сложной тектоникой. Картируемые единицы в складчатых поясах чаще всего представляют собой тектонические покровы, вертикальная последовательность которых может быть противоположна возрастной последовательности и которые в свою очередь тектонически расслоены. Альпийские геологи уже давно «прорвались» через принцип Стено к пониманию реальной

ситуации, но их пример увлек немногих. Тектоническая расчлененность, если и признавалась правильной для Альп, то рассматривалась как своего рода исключение, и лишь в последнее время стало ясно, что любой складчатый пояс — такое же «исключение».

Аналогично принцип Стено препятствовал пониманию диагенетического расчленения, свойственного солям, карбонатным, кремнистым и другим химико-биогенным осадкам. Напомним, что и пелиты частично относятся к этой категории. Одним из широко распространенных механизмов их образования служит накопление и диагенетическое расчленение фекальных тел. В песчано-алевритовых толщах пространственные взаимоотношения между разновозрастными (по времени поступления в седиментационный бассейн) компонентами слоев определяются рельефом дна, миграцией знаков ряби, турбидными потоками, биотурбацией (перемешиванием зарывающимися организмами) и т. д. Биотурбация обычно охватывает верхние 10 см осадка, в пределах которых возрастные соотношения между компонентами слоя не могут быть определены с помощью принципа Стено. Это явление слишком широко распространено, чтобы рассматривать его как исключение.

Представление о латеральной смене фаций и миграционном слоеобразовании (в результате последовательной миграции фаций через точку наблюдения); по существу, противоречило принципу Стено: слой А, залегающий в пункте «а» выше слоя Б, образовался в результате последовательного продвижения соответствующей фации из пункта «б», где она отлагалась одновременно с Б. Этот механизм, описанный Н. К. Головкинским [1869 г.] и Н. К. Вальтером [1894 г.], постулировал скользящие границы слоев и, вопреки Стено, одновременное образование слоев, перекрывающихся в каком-то пункте. Возведенный в ранг общего «принципа», он породил по крайней мере два устойчивых заблуждения: а) все слои диахронны, или возраст каждого слоя изменяется по простиранию, б) смена слоев по вертикали соответствует латеральной смене фаций, или друг над другом в разрезе залегают фации смежных геотопов (географических или океанографических морфоструктур, в пределах которых формируются седиментационные фации).

Причиной заблуждений в том и другом случае была недооценка прерывистости и эпизодичности осадконакопления. Известно, что слой может образоваться в геологическом смысле мгновенно на площади в несколько десятков тысяч квадратных километров (мегатурбидиты, см. ниже). Убеждение, что изменения по вертикали отражают смену фаций, мешало понять природу турбидитов (до такой степени, что даже утвержденная международной комиссией граница силура и девона была проведена внутри турбидита) и вело к неверной интерпретации циклотем, в которых регрессивные фации долгое время принимались за трансгрессивные (поскольку они залегают на эрозионной поверхности; в действительности трансгрессивная часть цикла практически выпадает из разреза [Buys, 1982]).

Принцип Смита [1816 г.] при ближайшем рассмотрении оказывается частным случаем принципа Стено. Первоначальную формулировку — природа отвела каждому классу биофоссилий свой слой — приходится отвергнуть, как бессмысленную, или, в лучшем случае, метафорическую. Как и другие компоненты слоя, биофоссилии большей частью способны к вертикальной миграции (переотложение, вымыв, механическое перемешивание, биотурбация). Они могут иметь тот же геологический возраст, что и биофоссилии смежных слоев, или же быть древнее (моложе) их. Однако биофоссилии более индивидуальны, чем другие компоненты слоя. Утверждение: биофоссилии каждого слоя неповторимы — справедливо на индивидуальном уровне, но несправед-

ливо на групповом (видовом, родовом и т. д.). Так как каждый вид имеет ограниченное время существования и вертикальное перемещение биофоссилий в осадочной толще также имеет пределы, то справедливо утверждение: биофоссилии определенного вида могут быть встречены лишь в пределах какого-то эмпирически находимого стратиграфического интервала. Этим, видимо, исчерпывается смысловое содержание принципа Смита. Оно равносильно утверждению: биофоссилии можно использовать в качестве стратиграфического признака. Только это и мог сказать Смит на основании собственного опыта. Истолкование его вывода в том смысле, что слои с биофоссилиями определенного вида повсеместно отложились в одно и то же время, лишено логических и эмпирических оснований.

Палеонтологи додарвиновского периода дополнили принцип Смита представлением о совпадении стратиграфической последовательности биофоссилий во всех странах. Л. Агассис (его именем, наверно, можно было бы назвать этот «принцип», 1848 г.), Ч. Ляйель и их современники видели в метафизическом истолкованном совпадении последовательности биофоссилий — гомотаксальности — свидетельство одновременности отложения слоев с одинаковыми биофоссилиями (заметьте, что еще нередкое в современной литературе противопоставление гомотаксальности и одновременности — «эти фауны не синхронны, а гомотаксальны» — не что иное как недоразумение: представление об одновременности в стратиграфии всегда основывалось на гомотаксальности; вопрос в том, насколько оно правомочно).

Ч. Дарвин пытался объяснить ставший уже общим местом параллелизм смен биофоссилий во всех странах (гомотаксис) тем, что прогрессивные формы повсюду более или менее одновременно вытесняли примитивные предковые формы. Он резонно сомневался в строгой одновременности этих процессов, а Т. Хаксли пошел еще дальше, возведя неодновременность гомотаксальных биофоссилий в общее правило, — поступок, оправданный в условиях ожесточенной полемики с креационистами. Во избежание недоразумений отметим, что в выступлениях Хаксли [1862 г.], имевшем широкий резонанс, содержались два положения: 1) признание принципа гомотаксальности, к этому времени уже прочно утвердившегося в умах геологов (в одной из ранних работ автор этих строк принцип гомотаксальности связал с именем Хаксли — ошибка, к сожалению, повторенная в некоторых отечественных изданиях учебно-методического плана), и 2) утверждение разновозрастности гомотаксальных биот — новый «принцип», основанный на весьма поверхностной аналогии между современной австралийской и ископаемой европейской биотами. Новый принцип противоречил всей стратиграфической практике, основанной на принципе Смита (аналогично, как мы видели, принцип Головкинского — Вальтера противоречил принципу Стено). Неясно, какие позитивные следствия могли быть извлечены из принципа Хаксли (пусть гомотаксальные фауны разновременны, а какие одновременны?). Как и остальные принципы, он ничего не объясняет и ничего не предсказывает.

Неудивительно, что стратиграфы, декларируя приверженность принципу Хаксли, на деле, скорее, шли за Смитом. Такая двойственность не способствовала соединению теории с практикой. Попытки укрепить теорию введением новых принципов и законов не имели успеха. Заметим, что наша критика направлена не против отдельных принципов — Стено, например, или Смита (которые не хуже и не лучше многочисленных законообразных утверждений, окруженных традиционным пиететом в других научных дисциплинах), а против архаичной структуры теории стратиграфии (и убеждения, что только такой — основанной на незыблемых принципах — она и может быть), мало что

дающей практике. Стратиграфическая практика до недавнего времени обходилась простейшими эмпирическими обобщениями. Пусть, например, для признаков А и Б (это могут быть, скажем, два вида биофоссилий) эмпирически установлены отношения выше—ниже в разрезах а, б, в... е. Эти отношения затем экстраполируются на разрезы ж, з, и... н, в которых обнаружен хотя бы один из признаков — А или Б. Пока все идет благополучно, они приобретают значение руководящих признаков (законообразное утверждение: А всегда выше Б). Однако достаточно одного разреза с обратными отношениями, чтобы экстраполяция оказалась неправомочной. Стратиграф вынужден отказаться от своих выводов в отношении ж, з, и... н или закрыть глаза на опровергающие данные (в альпийских разрезах зона «Globigigina» eugubina описана как основание датского яруса и принята в качестве маркера границы мела и палеогена в скважинах глубоководного бурения, хотя в Дании аналогичный зональный комплекс встречен в маастрихте ниже стратотипа датского яруса [Näkansson, Hansen, 1979]). Если при такой практике все же возможны успехи, то они свидетельствуют о существовании неявных теоретических посылок (обычно именуемых интуицией). Задача методологического исследования в том и состоит, чтобы превратить их в явные и более действенные.

Для стратиграфа наиболее важное явление, нуждающееся в объяснении (теоретическом осмыслении), — это упорядоченность слоев. Едва ли кто-то сомневается в том, что упорядоченность слоев реально существует в природе. Мы видим ее в любом геологическом разрезе. Ритмическое повторение, выдержанная последовательность стратиграфических признаков (в первую очередь, биофоссилий), их приуроченность к определенным интервалам — все это проявление упорядоченности. Когда мы спорим о стратиграфических границах, то в подавляющем большинстве случаев имеем в виду не расчленение для удобства, а соответствие естественной упорядоченности слоев. В нашем понимании, **стратиграфия** — это изучение естественной упорядоченности слоев земной коры (или коры других планет), тогда как **стратиграфическая теория** — историческое объяснение этого явления (иначе: развивающаяся система гипотез о происхождении и причинах естественной упорядоченности слоев).

Первые рациональные объяснения, как мы уже упоминали, предлагал в XV в. Леонардо да Винчи. Но в его время окаменелости — «фигурные камни» — считали порождением звездного света или каменными эскизами, предшествовавшими созданию настоящих животных и растений. В XVIII в. наиболее популярным объяснением природы слоев с окаменелостями был библейский потоп — одна из первых стратиграфических парадигм. В нашем методологическом экскурсе мы не можем обойти феномен парадигмы, помогающий понять историю идей. Понятие парадигмы ввел в науковедение американский философ Т. Кун [Kuhn, 1962]. Став несколько расплывчатым в результате позднейших модификаций, оно означает образцовое для данной эпохи решение научной проблемы, дающее начало устойчивой научной традиции. Вокруг парадигмы возникает научное сообщество — если не единомышленников, то во всяком случае людей, понимающих друг друга, имеющих общие интересы и общее мнение относительно некоторых фундаментальных научных ценностей.

Парадигма влияет на все стороны деятельности ученого — выбор специальности, диссертационной темы, составление научно-исследовательских программ и т. д., со студенческой скамьи формируя его мышление. Поэтому она исключительно устойчива и легко справляется с опровержениями, остающимися как бы вне поля зрения. В допарадигменный период существует множество конкурирующих теорий.

Парадигмой становится та из них, которая больше соответствует интеллектуальной среде своего времени. Смена парадигм — результат изменения интеллектуальной среды, общей духовной эволюции человека.

Идеи Леонардо имели мало шансов стать парадигмой, так как слишком резко контрастировали со статичным мышлением его современников. После установления парадигмы противостоящие ей теории оказываются за бортом науки. Ученые, не озабоченные более мировыми проблемами (как будто уже решенными), сосредотачиваются на конкретных задачах. Это обеспечивает быстрое накопление фактов. Дилювианизм — учение о всемирном потопе как механизме образования слоистых толщ — направил усилия таких неутомимых коллекционеров, как Дж. Вудворд и И. Шейхцер, на поиски следов допотопной жизни. Под эгидой этой парадигмы были созданы первые стратиграфические схемы И. Леманна [1756 г.], Ардуино [1759 г.] и А. Г. Вернера [1796 г.]. Дальнейшим развитием дилювианизма было учение Ж. Кювье о множественных всемирных потопах, ставшее мощным стимулом стратиграфических исследований. Под его влиянием сложилось представление о ярусе как основной единице стратиграфической классификации [О. Д'Аллау, 1831 г.; А. Д'Орбиньи, 1842 г.].

Во второй половине XIX в. революционные процессы охватили все области духовной жизни. Приметой духовной зрелости был отход от христианских догм и сопряженной с ними веры в уникальные события вроде сотворения мира или потопа. В этой атмосфере стала возможной смена парадигм. Эволюционная парадигма подсаживала общее объяснение упорядоченности слоев как отражения эволюции земной коры и биосферы, но механизмы этого процесса не были раскрыты. На первый взгляд, она давала стратиграфические предсказания типа: если А — предок Б, то слои с А не могут быть выше (моложе) слоев с Б. Но поскольку отношения предок—потомок чаще всего выводились из стратиграфических отношений ниже—выше (филогении, основанные на одной лишь морфологии, чаще всего недостоверны), то получался порочный логический круг. По этим причинам эволюционная парадигма в стратиграфии образует как бы новый фасад здания кювьеровской постройки.

Нас интересует естественная упорядоченность объектов, в данном случае — слоев. Мы знаем из термодинамики, что в изолированных системах упорядоченность не возникает — наоборот, идет на убыль. Для возникновения упорядоченности необходимо взаимодействие соприкасающихся систем, и если речь идет о слоистой толще, то имеются в виду такие системы, как Земля и ее космическое окружение, земная кора и мантия, ядро и магнитное поле, климат и органический мир. Например, взаимодействие Земли и Луны отражается на скорости вращения этих планет, ускорение вращения создает напряжение в литосфере, влияет на климат, сдвигаются границы биогеографических зон, изменяется характер литогенеза, неустойчивые условия ведут к сокращению разнообразия, вымиранию, смене биофоссилий в разрезе. Это, конечно, очень грубая схема, но она достаточна для иллюстрации основной мысли: взаимодействие систем порождает глобальные стратиграфические события, запечатленные геологической летописью. Следы подобных глобальных событий — основа глобальной стратиграфической упорядоченности. Различить их, понять механизм породивших их событий, распознать региональную специфику их проявления — это и значит произвести планетарную стратиграфическую корреляцию. Глобальные события позволяют увязать бесчисленные локальные схемы, образуют как бы каркас международной стратиграфической шкалы. Эти соображения лежат в основе экологической

**стратиграфии, или экостратиграфии** (именно экологи впервые осознанно поставили во главу угла взаимодействие систем — организма и его среды). Допустимо также название **причинная (каузальная) стратиграфия**. В сущности только в каузальной стратиграфии возможно предсказание временных отношений стратиграфических событий и соответствующих им признаков на основе предполагаемых причинно-следственных отношений (примеры — в последующих разделах).

Экостратиграфический подход меняет представление о комплексности исследований. Стратиграфы много говорят о комплексности, подразумевая под этим суммирование результатов, полученных различными методами по различным признакам (по нескольким группам биофоссилий, радиохронометрии, палеомагнитным данным). Если эти результаты противоречат друг другу, то традиционная теория не указывает какого-либо способа разрешения противоречий, кроме компромисса (если по моллюскам возраст сеноманский, а по иглокожим — сантонский, сойдемся на туроне). В экостратиграфии все наличные признаки и весь арсенал методов привлекаются для выработки объяснительной стратиграфической гипотезы и ее проверки. Таким образом, комплексирование происходит вокруг каких-то идей, служащих стержнем исследования. Преимущество имеют те признаки, стратиграфические отношения которых легче всего поддаются объяснению в конкретной ситуации.

Мы говорим о принципиальной стороне дела. На практике, разумеется, все обстоит гораздо сложнее, и предварительные варианты корреляции возникают гораздо раньше, чем обоснованная событийная интерпретация стратиграфической упорядоченности. Удовлетворительное решение созревает постепенно, как сложный сплав наблюдения и объяснения. Как для объяснения требуется наблюдение, так не существует и точного сфокусированного наблюдения без объяснения. Представление о стратиграфии как о чисто индуктивной дисциплине, в которой все решает прямое наблюдение, методологически неверно и наносит вред стратиграфической практике. Здесь, как и в любой науке, основной инструмент познания — проверяемая гипотеза. Дедуктивно-гипотетический метод позволяет приступить к построению теории с минимальным числом фактов, но лишь при условии, что выдвигаемые гипотезы сразу же будут восприняты критически.

Для действенной критики необходимы (или во всяком случае полезны) соперничающие гипотезы, без которых негативные факты могут остаться незамеченными. Сосуществование и диалектическое взаимодействие разнообразных гипотез — благоприятная среда для роста научного знания.

В прошлом веке индуктивистские установки в стратиграфии культивировались как дань бэкониянским традициям. Нетрудно, однако, заметить, что классики стратиграфии — А. Г. Вернер, У. Смит, Ж. Кювье, Ч. Ляйель, А. Д'Орбиньи и другие — обязаны своими успехами непреднамеренному сочетанию индуктивного и дедуктивного подходов, что они выдвигали объяснительные гипотезы, освещавшие их наблюдения, что нередко эти гипотезы, как у Ляйеля и Кювье, противоречили друг другу. В тесной связи с недооценкой дедуктивно-гипотетического начала в стратиграфии находятся следующие предствления:

1) объяснительная гипотеза может быть предложена лишь в конце исследования (нужно строить на фактах, а не на гипотезах); в действительности гипотетические объяснения, сменяющие друг друга по мере продвижения исследовательской работы, нужны на всех ее стадиях;

2) можно договориться относительно тех или иных положений

стратиграфической схемы, зафиксировав их навечно «золотым гвоздем»; подобной установки придерживались международные стратиграфические комиссии, созданные для выделения пограничных стратотипов геологических систем; в ряде случаев они, руководствуясь побочными соображениями, выбирали далеко не лучший вариант границы, и «золотой гвоздь» превращался в препятствие на пути дальнейших исследований. В общем случае договоренность возможна лишь в отношении единиц измерения, названий, формы описания — всего, что облегчает взаимопонимание, не затрагивая предмет исследования по существу, в противном случае исследование оказывается за пределами науки (можно возразить, что сколько стратиграфов, столько и мнений, без договоренности они скоро перестанут понимать друг друга; однако парадигменный механизм, описанный выше, обеспечивает достаточное единомыслие, не исключая категорически альтернативных мнений);

3) следует раз и навсегда узаконить решением международного конгресса тот или иной вариант стратиграфической классификации (например, о принадлежности датского яруса мелу или палеогену). Как и в предыдущем случае, это равносильно отказу от дальнейшего исследования. Лишь вопросы номенклатуры (за какой частью оставить старое название при разделении стратона, какое название имеет приоритет, как определить стратотип и т. д.), но не классификации могут быть узаконены международным кодексом, который принимается большинством голосов.

В ботанике и зоологии существуют кодексы номенклатуры, принимаемые международными конгрессами. Они состоят из общих принципов и правил, а также рекомендаций, определяющих процедуру обнаружения, выбора, исправления и применения законного названия во всех мыслимых ситуациях. В промежутках между конгрессами предложения о дополнении или изменении кодекса публикуются в специальных журналах и, таким образом, выносятся на широкое обсуждение. Их рассматривают компетентные комитеты, излагающие свое мнение номенклатурной комиссии конгресса, которая решает вопрос голосованием.

Стратиграфы большей частью пользуются национальными кодексами, которые соединяют элементы собственно номенклатурного кодекса, руководства по составлению стратиграфических схем и методического пособия. Этим вносится изрядная путаница в вопрос о том, что является узаконенным (и что может быть в принципе узаконено). Например, правило: «Названия ярусов (надъярусов) производятся от современных или древних географических названий...» [Стратиграфический кодекс СССР, 1977, с. 22] — это действительно статья кодекса, тогда как положение: «общие (планетарные) стратиграфические подразделения — это совокупности горных пород, время формирования которых определяется на основе этапов геологической истории Земли...» [Там же, с. 19], не может быть узаконено в качестве статьи кодекса и уместно скорее в методическом пособии. С путаницей в отношении кодексов следует покончить, и чем скорее, тем лучше.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ: НАПРАВЛЕННЫЕ И ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Начнем с замечаний о природе геологического времени. В свете последних публикаций на эту тему может возникнуть впечатление, что проблема геологического времени чрезвычайно сложна и составляет предмет специального, по преимуществу эзотерического, исследования, в котором должна быть отражена релятивистская концепция времени. При внимательном рассмотрении, однако, она оказывается не столько сложной, сколько запутанной, главным образом из-за разночтений, касающихся самого релятивизма. Нам представляется, что для общей ориентировки в этой проблеме достаточно усвоить следующее.

1. Релятивизм означает отказ от ньютоновской концепции абсолютного времени как особой субстанции, находящейся в состоянии равномерного, ничем не нарушаемого движения, относительно которого можно распределить все события. Релятивистское время, как и пространство (или пространство — время), — не автономная субстанция, а атрибут взаимодействия любых процессов. Измерение времени есть способ описания одного из видов отношений между взаимосвязанными процессами.

2. Любая последовательность событий может служить часами для любой другой последовательности. Мы в качестве часов избираем процессы, протекающие с более постоянной скоростью, чем другие, причем представление о более постоянной скорости, например радиоактивного распада, по сравнению с биологической эволюцией вытекает из общих теоретических соображений и не может быть проверено сопоставлением с мифическим абсолютным временем. Поэтому не стоит говорить об абсолютном возрасте горных пород, когда имеется в виду радиохронометрия (не «абсолютный возраст», а «К-Аг возраст»).

3. Геологическое время неотделимо от планетарных геологических процессов. Не будь таковых, мы имели бы лишь локальные последовательности событий с их локальным временем. Эволюция планетарных систем: литосферы, биосферы, магнитного поля и т. д. — порождает планетарные события, которые трассируют моменты геологического времени на фоне локальных событий, связывая их в единую геохронологическую систему.

4. Все процессы, которые мы используем в качестве геологических часов, обладают такими свойствами, как направленность, периодичность и прерывистость. Соответственно они могут служить **векторами** (направленность), **метрономами** (периодичность) или **интеграторами** (в периоды относительной стабильности). Однако эти свойства выражены в разной степени. Четкая направленность может проявляться лишь на ранних стадиях (например, начальный рост продуктивности или пространственная экспансия биосферы), постепенно вырождаясь в затухающие колебания. Позднее мы убедимся, что некоторые процессы, обычно рассматриваемые как направленные, идущие с постоян-

ной скоростью (например, замедление вращения Земли), на самом деле носят периодический характер.

Идеальный метроном — это равнопериодический процесс. Но наши представления о характере периодичности основываются преимущественно на теоретических посылах и с трудом поддаются проверке. И наконец, относительная стабильность системы (например, доминирование динозавров в наземных сообществах в течение почти всей мезозойской эры) придает внутреннее единство естественным подразделениям геологического времени.

## ТЕКТОГЕНЕЗ

Среди всех фактов упорядоченности слоев земной коры тектонические следует, вероятно, поставить на первое место. В то же время современная ситуация в геотектонике представляется весьма сложной и характеризуется сосуществованием нескольких конкурирующих теорий. Разочаровавшись в контракционной гипотезе, геологи несколько десятилетий обходились вообще без планетарной модели тектогенеза. Влияние этого периода, приходящегося на 40-е — начало 60-х годов, на мышление геологов еще до конца не осознано. Большинство геологов свыклось с мыслью, что каждый регион развивается по своим законам, тогда как планетарные закономерности (и даже сами эпитеты «планетарный», «глобальный») воспринимались скептически — как беспочвенные. В этой ситуации стратиграфия приобрела резко выраженный региональный уклон. Стало казаться, что международная стратиграфическая шкала (МСШ) — не более чем местная европейская схема, непригодная для других мест и сохраняющая значение разве что для облегчения взаимопонимания между региональными коллективами. Основные усилия были направлены на разработку региональных шкал, подразделения которых, конечно же, не могут и не должны совпадать с подразделениями МСШ. Границы последних представлялись как чисто умозрительные параллельные плоскости, рассекающие осадочную толщу, не считаясь с ее строением (пережитки этих взглядов бытуют и в наши дни).

В 60-е годы происходит значительное оживление геотектонической мысли. Параллельно развиваются плитовая тектоника, теория расширяющейся Земли, пульсационная и ротационная модели. Выдвижение плитовой тектоники в качестве парадигмы объяснялось тем, что в этой модели удалось связать, казалось бы, разноплановые явления — систему срединноокеанических хребтов, активные и пассивные окраины континентов, полосовые магнитные аномалии и т. д., создав тем самым платформу для комплексных исследовательских программ, таких как Проект глубоководного бурения или Международная программа геологической корреляции. Уже этого достаточно, чтобы признать ее сильной теорией (насколько она истинна — это другой вопрос; в конце концов, любая сильная теория содержит какие-то истинные положения, даже геоцентрическая теория Птолемея справедлива в отношении Луны).

Тектоника плит постулирует непрерывное обновление океанской литосферы, образующейся в спрединговых центрах (на срединноокеанических хребтах) и опускающейся в мантию в субдукционных зонах, физически выраженных как сейсмофокальные зоны. Против нее сразу же было выдвинуто множество возражений, которые не сняты и по сей день. Это не помешало ее успеху. Не было помехой и отсутствие достоверного механизма движения плит (первоначальный вариант конвекции был заменен механизмом мантийных плюмажей, который также оказался геофизически несостоятельным [Runcorn, 1980]; гравита-

ционное сползание плит со срединных хребтов, эклогитизация и засасывание погружающейся плиты в мантию также не обеспечивают глобальной динамики. На примере плитовой тектоники явно обнаруживается действие парадигменного механизма, описанного выше. В период конкуренции гипотез на первый план выдвигается та из них, которая может стать организующим началом для исследований, реализующих современные технические возможности и дающих быстрый прирост знаний. Такие факторы, как простота, логическая завершенность, доказательность, возможность проведения решающего проверочного эксперимента («фальсифицируемость»), высоко оцениваемые науковедением, в действительности отступают на задний план. Парадигма мало уязвима для критики как в период становления (потому что молодая теория обещает снять противоречия в будущем), так и в период господства, когда она окружена «защитным поясом» производных теорий, на котором сосредоточено внимание большинства исследователей (критика, направленная в ядро парадигмы, не находит адресата).

Лишь по мере истощения исследовательских программ появляется необходимость ревизии основных положений. Обычно выясняется, что парадигма: а) не является завершенной объяснительной моделью, вскрываются более глубокие пласты необъясненных явлений (в тектонике плит неясны причины наиболее важных событий: смещения спрединговых осей, изменения направления спрединга, его ускорения — замедления и т. д.); б) не может преодолеть давно известные противоречия (критики плитовой тектоники отмечают множество противоречащих ей фактов; мы здесь не разбираем их, чтобы не перегружать изложение); в) требует постоянных изменений *ad hoc*, т. е. применительно к данной ситуации, размывающих первоначальную объяснительную структуру (если плитовая тектоника создавалась для планеты неизменного радиуса, то превышение спрединга над субдукцией заставляет некоторых исследователей вводить расширение как дополнительный фактор; обнаружение в зонах трансформных разломов отложений, более древних, чем теоретический возраст коры, заставляет предположить, что эти зоны отстают от движения плит и т. д. [Bonatti, Crane, 1982]); г) игнорирует давно известные явления (например, систему планетарной трещиноватости), для исследования которых сейчас открылись новые возможности (сравнительная планетология); как раз эти явления удовлетворительно объясняет гипотеза, до сих пор находящаяся на положении аутсайдера.

Из упомянутых выше геотектонических моделей лишь ротационная располагает вполне реальным (не гипотетическим) механизмом. Фигура Земли определяется параметрами ее вращения. Земля деформируется при изменении этих параметров. Деформации служат источником тектонических напряжений или внешним импульсом для гравитационных и других геологических процессов. Изменение ротационного режима происходит в результате взаимодействия Земли с другими космическими телами. Астрономическая теория вращения Земли постулирует изменение угловой скорости вследствие притяжения Луной приливных выступов. Возникающая при этом пара сил тормозит вращение Земли с ускорением  $-2,5 \text{ мс} \cdot 10^{-2} \text{ лет}$ . Перенос вращательного момента на орбитальное движение Луны приводит к ее удалению от Земли. Теория приливного трения выдвинута Э. Кантом и разработана Дж. Дарвином и другими исследователями. Подтверждением служили астрономические и археастрономические, а также палеонтологические данные.

Скорость вращения испытывает регулярные полумесячные, месячные и сезонные колебания, связанные с сохранением момента количе-

ства движения в системе твердая Земля—атмосфера [Парийский, 1984]. Вековые и гораздо более интенсивные «нерегулярные» колебания имеют иную природу. Геологические процессы, дающие изменение плотности ядра, мантии, литосферы или ее слоев и соответственно момента инерции, вызывают некоторые колебания угловой скорости. В настоящее время удлинение суток вдвое меньше даваемого приливным торможением, что свидетельствует о неприливном ускорении.

Основной источник сведений о скорости вращения в геологическом прошлом — это структуры, регистрирующие периодичность роста. На эпитеке кораллов, раковинах моллюсков и брахиопод при благоприятной сохранности различимы суточные, недельные, месячные и годичные колебания скорости роста. Чаще всего удается подсчитать число дней в лунном (синодическом) месяце (29,54 в настоящее время), поскольку наиболее отчетливые ритмы роста связаны с приливами. К сожалению, такого рода данные не всегда надежны. В частности, подсчеты Дж. Уэллса [Wells, 1963], постоянно цитируемые в подтверждение однонаправленного замедления вращения с постоянной скоростью около  $2 \text{ мс} \cdot 10^{-2}$  лет, вызывают сомнения, так как при использованных этим исследователем увеличениях едва ли различимы суточные линии. Обобщение накопленных палеонтологических признаков [Красилов, 1985] дает основание говорить о значительных изменениях скорости вращения с периодичностью в десятки и сотни миллионов лет. Эта периодичность, по-видимому, связана с гравитационными возмущениями; возникающими в результате смещения Солнечной системы относительно центра и плоскости Галактики. Последние носят характер вертикальных колебаний с периодом  $33 \pm 3$  млн. лет [Rampino, Strothers, 1984].

Геодинамические эффекты колебаний угловой скорости заключаются в изменении величины полярного сжатия и силы тяжести (противоположного знака в высоких и низких широтах). Происходящие в последнее время изменения гравитационных коэффициентов подтверждаются спутниковыми данными.

Другие параметры, подверженные периодическим колебаниям, — это эксцентриситет земной орбиты, наклон экваториальной плоскости к орбитальной (угол между средней осью вращения и перпендикуляром к средней орбитальной плоскости  $23^\circ$ ), смещение оси вращения относительно среднего положения (нутиация), последнего относительно перпендикуляра к орбитальной плоскости (прецессия) и относительно тела Земли (перемещение полюса по земной поверхности). Достоверно установлена корреляция между чендлеровским циклом перемещения полюса (14 месяцев) и сейсмической активностью [Munk, MacDonald, 1960]. Тектоническое значение более длительных циклов может быть определено лишь косвенно — по стратиграфическим ритмам и другим следам в геологической летописи. Периодичность колебаний таких геологически значимых параметров, как эксцентриситет орбиты, наклон эклиптики, прецессия, сложна и может изменяться в течение длительных промежутков времени. По А. Бергеру [Berger, 1977, 1978], для последних 5 млн. лет она составляет для эксцентриситета 95 800 лет, наклона эклиптики 41 000 лет, прецессии 23 716 лет, совместного эффекта наклона и прецессии 59 000 и 64 000 лет. Наложение эксцентриситетных и прецессионных ритмов дает периодичность в 413 тыс. лет (по данным других авторов — 425 тыс. лет). Изменения ротационного режима вызывают перераспределение масс в мантии и земной коре, которое в свою очередь влияет на положение оси вращения (взаимодействие с обратной связью). Положение полюса наиболее устойчиво в позициях минимального (возле Архангельска) и максимального (возле Гавайских островов) моментов инерции при расположении ос-

новных континентальных массивов на экваториальном вздутии [Munk, MacDonald, 1960]. Такие поднятия, как Тибет, Фарсида на Марсе, Иштар на Венере, могли заметно повлиять на положение полюса («развернуть» планету). Однако количественная сторона этих процессов не вполне ясна.

Хотя существование ротационных факторов тектогенеза не вызывает сомнений, их значение оценивается по-разному. Им скорее всего принадлежит основная роль в формировании планетарной регматической сети, развитии тектонической расслоенности и подвижных поясов. Они определяют преобладающие напряжения и могут служить пусковым механизмом для других факторов.

1. Тектоническая расслоенность. Природа сейсмических границ, определяющих мегаслоистую структуру литосферы, не вполне ясна [Пейве, Савельева, 1982]. Ведущим фактором в их формировании могло быть изменение с глубиной реологических свойств пород и характера трещиноватости, контролирующей проникновение воды и распространение реакций гидратации [Николаевский, Шаров, 1985; Ерр, Суепага, 1978]. С развитием трещиноватости все более глубокие слои мафийных перидотитов подвергаются серпентинизации, происходит утолщение нижнего (третьего) слоя литосферы (этот процесс, по-видимому, самоограничивающийся, так как увеличение объема при серпентинизации закрывает трещины). Возникает вертикальная плотностная неоднородность и под действием ротационных сил — расслоенность. Поскольку слои различаются по плотности и моменту инерции, между ними происходит проскальзывание — возможная причина образования резких разделов, акцентированных милонитизацией.

Приливное торможение гидросферы передается верхним слоям литосферы, которая отстает от более глубоких слоев. Возникающие при этом напряжения разрешаются тектоно-магматической фазой, когда поднимающийся мантийный материал переносит вращательный момент от глубоких слоев к поверхностным. Такой, на наш взгляд, может быть общая схема ротационной регуляции тектонической активности. Добавим, что изменения ротационного режима приводят к изменению термобарических условий и фазовым переходам на границах сфер. Следовательно, толщина литосферы и ее слоев зависит помимо других факторов от угловой скорости вращения (на быстро вращающейся Земле не может быть, скажем, такой толстой коры, как на Луне).

2. Планетарная трещиноватость. Ортогональная и диагональные системы разломов соответствуют модели ротационной трещиноватости, в которой основную роль играет распределение по сфере напряжений, возникающих при увеличении полярного сжатия (ускорении вращения) или релаксации экваториального вздутия (замедлении). Первоначально регматическая сеть была моделирована для планеты с изменяющимся положением оси вращения [Vening-Meinesz, 1947], но изменение угловой скорости дает аналогичную трещиноватость [Чебаненко, 1977; Melosh, 1977]. Показано, что ротационные силы могут расколоть литосферу, вдвое тоньше современной, и, следовательно, заложение планетарной сети разломов относится к глубокому докембрию. С этого момента ротационные силы действовали на раздробленную литосферу (обстоятельство, не всегда учитываемое в расчетах), состоящую из блоков, которые могут смещаться друг относительно друга по вертикали и горизонтали. Благодаря этому литосфера, подобно панцирю из мелких пластинок, может приспосабливаться к деформациям тела Земли.

Регматическая сеть служит канвой всех тектонических процессов. Из геологической практики известно унаследованное развитие состав-

ляющих ее разломов, большей частью с докембрия. На практике подтверждается также следующее из ротационной теории преобладание сдвигов по диагональным разломам, причем в северном полушарии сдвиги северо-восточного простирания, как правило, левосторонние, северо-западного — правосторонние. Напряжения растяжения и сжатия распределены широко, со сменой знака в средних широтах. Современные рифты: Красного и Мертвого морей, Калифорнийского залива, Рейнский, Байкальский и другие — ориентированы преимущественно на северо-запад южнее  $32^{\circ}$  с. ш., субмеридионально между  $30^{\circ}$  и  $50^{\circ}$  с. ш. и на северо-восток вблизи  $50^{\circ}$  с. ш.

В зависимости от общей геодинамической ситуации сдвиги приобретают раздвиговой или надвиговой компонент. В последнем случае наблюдается впервые описанное Г. Беньофом трехчленное строение плоскости сместителя с углами падения  $30-40^{\circ}$ ,  $40-60^{\circ}$  и более  $60^{\circ}$ . Морфология сместителя определяет кривизну в плане (островные дуги). Система срединноокеанических рифтов преимущественно ортогональная, хотя включает и диагональные элементы, расположение которых подчиняется тем же закономерностям. Можно заметить параллельный изгиб атлантического и индоокеанического срединных хребтов на экваторе (рис. 1). Ортогональная сеть неодинаково выражена в различных секторах. Меридиональные разломы наиболее отчетливы в Индийском океане, где они расположены примерно через  $4^{\circ}$  (рис. 1). К особой категории сдвигов относятся трансформные разломы. В плит-тектонической интерпретации они связаны с формированием новой океанской коры и на флангах переходят в структуры другого типа. Имеются, однако, свидетельства продолжения трансформных разломов через пересекающие их структуры и на континентах. Им

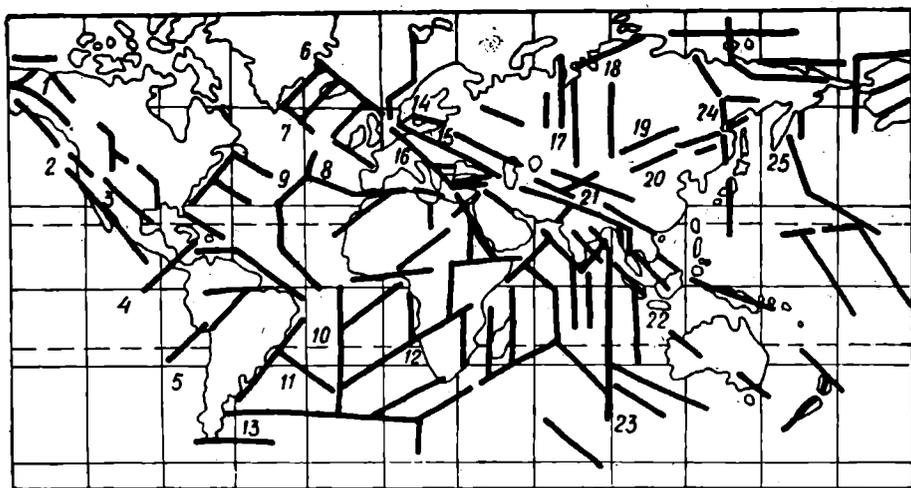


Рис. 1. Важнейшие разломные зоны, активные в мезозое и кайнозое: 1 — Тинтина, 2 — Сан-Андреас, 3 — Рио-Гранде, 4 — Кокос — Беата, 5 — Наска, 6 — Скорби — Фареры, 7 — Гренландия — Поркюпайн — Бискайский залив, 8 — Азоры — Гибралтар, 9 — Юго-восточный Ньюфаундленский хребет, 10 — Гвинейский хребет, 11 — Сан-Паулу — Риу-Гранди, 12 — Китовый хребет, 13 — Фолклендский разлом, 14 — Днепровско-Донецко-Эмбенский линеймент, 15 — Датско-Польский линеймент и его предполагаемое продолжение на восток, 16 — Рейнско-Вардарский — Красноморский линеймент, 17 — рифтовые зоны Западной Сибири, 18 — Тунгусская зона, 19 — Байкальская зона, 20 — Керулен — Шантарские острова, 21 — Каракорум-Ханойский линеймент, 22 — Маханди (Индия) — Семангко (Суматра) — Фицрой — Гипсленд (Австралия), 23 — Восточно-Индийский хребет, возможное продолжение Тунгусской зоны, 24 — Сетте-Дабан — Меридиональный разлом Сихотэ-Алиня — Фосса-Магна — Идзу — Огасавара, 25 — Императорский хребет — Лайн

свойственны большая протяженность и преимущественно широтное простираение.

Трансформные разломы могут быть связаны с течением подкорового вещества, но не конвекционной, а ротационной природы. Известно, что в жидких и квазитвердых вращающихся сферах существуют зоны с различной угловой скоростью. Зональное вращение имеют внешние оболочки Солнца, Юпитера, Сатурна. Предположение о зональном вращении астеносферы [Jardetzky, 1949] объясняет возникновение в земной коре (вращающейся как твердое тело) напряжений на границах астеносферных зон с разной угловой скоростью. Разрешение этих напряжений, возможно, происходит посредством трансформных сдвигов, амплитуды которых меняются с географической широтой. Отчетливо выраженные крупносдвиговые зоны находятся на экваторе и около  $50^\circ$  с. и ю. ш. Экваториальная крупносдвиговая зона, значение которой показано в ряде работ [Краузе, 1970; Tanner 1964; и др.], совпадает с зоной наименьшей кориолисовой силы. Ускорение от силы Кориолиса пропорционально угловой скорости вращения Земли, плотности движущейся массы, географической широты и может рассматриваться как один из факторов трансформных смещений, объясняющих их зависимость от угловой скорости и плотностных неоднородностей литосферы.

3. Подвижные пояса. В общем случае подвижные пояса можно трактовать как буферные зоны между выделами литосферы, различно реагирующими на изменение ротационных параметров. Первичные плотностные неоднородности, по-видимому, возникают под воздействием Солнца или планет и зависят от соотношения орбитальной скорости и скорости вращения вокруг оси. На Земле к таким первичным неоднородностям относится различие в распределении сил между западным и восточным полушариями (неравновеликими, как, впрочем, и северное и южное полушария). Буферной зоной в данном случае служит Тихоокеанский подвижный пояс. Тихий океан окружен кольцом правых сдвигов, по которым происходит проскальзывание его литосферы против часовой стрелки (эта идея выдвинута в 50-х годах Г. Беньофом и другими исследователями; ей, казалось, противоречили такие левосдвиговые разломы, как Филиппинский [Badgelly, 1965]; однако эти разломы относятся к обрамлению окраинных морей, литосфера которых претерпевает независимые смещения; правосдвиговая зона хорошо выражена вдоль американского побережья, а на западе,

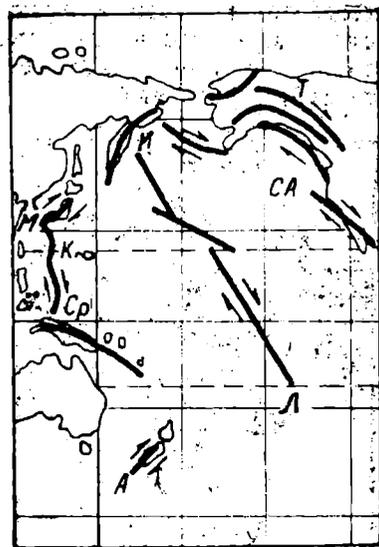


Рис. 2. Разломы, ограничивающие Тихоокеанскую плиту: А — Альпийский Новой Зеландии, Ср — Саронг, КП — Кюсю — Палау, М — Срединный Японских островов, Т — Тринтина, СА — Сан-Андреас (южнее — Атакама, не показан), И — срединный динеамент Императорский хребет — Лайн, пересеченный Гавайским сдвигом.

вероятно, протягивается от Фосса-Магна к Альпийскому разлому Новой Зеландии (рис. 2). Протяженные сдвиговые зоны развиты и по периферии других океанов.

Тетический подвижный пояс протягивается от Пиренеев до Бирмы, приблизительно в пределах смены ротационных напряжений сжатия и растяжения при изменении скорости вращения. Пояс в целом наклонен к экватору под углом 23—25°, соответствующим наклону эклиптики. По-видимому, крупнейшие поднятия в пределах пояса, находясь в плоскости эклиптики, стабилизируют положение оси вращения, тогда как изменение наклона эклиптики служит источником возникающих здесь напряжений.

Планетарные подвижные пояса состоят из блоков, обладающих некоторой подвижностью. В Тетическом поясе выделяют Иберийский, Альборанский, Кабильский, Южно-Альпийский, Адриатический, Пеллагонский, Родопский, Арабский, Иранский, Афганский, Индийский блоки, или плиты; в северо-западной части Тихоокеанского пояса — Чукотский, Омолонский, Охотский, Буреинский, Ханкайский, Япономорский и другие (в последнее время аналогичные блоки описаны в Кордильерах как «аллохтонные земли», например Врангелия, Сономия и др.). Историю подвижных поясов можно представить как чередование периодов дробления и консолидации блоков, с образованием офиолитовых швов, утолщением и гранитизацией коры. В периоды дробления происходят некоторые смещения блоков друг относительно друга, часто носящие характер левостороннего вращения. Эти движения обеспечиваются системой левых и правых сдвигов, образующих вокруг блоков более или менее сплошные сдвиговые зоны. Таковы разломные зоны Чаман, Каракорум, Инд-Цангпо, Нага и Аракан-Йома вокруг Индийской плиты (рис. 3). Им соответствуют офиолитовые швы. Каледонские офиолиты Скандинавии, Шпицбергена, Новой Земли, окружающие Баренцевоморскую плиту, меловые офиолиты Загроса, Сабзеvara, Макрана и Омана по периферии Иранской плиты, примерно одновозрастные им, развитые на островах и подводных хребтах Рюкю, Тайвань, Лусон, Яп, Кюсю-Палау, вокруг Южно-Филиппинской плиты, могут служить примерами кольцевых офиолитовых швов, обрамляющих блоки континентальной, океанской и переходной коры.

Выше мы попытались дать краткий очерк ротационной теории тектогенеза, в который включили, наряду с давно разрабатываемыми, ряд новых гипотез дискуссионного характера. Ограничимся этим и рассмотрим некоторые предположения, связывающие геотектонику с теорией стратиграфии.

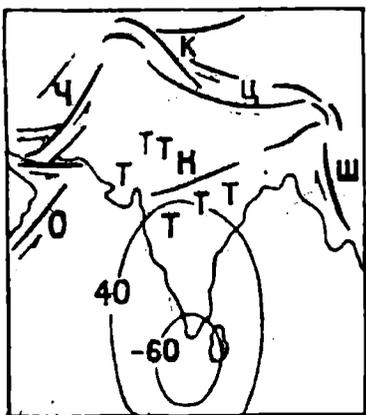


Рис. 3. Система разломов и положение деканских траппов (Т) относительно впадины геоида (-60), указывающие на некоторое смещение Индийской плиты к северу и против часовой стрелки. Разломы: О — Оуэн, Ч — Чаман, К — Каракорум, Ц — Цангпо, Ш — Шанский

1. Общая направленность тектогенеза. В настоящее время общая направленность эволюции земной коры (которая могла бы служить геохронологическим вектором) остается одной из наименее изученных геологических проблем. Гипотеза о поступательной и все еще длящейся гравитационной дифференциации земного вещества отталкивается от идеи первично однородной Земли, которая сейчас вызывает серьезные сомнения. Распределение элементов между ядром, мантией, корой, заложение мегастратиграфической структуры Земли могло состояться на протопланетной стадии, когда очередность слипания частиц определялась их удельным весом. Замедление вращения, предположительно ведущее к затуханию тектонических процессов, не было, как мы видели, необратимой и, возможно, не было даже сквозной тенденцией эволюции Земли, проявлялось лишь в промежутках между периодическими ускорениями.

Высказывались предположения о прогрессирующем усложнении плитовой структуры земной коры, неуклонном разрастании континентальной коры за счет океанской [Васильковский, 1960], затухании вулканизма [Ронов, 1978] и т. д. Хотя эти тенденции, несомненно, существуют, нет оснований считать какую-либо из них необратимой. Наряду с дроблением происходит слияние мелких блоков в более крупные. Под влиянием растяжения в основании коры возникают термобарические условия, способствующие фазовым переходам, в частности уточнению коры за счет эклогитизации нижних слоев. Хотя исчезновение больших континентальных массивов («Лемурия» в Индийском океане, «Дарвиния» в Тихом) остается весьма проблематичным, в последнее время получены более веские доводы в пользу деградации участков континентальной коры в пределах окраинных морей Тихоокеанского пояса. Трудно судить, в какой степени эти процессы компенсируют гранитизацию подвижных поясов, так как количественные оценки ненадежны. Сравнение последовательных эпизодов траппового магматизма на рубеже перми и триаса (Тунгусский бассейн, Западная Сибирь), триаса и юры (долеритовые провинции Антарктиды, Тасмании, Южной Африки), юры и мела (окраины Атлантики, восточнобразильские бассейны), мела и палеогена (Декан, Тулеанская провинция северной Атлантики) свидетельствует о колебательном характере процесса, не позволяя пока выявить сквозную тенденцию.

В целом векторное значение тектогенеза не вполне ясно, более примечательна его роль как главного метронома геологического времени, которая заключается в регулярной повторяемости тектономагматических циклов.

2. Фазы тектогенеза. Представление о «фазах складчатости», одновременных для всей Земли и разделенных периодами относительно тектонического покоя, сложилось под влиянием контракционной теории [Stille, 1924]. В 40-е — 50-е годы ему противостояла концепция непрерывного тектогенеза. В конкретных разрезах угловые несогласия, проявления вулканизма и плутонизма концентрируются на определенных уровнях, отвечающих локальным тектономагматическим фазам. Они группируются в эпохи и циклы [Богданов и др., 1972]. Совпадение локальных фаз различных складчатых областей в пределах века или порубежных частей последовательных веков геохронологической шкалы позволяет говорить о глобальных фазах (например, австралийская фаза: сеноман в Альпийском и Карибском подвижных поясах, рубеж альба и сеномана в Сихотэ-Алиньском поясе и новозеландской геосинклинали Рангитата и т. д.).

Разрешающая способность современных геохронологических методов в большинстве случаев недостаточна для более точной корреляции. Но и на этом уровне необходим каузальный механизм, чтобы пока-

зять, что временные совпадения локальных фаз не случайны, а закономерны. Изменения радиуса Земли — контракция, расширение или пульсации — могут дать планетарные фазы, причем тектонические напряжения повсеместно будут совпадать по знаку (сжатие или растяжение). Плитовая тектоника предполагает известную степень планетарности, хотя активность спрединговых центров не вполне синхронизирована. Ротационная теория объясняет как планетарный характер тектогенеза, так и закономерное распределение напряжений сжатия и растяжения. Во многих случаях (может быть, во всех случаях, но стратиграфических данных недостаточно для категорического утверждения) наблюдаются антиподальные соотношения между низкоширотными и высокоширотными фазами сжатия и растяжения. С позднего неокома в Тетическом поясе устанавливается режим сжатия, тогда как Пернарктический пояс испытывает растяжение (рис. 4). Синхронные для всей Земли колебания сейсмической активности [Чипизубов, 1983] и вулканизма в историческое время, а также широтное распределение ротационного механизма. Наиболее отчетливая макропериодичность тектогенеза — около 180 млн. лет. Главные мезоциклы равны 30—35 и 23—24 млн. лет. Мезокайнозойские фазы: невадская — кимеридж — титон, около 135 млн. лет; австроальпийская — альб — сеноман, 100—95 млн. лет; ларамийская — маастрихт — даний, около 65 млн. лет, иллирийская — эоцен — олигоцен, 36 млн. лет, а также движения на рубеже плиоцена — плейстоцена, 1,8 млн. лет — представляют первый мезоцикл. Ко второму мезоциклу кроме них относятся планетарные фазы на рубежах готерива — баррема, турона — сантона, среднего — позднего эоцена, олигоцен — миоцена [Куниин, Сардонников, 1976]. Различают также более мелкую периодичность в 6 [Vogt, Воег, 1976] и 2 млн. лет.

3. Еще одна важная стратиграфическая проблема заключается во временных соотношениях тектонических и геомагнитных событий. По-

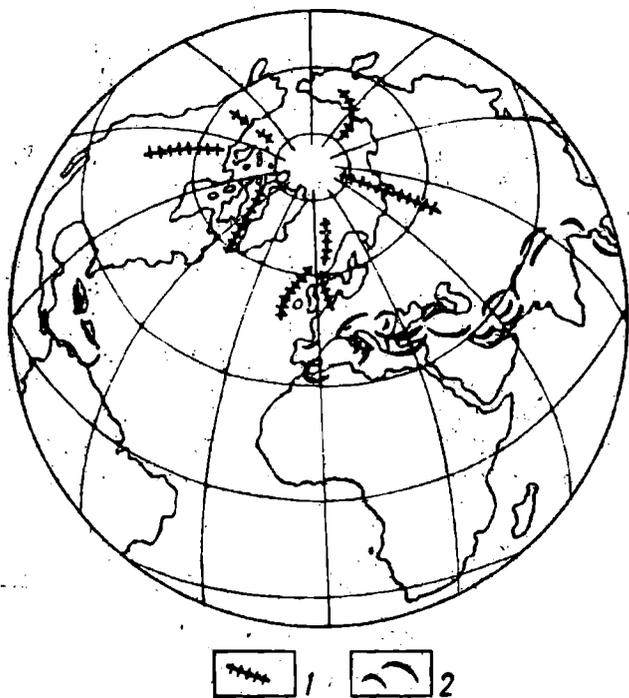


Рис. 4. Расширение полярной области при одновременном сжатии Тетис в меловом периоде может указывать на замедление вращения Земли. 1 — основные высокоширотные рифты, 2 — офиолитовые пояса

жалуй, лишь ротационная теория устанавливает причинную связь между ними и предсказывает совпадение тектонических и геомагнитных циклов [Yukatake, 1972]. Для первых предполагается (см. выше) инерционное проскальзывание литосферы относительно астеносферы, для вторых — аналогичное проскальзывание мантии относительно ядра. Западный геомагнитный дрейф [Hodder, 1983], вероятно, параллелен западному дрейфу литосферы [Bostrom, 1971].

Разумеется, это лишь первое приближение к решению проблемы. Хотя тектоническим фазам чаще всего соответствуют эпохи знакопеременного поля, известны труднообъяснимые исключения из этой закономерности (например, спокойный палеомагнитный интервал в середине мелового периода). Смещение геомагнитного полюса относительно географического с периодичностью в 300—600, 1200 и 3000—4000 лет [Бурлацкая, 1984] указывает на собственный ритм эволюции геомагнитного поля, накладывающийся на тектоно-магматическую цикличность.

4. Эволюция вулканизма. Один из осложняющих моментов при стратиграфической корреляции тектоно-магматических событий в разных подвижных поясах заключается в том, что даже в пределах одной структуры вулканизм проявляется неодновременно. Смещение вулканизма с севера на юг вдоль Гавайской островной цепи породило гипотезу мантийных плюмажей [Morgan, 1971]. Предполагалось, что острова Лайн и Кука (Маршалловы) — это следы еще двух плюмажей, которые вместе с гавайским двигают Тихоокеанскую плиту к северу (в направлении, обратном миграции вулканизма). В действительности эти вулканические цепи разновозрастны, вулканы вдоль каждой из них петрохимически разнородны и не могут быть связаны с единственным плюмажем. Миграция вулканизма — общее явление, свойственное островным и континентальным вулканическим поясам (островные цепи центральной части Тихого океана; Императорский и Восточно-Индийский подводные хребты, Тетический и Тихоокеанский пояса, щелочные провинции Африки и Бразилии). Смещение обычно происходит с запада на восток и в сторону экватора, указывая на совместное действие сил Кориолиса и Этвеша [Красилов, 1976]. В тех же направлениях происходит смещение активных островных дуг. Так, возникшие в эоцене меридиональные дуги Курильская, Восточная Марианская, Антильская и Южно-Сандвичева располагаются восточнее, а широтная Алеутская — южнее своих меловых предшественниц. Современные островные дуги обычно обращены выпуклой стороной на восток или на юг, однако в прошлом чаще встречались дуги, выгнутые в обратном направлении, например Гибралтарская, Центрально-Американская или Патагонско-Антарктическая. Современные системы дуга—желоб такой полярности (Манильская) могут быть унаследованы от иного геодинамического режима.

Таким образом, проявление вулканизма в пределах подвижного пояса подчиняется определенным закономерностям, которые можно учесть в стратиграфических построениях.

Эволюция вулканизма может быть связана с такими локальными причинами, как кристаллизационная дифференциация исходных расплавов, переход от трещинных излияний к извержениям центрального типа, изменение высоты и морфологии вулканической постройки, в частности изостатическое воздымание ее пропитанного дайками основания. Труднее объяснить общие тенденции петрологической и петрохимической эволюции, направленной от толеитовых базальтов (типа MORB — базальтов срединноокеанических хребтов), продуктов «истощенной» мантии к известково-щелочным, кислым и щелочным вулканитам, а также циклическую обратимость подобных тенденций.

В тектонике плит направленную эволюцию вулканизма обычно считают результатом удаления от спредингового центра, хотя исландский вулкан Гекла, например, находясь в рифтовой зоне, извергает кислые лавы. Для объяснения гетерогенности вулканических продуктов привлекают такие механизмы, как контаминация осадками или сочетание коровых и мантийных очагов. Более правдоподобное объяснение заключается в смене режимов растяжения и сжатия, снова приводящей нас к ротационному механизму. Растяжение открывает путь к поверхности толеитовым лавам, изливающимся пассивно. При сжатии получают преимущество расплавы с высоким флюидным давлением.

5. Орогенез и эпейрогенез. Соотношение событий в подвижных поясах и на кратонах — одна из фундаментальных проблем стратиграфии. Это и одна из самых сложных проблем, так как общие тенденции трудно выделить из разнообразных локальных проявлений. В подвижных поясах мы можем датировать растяжение по офиолитам и толеитовым лавам, фазы складчатости по несогласиям, кровообразование по олистостромам и первым «неоавтохтонным» (точнее эпиаллохтонным) осадкам. Вертикальные движения носят в основном изостатический характер и связаны с эклогитизацией базальтового слоя при растяжении (опускание) или гранитизацией при сжатии (воздымание). На кратонах изостазия — также основной механизм, компенсирующий эрозионную разгрузку, нагрузку осадками или внутриплитным вулканизмом, отток мантийного вещества к геосинклиналям или растяжение и раскальвание коры (рифтинг). О масштабах вертикальных движений свидетельствуют трансгрессии и регрессии, глубина эрозионного среза, мощность осадков и фации, указывающие на глубину бассейна. Устойчивую тенденцию к погружению имеют авлакогены — вытянутые рифтогенные «борозды», заполненные мощными осадками, а также развивающиеся на более поздних стадиях обширные эпирифтовые проседания коры. Эпирифтовую природу имеют многие нефтегазоносные бассейны, например Западно-Сибирский, Североморский, внутренний Северо-Американский и др.

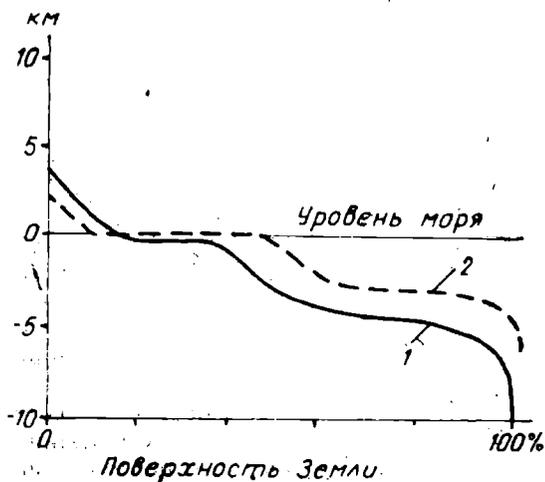
В океанах эмпирически обнаружена связь между охлаждением и опусканием коры [Parsons, Sclater, 1977]. Оси срединноокеанических хребтов находятся большей частью на глубине около 2500—2700 м. По теории тектоники плит новая кора формировалась на этой глубине, а затем отдалялась от хребта и опускалась вследствие охлаждения, причем глубина пропорциональна корню квадратному возрасту коры. Эти расчеты остаются в силе, если мы заменим «возраст коры» временем ее разогрева, т. е. возрастом последнего теплового события. Подобная замена представляется целесообразной, поскольку глубину около 2700 м, отвечающую уровню термоизостатической компенсации, имеют не только активные срединноокеанические хребты, но и многие асейсмичные подводные хребты вулканического происхождения, независимо от предполагаемого возраста коры, которую они пересекают. Глубина в известной степени сохраняет значение геохронологического вектора и при такой интерпретации. Поднятия океанской коры возникают в результате локального разогрева. Наблюдения за скоростью погружения находящихся на них островов показывают, что острова без коралловых рифов удерживаются вблизи водной поверхности до тех пор, пока эрозия почти не сравняет их, так как изостатическое поднятие из-за эрозионной разгрузки компенсирует опускание остывающей коры. Острова, защищенные рифами, погружаются быстрее [Menard, 1983].

В целом мы имеем набор более или менее приемлемых объяснений для локальных событий. Но для анализа стратиграфических взаимоотношений мы нуждаемся в более общих объяснениях, связываю-

щих эти разнородные локальные события. Самое простое соображение заключается в том, что уровень изостатической компенсации зависит от силы тяжести, а сила тяжести — от угловой скорости вращения (замедление дает увеличение силы тяжести в высоких и уменьшение в низких широтах). Иначе говоря, ротационный фактор во всех случаях влияет на величину погружения или воздымания, необходимого для уравнивания блоков коры различной плотности и, следовательно, на соотношение океанских и континентальных плит в рельефе земной поверхности. Эти отношения отображает гипсометрическая кривая, показывающая распределение площадей земной поверхности по высотным уровням. Для современной гипсометрической кривой характерны две широкие ступени на отметках от 0 до +1 км и от —4 до —6 км. Они соответствуют изостатически компенсированной континентальной и океанской коре. В условиях изменяющейся угловой скорости вращения Земли эти типы коры с различным моментом инерции получают различное центробежное ускорение. Это вызывает относительные вертикальные смещения, изменяющие форму гипсометрической кривой.

Во времена широких трансгрессий — мелового и эоценового талассократических максимумов — гипсометрическая кривая была более плавной, по форме приближающейся к лунной (рис. 5). Современная форма, по-видимому, характерна и для геократических фаз конца мелового периода и позднего неогена, когда поднятие континентов сопровождалось быстрым опусканием глубоководных котловин. На границах континентальных и океанских плит неизменно развиты разломные зоны, благодаря которым возможны горизонтальные и вертикальные смещения этих контрастных участков литосферы. Первые реализуются в сдвигах, как мы уже говорили, вторые — в виде сбросов или надвигов в сочетании со сдвигами. Фазы ускорения—вращения, по-видимому, характеризуются развитием пограничных сбросов большой амплитуды. С ними ассоциируют очень мощные, быстро накапливающиеся турбидиты, заполняющие пограничные прогибы. Под грузом осадков происходит дальнейшее прогибание периферических зон океанов, возможно вызывающее отток мантийного вещества к срединным областям, испытывающим сводовое поднятие и раскалывание. Если эти предположения верны, то образование срединноокеанических хребтов связано непосредственно с вертикальными движениями на границах континентальных и океанских плит.

Взаимосвязь между орогенезом и эпейрогенезом, таким образом,



обусловлена действием одного и того же фактора. Если в низкоширотном подвижном поясе замедление вращения Земли дает сжатие (смятие, шарьирование пород), то континентальные плиты испытывают в то же время опускание, а океанские — поднятие. В результате, например, кампанский орогенез в Тетическом поясе (особенно интенсивный в его Периаравском и Периндийском звеньях, где происходит водружение офиолитовых покровов) совпадает с пиком трансгрессий на Восточно-Европейском и Северо-Американском кратонах. Воздымание континентов сопутствует тем орогеническим событиям, которые связаны с ускорением вращения. Разумеется, речь идет о принципиальной схеме, от которой нельзя ожидать полного соответствия реальной ситуации (хотя некоторое соответствие, как мы видим, существует). В отдельных случаях соотношения могут быть более сложными, и мы еще вернемся к этой теме в главе о трансгрессиях.

6. Линейные магнитные аномалии. Интерпретация линейных, или полосовых, магнитных аномалий океанской коры как изохронов, согласно теории тектоники плит, означала появление нового стратиграфического метода, широко применяемого сейчас для реконструкции геологической истории океанов. Последовательность океанских аномалий используется также для калибровки позднемезозойских и кайнозойских магнитостратиграфических шкал. Между тем происхождение линейных аномалий остается не вполне ясным. По исходной версии, каждая новая порция коры — базальтовых лав или даек, заполняющих осевой канал срединноокеанического хребта, — приобретает остаточную намагниченность в условиях современного ей геомагнитного поля. Полосы, запечатлевшие аномальное состояние поля, протягиваются, таким образом, параллельно срединному хребту. Их возраст можно рассчитать, исходя из скорости спрединга (предположительно стабильной в пределах длительных временных интервалов, но скачкообразно меняющейся на их границах, что сразу же сказывается на ширине полосовых аномалий). Во многих случаях наблюдается приблизительное соответствие предполагаемого возраста аномалий, радиометрического возраста базальтов и палеонтологического возраста залегающих на них осадков, хотя известны и труднообъяснимые расхождения в датировках.

Континенты, как правило, обрамлены «спокойной» зоной, в пределах которой нет регулярных аномалий. Считалось, что это кора, образовавшаяся в периоды спокойного поля (и напрашивалось предположение, что спрединг всегда начинался в такие периоды — в начале верхней юры, например, или в середине мела). Сейчас, однако, не вызывает сомнений, что спокойные зоны большей частью (может быть, целиком, но это еще предстоит доказать) отвечают опущенной континентальной коре. Известны также аномалии, параллельные «спрединговым», но отчетливо связанные с линейными геологическими структурами. Далее, каждая порция коры должна, по изложенной выше теории, иметь остаточную намагниченность одинаковой полярности по всей мощности, тогда как в действительности в пределах базальтового и дайкового этажей наблюдается чередование вертикальных зон прямой и обратной полярности [Шрейдер, 1984; Lowrie, Alvarez, 1981].

Полосовые аномалии в действительности расчленены на продолговатые лопасти разрывами магнитоактивного слоя, вызванными поперечной трещиноватостью. Вполне вероятно, что и продольные границы, как и полагали первооткрыватели полосовых аномалий [Raff, 1961], обусловлены трещиноватостью, параллельной срединноокеаническому хребту. Объяснение природы полосовых аномалий, которое как будто лучше согласуется с имеющимися данными, включает два очевидных положения: 1) остаточная намагниченность приобретена

при остывании после разогрева выше температуры Кюри (при которой намагниченность пород теряется); 2) в то же время в результате тепловой контракции возникла параллельная трещиноватость литосферы, определившая полосовую структуру магнитоактивного слоя (ширина полос зависит от частоты разломов, а последняя — от толщины коры).

Мы уже говорили о вертикальных смещениях плит континентальной и океанской литосферы, вызванных скорее всего изменением угловой скорости вращения Земли. Погружение океанских плит приводит к разогреву их нижнего перидотитового этажа. Назовем это глобальным тепловым событием. Вынос тепла из мантии происходит в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов. Остывание после теплового события развивается в направлении от периферии к более горячей зоне срединного хребта. Породы остывают ниже температуры Кюри и приобретают остаточную намагниченность в той же последовательности, поэтому по периферии намагниченность древнее, чем в области срединного хребта. Таким образом, сохраняется представление о возрастной прогрессии полосовых магнитных аномалий, и в то же время снимается ряд противоречий, связанных с прежней интерпретацией (рис. 6).

7. Офиолиты. В геотектонических моделях последних лет заметную роль играют ассоциации пород, называемые офиолитами и состоящие (снизу вверх) из 1) перидотитовых тектонитов, 2) ультраосновных и (или) основных кумулятивных образований, 3) расслоенных (интродуцированных одна в другую) даек; в этом этаже обычно содержатся тела плагиогранитов, 4) подушечных лав (нередко наблюдается два лавовых этажа: нижний — толеитовый, верхний — известково-щелочной, с ферроманганитами и сульфидными рудами, 5) кремнистых и карбонатных осадочных пород (рис. 7).

Нас офиолиты интересуют как своеобразное проявление стратиграфической упорядоченности, однотипной последовательности пород. Далее, в кумулятивном этаже часто наблюдается ритмическое чередование таких пород, как дуниты, вебстериты, верлиты, клинопироксениты и т. д., напоминающие седиментационную цикличность.

Приведенная выше последовательность установлена для немногих каледонских и тетических офиолитов. Вопрос о том, насколько она может считаться типичной, остается открытым. На континенте офиолиты встречаются в тектонических покровах, где первичные соотношения между структурными этажами в той или иной степени нарушены. Чаще всего геолог имеет дело с тектонически расчлененными офиолитами. Тем не менее изучение офиолитов сильно продвинулось за по-

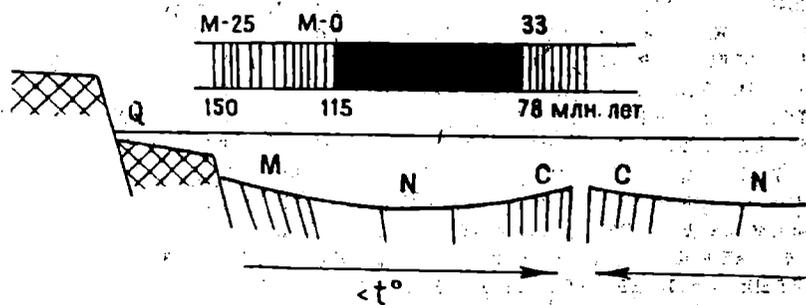


Рис. 6. Схема возникновения полосовых магнитных аномалий океанского дна: внизу — разрез континентальной (заштрихована) и океанской коры, разбитой трещинами при остывании после теплового события (стрелки показывают последовательность остывания). Q — спокойная зона; M — мезозойская серия, оксфорд — ранний апт (M-25 — M-0 на шкале вверху); N — длинный меловой интервал прямой полярности, апт — ранний кампан, C — кайнозойская серия

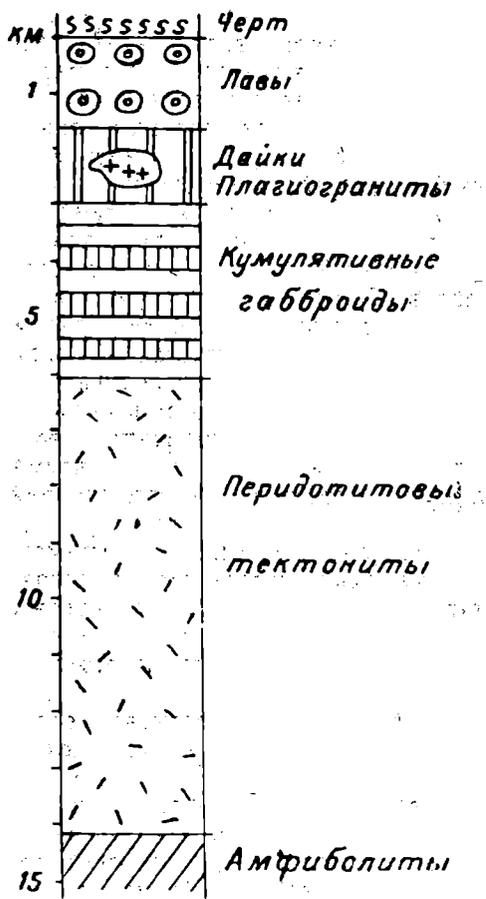


Рис. 7. Схематический разрез офиолитового комплекса

следние годы, и сейчас можно с уверенностью сказать, что многие из них не отвечают вышеописанному стандарту. Например, дайковый этаж, столь мощный в кипрском офиолите Троодос, почти не развит в альпийских и тибетских офиолитах, где к тому же и кумулятивный этаж сильно редуцирован, а в основании находятся свежие гарцбургиты.

Офиолиты впервые описаны в начале века как интрузивные геосинклинальные породы. Споры шли относительно их структурной позиции в геосинклиналиях и глубины образования. В рамках плитовой тектоники возникла новая интерпретация офиолитов как блоков субдуцируемой литосферы, взброшенных на континент. При этом перidotитовый этаж считали мантийной частью блока, остальное — коровой. Однако глубокое бурение показало, что, во-первых, кора Атлантического и Тихого океанов имеет различное строение [Anderson, 1982]; во-вторых, соответствие между типичной офиолитовой последовательностью и разрезом литосферы в том и другом случае далеко не полное, не говоря уже о «нетипичных» офиолитах. Гипотеза

водружения холодных литосферных блоков испытывает трудности и в связи с интерпретацией сопутствующего офиолитам метаморфизма обычно амфиболитовой и глаукофановой, также эклогитовой и гранулитовой фаций).

Офиолиты встречаются главным образом в зонах трансформных разломов и в обрамлении блоков, из которых состоят подвижные пояса, иначе говоря, в крупосдвиговых зонах (см. выше). На континенте мы находим офиолиты лишь последнего типа. Мы уже отмечали, что в истории подвижных поясов чередуются периоды дробления и консолидации блоков. При этом блоки испытывают вращательные движения по кольцевой системе сдвигов. В соответствии с общей геодинамической ситуацией сдвиги периодически приобретают раздвиговой (превращаясь в «зияющие» сдвиги) или надвиговой компонент. Очевидно, в начале образования «зияющего» сдвига в него проникает пикритовый расплав, который кристаллизуется в условиях сильной сдвиговой деформации. Кумулятивный этаж и толеиты формируются в более развитом раздвиге. Изменение характера вулканизма в верхней части лавового комплекса (нередко обособленной в отдельный этаж) и появление турбидитов свидетельствуют о начавшемся сжатии. Осадочные породы кровли офиолитового комплекса — крепкие полосчатые кремни (черт) и кремнистые известняки — обычно относят к

пелагическим фациям. В них, однако, встречаются остатки наземных растений (например, стволы араукарий в лигурийском черте), и они, как правило, имеют признаки турбидитов. По мере развития сжатия кремнисто-карбонатные турбидиты сменяются кластическими и затем олистостромами; офиолиты вовлекаются в тектонические покровы. Весь цикл занимает около 10—15 млн. лет, может быть, и меньше.

В заключение отметим, что разработка динамических моделей развития земной коры, в первую очередь плитовой тектоники, дала толчок развитию специальных направлений стратиграфических исследований, к которым можно отнести изучение зависимости между глубиной и термальной историей («возрастом») коры и возрастной прогрессии полосовых магнитных аномалий. Дальнейший прогресс может быть достигнут путем осмысления найденных закономерностей с иных теоретических позиций.

## ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ

Биосфера охватывает внешние оболочки от озонового экрана до 3—4 км в глубь земной коры [Вернадский, 1967]. Различные следы жизни появились практически одновременно с первыми осадочными породами. Таким образом, осадконакопление в пространстве и времени целиком заключено в пределах биосферы.

В сущности, осадочная оболочка Земли — это метаболический продукт биосферы и в то же время летопись ее исторического развития, а стратиграфические подразделения — отражение смены биосфер прошлого, или палеобиосфер. Локальные стратиграфические последовательности соответствуют смене палеоэкосистем, в совокупности составлявших палеобиосферу.

Здесь уместны замечания методологического характера, связанные с противоречиями между редукционизмом и композиционизмом (системным подходом). Редукционисты признают respectable объектом исследования лишь то, что доступно прямому наблюдению и экспериментированию, считая рассуждения о системах бесплодными. Редукционистский подход бесспорно дает значительный прирост научного знания на определенных этапах развития науки, но в длительной перспективе обрекает ее на теоретический застой. Именно системный (не всегда осознанный) подход порождает наиболее плодотворные концепции — относительности времени, например, или естественного отбора. В дальнейшем они становятся объектом экспериментального анализа. На реальное существование системы указывают свойства, присущие ей как целому и поэтому различимые лишь на соответствующем уровне системного мышления. К числу таких «эмергентных» свойств относится, например, круговорот веществ. Напомним, что экосистемой называется система любого масштаба, связанная биогенным круговоротом веществ (измененное нами определение А. Тенсли [1935 г.]). Ландшафтный выдел, характеризующийся взаимодействием геологического субстрата, почвы, растительности, животных и микроорганизмов, называется биогеоценозом [В. Н. Сукачев, 1964 г.]. Главные процессы, протекающие в пределах биосферы и воздействующие на ее развитие по принципу управления с обратной связью, — это перераспределение суши и моря (трансгрессии), эволюция климата и органического мира.

### Трансгрессии

Трансгрессией называют увеличение залитой морем площади континента относительно какого-то уровня, например современного. Если подразумевать под трансгрессией общую площадь континентальной ко-

ры, залитой морем, то современная трансгрессия составляет около 16%. Однако для геологического прошлого не всегда можно определить площади новообразованной и деградировавшей континентальной коры. Во время мелового талассократического максимума море покрывало  $42 \cdot 10^6$  кв. км современной суши, но в то же время некоторые затопленные сейчас площади, например Берингский и Зондский шельфы, подводные плато вокруг Новой Зеландии и другие, поднимались выше уровня моря. Распределение трансгрессий по континентам было весьма неравномерным, — 65% площади Европы, 45% Северной Америки и Северной Африки и существенно меньше на других континентах, Южные континенты вообще «непотопляемы» (в этом, вероятно, заключается источник представлений о Гондване).

Влияние трансгрессий на климат и прямо или косвенно на биоту, как справедливо полагал Ж. Кювье, весьма значительно. Назовем предполагаемые эффекты:

1) альbedo (отношение отраженной лучистой энергии к поступающей) значительно сокращается за счет низко- и среднеширотных трансгрессий; ряд исследователей придает этому фактору решающее значение в эволюции климата (однако одновременное увеличение облачности и сплошности растительного покрова могло в какой-то мере компенсировать изменение альbedo);

2) общая поверхность газообмена между океаном и атмосферой увеличилась — одно из условий быстрого рассасывания  $O_2$  и  $CO_2$  аномалий (ослабление океанской циркуляции имело обратный эффект);

3) поскольку конвекция над морем слабее, чем над сушей, низкочиротные моря (Тетис) могли способствовать более равномерному распределению осадков в тропической зоне;

4) бореальные трансгрессии открывали путь в высокие широты теплым течениям, сглаживая широтную климатическую зональность;

5) во время трансгрессий открывались проливы и усиливался водообмен между океанами, влияющий на характер циркуляции водных масс; известны два основных типа циркуляции: «лагунный» (глубоководный отток и поверхностный приток) и «эстуариевый» (наоборот); бассейны первого типа олиготрофны, хорошо аэрируемы, осадки преимущественно карбонатные, вторые — эвтрофны, с пониженной соленостью и содержанием кислорода, осадки кремнистые и углеродистые [W. Berger, 1970]; в мелу соединение Северной Атлантики с более соленой Южной превращало первую в «эстуарий», сейчас аналогичный эффект имеет соединение Атлантического и Тихого океанов. (во многих палеоклиматических реконструкциях большое значение придается притоку опресненных вод из Арктического океана, однако В. А. Захаров и В. Н. Сакс [1983] не считают, что бореальные моря были значительно опреснены);

6) на океанскую циркуляцию влияли также а) приток теплых вод из хорошо прогреваемых мелководных морей, который повышал температуру поверхности океана и увеличивал глубину термоклины (одним из побочных эффектов могло быть увеличение частоты ураганов, свойственных только тепловодным океанским зонам), б) приток соленых вод из эпиконтинентальных морей в условиях сильного испарения (или, наоборот, опресненных вод в гумидном климате), способствующий развитию плотностной стратификации в океане. Этот эффект рассматривается как одна из возможных причин распространения темносланцевых фаций с высоким содержанием органического углерода во время трансгрессий;

7) трансгрессии, заливающие приморские торфяники и превращающие устья рек в эстуарии, способствуют поступлению большого количества терригенного органического вещества в океаны. Это один

из факторов развития аноксии — недостатка кислорода в придонных водах или на границе воды и осадка, — которая в свою очередь способствует накоплению органики в донных осадках. За счет этих накоплений при апвеллингах происходит увеличение биологической продуктивности поверхностных вод;

8) сокращение площади, занятой наземной растительностью, может отразиться на содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере, так как растительность и почва относятся к числу ее главных резервуаров;

9) в результате развития плотностной стратификации под влиянием факторов (5) и (6) эффективная глубина океана в отношении его воздействия на климат изменяется на порядок (сотни метров вместо тысяч);

10) на жизнь в океане, безусловно, влияли факторы (2) и (5) — (7); корреляция между трансгрессиями и бурным развитием планктонных организмов в позднем мезозое наводит на мысль, что эпиконтинентальные моря были центрами происхождения многих групп фиты и зоопланктона; продуктивность океанской биосферы может по крайней мере частично регулироваться фактором (5), поскольку экваториальная зона в Тихом океане сейчас характеризуется повышенной продуктивностью, а в Атлантическом — очень низкой, соответственно и скорости осадконакопления различны.

В прошлом основное значение придавали именно появлению новых местообитаний в виде обширных шельфовых морей. Осушение этих морей означает, что многие виды «лишаются биотопов» [Newell, 1963]. Однако трансгрессии оказывают более многоплановое воздействие на биоту, главным образом вследствие сопутствующих им колебаний в поступлении органического вещества с суши (фактор продуктивности), стратификации океанских вод (фактор увеличения числа потенциальных экологических ниш, специализации организмов, совершающих в онтогенезе вертикальные миграции в толще воды и размножающихся в определенной зоне, роста разнообразия) и снабжения придонных вод кислородом. На наземную биоту влияют главным образом климатические эффекты трансгрессий, а также общее сокращение площади суши.

До сих пор мы говорили о талассократических максимумах и минимумах, складывающихся из множества региональных трансгрессий и регрессий (ТР), которые в разных районах могут не совпадать или совпадать по времени [Яншин, 1973; Sleep, 1976; Veil et al., 1977; Клиге, 1980]. Проблема синхронности ТР требует как дальнейшего накопления стратиграфических данных, так и теоретического их осмысливания. Глобальные ТР могут происходить в результате а) изменения объема воды в океане вследствие изменения ее температуры (климат и вулканизм), выделения при вулканизме, связывания при образовании глинистых минералов и льда — фактор, играющий роль главным образом во время оледенения, и б) движений земной коры.

Хронология ТР сейчас уточнена благодаря сеймостратиграфическому изучению несогласий на шельфах [Veil et al., 1977]. Этим методом подтверждается синхронность ТР на разных континентах, причину которой видят в гляциостатических колебаниях уровня моря или изменении объема океанских котловин за счет охлаждения — опускания коры (об этой модели мы упоминали в предыдущем разделе) и увеличения объема срединноокеанических хребтов и других подводных поднятий в связи с вулканизмом. Меловые трансгрессии требуют подъема уровня моря примерно на 300 м относительно современного, при этом мощность эпиконтинентальных осадков, по подсчетам [Bond, 1976], не превысила бы 700 м. Существенно большие мощности свидетельствуют о погружении континентов относительно океанов, что со-

гласуется с нашей гипотезой (см. выше) о колебаниях уровня изостатической компенсации континентальной коры в зависимости от угловой скорости вращения Земли. Талассократические фазы связаны с общим выравниванием гипсометрической кривой. В этом, очевидно, заключается основное объяснение глобальной синхронности ТР.

Вместе с тем наложение других факторов вызывает несовпадение ТР в различных регионах. Противоположное изменение силы тяжести в высоких и низких широтах при колебаниях скорости вращения создает общую тенденцию ТР на этих широтах находиться в противофазе. В ряде случаев намечаются противоположные тенденции ТР в Атлантическом и Тихоокеанском секторах, также связанные с деформацией геоида. И наконец, нельзя упускать из виду такие факторы, как изостатическая компенсация вулканических построек, тектонических покровов, ледников, осадков, самой водной толщи, некомпенсированное заполнение водоема осадками, локальное утончение коры вследствие растяжения и подкоровой эрозии. Изучение причин колебания уровня моря в историческое время показывает, насколько трудно выбрать удовлетворительное объяснение. Современное воздымание Скандинавии (регрессия) считают изостатическим (дегляциация). В других местах отмечается поднятие уровня моря примерно на 10 см за столетие, причем тенденции ТР совпадают с климатическими тенденциями, что дает основание говорить о тепловом расширении поверхностного слоя воды как причине трансгрессий [Gornitz et al., 1981].

Традиция считать все плейстоценовые ТР гляциоэвстатическими может привести к неверным стратиграфическим выводам. Гляциоэвстатические ТР неизбежно сопровождалась гляциоизостатическими, значение которых зависело от размеров ледника. Даже в пределах сравнительно небольшого района ТР в разных пунктах могли не совпадать по времени, так как изостатические поднятия—опускания перед фронтом ледника имели волновой характер. Таяние антарктических льдов дало бы повышение уровня моря на 55 м без учета изостатической компенсации (с учетом — около 40 м). Западноантарктические льды, находящиеся ниже уровня моря и поэтому менее устойчивые, могут поднять уровень моря на 4 м, гренландские — на 6,5 м [Blackwelder, 1981]. Так как талые воды какое-то время удерживаются в ледниковых озерах и эпиконтинентальных морях, то гляциоэвстатическое повышение уровня Мирового океана несколько отстает от сокращения материковых льдов. Существует также временной разрыв между дегляциацией и изостатическим поднятием континента. Трансгрессия ускоряет сокращение ледника за счет откалывания айсбергов, но айсберги и талые воды охлаждают поверхность океана, вызывая тепловую контракцию. Таким образом, временные отношения между оледенениями и ТР достаточно сложны.

Плейстоцен вообще плохо подходит для изучения гляциоэвстатических ритмов, поскольку это время повышенной тектонической активности. В течение позднего неогена котловины океанов и окраинных морей опустились в пульсирующем темпе на несколько сотен метров. Природа этих движений, безусловно, тектоническая.

В целом ТР — слабый геохронологический вектор. Правило, гласящее, что каждая последующая трансгрессия меньше предыдущей, действительно для юрских, меловых и эоценовых трансгрессий и применимо лишь к ограниченным интервалам геологического времени. Оно отражает убеждение в разрастании континентальной коры за счет океанской, которое, в свою очередь, опирается на теорию длительной дифференциации земных оболочек, не находящую более поддержки у планетологов (считающих, что расслоение произошло во время формирования Земли вследствие последовательного захвата частиц различ-

ной массы). Как метроном ТР гораздо важнее. Их многостороннее воздействие на биосферу не вызывает сомнений. В стратиграфических построениях следует учитывать как глобальный характер ТР тенденций, так и возможность их региональных несовпадений, которые в принципе анализируемы и, следовательно, могут быть использованы для установления стратиграфических отношений.

## Климат

Стоит напомнить, что еще в XVIII в. Ж. [Бюффон предложил первую модель эволюции Земли и ее населения, в которой главенствующую роль играло направленное изменение климата — прогрессирующее похолодание. Сейчас общепризнанна роль климата как важнейшего фактора упорядоченности слоистых толщ и существует особое направление — климатостратиграфия, наиболее действенное в изучении позднего неогена (гл. IV). Однако мы можем судить о климате прошлого лишь по косвенным, климатически обусловленным признакам. И в то же время все признаки осадочных пород, включая смену биофоссилий, в той или иной степени климатически обусловлены. Мы не можем сопоставлять слои по климатическим признакам — таковых нет, но любое стратиграфическое исследование можно представить как исследование по исторической климатологии. Велики разногласия относительно природы климатических изменений, их пространственной и временной локализации. Существует ли «сквозная» для всей земной истории направленность климатической эволюции? Совпадают ли тенденции развития климата в разных регионах, разных климатических зонах? Можно ли говорить об изменении климата всей Земли? От ответа на эти вопросы зависит значение климатически обусловленных признаков для глобальной стратиграфической корреляции.

Проблема глобального климата — это в первую очередь проблема 1) общего количества тепловой энергии, поступающей в атмосферу, и 2) распределения этой энергии по поверхности планеты. Первое зависит от а) светимости Солнца, б) эндогенного тепла, в) альбедо земной поверхности, г) парникового эффекта атмосферы. Ни один из этих факторов не остается постоянным, и, следовательно, есть основания говорить о глобальных тенденциях в эволюции климата. Можно даже наметить некоторые сквозные тенденции, исходя из идеализированных представлений о направленности эволюции четырех названных выше факторов: а) светимость Солнца возрастает; б) эндогенное тепло убывает; в) альбедо континентов, начиная с силура, снижается благодаря распространению растительности; г) парниковый эффект убывает по мере снижения содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

Реальная картина, разумеется, гораздо сложнее. В частности, астрономическая гипотеза увеличения светимости Солнца (на 25% со времени образования Солнечной системы) опирается на отнюдь не безупречные модели эволюции звезд, и роль этого фактора остается неясной. Относительно хорошо изучены лишь короткопериодические колебания, связанные с циклами ультрафиолетового излучения, соответствующие ротационному и магнитному (22-летние) периодам Солнца. Описаны также 100- и 200-летние периоды солнечной активности. Несомненно, существует периодичность и более высокого порядка, но в геологической летописи она достоверно не различима. Самые крупные периоды (около 180 млн. лет) связаны с обращением Солнечной системы вокруг центра Галактики. Из орбитальных параметров лишь эксцентриситет влияет на общее количество тепла, получаемого Землей (остальные — только на его сезонное и широтное распределение; см. ниже).

Температура земной поверхности в архее, по некоторым оценкам, достигала  $300^{\circ}\text{C}$ , главным образом за счет парникового эффекта, однако во время обширных протерозойских оледенений около 2300 млн. лет назад Земля была холоднее современной. Вынос эндогенного тепла подчиняется периодичности тектоно-магматических фаз.

На альbedo влияют распределение суши и моря, горы, характер горных пород и растительности, величина полярных ледниковых шапок, вулканическая пыль и облачность. Сейчас решающее значение имеет облачность (альbedo 0,6—0,9) — фактор, не поддающийся учету в палеоклиматологии. Поднятие хребтов Альпийского—Гималайского пояса и обширных плато (Тибет, Колорадо) с их вечными снегами, скудной растительностью, известняковыми утесами (альbedo 0,56) в позднем неогене могло заметно увеличить планетарное альbedo. Добавим к этому регрессии, распространение травянистой растительности (альbedo почти вдвое выше, чем у древесной), и увеличения альbedo будет достаточно для начала оледенения в северном полушарии. В дальнейшем постоянный снежный покров превращается в доминирующий фактор, усиливаемый оскудением растительности и развитием низкоширотных пустынь.

Сопутствующее этим процессам уменьшение облачности может выполнить функции обратной связи, вызывая встречную тенденцию изменения альbedo. Роль растительности заключается еще в устьичной транспирации, увеличивающей облачность в летнее время. Пока не ясно, в какой мере облачность может компенсировать другие факторы альbedo, но описанная выше схема в принципе объясняет как направленное изменение, так и колебания температуры земной поверхности.

Вулканизм также может рассматриваться как фактор альbedo, однако его действие оказывается неоднозначным, так как вулканическая пыль уменьшает альbedo ледников, но изменение прозрачности атмосферы стратосферными аэрозолями дает обратный эффект. Поэтому результат зависит от географического положения и характера вулканизма. Кислый и щелочный игнимбритовый вулканизм генерирует больше силикатной пыли и меньше аэрозолей (которые к тому же быстро адсорбируются пылевыми частицами), чем андезитовый вулканизм, влияние которого на климат может оказаться более сильным даже при относительно небольшом масштабе извержений. Один из самых сильных в истории взрыв вулкана Тамбора в Индонезии (фенолитовые игнимбриты) дал температурную аномалию —  $0,7^{\circ}\text{C}$  в северном полушарии в 1815—1816 гг. Кракатау (дацитовая лава) вызвал понижение температуры на  $0,25$ — $0,4^{\circ}\text{C}$  в течение двух лет. Сравнительно небольшое извержение вулкана Агунг (андезито-базальтовая лава) сопровождалось в 1963—1964 гг. температурными аномалиями около  $-0,28^{\circ}\text{C}$  в тропиках и  $-1,3^{\circ}\text{C}$  в высоких широтах, в то время как недавняя активность вулкана Св. Елены (дацитовые игнимбриты), расположенного на  $46^{\circ}$  с. ш., не имела глобальных климатических последствий.

Остается лишь поражаться тому, что во время высокой вулканической активности островных дуг в мелу и эоцене мог сохраняться теплый климат. Впрочем, чем больше частиц сульфатного аэрозоля поступает в стратосферу, тем быстрее они соединяются в более крупные частицы и оседают [Rampino, Self, 1982]. Заметим также, что влияние вулканизма на альbedo может заслоняться его воздействием на атмосферную циркуляцию и парниковым эффектом.

Газовый состав атмосферы, особенно содержание  $\text{CO}_2$  и других газов, молекулы которых рассеивают тепловые лучи, создавая парниковый эффект, — постоянный предмет острых дискуссий, особенно в связи с техногенным воздействием на атмосферу.

Менее половины количества углекислого газа, выделяющегося при сжигании органического топлива, накапливается в атмосфере. Следовательно, «сток» избыточной  $\text{CO}_2$  происходит достаточно быстро, срабатывают механизмы, поддерживающие равновесие между тремя главными резервуарами  $\text{CO}_2$  — атмосферой, океаном и растительностью (плюс почвенный гумус). Оценки относительного значения океана и растительности пока не вполне точны. Равновесие в системе атмосфера—океан, по некоторым расчетам, может установиться лишь через 1000 лет, тогда как сезонные колебания  $\text{CO}_2$  в атмосфере (пик в апреле, спад осенью) явно свидетельствуют о регуляторной роли растительности. Вместе с тем сведение коренных лесов и сопутствующее ему нарушение гумуса высвобождают дополнительно  $4\text{--}8 \cdot 10^{15}$  г углерода в год — столько же или больше, чем сжигание топлива —  $5 \cdot 10^{15}$  г в год сейчас [Woodwell, 1978]. Это обстоятельство интересно для нас тем, что сокращение лесной растительности периодически происходило в прошлом без вмешательства человека (оледенения, трансгрессии, иссушения климата).

Расчетный парниковый эффект от предполагаемого удвоения  $\text{CO}_2$  в атмосфере в XXI в. колеблется от  $0,25^\circ\text{C}$  до  $2,5^\circ\text{C}$  — этого достаточно, чтобы растопить льды Западной Антарктики (материковый лед более устойчив, сохранится в течение тысячелетий) и поднять уровень моря на 5—6 м. Однако эти расчеты очень приблизительны. Парниковый эффект  $\text{CO}_2$  едва только начал выделяться из климатического «шума». Некоторое сокращение полярных ледников в 70-х годах связывали с  $\text{CO}_2$ , но сейчас они снова растут (10-летний цикл). Методы изучения газового состава атмосферы прошлого — по включениям в базальтах или по окалине ископаемых метеоритов [Казанский и др., 1973; Меленевский, 1982] — находятся в стадии разработки, пока мы можем ориентироваться лишь на косвенные признаки.

Не вызывает сомнений, что на ранних этапах земной истории газовый состав атмосферы быстро изменялся. Первичная восстановительная (метан—аммиачная) атмосфера была недолговечной, так как эти газы весьма неустойчивы по отношению к фотолузу. Уже 3,5 млрд. лет назад существовали цианобиты, у которых фотосинтез идет с выделением кислорода (хотя они не нуждаются в нем для дыхания, в отличие от высших фотосинтетиков). Появление красноцветных отложений около 2 млрд. лет назад свидетельствует о постоянном присутствии свободного кислорода в атмосфере. На том же временном уровне появляются эукариотические организмы — все они аэробные.

Для образования озонового экрана достаточно 1% современного содержания кислорода. Многоклеточные водоросли — макрфиты позднего докембрия, возможно, свидетельствуют о существовании озонового экрана и перехода от ультрафиолетового света (не требующего широких фотосинтетических поверхностей) к более коротковолновому источнику энергии. Однако первые наземные растения позднего силура—раннего девона еще не имели листьев — возможное свидетельство непостоянства озонового экрана, который, если ориентироваться на строение фотосинтезирующих органов, стабилизировался лишь в позднем девоне. В. И. Вернадский писал, что окисление атмосферы сопряжено с захоронением углерода. Качественный скачок в захоронении углерода связан с появлением наземных растений и началом углеобразования в девоне. Затем, в меловом периоде, произошло смещение карбонатных и сапропелевых фаций от шельфа к глубоководным котловинам. Захоронение на шельфе не исключает вторичного вовлечения углерода в биогенный круговорот, тогда как в глубоководных котловинах оно необратимо.

Парниковый эффект нередко привлекают для объяснения потеп-

лений, безледникового климата, парадоксального с точки зрения актуалистической палеоклиматологии чередования доломитов с тиллитами в докембрии и т. д. Однако упомянутое выше расхождение между расчетным и реальным техногенным увеличением содержания  $\text{CO}_2$  указывает на эффективность буферных систем (реакции силикатных минералов с морской водой, карбонатакопление, фотосинтез). Заметные сдвиги в содержании  $\text{CO}_2$  могут произойти в результате нарушения буферных систем (например, резкое смещение уровня карбонатной компенсации к поверхности, вымирание планктонных организмов, замещение вечнозеленых лесов листопадными на рубеже мела и палеогена). Но, оценивая этот фактор, следует иметь в виду, что 1) максимальный парниковый эффект сопутствует удвоению количества  $\text{CO}_2$  относительно современного уровня, дальнейшее увеличение не дает ощутимого разогрева; 2) поскольку парниковый разогрев на полюсе больше, чем в низких широтах, и теоретически может достигнуть нескольких градусов, то в ледниковом климате последствия могут быть весьма серьезными, в безледниковом — незначительными.

Большой интерес для стратиграфии представляет проблема влияния магнитного поля на характер климата. По существующим представлениям, геомагнитные полюса действуют как воронки, по которым заряженные частицы стекают в нижние слои атмосферы. Изменение интенсивности магнитного поля может, следовательно, влиять на величину и географическое распределение ионной радиации [Sternberg, Патоп, 1979]. Этот механизм мог бы объяснить (или дополнить объяснение) корреляции климатических и геомагнитных событий.

Обратимся теперь к распределению тепла по земной поверхности. С уверенностью можно сказать, что широтная климатическая зональность существовала во все времена. К числу переменных, эволюция которых нуждается в объяснении, относятся 1) полярные оледенения, 2) низкоширотные оледенения, 3) широтный температурный градиент, 4) ширина зон тропического переноса тепла, 5) дифференциация сухих и влажных областей. Выделим главные контролирующие факторы — вращение Земли, изменение соотношения суши и моря, рельефа, циркуляции атмосферы и гидросферы.

1. Ротационные параметры. В принципе для начала оледенения нужно только одно условие — чтобы температура июля не поднималась выше нуля и снег летом не таял. Далее альбедо обеспечит понижение температуры и рост ледника. Продолжительность астрономических сезонов определяется эксцентриситетом и прецессией долготы перигелия, сезонная амплитуда температуры — главным образом наклоном эклиптики. Если Земля в перигелии зимой, эксцентриситет орбиты более 0,04 и наклон эклиптики минимален ( $22,1^\circ$ ), то лето в северном полушарии будет холодным и нулевая изотерма июля пройдет через Гренландию и Северную Скандинавию [North, Mengel, 1983]. Периодические колебания этих параметров лежат в основе астрономических теорий оледенения, первая из которых предложена М. Миланковичем [1920 г.].

Изучение ритмичности ленточных глин, карбонатакопления, а также климатически зависимых соотношений изотопов кислорода и углерода в целом подтверждает значение параметров Миланковича [Berger, 1978]. Чаще всего обнаруживается периодичность порядка 23, 41, 100, 450 тыс. лет. Первые два соответствуют циклам наклона эклиптики и прецессии, причем наклон эклиптики влияет главным образом на обогрев полярных областей, прецессионный цикл важнее в средних широтах. Наиболее отчетливы 100- и 400—500-тысячелетние циклы. Во многих случаях они обнаруживаются и в доплейстоценовых отложениях. Приблизительное соответствие первого периодичности

эксцентриситета, который сам по себе не относится к числу факторов, сильно влияющих на инсоляцию, породило ряд гипотез, в которых учитывается замедленная реакция ледников и другие осложняющие обстоятельства. Скорее всего эта периодичность отражает влияние эксцентриситета на климатический эффект прецессионных циклов [Fillon, Williams, 1983].

Моделирование процессов, связанных с эволюцией ротационных параметров, показывает, что они весьма чувствительны к «географии» (например, Девисов пролив способствует оледенению Гренландии, тогда как его осушение сместило бы ледник на несколько сотен километров к северо-западу [North, Mengel, 1983]). Реальные события определяются сложным взаимодействием астрономических и географических факторов. Становится понятным, почему незначительные орбитальные пертурбации в одних случаях почти не ощутимы, а в других дают значительный климатический эффект: восприимчивость к ним зависит от географической ситуации.

Более долговременные климатические тенденции могут быть связаны с изменением скорости вращения Земли. По данным моделирования и сравнительной планетологии (Венера вращается медленнее, Юпитер и Сатурн — быстрее Земли), ускорение вращения ведет к сужению тропической зоны (до  $\pm 15^\circ$ ), увеличению широтного градиента, широтных и сезонных климатических контрастов. Замедление дает обратный эффект.

Астрономическая теория приливного трения предсказывает общую тенденцию к ослаблению зональности и сезонности, которой в действительности не наблюдается. Предположение о периодических изменениях скорости вращения, по-видимому, лучше согласуется с геологическими данными.

Колебания наклона эклиптики создают во многом сходные тенденции, и многие исследователи отдадут предпочтение этому фактору как объясняющему произрастание в прошлом лесов на Шпицбергене и в Антарктиде. Если считать, что полярная ночь — главное препятствие для распространения лесов за полярным кругом, то приходится предполагать уменьшение наклона эклиптики почти до нуля. При этом, однако, полярное лето по температуре почти не будет отличаться от зимы — условия, едва ли благоприятные для роста лесов. Заметим, что вечнозеленые еловые леса и сейчас заходят за полярный круг там, где этому способствует климатическая обстановка, не считаясь с полярной ночью. Фотопериод не влияет на поясность горной растительности, а между тем она аналогична широтной зональности. Это показывает, что температура, а не фотопериод — решающий фактор, и свидетельствует против значительных колебаний наклона эклиптики в фанерозое. Наша гипотеза о соответствии наклона эклиптики и Тетического подвижного пояса (см. «Тектогенез») также предполагает устойчивость этого параметра в пределах  $21-25^\circ$ . Приходится в то же время согласиться с тем, что лишь значительное увеличение наклона эклиптики (до  $54^\circ$ ), может создать условия для низкоширотных оледенений докембрия [Williams, 1974]. Как скорость вращения, так и наклон эклиптики могли влиять на климатическую асимметрию полушарий. Южное полушарие было заметно холоднее северного в позднем палеозое и меловом периоде.

2. Географические факторы. Сюда относятся все топографические особенности суши и дна океанов, влияющие на перенос тепла воздушными и водными течениями. Идеальную систему течений легко моделировать, так как она определяется всего двумя факторами — температурным градиентом и кориолисовой силой. Любые отклонения от нее указывают на топографическую неоднородность земной поверхно-

сти. Для моделирования с учетом «географии» существуют специальные аппараты. Мы располагаем также некоторыми данными для проверки гипотез: например, бентониты в отложениях североамериканского мелового бассейна образовались из пепла вулканов, располагавшихся западнее, в области Скалистых гор, и, следовательно, этот район попадал, как и сейчас, в зону внетропических западных ветров; меловые сапропелиты и фосфориты западного побережья Африки указывают на апвеллинг и т. д. О направлении течений можно судить также по закономерностям расселения морских организмов. Сталкиваясь с биогеографическими аномалиями, такими, как проникновение теплолюбивых организмов в высокие широты, исследователь должен сделать выбор между дрейфом блоков литосферы, воздействием течений и другими возможными гипотезами (разумеется, господствующая парадигма влияет на выбор, и в наши дни предпочтение по большей части отдается дрейфу; находки фауны тетического облика в канадских Кордильерах считают указанием на аллохтонную природу блоков, из которых состоит эта часть Тихоокеанского пояса, хотя система течений, возможно, дает более простое объяснение; отклонение климатических границ к северу в западной части Евразии, наблюдающееся в палеозое и мезозое, можно связать с проникновением теплых тетических вод к северу по проливам между европейскими островными массивами суши).

Одной из причин перехода от безледникового климата к ледниковому могло быть радикальное изменение системы течений. Сейчас господствуют меридиональные течения, в прошлом, как полагают, решающую роль играли широтные трансстетические. Парадокс заключается в том, что широтная система течений не дает меридионального переноса тепла, и в то же время температурный градиент между экватором и полюсами был примерно в два раза меньше современного (заметим, что реконструкции Тетис варьируют от обширного океана до узких проливов между тектоническими блоками Тетического подвижного пояса; в любом случае трансстетическое течение едва ли связывало Тихий океан с Атлантическим, так как вход в Тетис тихоокеанским водам преградил Зондский блок).

По гипотезе Т. Чемберлена, роль холодных глубинных вод — психросферы — в безледниковом климате играли теплые соленые воды тетического происхождения. Они двигались с юга на север и, возможно, проникали в Арктический бассейн. Действительно, судя по преобладанию кремнистых осадков, режим Арктического бассейна в позднем мелу—палеогене был «эстуариевый» (сейчас «лагунный»). Впрочем, теплые соленые воды из Средиземного моря как будто и сейчас проникают далеко на север, способствуя формированию североатлантических глубинных вод в Норвежском море [Corliss, 1983]. Эти молодые насыщенные кислородом воды появились в Атлантике одновременно с открытием Гибралтарского пролива.

Современная система океанических течений, по-видимому, сформировалась после возникновения Панамского перешейка в плиоцене: воды из Карибского моря стали поподнять Гольфстрим, несущий влагу высоким широтам, стимулируя оледенение; одновременно появились различия в солености и температуре поверхностных вод Атлантического и Тихого океанов. Это, разумеется, далеко не все климатические последствия появления узкой полосы суши.

Можно представить себе такие идеализированные варианты распределения суши и моря, как а) широтно вытянутые континентальные массивы с циркумэкваториальным течением между ними или б) меридионально вытянутые континентальные массивы и разделяющееся у их берегов экваториальное течение, северная и южная ветви которого

достигают высоких широт. Каждый из них может сочетаться с четырьмя вариантами расположения полюса: 1) посреди обширного континента; 2) на или возле островной суши, окруженной циркумполярным течением; 3) в замкнутом океанском бассейне; 4) в океане, сообщаемся с низкоширотными бассейнами; а также с прохождением экватора: 5) в основном по гористой суши и 6) в основном по морю.

Сочетания (а) и (б) с каждым из (1)—(6) дают 36 вариантов распределения суши и моря и соответственно 36 схем распределения тепла по земной поверхности. В геологической истории, по-видимому, реализованы почти все мыслимые варианты. Широтные моря Тетис были доминирующей географической особенностью среднего палеозоя, мезозоя и палеогена. В безледниковом климате субтропики простирались примерно до широты  $\pm 50^\circ$ . От экватора и до этих широт климат был летнесухой, с частыми штормами (штормовые фации — темпеститы, см. гл. III). Экваториальная влажная зона не была выражена. Экваториально-полярный градиент составлял не более  $15^\circ\text{C}$ . Полярные области были достаточно теплыми для произрастания древесной растительности (отметим, что вечнозеленые растения лучше приспособлены к условиям полярной ночи и короткого вегетационного периода; и сейчас многие тундровые растения зимой не сбрасывают листья). В океане, на фоне ослабленной планетарной циркуляции, развивались обособленные циркуляционные системы, которые легко подавлялись опреснением поверхностных вод (подобная ситуация наблюдается сейчас в Средиземном море), вызывавшим распространение придонной аноксии. Современная климатическая ситуация возникла в результате наложения различных геологических событий, из которых наиболее важны а) геологическая дифференциация Атлантического и Тихоокеанского секторов в течение позднемеловой эпохи, образование Тихоокеанского горного пояса и континентализация климата внутренних районов Азии и Америки, б) развитие на месте Тетис горных систем, влияющих на планетарное альbedo и распределение осадков, в) открытие пролива Дрейка, образование циркумантарктического течения и термальная изоляция Антарктиды в олигоцене, г) поднятие Панамского перешейка и открытие Гибралтарского пролива в плиоцене, появление в Атлантике новых водных масс, пополнивших Гольфстрим.

Эти события, как и во многом сходные события позднепалеозойской истории, способствовали развитию обширных оледенений и, таким образом, были лишь прелюдией той кардинальной перестройки генерального плана распределения тепла и влаги, которое может вызвать только оледенение.

Рост полярных ледниковых шапок сопровождается увеличением температурного градиента между полюсом и экватором, сезонных колебаний температуры, дифференциацией сухих и влажных низкоширотных поясов (вследствие чего экваториальный дождевой пояс и тропические пустыни можно считать порождением ледниковых эпох) и развитием психросферы, определяющей режим снабжения придонных слоев кислородом и глубину растворения карбонатов. Значение этих процессов для осадконакопления и биоты очевидно.

В то же время каждому из оледенений — докембрийскому с его практически глобальным распространением ледников, среднепалеозойскому с низкоширотным оледенением, позднепалеозойскому с преимущественным оледенением Южного полушария и, наконец, позднекайнозойскому — присущи неповторимые особенности климатической ситуации, обусловленные сложным взаимодействием всех перечисленных выше и, вероятно, многих неучтенных факторов.

Перейдем к общим экостратиграфическим выводам.

1. Некоторые климатические тенденции сохраняются в течение

десятков миллионов лет (прогрессирующее похолодание от палеоцена к плейстоцену, каждая последующая ледниковая эпоха которого холоднее предыдущей) и могут служить геохронологическим вектором. При этом важно различать тенденции, связанные с изменением теплового бюджета всей планеты, от тех, которые отражают перераспределение тепла по земной поверхности.

2. Периодичность климатических колебаний теоретически должна быть согласована с периодичностью тектоно-магматических фаз и геомагнитных реверсий, так как а) орбитальные пертурбации дают одновременный импульс деформациям земной коры, возмущениям геомагнитного поля и климатическим изменениям, б) вызванные а) географические процессы в свою очередь влияют на климат и в) интенсивность геомагнитного поля также дает климатический эффект.

3. Климат служит посредником между геологической эволюцией и биосферными процессами осадконакопления и развития органического мира. Воздействие климата на осадконакопление общеизвестно. Воздействие на биоту заключается не только в смещении, расширении или сужении ландшафтных зон, но и в изменении общей направленности естественного отбора (см. «Эволюция органического мира»). Таким образом, климатические колебания в принципе дают глобальные стратиграфические уровни, различимые по любым признакам. Временные расхождения в реакции на один и тот же импульс возникают вследствие различной инерции природных систем и для таких систем, как океан или материковый лед, могут измеряться тысячами лет.

4. Глобальные климатические изменения наиболее очевидны в критические моменты геологической истории, когда нарушаются буферные системы, обеспечивающие постоянство газового состава атмосферы (океанская циркуляция, карбонатонакопление, захоронение органического углерода, продуктивность фотосинтетиков), и приходят в движение механизмы, изменяющие альбедо земной поверхности (регрессии, оледенения, вулканизм, деградация растительности). Баланс всех этих воздействий на климат, как правило, склоняется в сторону глобального похолодания.

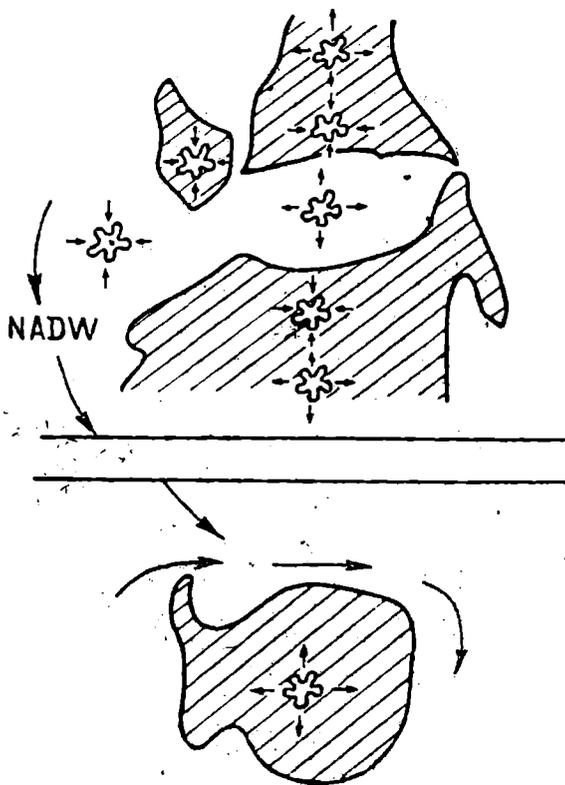
5. В силу этого можно ожидать похолодания на рубежах основных подразделений международной геохронологической шкалы. И действительно, многие рубежи (триаса и юры, средней и поздней юры, раннего и позднего мела, мела и палеогена, эоцена и олигоцена, олигоцена и миоцена, плиоцена и плейстоцена) отмечены более или менее отчетливыми похолоданиями. При этом холодный эпизод знаменует начало новой эпохи, периода или эры. То обстоятельство, что названные выше границы были проведены без учета климатической ситуации, еще раз подчеркивает глубокое (хотя и не всегда очевидное) влияние климата на практически любой стратиграфический признак и выявляет экологическую подоплеку международной шкалы. Вместе с тем есть границы, не отмеченные похолоданием и даже, наоборот, приходящиеся на климатический оптимум (например, официально признанная граница юры и мела). Такие границы не выглядят естественными и при последовательном проведении принципа естественной эко-стратиграфической классификации должны быть пересмотрены.

6. Климатические изменения, связанные с перераспределением тепла по земной поверхности, дают главным образом региональные корреляционные критерии. Известно, что голоценовые потепления сопровождались увлажнением Северной Африки, Ближнего Востока и Индостана; тогда как на территории США климат был более сухим. В холодные годы в Африке, Южной Азии и на юго-западе Северной Америки степи превращались в пустыни, но в центральных районах Северной Америки распространялись леса. Ни одно климатически зна-

чимое событие не является, строго говоря, локальным. Открытие Гибралтарского пролива, как мы уже упоминали, имело значение не только для Средиземноморья, но и для Северной Атлантики, где возникли новые глубинные водные массы (NADW), распространившиеся к югу и пополнившие циркумполярное антарктическое течение (которое, таким образом, оказалось связанным с событиями на противоположном конце света).

Вместе с тем взаимоотношения между водными массами различного происхождения в океане, температурой поверхностных вод, оледенениями на материках и в океанах весьма сложны. В частности, материковое оледенение предполагает свободный от льда океан, так как для роста ледников необходимо поступление влаги. Оледенение арктического бассейна поэтому приводит к деградации высокоширотных материковых льдов при низких температурах. Одновременно сокращается поступление опресненных арктических вод в Северную Атлантику, поверхностные воды здесь становятся более солеными и не замерзают при низкой температуре; количества влаги достаточно для роста среднеширотных материковых ледников, которые, таким образом, оказываются в противофазе с высокоширотными, но совпадают с оледенением Арктического океана (рис. 8). Дополнительные осложнения возникают из-за отставания ледниковых подвижек от температурных изменений, гляциостатической трансгрессии от дегляциации, обратных связей между сокращением ледников, трансгрессией и температурой океанских вод (охлажденных айсбергами и тальми водами). Экостратиграфическая корреляция в таких условиях представляет собой сложный процесс выдвигения, проверки, замены и корректировки серии предварительных гипотез, в ходе которого достигается понимание причинных связей и временных соотношений между событиями.

Рис. 8. Возможные соотношения между высоко- и среднеширотными оледенениями. Согласно этой схеме они находятся в противофазе. Стрелки от лопастной фигуры, символизирующей льды, показывают расширение оледенения, к ней — сужение, NADW — североатлантические глубинные воды, проникающие к югу вплоть до пернантарктического течения.



Строго говоря, теория эволюции есть не что иное, как объяснение стратиграфической последовательности организмов. Различные варианты объяснений предлагались еще в то время, когда стратиграфическая последовательность была известна лишь в самых общих чертах. Они, несомненно, влияли на дальнейшие наблюдения, которые препарировались под тем или иным углом зрения.

В силу этих сложных взаимоотношений возможны различные прочтения стратиграфической летописи. Ж.-Б. Ламарк и Ч. Дарвин занимались палеонтологией, но их главные оппоненты Ж. Кювье и Р. Оуэн тоже были профессиональными палеонтологами.

В последние десятилетия развитие теории эволюции определяли главным образом открытия в области генетики, тогда как палеонтология играла все более пассивную роль. Казалось, сбылось пророчество Ч. Дарвина, предрекавшего упадок этой «благородной науки» из-за удручающей неполноты стратиграфической летописи.

Однако в сложившейся расстановке сил можно видеть и причину некоторого неблагодарного, дисгармоничного развития теории, игнорировавшей макроэволюционные проблемы, ради которых она, собственно говоря, и создавалась. Попытки исправить положение неоднократно предпринимались в последние годы [Boucot, 1975; Красилов, 1977; Gould, 1977; Stanley, 1979], но среди биостратиграфов, кажется, еще бытуют отжившие установки «синтетической» теории 50-х годов.

Чтобы облегчить дальнейшее обсуждение, определим основные термины (мы могли бы отослать читателя к специальной литературе, но это означало бы ввергнуть его в терминологический хаос). Описание организма на любом уровне — молекулярном, морфологическом, поведенческом — есть перечень признаков, составляющих его **фенотип** (молекулярный, морфологический, поведенческий). Наследственная информация о фенотипе называется **генотипом**, а ее компоненты, которые могут наследоваться раздельно, — **генами**. Кодовой записью генотипа считают последовательность нуклеотидов (соединений, включающих органическое основание, сахар и фосфатную группу) в полимерных молекулах нуклеиновых кислот. Гены в химическом выражении — это участки полимера, различающиеся по структуре, функционированию или воспроизводству (репликации). Функция одних генов заключается в том, что они служат исходной матрицей для многоступенчатого процесса построения белковой молекулы, в то время как другие гены регулируют их активность.

Гены, кодирующие структурные белки, относительно устойчивы и не повторяются в пределах нуклеотидной цепи. Их окружают повторяющиеся гены, которые гораздо менее устойчивы. Один генетик удачно сравнил структурные гены с островами в волнуемом море повторов.

Любые наследуемые изменения признаков называют **мутациями**. В более специфическом смысле мутация (точечная мутация) — это замена нуклеотида. Так как нуклеотидов очень много, то можно вообразить астрономическое число мутаций. В действительности далеко не все мутации осуществимы. Некоторые устраняются уже на молекулярном уровне: специальные ферменты распознают и вырезают дефектные участки. Среди тех, которые реализуются, одни более вероятны, чем другие. Объяснение, возможно, кроется в энергетической стороне мутагенеза. Во всяком случае мутационный репертуар каждого гена ограничен и сводится к относительно небольшому числу аллельных состояний, или **аллелей**. Им соответствуют различные состояния признака, или **фены**. Такой признак называют полиморфным. Благодаря

тому, что изменчивость в каждом случае имеет пределы, можно различать группы организмов, пределы изменчивости которых не совпадают. Систематики давно нашли эту закономерность эмпирически и пользуются ею на практике, выделяя систематические подразделения, или таксоны различного ранга. Основной единицей биологической классификации являются **виды** — наименьшие группировки, устойчиво (из поколения в поколение) различающиеся хотя бы по одному признаку (традиционное определение видов как совокупностей скрещивающихся организмов, репродуктивно изолированных от других совокупностей, имеет частное значение и может рассматриваться скорее как одно из возможных объяснений устойчивости видовых различий).

Вид заполняет определенную **экологическую нишу** или, на различных возрастных стадиях, ограниченное число ниш (термин означает не пространственный выдел, а функцию в экологической системе). Этим, в первую очередь, обусловлено его внутреннее единство, или, как говорят, «реальность». В то же время жизненное пространство вида не вполне однородно, и он делится на географические, экологические, репродуктивные и другие субъединицы, называемые **демами** (соответственно топо-, эко-, гамодемы и их сочетания).

Близкие виды имеют общие гены (единичные общие гены могут быть и у далеких видов), более или менее сохраняющие свой мутационный репертуар. Поэтому им свойственна параллельная изменчивость — гомологические ряды, по Н. И. Вавилову [1929 г.].

Организмы одного вида, населяющие любой территориальный выдел, образуют **популяцию**. Генетики часто пользуются абстрагированным представлением о совокупности неизбирательно скрещивающихся особей, которую называют менделевской популяцией (в природе подобных популяций, очевидно, не существует).

В менделевской популяции частоты генов и фенотипов из поколения в поколение остаются одними и теми же. Они могут измениться под действием колебаний численности (дрейфа генов), мутаций и отбора, понимаемого в том смысле, что одни фенотипы, более приспособленные, оставляют больше потомства, чем другие (речь идет, повторяем, о модельной популяции; в природе сохранение частот генов скорее указывает на действие отбора, зависящего от частоты фенотипа). Некоторые исследователи придают дрейфу генов даже большее значение, чем отбору, так как изрядная часть изменчивости не оказывает заметного влияния на приспособленность («нейтральна»). На этой почве существуют разногласия между «нейтралистами» и «селекционистами».

До сих пор мы имели дело с объяснениями, касающимися возникновения и эволюции генетической изменчивости в популяциях, т. е. микроэволюции. Они разработаны главным образом для лабораторных популяций, и перенесение их на природные популяции вскрывает серьезные пробелы в теории. Но нас сейчас интересует другой вопрос: достаточно ли этих объяснений для понимания стратиграфической последовательности форм?

Теория, которую называют синтетической (так как она органично связала представления о мутациях и отборе, одно время конфликтовавшие друг с другом), отвечает на этот вопрос положительно: макроэволюция — та же микроэволюция, помноженная на миллионы лет геологического времени. В популяциях возникает хаотическая изменчивость вследствие ненаправленного («случайного») мутирования генов. Естественный отбор устраняет часть этой изменчивости и придает ей определенную направленность, постепенно формируя новые виды. Вместе с ними возникают и новые сообщества. Так, исподволь, изменяется и вся биосфера. Эти представления настолько привычны, что

воспринимаются как нечто само собой разумеющееся. Здесь мы снова сталкиваемся с действием парадигмы, обеспечивающей единообразие в вопросах, которые не разрешены ею, а просто отодвинуты в сторону.

Не все отдают себе отчет в том, насколько труден переход от объяснения увеличения частоты определенного фенотипа к объяснению превращения этого фенотипа в нечто иное, пусть даже в нашем распоряжении будут миллионы лет. Во всяком случае синтетическая теория не справилась с этим переходом и трактует видообразование как случайное (в разобщенных популяциях рано или поздно появляются мутации, обуславливающие репродуктивную изоляцию). Если учесть, что сами мутации, согласно этой теории, случайны, что представление о прогрессе возникло более или менее случайно (из-за того, что мы, люди, без особых причин вообразили себя выше всех) и что прерывистость эволюции — не более чем ложное впечатление от случайных стратиграфических перерывов, то арсенал объяснений кажется довольно скудным.

В геохронологии общебиологический прогресс выступает в роли сквозного вектора от появления первых осадочных пород около 3,8 млрд. лет назад до настоящего времени. Прерывистость, или этапность, эволюции — основной метроном геологического времени. Теория, не объясняющая ни того, ни другого, бесполезна для стратиграфии.

Трудности, переживаемые теорией эволюции, показывают, что одних внутренних движущих сил недостаточно (мы уже сталкивались с подобной ситуацией в геотектонике). Особи одного вида остро конкурируют между собой за использование пищевых и репродуктивных ресурсов до тех пор, пока не возникает какая-то иерархическая структура. Виды конкурируют, если их экологические ниши перекрываются. Это ведет к разделению ниш (специализации), после чего конкуренция сходит на нет. Есть все основания полагать, что без внешних импульсов эволюция прекратилась бы еще на стадии протобионтов.

Импульсы прогрессивного развития не могут возникнуть внутри закрытой системы (где возможен лишь рост производства энтропии). Они возникают в результате взаимодействия систем — в данном случае геологических и биологических subsystem биосферы (мысль о том, что развитие органического мира происходит под воздействием геологических процессов — горообразования, изменения климата или трансгрессий — далеко не нова и восходит к Бюффону и Кювье, однако механизм таких воздействий долгое время не был ясен или трактовался в духе наивного катастрофизма как прямое уничтожение видов, чем и объясняется скептическое отношение к нему большинства эволюционистов). Эта мысль изменяет структуру эволюционных объяснений и открывает новый подход к проблемам прогресса и прерывистости (этапности) эволюции. Наметим основные положения.

1. Жизнь появилась на определенной стадии эволюции планеты, и в дальнейшем она развивалась в тесной связи с геологическими процессами. Это взаимодействие осуществлялось на высшем организационном уровне — биосферном, и порожденные им импульсы развития распространялись сверху вниз — к экосистемам, сообществам, популяциям, генетическим системам. Отсюда «нисходящая» причинность и последовательность объяснений, противоположная «восходящей» структуре традиционной теории (от мутаций к популяциям, видам, сообществам, биосфере).

2. Прогрессивное развитие любой системы заключается в сокращении производства энтропии, для биосферы — в более эффективном использовании солнечной энергии и сокращении отходов — органических соединений, выводимых из круговорота веществ. Это достигается усложнением структуры, удлинением пищевых цепей, специализацией

видов. Таким образом, экологическая система контролирует эволюцию входящих в нее видов. Направленность эволюции может измениться лишь в результате нарушения устойчивости этой системы.

3. Подобно организму, экологическая система имеет индивидуальную историю («онтогенез»), заключающуюся в смене стадий развития, составляющих **ценосерию** (гл. III). Первую стадию называют пионерской, заключительную — климаксной. В неустойчивых условиях ценосерия может быть прервана на промежуточной стадии (для организмов остановка развития на незрелой стадии, или педоморфоз, также имеет большое эволюционное значение). В ходе развития экосистемы происходит смена видов. Пионерские виды относительно неприхотливы, быстро размножаются, но менее эффективны в использовании ресурсов среды и менее конкурентоспособны, чем приходящие им на смену специализированные виды устойчивых стадий. Разнообразие видов и эффективность сообщества в целом возрастают. Однако в условиях дисклиматкса ситуация складывается в пользу пионерских и вообще слабо специализированных видов.

Теперь представим себе, что условия повсеместно стали неустойчивыми и развитие всех сообществ систематически прерывается, не достигая климакса. Сказанное в предыдущих разделах о периодичности и взаимосвязи глобальных, тектонических, эвстатических, климатических и геомагнитных событий делает данное предположение правдоподобным. Периоды планетарной неустойчивости, соответствующие тектоно-магматическим фазам, обращают эволюционные тенденции. Так как развитие сообществ не доходит до климакса, то специализированные господствующие виды этой стадии обречены на вымирание. Происходит упрощение структуры сообществ и сокращение разнообразия. Это и есть **биосферный кризис**. При стабилизации обстановки восстанавливаются прежние тенденции, быстрый рост разнообразия создает впечатление «взрывной» эволюции.

4. Для организмов прогресс (напомним — сокращение производства энтропии) означает уменьшение смертности. Вид может длительное время существовать и при высокой смертности, если скорость размножения еще выше. Однако эволюционная задача заключается не только в том, чтобы обеспечить выживание вида, но и в том, чтобы сократить смертность составляющих его особей. Это достигается приобретением приспособлений, уменьшающих вероятность гибели при изменении условий. Многоклеточность, терморегуляция, забота о потомстве, органы чувств, интеллект относятся к числу таких гомеостатических приспособлений (человек — высшее существо не потому, что сам провозгласил себя таковым, а потому, что отношение роста численности к смертности у него выше, чем у всех других организмов). Естественный отбор означает физическую или генетическую (исключение из размножения) гибель особи и может рассматриваться, как фактор производства энтропии. В ходе эволюции его значение уменьшается. Геологическая летопись показывает, что основным направлением эволюции было постепенное накопление гомеостатических приспособлений, но процесс этот не был непрерывным.

5. Биосферный кризис мы рассматриваем как регрессивный эпизод в истории биоты, так как общий уровень смертности возрастает. В то же время уменьшается конкуренция, менее жестко действует отбор, открывая возможность эволюционного «эксперимента». Необходимость противостоять массовой смертности создает тенденцию к а) ускоренному развитию и размножению и б) выработке более совершенных гомеостатических механизмов. Обе тенденции связаны между собой, так как новые гомеостатические механизмы чаще всего развиваются на основе тех изменений онтогенеза, которые сопровождают ускорен-

ное развитие. Чаще всего происходит смещение последовательности онтогенетических событий, названное Э. Геккелем **гетерохронией**. Именно гетерохрония ответственна за скачкообразные морфологические перестройки — **макромутации**. В сочетании со сменой функций или восприятием новой функции они формируют новые структурные типы (традиционное возражение против макромутаций заключается в том, что они дают нежизнеспособный фенотип; это возражение справедливо для спокойных периодов с их жесткой конкуренцией и ограниченными возможностями развития, но несправедливо для критических периодов). Педоморфозы и другие варианты гетерохроний участвовали в формировании большинства таксономических групп растений и животных, включая цветковые, позвоночные и человека.

6. На генетическом уровне развитие в плане специализации происходит главным образом за счет преимущественной активизации определенных генов (на продукты которых возникает повышенный спрос), в то время как менее активные функциональные структуры генома постепенно деградируют под грузом мутаций. Возникает тенденция изменения генотипа и сдвига популяционной нормы в направлении, заданном специализацией. Что же касается макромутаций, то они, видимо, затрагивают в основном регуляторную часть генома, вызывая резкие перестройки. Обычно макромутанты не проходят через сито отбора, но во время кризисов могут накапливаться и впоследствии дать начало новым направлениям адаптации.

Другой вариант адаптивной радиации заключается в освоении различных местообитаний одним пластичным видом, дающим множество модификационных форм, с их последующим генетическим обособлением. Модификации — ненаследуемые изменения под влиянием условий — нередко противопоставляют мутациям. Однако резкой границы между ними, по-видимому, нет: модификациям сопутствуют некоторые до известного предела обратимые изменения регуляторных элементов генома, чаще всего числа повторяющихся генов, и они могут сохраняться в ряду поколений даже после снятия среднего фактора («длительные модификации»). Новый режим работы генов, заданный модификацией, постепенно ведет к необратимому преобразованию генетической системы.

7. Каждому из намеченных выше путей адаптивной радиации соответствует свой стиль видообразования: прерывистый за счет макромутаций и более постепенный посредством модификаций (среди палеонтологов в прошлом господствовала концепция постепенного видообразования, резкие границы между видами объясняли неполнотой летописи; в 70-х годах работы Н. Элдриджа и С. Гулда склонили чашу весов в пользу «прерывистого равновесия» видов. В генетике единственным способом прерывистого видообразования считали резкое сокращение популяции, при котором значительная часть генофонда утрачивается («принцип основателя» С. Райта—Э. Майра). Этот механизм, возможно, сыграл некоторую роль при обособлении островных видов, но в целом имеет частное значение. При изменении условий макромутационные и модификационные процессы охватывали обширные популяционные системы. Рассмотрим некоторые экостратиграфические выводы из этой схемы.

1. Биосферные кризисы маркируются, в первую очередь, сокращением таксономического разнообразия. Значение этого критерия было распознано давно. Еще в прошлом веке Дж. Филлис проводил границы палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр по спадам разнообразия. Впоследствии естественный характер этих границ не раз подвергался сомнению по разным причинам: или из-за непонимания природы экостратиграфических границ, или из-за методических затрудне-

ний, связанных с анализом разнообразия (гл. III). Полученные в последние годы более представительные статистические данные подтверждают реальность значительных спадов разнообразия на основных стратиграфических рубежах за счет некомпенсированного вымирания.

2. В периоды относительного равновесия биосферы вымирание компенсируется появлением новых таксонов, а во время кризисов оно принимает катастрофический характер. Этот тезис постоянно оспаривается, так как определение вымирания — внезапного или постепенного, массового или спорадического — зависит от избранного масштаба времени и таксономического ранга. Началом вымирания можно считать спад разнообразия ниже уровня между двумя последними пиками. По данным Д. Рассела [Russell, 1984], динозавры в позднем маастрихте были представлены 34 родами и 19 семействами, т. е. их разнообразие на родовом уровне было выше, чем во время спада перед позднекампанским пиком (36 родов), тогда как на уровне семейств оно было самым высоким за всю меловую историю. Следовательно, вымирание происходит на порубежный интервал между маастрихтом и данием, продолжительность которого не более 0,5 млн. лет, может быть, значительно меньшая.

Великое меловое вымирание на уровне семейств составило около 20%, родов — до 50%, видов — не менее 90%. Позднекайнозойский кризис ознаменовался в первую очередь вымиранием мамонтовой мегафауны, но и среди двустворок, например, в течение плиоплейстоцена вымерло, по данным С. Стенли [1981 г.], до 90% видов. Самым крупным в истории биоты было, по-видимому, вымирание планктонных организмов на рубеже венда и кембрия — до 70% на родовом уровне.

3. Красноречивее этих цифр тот факт, что вымирали главным образом экологически доминирующие группы: динозавры среди мегафауны, сумчатые (почти полное вымирание на рубеже мела и палеогена) среди мелких наземных животных, рудисты среди рифостроителей, иноцерамы среди эпибентоса и т. д. Таким образом, смена доминантов — главный результат биосферного кризиса и соответственно важнейший экостратиграфический критерий. Утрата доминирующего положения — более важное событие, чем полное вымирание, которое не может быть установлено вполне достоверно (в конце концов, нашли же живого целоканта). Уровень первого появления также сильно зависит от полноты летописи, тогда как колебания численности массовых видов — более объективный критерий.

4. Теоретически можно ожидать появления временного разрыва между массовым вымиранием и адаптивной радиацией новой группы, которая распознается в летописи по сгущениям первых появлений. И действительно, временной интервал между вымиранием динозавров и бурной палеоценовой радиацией млекопитающих составляет 0,25 млн. лет. Эти соотношения, а также несовпадения смены доминантов в различных экосистемах определяют временной объем порубежного интервала («объемной границы») с переходными экостратиграфическими характеристиками — **стратозокотона**. В пределах стратозокотона возможно совмещение элементов старой и новой биосфер. Стратозокотону могут быть свойственны собственные эфемерные доминанты, быстро приходящие в упадок при стабилизации условий.

Ориентировка на постепенное видообразование вела к тому, что смена видов с резкими различиями обычно рассматривалась как «неэволюционная». В действительности резкая смена может отвечать прерывистому видообразованию, тогда как постепенные переходы далеко не всегда имеют эволюционную природу и могут быть связаны с миграцией географической клины — направленного изменения при-

знака в горизонтальном ряду популяций (существует подозрение, что многие «филогенезы» имеют подобное происхождение).

5. Считают, что появление вида одновременно в пунктах, находящихся на разном удалении от центра происхождения. Для быстро расселяющихся видов разновременность пренебрежимо мала — в этом их особая ценность для стратиграфии. Пересмотр концепции точечных центров заставляет отвергнуть эти представления. Новая морфология формируется по всему предковому ареалу, который у важных для стратиграфии видов может быть очень обширным. Нет необходимости вводить разновременность априорно (реальная разновременность первых появлений всегда свидетельствует об изменении условий — открытии миграционных путей, снятии климатических или конкурентных барьеров, допускающих расширение ареала).

6. Выявленная Н. И. Вавиловым закономерность позволяет предвидеть параллельное появление однотипных признаков не только в изолированных популяциях одного вида, но и у близких видов, а также (хотя и с меньшим постоянством) у таксонов, связанных лишь отдаленным родством. В этом основа стратиграфической корреляции по фенам (гл. III) и выделения фенозон (см. ниже), для которых руководящим является морфологический признак, а не таксон.

## АНАЛИЗ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Обычной целевой установкой в стратиграфии является как можно более дробное расчленение разреза для нужд крупномасштабного геологического картирования. В сущности традиционные лито- и био-стратиграфические методы позволяют членить разрез более дробно, чем это необходимо для карты любого масштаба, и немногие надежные реперы практически более полезны, чем десятки мелких «слоев» и «зон». Стремление к детализации нередко приводит к тому, что кардинальные проблемы стратиграфии остаются вне поля зрения.

Стратиграфическое описание разреза должно быть ориентировано на выявление упорядоченности слоев, главным образом по четырем позициям: 1) общая направленность изменения стратиграфических признаков (векторы), 2) повторяемость стратиграфических признаков (ритмы), 3) слои с уникальными признаками (реперы), 4) интервалы сохранения признаков (зоны). В таком анализе нет ничего специально экостратиграфического, к нему прибегает (пусть не всегда осознанно) стратиграф любой школы. Отличие экостратиграфии заключается лишь в ее интерпретационном характере.

Корреляция разрезов в любом случае представляет собой проверяемую гипотезу, но в традиционной стратиграфии выдвигаются статистические гипотезы типа: признак А свойствен слоям х в разрезах а, б в, ..., е, следовательно, несущий тот же признак слой у в разрезе ж соответствует х (*Osmunda sachalinensis* Krysh. на Западном Сахалине характерна для палеогена, слои с этим видом в чеховской свите Восточного Сахалина относятся к палеогену). Опровержением будет хотя бы один разрез с А заведомо выше или ниже х. Экостратиграфическая гипотеза объясняет временные отношения А с другими признаками (упадок *O. sachalinensis* связан с эволюционным появлением новых групп злаков, встреченных в нижнем миоцене, и распространением пойменных злаковников). Возможное опровержение: объяснение неприемлемо или существует лучшее, предсказывающее иные стратиграфические соотношения.

Рассмотрим основные элементы упорядоченности слоев.

## ВЕКТОРЫ

Гипотезы, предсказывающие направленность изменения того или иного признака, вытекают из закономерностей, рассмотренных в гл. II. Например, предположение о смене толеитовых базальтов известково-щелочными, щелочными или кислыми породами опирается на представления об эволюции магматического очага, возможности привноса осадочного материала и тектоническом режиме сжатия или растяжения. Описанная в начале века Г. Штейнманном последовательность перидотиты—габброиды—долеритовые дайки—базальты—силититы в офиолитовых комплексах может считаться стандартной, если эти комплексы — фрагменты океанской коры, но механизм мантийного диаприз-

ма в разломных зонах предполагает возможность нарушения «типичных» соотношений.

Остановимся несколько подробнее на палеонтологических векторах.

Важнейшее проявление стратиграфической упорядоченности — смена биофоссилий в разрезе осадочной толщи, или **палеосукцессия** — было открыто в XVIII в. Жиро-Сулави и легло в основу принципа Смита (гл. I), современное прочтение которого таково, что любой слой так или иначе отличается от любого другого слоя по содержащимся в нем биофоссилиям. К этому следует добавить, что по простиранию слоя набор биофоссилий тоже изменяется, т. е. слой не остается идентичным самому себе (принцип фациальной изменчивости, выдвинутый Грессли в противовес учению Вернера, считавшего, что слой повсеместно идентичен самому себе; Смит был еще последователем Вернера).

Различаются три типа палеосукцессий.

1. Тафогенные — за счет изменения условий захоронения, т. е. осадконакопления (гранулометрического состава, растворимости карбонатов и т. п.). Эти палеосукцессии встречаются чаще других и могут давать очень резкие различия в составе биофоссилий (при том, что население практически остается одним и тем же). Если исследователя интересуют эволюционные изменения, то их приходится вычленивать из массы тафогенных, которые соответственно воспринимаются как помеха. Но они и сами несут важную стратиграфическую информацию (в мергелях нижнего сеномана на междуречье Качи и Бодрака в Крыму слои с раковинами аммонитов сменяются слоями без раковин, но с челюстными аппаратами, вероятно, тех же аммонитов; поскольку раковины арагонитовые, а челюсти кальцитовые, и арагонит растворяется на меньшей глубине, чем кальцит, то смена биофоссилий означает скорее всего изменение уровня карбонатной компенсации — важнейшего седиментологического параметра).

2. Миграционные — вследствие приближения или удаления местобитаний по отношению к захоронению. Подобные палеосукцессии происходят как по причине миграции организмов, так и в результате смещения границ седиментационного бассейна. Они поставляют сведения о пространственной дифференциации сообществ.

Мы уже отмечали случаи (гл. II), когда миграционная палеосукцессия сопровождается направленным изменением признаков: это происходит при направленном смещении звеньев географической клины, которые последовательно приближаются к захоронению. Подобные явления могут симулировать филогенез. Распознать их довольно трудно. Некоторую помощь в этом могут оказать фациальные наблюдения. Миграция клины теоретически параллельна смене фаций, тогда как постепенное эволюционное преобразование — чаще всего специализация — происходит в стабильных условиях. К тому же миграционные смены обратимы.

3. Эволюционные — отражение таких исторических процессов, как видообразование, возникновение новых адаптаций, морфологических структур и типов биологической организации, новых сообществ.

Хотя палеосукцессии первых двух типов встречаются неизмеримо чаще, третий особенно важен как геохронологический вектор. Обычно палеонтолог имеет дело с такими направленными процессами, как смена видов или их группировок, а также изменение признаков у представителей одного вида или сообщества. Он описывает последовательности, для которых существует общее название хроноклина и которые, если речь идет о видах, сообществах или признаках, полезно подразделить на таксоклины, ценоклины и феноклины.

До сих пор наиболее распространенным инструментом стратигра-

фической корреляции служат таксоклины, т. е. последовательности сменяющих друг друга по вертикали видов. Например, в международной стратиграфической корреляции отложений дна океанов, вскрытых глубоководным бурением, ведущую роль сыграли фораминиферовые и нанопланктонные таксоклины. При этом судовые микропалеонтологи, руководствуясь стандартными таксоклинами из опорных разрезов (например, описанными Г. Болли на Тринидаде), определяли возраст в считанные часы. Если встречалось явное отклонение от стандартной последовательности, то его описывали как «неэволюционное появление» вида, предполагая, что смена видов в опорном разрезе (на Тринидаде) соответствует филогенезу (хотя схема Болли показывает, что он предполагал более сложные филогенетические процессы, чем однонаправленная смена зональных видов).

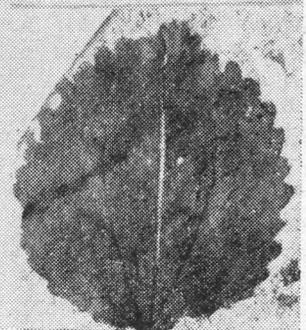
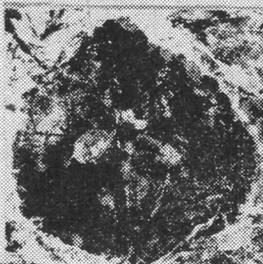
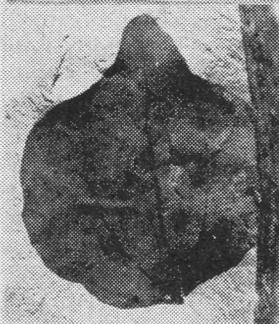
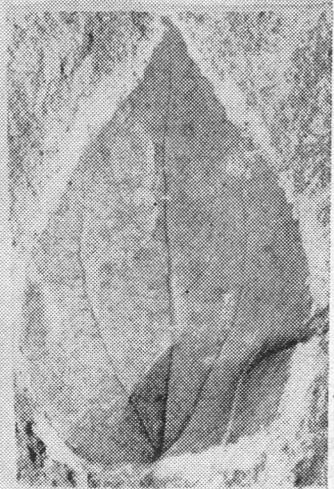
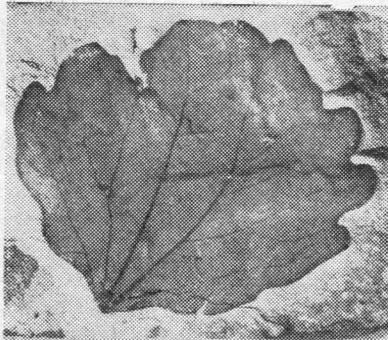
Ориентация на таксоклины породила мнение (являющееся заблуждением, на наш взгляд), что для стратиграфии наиболее важны виды с узким стратиграфическим диапазоном. Но если мы обратимся к зональной шкале мела и палеогена Тринидада — казалось бы образцу расчленения по узким видовым диапазонам, то убедимся, что ее авторов интересовали в первую очередь такие события, как смена правых и левых энантиоморф у *Rotalipora* и *Globorotalia*, развитие килей у глоботрунканид и т. д. Например, появление *Globotruncana helvetica* и *G. schneegansi* в туроне описано как «первая попытка дать формы с одним и более периферическими киями и сжатыми камерами» на базе различных морфотипов (полифилетически!) *Rugoglobigerina* и *Præoglobotruncana* [Bolli et al., 1957].

Иначе говоря, интересна не столько (и может быть не только) смена видов, сколько последовательное изменение признаков — феноклина. Для построения феноклин больше всего подходят виды с широким стратиграфическим диапазоном — чем шире, тем лучше. Можно отвязаться от таксономии и рассматривать все фораминиферы (или все листья) из одного слоя как полиморфную «популяцию» (автор поступал так, например, анализируя соотношение листьев с цельным и нецельным краем — палеоклиматический показатель — в меловом разрезе Сахалина; обычно подсчитывают виды с листьями разных типов, и результаты зависят от видовых определений).

Методы изучения феноклин зависят от характера изменчивости. **Непрерывная изменчивость** исследуется морфометрическими методами. Результаты, представленные в виде морфометрических кривых, приобретают стратиграфическое значение в свете эволюционных гипотез о направленности специализации, связи с климатом, корреляции признаков и т. п. **Полиморфизм**, т. е. сочетание в исследуемой совокупности двух и более дискретных фенотипов, характеризуется двумя показателями — уровнем полиморфизма и соотношением фенотипов. Если ни один из них не изменяется во времени, то говорят о сбалансированном полиморфизме, тогда как направленное изменение того или другого показателя дает стратиграфические векторы.

Например, листовая полиморфизм *Trochodendroides* — обычного в позднем мелу и палеогене рода покрытосеменных — неуклонно возрастает от турона к датскому веку (рис. 9). Датские отложения можно распознавать, наряду с другими признаками, по максимальному полиморфизму листовых популяций этого рода. Противоположная тенденция наблюдается в эволюции дальневосточного мезозойского вида *Pseudotorellia angustifolia* Dolud.: в келловее — берриасе полиморфизм сокращается, терминальные листовые популяции — это массовые скопления очень узких линейных листьев, имеющие определенное стратиграфическое значение.

Интерпретация подобных событий довольно сложна и требует уче-



та разнообразных ценотических факторов. Увеличение полиморфизма может означать мутационную вспышку, экологическую дифференциацию или высвобождение скрытой изменчивости при ослаблении конкуренции. Мономорфизм — чаще всего результат сужения экологической ниши под влиянием неблагоприятных условий или конкуренции, однако он может отражать и развитие устойчивого фенотипа, мало подверженного модификационной изменчивости. Чтобы разобраться в ситуации, необходимы в первую очередь наблюдения за фациальной приуроченностью, которая на протяжении финоклины может оставаться одной и той же или изменяться в направлении смены фаций, расширения (сужения) фациального спектра.

Изменение частоты фена, нередко параллельное эволюции уровня полиморфизма, заслуживает самого пристального внимания как свидетельство таких стратиграфически значимых событий, как реорганизация демовой структуры, появление нового фактора отбора, видообразование, макромутация на фоне общей неустойчивости условий (скачкообразное повышение частоты редкого фена) и т. д.

Мы убеждены, что более обстоятельное изучение полиморфизма могло бы значительно увеличить разрешающую способность биостратиграфического метода и пролить свет на важнейшие эволюционные проблемы (беда в том, что за видами не видны фены: систематик или преуменьшает значение полиморфизма или, наоборот, описывает каждый фенотип как особый вид). При этом для фенов нужны названия. Это не таксоны, и, следовательно, их названия не подчиняются номенклатурным кодексам, они могут быть латинскими или заимствованными из живых языков (в популяционной генетике, например, привились английские названия мутаций дрозофиллы — *eyeless*, *bobbed*, *scute* и множество других, их знают все специалисты в этой области).

### Системы сообществ: катены

Пространственное распределение сообществ чаще всего имеет вид мозаики (элементы — пятна) или ценотического ряда (элементы — звенья), т. е. сообщества расположены в определенной последовательности, отвечающей направленному изменению того или иного средового фактора. Такие ряды представляют собой динамические системы сообществ, отвечающие на изменение градиента среды смещениями звеньев. Следы подобных миграций распознаются во многих разрезах и имеют большое значение для экостратиграфической корреляции.

Практически важны такие виды линейной упорядоченности сообществ, как катены — распределение почвенных и растительных поясов по склону. Автор главы подробно писал о катенах [Красилов, 1972], поэтому здесь можно ограничиться общими замечаниями. Для сохранения макроостатков растений решающее значение имеет близость к водоему, в котором происходит накопление осадков. Численно почти всегда преобладают остатки видов нижнего звена, другие остатки встречаются реже, фрагментарны и приурочены к фациям, образовавшимся в более подвижной среде. Таким образом, в основе реконструкции лежат сведения о преимущественной фациальной приуроченности, а также о соотношении автохтонных и аллохтонных остатков. Поскольку материал транспортируется вниз по склону, то в катене, состоящей из трех звеньев а—б—в, аллохтонные элементы (б) будут встречены

---

Рис. 9. Листовой полиморфизм *Trochodendroides*: в центре — предположительно исходная форма из сена Сахалина, остальные — из цагайских отложений (датский ярус) Амурской области

среди остатков (а), аллохтонные элементы (в) — среди (б) и в меньшей степени среди (а), в то время как находки элементов (а) среди (б) или (в) мало вероятны. Более полное представление о верхних поясах мы получаем в тех случаях, когда 1) воды моря или озера заливают низины с их растительностью; 2) прибрежные заросли, как фильтр, препятствуют переносу остатков водным путем; воздушным путем переносятся преимущественно органы растений, обитающих на возвышенностях; 3) происходят миграции звеньев и верхний пояс оказывается ближе к месту захоронения, что немедленно отражается на частоте видов. Такие миграции запечатлены в разрезе и дают важные стратиграфические реперы (нисходящей миграцией объясняется массовое появление листьев доминантов верхних поясов растительности — *Ginkgoites* в раннемеловых бассейнах Приморья, Забайкалья, Ленского бассейна, *Fagus* в среднем миоцене восточных районов СССР [Красилов, Алексеенко, 1977], имеющее практическое значение для корреляции континентальных отложений на обширных территориях с однотипной структурой растительности). Общая причина нисходящих миграций — похолодание.

Знание структуры катены позволяет предвидеть направленность смены биофоссилий при изменении климата (на Шпицбергене слои с *Ginkgoites* были описаны как нижний член мелового разреза, поскольку содержали «юрские» виды; однако, учитывая общую тенденцию к похолоданию и преобладание нисходящих миграций, можно было предположить, что они на самом деле залегают в верхней части разреза; это предположение впоследствии подтвердилось).

### Сообщества: ценосерии

Хотя совокупности остатков организмов, находимых в том или ином слое, никогда в точности не повторяются, как мы уже говорили, нередко удается наблюдать регулярное повторение некоторых сочетаний видов и количественных соотношений между ними. В таких случаях можно предположить, что мы имеем дело с остатками естественного сообщества, сохранявшего в общих чертах свою структуру в течение какого-то времени.

Выделение и классификация сообществ — важнейшая задача экостратиграфии. Здесь невозможно обойтись без номенклатуры и определенных правил описания. Чаще всего ископаемые сообщества именуют по численно преобладающим видам — доминантам (по названию одного или двух родов или видов, например сообщества *Lingula* — *Eocoelia*, *Alnus* — *Betula*, также по производным от них, как принято в фитоценологии: *Lingulo* — *Eocoelietum*, *Alno* — *Betuletum*). В описании следует указывать типовое местонахождение, повторяющийся набор видов, их количественное участие, фаціальную приуроченность остатков, предполагаемые современные аналоги. Устойчивое (климаксное) сообщество складывается не сразу. В процессе развития оно проходит ряд более эфемерных стадий. Хотя развитие сообщества не столь строго детерминировано, как развитие организма, некоторые аналогии оправданны, поскольку в том и другом случае существует определенная направленность. Обычно на первой стадии преобладают неприхотливые быстро размножающиеся виды — пионеры. Затем их сменяют более специализированные виды, возрастает разнообразие. Развиваясь, сообщество активно преобразует среду обитания.

Смены в процессе развития называют сукцессиями (в узком смысле), автосукцессиями, эндогенными сукцессиями, или сериями, промежуточные стадии — сериальными. Во избежание терминологической путаницы мы предлагаем пользоваться термином ценосерия.

В континентальных отложениях нередко различимы ценосерии,

отражающие зарастание водоема, развитие болота, поднятие его поверхности в связи с торфонакоплением и зарастание кустарниками и деревьями (гидросерии). Описаны как четвертичные, так и гораздо более древние ценосерии этого типа, вплоть до карбоновых. Их можно в какой-то мере использовать для приближенного определения скорости осадконакопления, так как известно, что продолжительность гидросерий колеблется от первых сотен до 1—2 тыс. лет.

В озерных экосистемах развитие обычно направлено в сторону эвтрофирования, т. е. перехода от бедного питательными веществами олиготрофного к мезотрофному и эвтрофному с сопутствующими изменениями в составе лимнобиоты, разнообразии и продуктивности. Морские ценосерии хорошо изучены в меловых отложениях. В бентосных сообществах они начинаются колониями иноцерамов и устриц, на которых селились сверлящие губки, черви, усонogie раки и другие эпибионты, и завершаются более разнообразным и устойчивым поселением биссусных двустворок, брахиопод, инкрустирующих и сверлящих мшанок, полихет и подвижного бентоса (по Э. Кауфману).

Конечно, векторное значение ценосерий ограничено их быстротечностью. Тем не менее их изучение помогает разобраться в динамике сообществ и выявить события, которые прерывали их нормальное развитие (цунами, вулканизм, распространение придонной аноксии и т. п.). Такие события дают хорошие стратиграфические реперы (см. ниже).

### Системы сообществ: эвстатические серии

В экостратиграфии морских отложений весьма перспективным оказался анализ так называемых «глубинных сообществ» (depth communities), описанных А. Циглером и затем более обстоятельно А. Буко [Boucot, 1983] и другими исследователями в силуре и девоне. Это повторяющиеся в разрезе сочетания видов, преимущественно брахиопод, обнаруживающие определенную фациальную приуроченность, которая наводит на мысль об их закономерном распределении по глубине. Каждое сообщество первоначально рассматривалось как звено поясной биоценотической системы — от литоральных сообществ с *Lingula* и *Eosoaelia*, ассоциирующих с водорослевыми матами, до более глубоководных со *Stricklandia*, обитавших ниже основания волн. В дальнейшем было показано, что схема распределения сообществ гораздо сложнее, более мозаична, контролируется не столько температурой и подвижностью воды, сколько субстратом [Johnson et al., 1981]. Но и с этими поправками общее представление о фациальной приуроченности сохранилось (ее не следует смешивать с приуроченностью к определенному литологическому типу пород; в пределах фациальной области существует литологическая изменчивость, не влияющая на распределение сообществ), а так как фациальные области имеют тенденцию располагаться параллельно берегу, то смена сообществ чаще всего связана с трансгрессиями и регрессиями (рис. 10). Это дает возможность построить по ней эвстатические серии, которые затем используются для корреляции. Эвстатические серии реконструируются и по планктону. В различных группах планктонных организмов, от фораминифер до граптолитов, наблюдается закономерное распределение видов по глубине, особенно отчетливое в условиях стратификации водной толщи. В течение жизненного цикла они могут совершать вертикальные миграции, закрепляясь в определенном слое воды на репродуктивной фазе. У высокоспециализированных видов фораминифер особенности строения раковины в основном отвечают этой цели. Вертикальное распределение сказывается на вероятности захоронения: сообщества более глубоких слоев имеют преимущество в этом отноше-

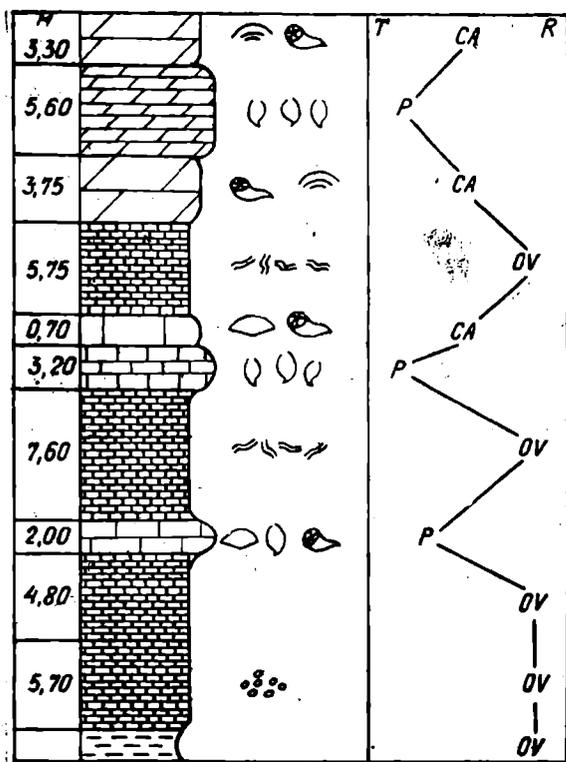


Рис. 10. Эвстатосерия в нижнесилурийских отложениях на границе Онтарио и Квебека. Сообщества: P — Pentamerus, CA — кораллово-водорослевое, OV — остракодово-вермиформное [Colville, Johnson, 1982, рис. 2] воспроизводится с согласия проф. М. Е. Джонсона)

нии, так как их отделяет от дна более короткое расстояние (ситуация в общих чертах аналогична описанной выше для растений, занимающих различные высотные пояса). Поэтому смена сообществ в разрезе может указывать на изменение глубины в связи с трансгрессией или регрессией. На практике смена граптолитовых сообществ использована для корреляции разрезов по эвстатическим сериям [Cisne, Chandlee, 1982].

Вертикальное распределение в общих чертах объясняет давно замеченную фациальную приуроченность не только планктона, но и многих активных организмов, обитающих в водной толще (например, амmonoидей).

### Клисерии

Чаще всего, по-видимому, встречаются палеосукцессии, связанные с изменением климата. Значение подобных палеосукцессий, или клисерий (термин введен Ф. Клементсом для обозначения индуцированных климатом изменений климаксовой растительности; В. А. Красиловым и в последнее время другими авторами использован для обозначения всех климатически зависимых смен, фиксируемых геологической летописью), для стратиграфической корреляции состоит в том, что изменения климата затрагивают все экосистемы, хотя скорость и характер реакций могут быть различными. Это последнее обстоятельство не позволяет использовать клисерии механически, без анализа конкретных ситуаций.

Методы анализа климатически зависимых признаков изложены во многих руководствах. Общеизвестно палеоклиматологическое значение эвапоритов, карбонатов, углей, тиллитов, варвитов из сезонных слоев, золотого компонента в терригенных осадках, штриховатых

зерен кварца в морских отложениях как признака оледенения и т. п. Среди изотопных признаков чаще всего используются отношения  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$ , среди геохимических —  $\text{Ca} : \text{Mg}$  и  $\text{Sr} : \text{Ca}$ . Палеонтологические признаки можно подразделить на 1) морфологические — размеры листьев и строение их края, размеры и скульптура пыльцевых зерен (доля насекомоопыляемых растений), скульптура раковин моллюсков, соотношение правых и левых энантиоморф среди фораминифер и т. д.; 2) онтогенетические — характер сезонных ритмов роста (древесины, раковин, чешуи рыб) и отмирания органов (листопад, линька); 3) аутэкологические — отношение видов к теплу или влаге, о котором судят по аналогии с близкими современными видами или по особенностям распространения в прошлом; 4) синэкологические, т. е. признаки сообщества: разнообразие, доминирование, соотношение жизненных форм.

Общее разнообразие  $\gamma$  складывается из разнообразия сообщества  $\beta$  и видов в сообществах  $\alpha$ , причем оба компонента обычно изменяются в одном направлении. Оценка общего разнообразия по числу видов, встреченных в широком стратиграфическом интервале, дает несколько искаженное представление об истинном разнообразии, так как суммируются последовательно сменявшие друг друга виды (накладывается скорость эволюции). Для вычисления разнообразия в середине интервала можно пользоваться формулой Ч. Харпера

$$T_{\gamma} = T_i - E_i/2 - N_i/2,$$

где  $T_i$  — общее число видов,  $E_i$  — появившиеся и  $N_i$  — вымершие в этом интервале виды.

Определив число видов в интересующем нас стратиграфическом интервале, мы узнаем или  $\alpha$ , если захоронение в основном аллохтонное, или  $\gamma$ , если сочетаются аллохтонные элементы различных сообществ. Так как ситуация от слоя к слою меняется, то существует опасность сопоставления  $\gamma$  одного уровня с  $\alpha$  другого (в миоценовом разрезе Западного Сахалина наиболее высоким числом видов характеризуются базальные слои черных алеволитов, залегающих на туфах. Однако палеоэкологический анализ показывает, что эти слои образовались в озере, окруженном крутыми склонами, остатки растений происходят по крайней мере из трех высотных поясов, тогда как залегающие выше аллювиально-болотные отложения содержат в основном остатки долинной растительности).

Число видов дает очень грубую оценку разнообразия, сильно зависящую от размеров пробы (все собранные органические остатки можно рассматривать как пробу, или выборку из захоронения). Более достоверны различными образом взвешенные оценки, например отношение числа видов к числу экземпляров. Практически не устранимые погрешности в определении разнообразия вносят такие факторы, как а) неодинаковая длительность интервалов, б) разная скорость осадконакопления, в) различия в интенсивности коллектирования, затратах, крепости пород и т. д. Значительные искажения связаны с неравномерным распределением экземпляров между видами, иначе говоря, с различиями в размерах популяций. Если в сообществе десять видов, но 90% особей принадлежат одному из них, то в небольшой выборке скорее всего будет представлен только этот вид — разнообразие будет занижено по сравнению с другим сообществом, тоже из десяти видов, но с более равномерным распределением особей. Следовательно, оценка разнообразия тесно связана с доминированием. Связь эта, впрочем, носит более глубокий характер, так как в общем случае разнообразие обнаруживает прямую, а доминирование — обратную корреляцию с устойчивостью среды. Доминант — это вид, значительно превышающий остальные по численности и встречаемости, т. е. доми-

нант скорее всего будет наиболее многочисленным в каждой пробе и встретится в наибольшем числе проб. Поэтому доминантов лучше всего выявляет индекс значения — произведение частоты  $\left(\frac{p_i}{N}\right)$  и встречаемости  $\frac{m_i}{M}$ :  $I_v = (p_i/N) \cdot (m_i/M)$ , где  $p_i$  — число экземпляров данного вида в коллекции,  $N$  — общее число экземпляров,  $m_i$  — число проб, в которых встречен данный вид,  $M$  — общее число проб.

В ряду по индексам значения доминант должен следовать с большим разрывом; если разрыва нет или если кривая значения плавная (а не ломаная), то приходится говорить о невыраженном доминировании. Каждый из двух и более доминантов называется кодоминантом, вид, следующий за доминантом с заметным разрывом, но превышающий по значению остальные, — субдоминантом. По числу доминантов различают моно-, олиго- и полидоминантные сообщества. Некоторые исследователи считают кривую распределения значений видов достаточным показателем разнообразия или даже предлагают оценивать разнообразие по сумме двух высших индексов значения (индекс Макнотона):  $DI = P_1 + P_2$ . Иначе разнообразие можно характеризовать как вероятность того, что два первых попавшихся экземпляра окажутся принадлежащими одному виду. Эти отношения передает индекс Симпсона  $S = \sum_{i=1}^s p_i^2$  и информационная функция  $H(S) = -\sum p_i \ln p_i$ , где  $p$  — относительная частота, встречаемость или значение вида.

Продуктивность, по-видимому, зависит от разнообразия и доминирования, хотя характер связи не вполне ясен. В стратиграфии обобщенной мерой продуктивности служит соотношение изотопов углерода  $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$ , поскольку органический углерод обогащен  $^{13}\text{C}$  по сравнению с углеродом карбонатов. Специальные исследования, к сожалению пока немногочисленные, показывают быстрый рост  $^{13}\text{C}$  в позднем докембрии и относительную устойчивость в дальнейшем с эпизодическими спадами на границах перми—триаса, мела—палеогена и других важнейших рубежах.

Разумеется, предпочтительно сочетание различных методов. Если одна группа данных подтверждает другую, то исследователь чувствует себя более уверенно. Однако комплексная методика не гарантирует от просчетов и разочарований, связанных с нередко встречающимися расхождениями между показаниями отдельных методов. В таких случаях не следует торопиться с выводами относительно того, какой метод точнее. Например, в стратиграфии позднего неогена чаще всего используют палеонтологические, изотопные и геохимические признаки; все они климатически зависимы. Можно, скажем, реконструировать клисерию по соотношениям: 1) теплолюбивые: холодолюбивые фораминиферы, 2)  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ , 3)  $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$  и 4) карбонатности пород, считая, что с повышением температуры соотношения (1) и (4) растут, (2) и (3) уменьшаются. Для корреляции с событиями на суше можно использовать спорово-пыльцевые данные. И тут выясняется, что «теплая» палинофлора попадает в «холодную» изотопную зону. Выход из положения нередко видят в том, что 1) палинологические данные менее достоверны, чем изотопные (или наоборот), или 2) растительность медленнее реагирует на изменение температуры, чем другие признаки.

Более корректный подход заключается в том, чтобы понять, что же в действительности показывает та или иная группа данных. Ведь ни одна из них на самом деле не отражает непосредственно изменения температуры. Фораминиферовый тафоценоз состоит из форм, тяготею-

щих к различным водным массам, каждая из которых имеет свою историю и свою динамику. Изменение комплекса означает, что соотношение водных масс в данном месте изменилось, вероятно, не без участия температуры, но зависимость может быть довольно сложной. Так как растворимость карбонатов тоже зависит от возраста и динамики глубинных водных масс (молодые насыщены  $O_2$  и недосыщены  $CO_2$ , старые — наоборот), то фораминиферовые показатели и карбонатность чаще всего изменяются согласованно. Изотопный показатель  $\delta^{18}O$  зависит, как полагают, от объема льда (обогащенного  $^{16}O$ ) и, таким образом, в какой-то мере от температуры. Однако объемы материковых и плавучих льдов, а также арктических и среднеширотных льдов могут находиться в противофазе (см. гл. II). Этот показатель используют и для безледниковых периодов, когда решающую роль в его колебаниях играет, вероятно, опреснение (косвенно связанное с температурными условиями, так как зависит от количества осадков, распределение которых контролируется теми же орбитальными компонентами, что и распределение тепла; гл. II). Еще более сложен показатель  $\delta^{13}C$ , зависящий главным образом от соотношения скорости захоронения карбонатного и органического углерода, т. е. от накопления карбонатов и углеродистых фаций, на которое влияют 1) уровень моря, поступление терригенной органики, обогащенной  $^{13}C$ ; 2) циркуляция океанских вод; 3) количество атмосферных осадков и опреснение поверхностных вод, плотностная стратификация; 4) продуктивность биоты, связанная с (1)—(3); 5) соотношение «лагунного» и «эстуариевого» режимов (гл. II, рис. 11). Ковариация  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}C$  означает совпадение по крайней мере некоторых контролирующих факторов. Стоит отметить, что характер корреляции между этими изотопными показателями зависит от масштаба времени. В пределах сотен тысяч лет корреляция прямая, для более длительных промежутков — обратная. По мнению Бергера [Berger, 1982], в первом случае основную роль играют климатические колебания: более быстрое старение водных масс и возрастание  $^{12}C$  при потеплений, во втором — «утяжеление» за счет роста биомассы и изъятия  $^{12}C$ .

Так как изотопные соотношения в карбонатных раковинах в какой-то мере видоспецифичны, рекомендуется использовать один долгоживущий вид [Keller et al., 1982]. Целесообразно также параллельное



Рис. 11. Факторы, влияющие на соотношение изотопов углерода как палеоклиматический показатель

изучение раковин планктонных и бентосных организмов. По мнению зарубежных авторов [Loutit et al., 1984], соотношение изотопных показателей по бентосу (В) и планктону (Р) дает представление о термальной структуре водной толщи ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{в-р}}$ ) и распределении трофических ресурсов ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{в-р}}$ ).

Что же касается растительности, то ее отношение к температуре также достаточно сложно. Зависимость от эффективной температуры (в период роста) и экстремальных температур больше, чем от среднегодовой температуры.

Вместе с тем не исключено, что увеличение летней инсоляции на суше, сокращение ледников и смещение растительных зон к высоким широтам (увеличение содержания пыльцы древесных растений) совпадают во времени с охлаждением поверхности океана айсбергами и тальми водами. Кальций-магниевые соотношения, часто используемые для реконструкции температурных условий, зависят не только от таких факторов, как соленость, но и от предшествующей истории карбонатакопления. Например, массивное отложение доломитов может создать дефицит магния в последующий период, независимо от температуры. Или, скажем, повышенная магnezиальность на рубеже мела и палеогена — возможный результат отложения маастрихтского писчего мела. Мы хотим подчеркнуть, что все используемые в геологии климатические показатели «синтетические»: они характеризуют не столько отдельные климатические параметры, сколько климат в целом.

В свете изложенного едва ли справедливо бытующее в дочетвертичной геологии представление о том, что изотопные «палеотемпературы» соответствуют среднегодовым температурам. Лучше отказаться от «палеотемператур» и относиться к изотопным соотношениям как к обобщенным палеоклиматическим символам. Точно так же, например, размеры листьев или характер их края, хотя и обнаруживают определенную корреляцию с широтой, отражают не только температуру, но также влажность, освещенность и другие условия. «Теплолюбивый» или «сухолобивый» вид — тоже понятия условные, так как существует экологическое правило: требования к какому-либо фактору среды зависят от состояния других факторов (например, теплолюбивый вид может выдерживать относительно низкую температуру, если условия питания или водоснабжения благоприятны), не говоря уже о том, что конкуренты и паразиты могут сильно сдвинуть потенциальный климатический оптимум.

Такие условные обозначения, как «климат красноцветов» или «климат рудистов», в некоторых отношениях более информативны, чем весьма проблематичные попытки выразить в цифрах среднегодовую температуру (которая вообще не показательна и почти не используется в современной климатологии, так как не соответствует чаще всего встречающейся температуре) или количество осадков.

## ЦИКЛЫ

Пожалуй, нигде упорядоченность слоеобразования не проявляется так отчетливо, как в цикличности — многократном повторении сходных состояний стратиграфических признаков в разрезе. Не говоря уже о классических объектах циклостратиграфии (флиш, угленосные и карбонатные циклотемы, варвиты), которым посвящена обширная литература, выявление циклов — обязательный элемент любого стратиграфического исследования, с какими бы отложениями ни пришлось иметь дело (цикличность свойственна и кумулятивным магматическим породам, где она проявляется в распределении оливина, хромита, клинопироксена или других минералов; ее происхождение связывают с

кристаллизационным фракционированием последовательных порций магмы в условиях ослабевающей конвекции). Желательно отмечать цикличность в первичных стратиграфических описаниях. В ряде случаев достаточно указать, например, что разрез состоит из шести двухчленных песчано-алевролитовых циклотем мощностью 1,5 (0,8—2) м. Освоив циклическую структуру, стратиграф может значительно сократить затраты времени на описание однотипных разрезов.

Речь идет об изучении цикличности не только литологических, но и любых других стратиграфических признаков. Все описанные выше векторы представляют собой общие тенденции, проявляющиеся на фоне полициклических колебаний. Известно немало зигзагообразных феноклин и ценоклин, которые сочетаются с литологической ритмичностью как компоненты фациальных циклов. Соответственно могут выделяться циклы по одному признаку или комплексу признаков. Те и другие образуют иерархические системы мега-, мезо- и микроциклов. По происхождению необходимо различать диагенетическую и седиментационную цикличность, автогенетическую и аллогенетическую. Первая — следствие и неизбежный атрибут самого процесса осадконакопления. Она свидетельствует о динамическом равновесии седиментационной системы. Вторая — результат внешних по отношению к этой системе воздействий (типичный пример автоцикличности — образование строматолита: колония цианобактерий выделяет известь, которая ложится поверх нее тонким слоем, на поверхности известковой пластины поселяется новая колония, образуя следующую пластину, и т. д.; аллогенетическую цикличность иллюстрирует чередование сезонных слоев — варв — в ленточных глинах или сапропелях).

Конечно, не всегда природа ритмичности выявляется однозначно. Так, аллювиальные циклотемы связывали с тектоническими движениями или климатическими колебаниями, тогда как на самом деле они отражают автоциклический процесс меандрирования потока. Динамика ледников представляет собой сложное сочетание аллогенетических (орбитальные пертурбации, вулканизм, CO<sub>2</sub>) и автогенетических (рост ледника, увеличение альбедо, похолодание, ослабление циркуляции атмосферы, сухость, деградация ледника и т. д.) циклов. Аллогенетическая ритмичность накладывается на автогенетическую как «усилитель» или «прерыватель». Простейший пример — наложение вулканизма, обладающего собственным ритмом, на нормальное осадконакопление. Если вулканизм приобретает доминирующее значение, то возникает новая интегрированная цикличность вулканогенно-осадочных толщ, в которой туфогенный материал играет роль усилителя. В других случаях туфы или бентониты прерывают седиментационную цикличность.

Отложения, обнаруживающие регулярную цикличность, известны под общим названием «циклиты», или «периодиты». Классические объекты изучения седиментационной цикличности — флиш и эвстатические циклотемы. Природа флиша оставалась не вполне понятной, пока не была выяснена роль турбидитов в его образовании. Турбидиты — это отложения турбидных потоков, переносящих взвешенный материал на расстояние до нескольких тысяч километров. Различают проксимальные и более тонкозернистые дистальные турбидиты. Последние обычно переслаиваются с пелагическими и гемипелагическими осадками. Мощность отдельных слоев турбидитов колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Среди факторов, контролирующих образование турбидитов, обычно выделяют объем твердого стока с континента, колебания уровня моря; сейсмичность и морфологию континентального склона. Два первых косвенно связывают этот процесс с климатическими колебаниями. Замечено [Weaver, Kuijpers, 1983], что пелагические слои под и над

турбидитом различны: например, ниже его могут залежать глины, выше — карбонаты. Одно из возможных объяснений состоит в том, что турбидные течения чаще возникают на переходе от одного климатического режима к другому, но более вероятной причиной могло быть воздействие турбидного течения и самого турбидита (приносящего геохимически чужеродный материал, в частности терригенную органику) на среду осадконакопления. Вполне вероятно, что турбидит дает кратковременное смещение уровня карбонатной компенсации. Такого рода изменения отражаются и на сообществах донных организмов (к этому вопросу мы еще вернемся).

**Эвстатические циклотемы** (например, пенсильванские пятичленные циклотемы из песчано-глинистых слоев, мергелей, известняков и углей) интерпретируются как результат обратимой миграции фаций в связи с колебаниями уровня моря. В соответствии с принципом Головкинского—Вальтера, в первой трансгрессивной половине цикла происходит последовательная смена континентальных и мелководных фациальных поясов все более глубоководными, вплоть до известняков, во второй, регрессивной, — в обратном направлении. В действительности давно замечена асимметрия циклотем, причем существуют взаимоисключающие интерпретации: 1) постепенное развитие трансгрессии и быстрая, почти не запечатленная летописью регрессия или 2) быстрая трансгрессия, представленная маломощными слоями, затем медленное заполнение бассейна и прерывистое продвижение дельтовых фаций.

Действительно, циклотему можно «читать» по-разному, беря за отправную точку 1) эрозионные поверхности, 2) угольные пласты, 3) известняки. Первые были истолкованы как результат субэвральная эрозии, вторые — как завершение дельтового цикла, третьи — как кульминация трансгрессии. Мы решаемся предложить несколько иную схему, в которой параличские угли интерпретируются как мангровые торфяники. Мангры служили фильтром, задерживающим поступление терригенной кластики. В это время отлагались известняки. Образование эрозионных поверхностей связано с ураганами, нарушившими мангровые экосистемы. Бассейн теперь быстро заполнялся терригенной кластикой, и, наконец, происходило восстановление мангров, возобновлялось накопление торфа (рис. 12). Ураганы очень большой разрушительной силы происходят в зоне тропических циклонов раз в несколько тысяч лет.

Совершенно ясно, что достоверная интерпретация циклотемы, складывающаяся постепенно, путем отбора наиболее жизнеспособной

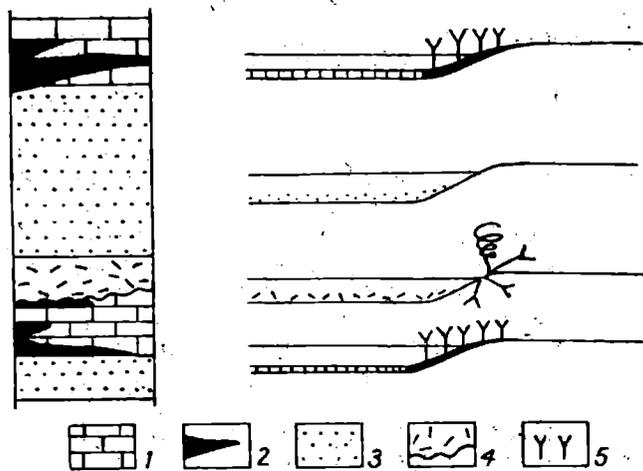


Рис. 12. Предлагаемая интерпретация параличской циклотемы: накоплению карбонатных отложений способствуют мангры, задерживающие терригенный материал; после урагана, уничтожившего мангровый фильтр, отлагается терригенная кластика, позднее происходит восстановление мангров. 1 — известняки, 2 — угли, 3 — терригенная кластика, 4 — темпеститы, 5 — мангры

модели, небезразлична для корреляции эвстатических циклов. Цикличность свойственна практически всем карбонатным отложениям. Она выражается в чередовании известняков и мергелей, писчего мела и мергелей, мергелей различной карбонатности и плотности, известняков с глинистыми и (или) кремнистыми прослоями или примазками на плоскостях напластования. Куплеты мощностью около 10—50 см образуют пачки, на границах которых — как правило, более резких, чем границы слоев, — меняется характер переслаивания. В последовательности пачек улавливается цикличность более высокого порядка.

Эти отложения всегда содержат два компонента: карбонатные скелетные остатки организмов и силикатные минералы глинистой фракции. Цикличность могут дать периодические колебания какого-либо одного или обоих компонентов. Например, количество поступающего скелетного материала может колебаться в связи с изменениями продуктивности биоты или растворимости карбонатов, кластического — главным образом в связи с переменным объемом терригенного стока, хотя продуктивность биоты (осаждение фекальных телец) также играет роль.

На проявление первичной цикличности влияет скорость осадконакопления. При очень низких скоростях биотурбация нивелирует периодичность, при очень высоких границы между слоями могут оказаться размытыми. По Г. Айнселе [Einsele, 1982], наиболее благоприятны скорости 0,5—3 см · 10<sup>-3</sup> лет.

В процессе гравитационного уплотнения осадка происходит растворение и переотложение карбонатов иловыми водами. В результате слои, в которых происходит переотложение карбонатов, цементируются и противостоят дальнейшему сжатию. Этот диагенетический процесс создает различия в карбонатности и прочности слоев, которые усиливаются выветриванием. Аналогично происходит перераспределение кремнезема.

Многие исследователи полагают, что цикличность карбонатных толщ носит преимущественно диагенетический характер. Более вероятно, однако, что перераспределение карбонатов и кремнезема лишь подчеркивает первичную неоднородность, которая и определяет направленность переноса солей поровыми растворами. Главным фактором может быть неравномерное распределение органического вещества и компонентов (раковин, пиритовых конкреций), влияющих на гравитационное уплотнение и пористость.

В относительно глубоководных отложениях основной причиной первичной цикличности считают колебания уровней, на которых происходит частичное или полное растворение карбонатов. Большое седиментологическое значение имеет лизоклина — уровень резкого повышения растворимости карбонатов (особенно раковин фораминифер). Уровень компенсации и лизоклина кальцита находятся на большей глубине (4500—5000 м и 3000—4500 м в настоящее время), чем арагонита (1000—3000 м).

Исходя из взаимоотношения этих четырех уровней, А. Боселлини и Е. Уинтерер [Bosellini, Winterer, 1975] разработали модель распределения характерных альпийских фаций — цефалоподовых известняков с частичным замещением арагонита кальцитом, аптиховых известняков без арагонитовых раковин, но с кальцитовыми челюстными образованиями головоногих моллюсков и черта, позволяющую документировать углубление бассейна. Однако колебания уровня карбонатной компенсации в сочетании с диагенетическим перераспределением кремнезема — не менее вероятная причина возникновения таких фаций, как кремнистые аптиховые известняки (Майолика). В них выявлена периодичность порядка 20 и 100 тыс. лет, указывающая на

орбитальные циклы и сопутствующие им изменения климата как главный фактор.

Хотя для мелководных карбонатных циклов эпиконтинентальных морей поступление терригенного материала считают основным фактором, нами получены некоторые данные, показывающие, что и в мелководных условиях колебания глубины растворения карбонатов имеют решающее значение. В разрезе нижнего сеномана междуречья Качи и Бодрака в Крыму чередуются известняки или твердые мергели (около 50 см) с более глинистыми мягкими мергелями (около 10 см). В твердом мергеле наряду с иноцерамами и аммонитами (частично с сохранившейся арагонитовой раковиной) содержатся пиритовые конкреции, фрагментарные остатки наземных растений и насекомых. В мягком мергеле более многочисленны остатки челюстей аммоноидей. Здесь встречены также норы, домики полихет и копролиты полихет и декапод (рис. 13—15).

Твердые мергели, несомненно, отлагались выше уровня компенсации арагонита, мягкие, судя по преобладанию кальцитовых элементов, ниже его (или во всяком случае ниже арагонитовой лизоклины, которая, следовательно, могла периодически подниматься почти к поверхности). Мы видим, что опускание этого уровня связано с недостатком кислорода на границе придонных вод и осадка (пиритовые конкреции) и привнесом терригенной органики реками (остатки растений), поднятие — с достаточным снабжением кислородом (остатки зарывающихся организмов). Исходя из этого, можно предположить, что влажность климата была главным фактором, действовавшим по схеме: увеличение влажности — увеличение притока речных вод — опреснение поверхностного слоя воды эпиконтинентального моря — развитие стратификации водной толщи — дефицит кислорода в приповерхностном слое осадка — редукция инфауны (среди бентоса преобладают лежащие на мягком грунте иноцерамы) — сохранение арагонита. При этом разбавление карбонатов терригенной кластикой не играло существенной роли. Различия в твердости слоев, по-видимому, возникли в результате диагенетического перераспределения карбонатов и

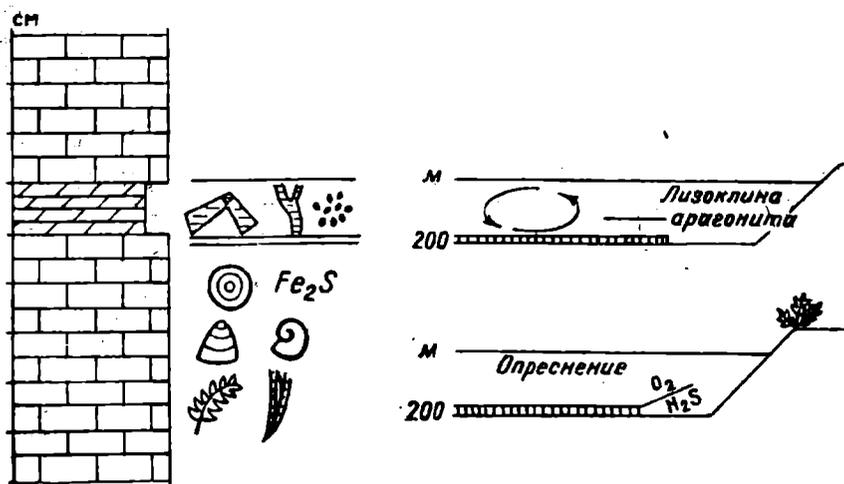


Рис. 13. Интерпретация карбонатных циклов. Твердый мергель с арагонитовыми раковинами, пиритом, остатками растений и насекомых соответствует влажному климату и опреснению поверхностных вод, препятствующему циркуляции; мягкий мергель с кальцитовыми челюстными аппаратами, норами и копролитами образовался в более сухую климатическую фазу, когда развитие циркуляции сопровождалось поднятием арагонитовой лизоклины (Крым, гора Сельбухра; нижний сеноман)

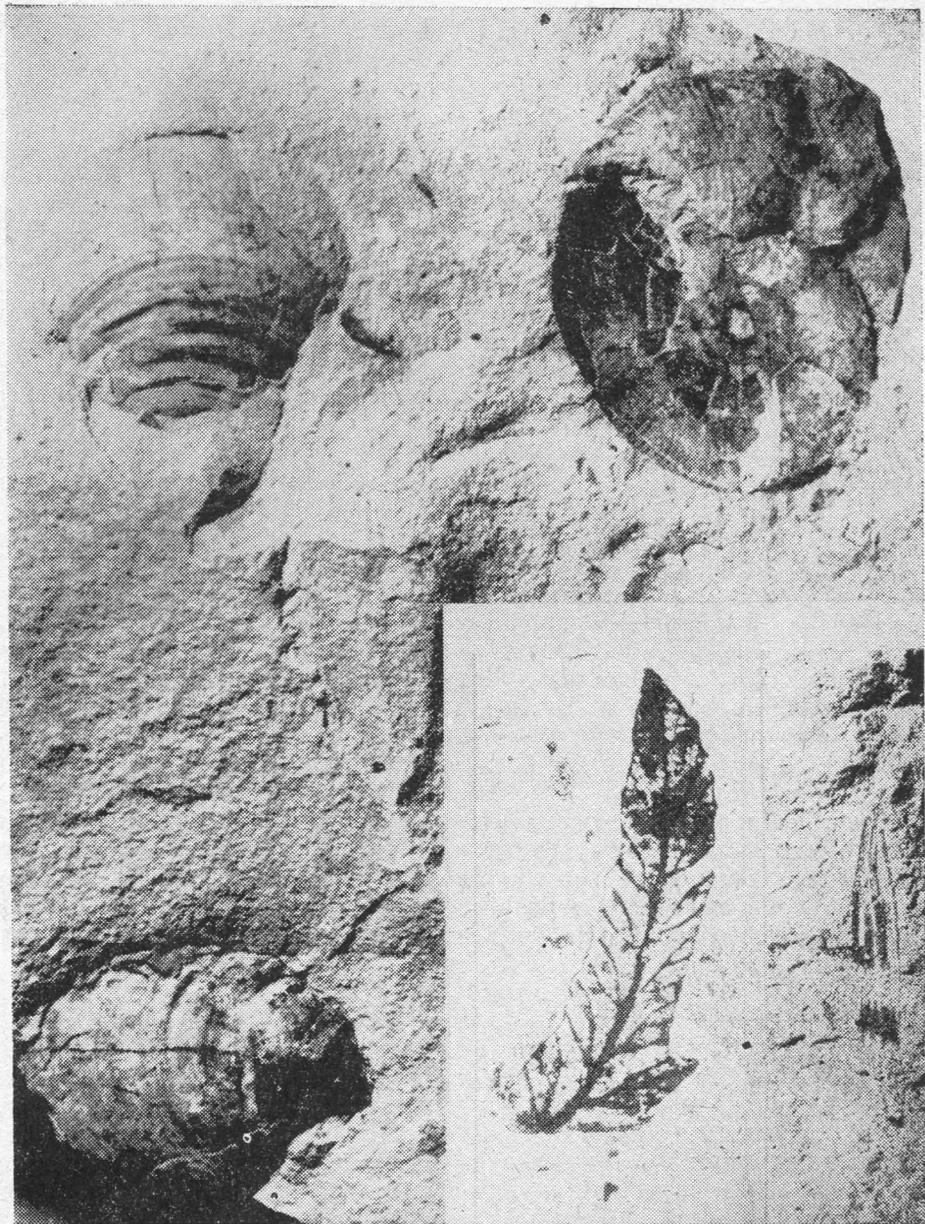


Рис. 14. Биофоссилии из твердого мергеля, см. рис. 12

цементации слоя с раковинами и пиритовыми конкрециями, препятствующими гравитационному уплотнению. Различия в мощности слоев можно отнести на счет этого фактора. При скорости осадконакопления  $10-15 \text{ см} \cdot 10^{-3} \text{ лет}$  карбонатные циклы в мелководных фациях примерно соответствуют длинному периоду эксцентриситета орбиты—400—500 тыс. лет.

Обогащенные органическим углеродом **сапропелевые** и **темносланцевые** фации всегда обнаруживают цикличность, связанную с периодическим недостатком кислорода в зоне газообмена между водой и осадком. Подобные фации формируются в озерах и морях на различных глубинах. Недостаток кислорода может быть вызван различными

В черносланцевых интервалах наблюдается миллиметровая слоистость, напоминающая сезонную в варвитах. Однако расчет, основанный на скорости осадконакопления, показывает, что один миллиметровый слой отвечает 6—9 годам [Cool, 1982]. Может быть, эта микроцикличность отражает 11-летние циклы солнечной активности. Дециметровая цикличность черносланцевых, карбонатных и пестроглинистых пачек имеет периодичность около 20—50 тыс. лет.

По наблюдениям автора, миллиметровая микроцикличность битуминозных бумажных сланцев мезозойских озер Забайкалья и дециметровая мезоцикличность переслаивания этих черносланцевых пачек с пестрыми песчано-глинистыми и мергельными (в последних различимы варвы) имеют примерно такую же периодичность. Они составляют макроцикл с температурными минимумами в начале и конце, максимумом в середине (различимы по флоре и энтомофауне). Если продолжительность мезоцикла около 50 тыс. лет, то макроцикл равен 300—500 тыс. лет.

Таким образом, возникает предположение, что турбидитные, карбонатно-кремнистые, известняково-мергельные и темносланцевые циклы в различных фациальных областях имеют, по существу, одну и ту же главную причину — чередование сухих и влажных периодов. Хронология этих процессов, хотя и весьма приблизительная на данном этапе исследований, указывает на орбитальный контроль климатических и седиментационных циклов. Открывается, таким образом, возможность разработки общей для всех фациальных областей схемы цикличности, которая может найти применение в межфациальной корреляции.

Большое значение для изучения цикличности имеет полнота разреза. В специальных работах [Sadler, Dingus, 1982; Schindel, 1982] полнота разреза определяется как отношение наблюдаемой мощности к рассчитанной по средней скорости осадконакопления (или времени образования толщи к рассчитанному тем же способом). Для определения скорости осадконакопления чаще всего используют радиометрические датировки по туфам (бентонитам) или глаукониту, а также магнитостратиграфические реперы. Последние более универсальны, так как могут быть выявлены в любом разрезе. Подобные исследования подтверждают зависимость между средней скоростью осадконакопления, полнотой и длиной измеряемых интервалов: чем больше интервал, тем меньше скорость осадконакопления (больше пробелов). На рис. 16 показан разрез палеогеновых отложений западного побережья Сахалина и результаты его палеоботанического и магнитостратиграфического изучения [Красилов и др., 1985]. Нижняя часть сложена преимущественно грубообломочными породами. Преобладает прямая намагниченность. В этом интервале не установлены достоверные изменения флоры. Следующий интервал — около 20 м железистых аргиллитов и угольных пластов — характеризуется знакопеременной намагниченностью и достаточно быстрой сменой растительных группировок. В этой части палеомагнитной шкалы в качестве репера можно использовать относительно длинный интервал обратной намагниченности на фоне преобладающей прямой. В стандартной шкале прямая полярность преобладает в течение позднего эоцена и раннего олигоцена. Лишь вблизи их границы имеется довольно длинный интервал обратной полярности в магнитохронах C13 и C12, разделенных аномалией 13. Из этих сопоставлений (рис. 16) следует, что резкое изменение флоры в сахалинском разрезе — замещение группировок субтропического облика умеренными широколиственными в промежутке между флороносными слоями с *Magnolia — Dryophyllum* и *Platanus — Aesculus* — почти совпадает с границей эоцена и олигоцена, проведенной

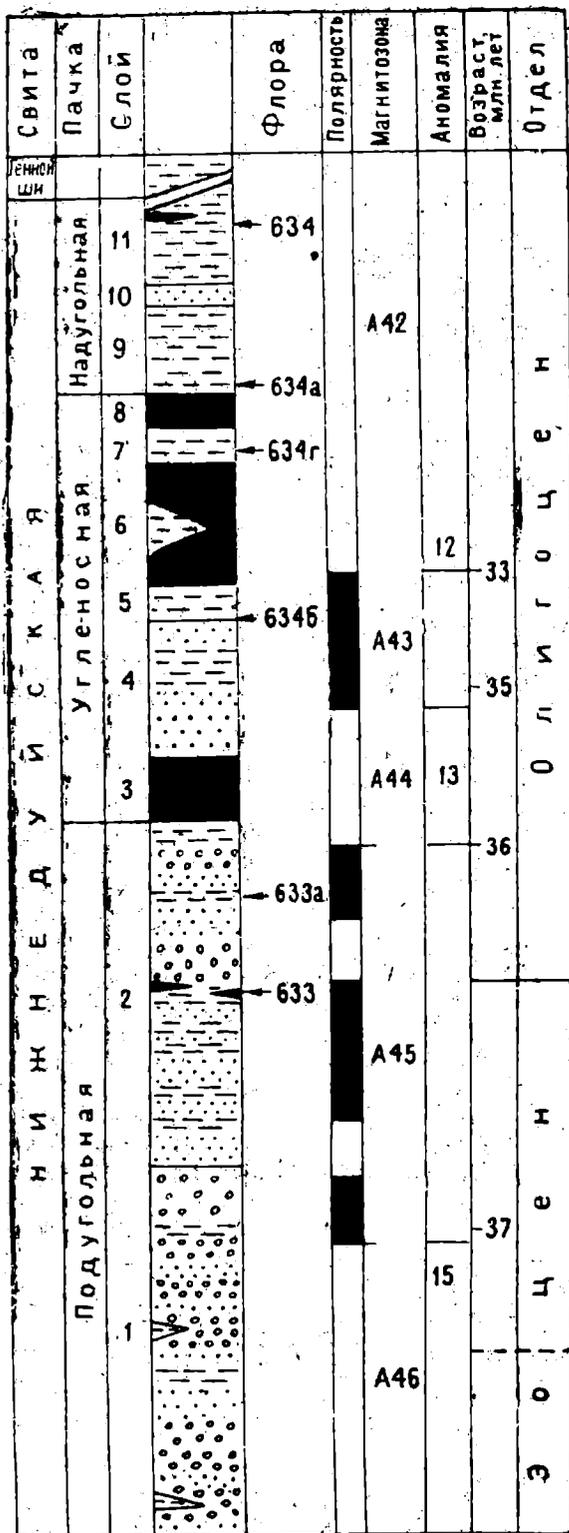


Рис. 16. Магнитозоны (черные — обратная полярность) и флороносные слои в разрезе эоцена — олигоцена Сахалина

по смене морской микрофауны и нанофлоры в магнитохроне C13. Походание выступает как ведущий фактор в том и другом случае. Ориентируясь на датировки магнитных аномалий, мы можем рассчитать среднюю скорость осадконакопления. В интервале 37—33 млн. лет (29 м) она составляет  $7 \text{ м} \cdot 10^{-6} \text{ лет}$ .

По-видимому, в нижней эоценовой части разреза частота опробования оказалась недостаточной для выявления геомагнитных инверсий и флористических смен. Сказалась, с одной стороны, неполнота разреза, с другой — относительная устойчивость как магнитного поля, так и растительности. В основании олигоцена выделены четыре флористических комплекса, каждый из которых отличается от предыдущего по размерам листьев, от наиболее крупнолистного *Platanus* — *Aesculus* до наиболее мелколистного *Alnus-Zelkova* — *Trochodendroides*. Это показатель, зависящий от температуры и влажности, обнаруживает направленное изменение на фоне колебаний, имеющих, очевидно, определенную периодичность. Наименьший из выявленных интервалов между сменами растительных группировок равен 3 м: 430 тыс. лет при скорости осадконакопления  $7 \text{ м} \cdot 10^{-6} \text{ лет}$ . Напомним, что периодичность 400—500 тыс. лет свойственна многим стратиграфическим последовательностям и приблизительно соответствует длинному периоду изменения экс-

центриситета орбиты (413—425 тыс. лет; см выше). Влияние орбитальных циклов на биоту и осадконакопление, как мы уже говорили, зависит от общей климатической ситуации: относительно слабое в безледниковом климате, оно резко усиливается с началом оледенения, действующего как мощный резонатор. Поскольку на рубеже эоцена и олигоцена предполагается развитие оледенения Антарктиды, то выявленная периодичность изменения растительности (не различимая в эоценовой части разреза) получает естественное объяснение.

Для проверки всех этих взаимосвязанных гипотез необходимо в первую очередь более детальное опробование той части разреза, в которой обнаружены фрагменты циклической последовательности.

Из многочисленных обстоятельств, влияющих на частоту опробования, следует особо выделить общую мощность разреза, мощность составляющих его слоев и среднюю скорость осадконакопления. Чаще всего устанавливается фиксированный интервал опробования, который зависит от поставленных задач, отпущенного времени и средств. Оптимальная частота опробования диктуется частотой интересующих исследователя событий, о которой он может составить приблизительное представление по предварительным данным. При средней частоте геомагнитных инверсий около  $50 \cdot 10^3$  лет и средней скорости осадконакопления  $1 \text{ см} \cdot 10^3$  лет следует опробовать не реже, чем через 50 см. Показано, что в континентальных разрезах метод фиксированного интервала выявляет не более 50% инверсий [Hall, Butler, 1983]. Очевидно, имеет смысл варьировать частоту опробования в зависимости от характера отложений. На турбидит мощностью 4 м достаточно одной пробы, тогда как в залегающих под и над ним пелагических осадках интервал желательнее сократить в несколько раз.

Условия осадконакопления влияют также на «остроту» пробы («acuity»), т. е. минимальный различимый временной интервал. В условиях биотурбации последовательные события не различимы в интервале 10 см (1—10 тыс. лет при средних скоростях осадконакопления в океане), тогда как в черносланцевых фациях с миллиметровой слоистостью остроту пробы можно значительно увеличить.

Дальнейшие методические исследования в этой области, несомненно, помогут лучше понять природу цикличности и ее эволюцию. Если происходит расширение Галактики, то длительность галактического года, вертикальных колебаний около галактической плоскости и других космических циклов, лежащих в основе седиментационной мегацикличности, не остается постоянной, как не остаются постоянными и мезоциклы, связанные с угловой скоростью вращения Земли и другими орбитальными параметрами. Как и другие проявления стратиграфической упорядоченности, цикличность отражает особенности сменяющих друг друга палеобиосфер. Мезозойские аллювиальные циклотемы, мезозойский флиш отличаются от соответствующих образований палеозойского возраста. Докембрийские железистые кварциты представляют собой «вымерший» тип цикличности, тогда как на рубеже юры и мела появляется новый тип — цикличность «бумажных сланцев». На рубеже 0,6 млн. лет преобладающий неогеновый 500-тысячелетний климатоседиментационный цикл сменяется 100-летним, характерным для среднего и позднего плейстоцена.

В целом циклограмма — носитель разнообразной геологической информации, наиболее яркое воплощение упорядоченности слоев и важнейший инструмент стратиграфического анализа. Однако корреляция разрезов по циклограммам не так проста, как может показаться на первый взгляд (из-за локальных нарушений корреляция подсчетом циклов ведет к почти неизбежным ошибкам). Первостепенное значение здесь приобретают интервалы нарушенной цикличности и возника-

ющие в результате наложения авто- и аллогенетических колебаний реперные слои.

## РЕПЕРЫ

В принципе справедливо утверждение, что любой слой отличается от любого другого слоя не только стратиграфическим положением, но и какими-то присущими только ему особенностями. Индивидуальность слоев обусловлена сочетанием направленности и ритмичности седиментационных процессов и выражена по-разному. Самый опытный стратиграф окажется в затруднении, если ему предложат определить, какой из множества песчано-алевритовых циклотем принадлежит взятый наугад образец песчаника или алевролита. Вместе с тем почти в каждом разрезе можно найти хотя бы один слой, который не спутаешь с другими. Это и есть реперный слой, или просто репер.

Ни один геолог-съемщик не обходится в своей работе без реперов (хотя их использование зачастую носит неявный характер). Поэтому нет смысла говорить о значении реперов. Ограничимся следующими рекомендациями: 1) выделение реперов должно быть явной и, более того, обязательной частью стратиграфического описания; реперам следует давать собственные названия по характерным признакам, их положение на стратиграфических колонках, ритмограммах и в зональных схемах должно быть точно обозначено; 2) всю исходную стратиграфическую информацию необходимо привязать к ближайшему реперу; 3) желательно показывать реперы на крупномасштабных геологических картах, так как они в первую очередь обеспечивают точность картирования; 4) предпочтительна корреляция разрезов путем стыковки возможно большего числа соответствующих реперов.

Далее нам придется пояснить, какой смысл вкладывается в стратиграфическое соответствие реперов, так как в этом и заключается сущность экостратиграфического исследования. Соответствующие друг другу реперы — не обязательно однородные слои или даже не обязательно сходные по тем или иным признакам слои. Каждый репер маркирует какое-то из ряда вон выходящее событие, воздействие которого на осадконакопление может меняться в зависимости от обстановки. Стратиграфическое соответствие реперов означает соответствие одному и тому же событию. Локальное событие порождает реперы местного значения, глобальное событие оставляет след в геологической летописи всей планеты. Иначе говоря, корреляция реперов предполагает их событийную интерпретацию. Все, о чем шла речь в главах I и II, служит именно этой цели, так как для интерпретации реперов стратиграф должен постоянно выдвигать и оценивать гипотезы. Оценки реперного значения тектоно-магматических фаз зависят от принимаемой геотектонической модели, первого появления видов — от предполагаемого механизма видообразования и отношения к точечным центрам, вымирания или смены доминантов — от трактовки биосферных кризисов, и т. д.

Для корреляции в пределах седиментационного бассейна реперами часто служат вулканы. Особенно важную роль они играют в сейсмостратиграфии как реперные акустические рефлекторы. Слои туфогенных монтмориллонитовых глин — бентонитов — с успехом использованы в качестве региональных реперов в детальной стратиграфической схеме североамериканского внутреннего бассейна. Особо отметим реперы, отвечающие мгновенным в геологическом смысле событиям. До середины XIX в. стратиграфы верили в мировые потопа и прочие экстраординарные события, но Ч. Ляйель и его последователи заставили забыть о катастрофах настолько, что сейчас их приходится открывать заново. Примером «эпизодической седиментации» может слу-

жить гомогенит — распространенный в Восточном Средиземноморье слой мощностью несколько метров, с гомогенной структурой без следов биотурбации, обязанный своим происхождением цунами от взрывного извержения вулкана Санторин в бронзовом веке (около 3500 лет назад), мобилизовавшего несколько десятков кубических километров рыхлого осадка. К этому же типу реперов относятся **унифиты** — гомогенные алевропелиты мощностью около 1 м, распространенные на площади до 400 км<sup>2</sup>; впервые описанные из миоценового флиша Альп и Пиренеев сейсмогенные **мегатурбидиты**, выделяющиеся своей мощностью (до 200 м) среди обычных турбидитов и покрывающие огромные площади (44 000 км<sup>2</sup> на абиссальной равнине Хаттерас); **сейсмиты**, включающие цефалоподовые слои с характерными биостратомическими признаками (раковины образуют гребни волновых знаков, но ориентированы поперечно к ним — след цунами); **инундиты** — отложения исключительно высоких паводков, похожие на турбидиты; **темпеститы** — отложения штормовых нагонных вод; **тайдалиты** — отложения высоких приливов; и т. д. Только из-за невнимания к катастрофическим событиям подобные слои считались редкими. В настоящее время они привлекают все большее внимание исследователей разных стран как мгновенные событийные реперы, существенно повышающие точность стратиграфической корреляции. Появилось специальное направление — «событийная стратиграфия» [Ager, 1983], находящее все более широкое признание.

Реперы нередко выступают в роли пограничных слоев, так как они связаны с событиями, влияющими на последующую историю осадконакопления. Например, пепловый слой не только выделяется среди терригенных или пелагических фаций по макроскопическим признакам, минералогии и геохимии, но и прерывает нормальное развитие седиментационного процесса. Нередко ценосерии оказываются прерванными, и при частом вулканогенном нарушении сообщество может надолго задержаться на пионерной стадии. Существуют, например, сериальные отношения между мезозойскими растительными сообществами, в которых доминируют обычные сибирские растения *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*. На приморских низменностях после регрессии или на новом аллювии нередко поселяется чекановская — активный колонизатор, но со временем ее замещает феникопсис. Подобные ценосерии нередко повторяются в аллювиальных циклотемах, в частности в шадаронской серии Забайкалья. В верхней части этой серии резко возрастает содержание вулканогенного материала. По данным Е. В. Бугдаевой, здесь доминирует чекановская. Феникопсис снова появляется лишь в самых верхних горизонтах в связи с ослаблением вулканизма. Очевидно, вулканизм прерывал и задерживал ценосерию в течение многих тысячелетий.

Отложение пеплового слоя не только прерывает развитие водоема от олиготрофного к эвтрофному, но и может вызвать обращение этой тенденции, экранируя поступление питательных веществ из донных осадков. Как вулканы, так и турбидиты вносят в среду осадконакопления чужеродный материал, изменяющий геохимические параметры. Происходят, например, сдвиг уровня карбонатной компенсации и смена литологических типов пород. Турбидиты, зарождающиеся на континентальном склоне в зоне высокой биологической продуктивности или поступления обильной терригенной органики, переотлагают обогащенный органикой материал на абиссальных равнинах. Они меняют не только характер грунта, но и распределение питательных веществ. В результате восстановленное донное сообщество будет содержать, например, илоедов больше, чем исходное. Выступая в роли прерывателей пелагического осадконакопления, турбидиты обладают

собственной периодичностью, связанной с климатическими и эвстати-ческими циклами. Реперами среди них служат мегатурбидиты и другие образования того же типа (см. выше), прослеживаемые на больших пространствах.

С турбидитами сходны штормовые слои — темпеститы (от *tempest*, англ., — буря, ураган). В настоящее время штормы особенно часты во внетропических областях низкого давления, особенно в районе Алеутской и Исландской барических депрессий и в зоне «ревущих сорковых» южного полушария. Эти штормы охватывают огромные пространства. В низких широтах обычны перемещающиеся циклоны, достигающие ураганной силы. К ним относятся тайфуны и торнадо. В безледниковые периоды границы климатических зон были смещены к полюсам и область частых тропических циклонов была более обширной, чем сейчас.

Особенно широко распространены темпеститы в верхнемеловых отложениях. Есть основания полагать, что наметившиеся в эту эпоху эволюционные тенденции — механическое укрепление раковин моллюсков, развитие орнамента, связанного с зарыванием и очисткой от песка, сдвиг спектра жизненных форм в сторону инфауны — в значительной мере связаны с частыми штормами. Именно частота штормов, по-видимому, определяет характер ценосерий донных сообществ, обитающих глубже основания обычных волн, но в пределах досягаемости штормовых волн. Их развитие чаще всего задерживается на пионерных или промежуточных стадиях. Эволюционное значение этого фактора еще не вполне раскрыто.

Поскольку донное сообщество, регенерировавшее после шторма, несколько отличается от исходного, то повторяющиеся штормы дают «псевдосукцессию», которая напоминает нормальную ценосерию [Seilacher, 1982].

Роль штормов как фактора слоеобразования в полной мере осознана лишь в последние годы. Они вовлекают в процесс переотложения огромные массы неконсолидированных осадков. В мелководных фациях эти процессы настолько обычны, что почти каждый слой имеет сложную историю и формируется в результате множественных переотложений. При этом происходит перераспределение материала, тонкая фракция вымывается и систематически перемещается к краю шельфа.

Темпеститы, подобно турбидитам, делятся на проксимальные и дистальные, но отличаются текстурными признаками волнений и, в частности, расположением раковин и других выпукло-вогнутых объектов (вогнутой стороной кверху или торчком). Штормы — мощный тафономический фактор. Фрагменты донных сообществ оказываются погребенными в прижизненном положении, и в то же время масса раковинного материала неоднократно переотлагается, образуя темпеститовые ракушечники, в которых смешаны элементы различных сообществ. Арагонитовые раковины сохраняются в подобных темпеститовых скоплениях чаще, чем в обычных тафоценозах. Однако при повторных переотложениях они постепенно разрушаются. Происходит выборочное захоронение фосфатных остатков. Конечный результат этого процесса — костные слои. Благодаря высокой пористости темпеститы быстро цементируются.

Штормовые волны образуют обширные эрозионные поверхности, по которым в дальнейшем происходит перемещение всей массы осадков, охваченных «каннибалистическим» переотложением. Эрозионные поверхности цементируются и шлифуются в ходе повторяющихся штормов, превращаясь в хардграунды.

Штормовые реперы — темпеститы различных типов, конденсиро-

ванные слои, ракушечники, хардграунды — прослеживаются на значительных пространствах, нередко в пределах всего седиментационного бассейна, за исключением его наиболее глубокой части. Распространение темпеститов свидетельствует о глубине бассейна и может использоваться как признак трансгрессий и регрессий. Кроме того, эвстатические циклотемы, как мы уже упоминали, формируются под влиянием штормов.

Столь же глубокий след оставляют штормы в истории континентального осадконакопления. С ними связаны катастрофические разливы рек и наиболее мощные песчаные слои в аллювиальных циклотемах. Перерывы в угленакоплении, погребение древесных растений *in situ* — результат подобных явлений. Так называемые листовые кровли — беспорядочные скопления листьев и веток в виде фитолейм или инкрустаций, сплошь покрывающие поверхность слоя, — по-видимому, не что иное, как темпеститы.

К числу мгновенных относятся также реперы, связанные с падением космических тел. Они выделяются как тектитовые горизонты или геохимически аномальные соли. Обширные тектитовые поля описаны на геохронологических уровнях 35, 14 и 0,7 млн. лет. Тектиты образуются как выбросы из метеоритных кратеров на Земле или на Луне. Поля тектитов возрастом 0,7 млн. лет протягиваются от Тасмании через Австралию и Зондские острова к Южному Китаю, Таиланду и Филиппинам; в Индийском и Тихом океанах они вскрыты скважинами, удаленными друг от друга на десятки тысяч километров. Общая масса тектитового стекла оценивается в 100 млн. т [Схарман, 1971]. Дугообразные очертания этих полей указывают на лунное происхождение — земные имели бы радиальное распространение (кратер Тихо на Луне рассматривается как возможный источник австралазиатских тектитов; чтобы получить подобное рассеивание выбросов в земных условиях, нужен кратер гораздо больших размеров).

Среди геохимических реперов наиболее интересны слои с повышенным содержанием элементов группы платины. Они обнаружены в девоне [McLagen, 1982], на границах перми и триаса, мела и палеогена, эоцена и олигоцена — иначе говоря, на рубежах, отмеченных крупными событиями в истории биоты, можно сказать, седиментационными и биологическими аномалиями. В 1979 г. группа исследователей, изучавших содержание иридия в меловых отложениях Апеннин, обнаружила крупную иридиевую аномалию в тонком слое глины, разделяющем известняки маастрихта и дания, — 9,1 ppb (частей на миллиард), в 30 раз выше фонового [Alvarez et al., 1980]. Чтобы не сложилось впечатление, что подобные открытия совершенно случайны, напомним, что, по гипотезе В. Гольдшмидта, чем медленнее осадконакопление, тем больше в осадке метеорной пыли и соответственно иридия, содержание которого в метеоритах гораздо выше, чем в земных породах (56 900 ppb в металлических шариках от Тунгусского метеорита). Следовательно, по содержанию иридия можно судить о скорости осадконакопления. Именно эту гипотезу и проверяли Л. Альварес и его коллеги, имея в виду, что пограничный интервал между мелом и палеогеном характеризуется пониженными скоростями. Кроме того, до открытия иридиевой аномалии много писали о Сверхновой как о причине мелового вымирания — еще одна космическая гипотеза, нуждавшаяся в проверке.

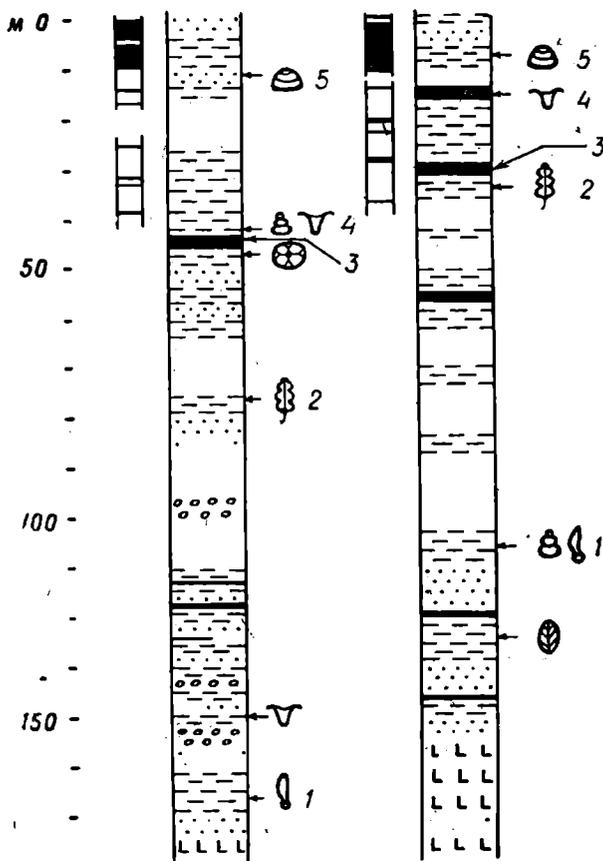
Для объяснения иридиевой аномалии была выдвинута гипотеза о столкновении Земли с крупным космическим телом — в 10 раз больше Тунгусского метеорита. Пыль, выброшенная из кратера, затмила солнечный свет, прервав фотосинтез, — причина вымирания, и осела в виде тонкого слоя иридиеносной глины. По этой гипотезе, иридиевый

слой 1) распространен планетарно и 2) образовался в течение нескольких месяцев, максимум — нескольких лет. Первое предположение подтвердилось: иридиевый слой был обнаружен в пограничных разрезах мела — палеогена Дании, Испании, Новой Зеландии, США, на Мангышлаке, в скважинах глубоководного бурения. Второе вызывает споры, так как мощность иридиевых слоев достигает 60 см и более, что при скорости пелагического осадконакопления около  $1 \text{ см} \cdot 10^{-3}$  лет (наиболее вероятная цифра для медленно накапливавшихся порубежных слоев мела и палеогена) отвечает 60 тыс. лет. Кажется привлекательным объяснение [Rampino, Strothers, 1984], связывающее иридиевые аномалии с периодическими (около 30 млн. лет) колебаниями Солнечной системы около плоскости Галактики. Приближение к межзвездным газово-пылевым скоплениям в ходе таких колебаний дает возмущение гравитационного поля, одно из следствий которого — резкое увеличение частоты падения крупных космических тел в сравнительно узком временном интервале (другое возможное следствие — ротационные пертурбации, служащие пусковым механизмом тектогенеза и макроэволюции; главы I, II). Если так, то массивный приток космического материала, давшего геохимическую аномалию, — не причина вымираний, а сопутствующее явление, имеющее общую с ними причину и, вероятно, близкие временные пределы.

Земными источниками иридиевой аномалии могли быть 1) трапповый вулканизм, давший вспышку на рубеже мела и палеогена, 2) широко распространенный в это время офиолитовый магматизм (промышленные концентрации платиноидов приурочены к ультраосновным породам) и 3) железомарганцевые конкреции, часто сопутствующие замедленному осадконакоплению. Земной вариант позволяет предположить сгущение иридиевых слоев в довольно узком стратиграфическом интервале, но не буквальную одновременность. Мы видим, что оценка репера зависит от судьбы гипотезы, проверка которой требует взаимодействия специалистов разного профиля.

Конечно, не каждому посчастливится открыть подобный репер, поэтому приведем более обычный пример. В миоценовом разрезе на западном побережье Сахалина выделен ряд реперов, в том числе 1) черный аргиллит с летучками ели, 2) тонкослоистый железистый аргиллит с листьями каштана и дуба, 3) угольный пласт с водным орехом, 4) гастроподовый аргиллит, 5) корбикуловый ракушечник (рис. 17). В разрезах по рекам, впадающим в Татарский пролив, эти пять реперов сохраняют одинаковое положение друг относительно друга. На восточном побережье острова (зал. Терпения) описан разрез с аналогичными реперами, но гастроподовый аргиллит залегает ниже угольного пласта, и стратиграфический интервал между реперами (3), (4) и (5) сократился более чем в два раза, хотя общая мощность в пределах (1)—(5) одинаковая. Подобные ситуации нередко описывают как «скольжение во времени», или «временную трансгрессию», но поскольку идеальные временные срезы нам не видны, то лучше говорить о пересечении, сближении или расхождении реперов. Какие из них маркируют изохронный уровень, а какие смещены относительно него вопрос интерпретации, который далеко не всегда может быть решен однозначно. Геолог-угольщик, вероятно, выбрал бы угольный пласт как репер для межрегиональной корреляции, объясняя сближение (3)—(5) уменьшением скорости осадконакопления или скрытыми перерывами, но ему трудно было бы отстоять свою гипотезу, так как образование угольного пласта контролируется множеством климатических, геоморфологических и геоботанических факторов, в том числе сугубо локальных. Так же и гастроподовый слой скорее всего знаменует лишь распространение озерных фаций, которое

Рис. 17. Реперы в миоценовых отложениях Сахалина. Слева — западное побережье: 1 — с летучками хвойных, выше слой с водным орехом *Hemitrara*; 2 — с *Quercus* spp.; 3 — угольный пласт с *Hemitrara*; 4 — с гастроподами и *Hemitrara*, ниже — слой с листьями лотоса; 5 — корбикуловый слой. Справа — восточное побережье: 1 — с летучками хвойных и гастроподами, ниже — слой с шишками *Pityostrobus*; 2 — с *Quercus* spp.; 3 — угольный пласт; 4 — с *Hemitrara*; 5 — корбикуловый слой. Репер 5 на западе относится к зоне обратной полярности, на востоке — к зоне прямой полярности (фрагменты палеомагнитных шкал по В. И. Ремизовскому)



могло происходить неоднократно. По-видимому, больше оснований использовать для корреляции реперы (1) и (3), так как первый из них можно связать с глобальным похолоданием в начале миоцена, второй — с бурдигальским климатическим оптимумом. Каштаново-дубовый слой прослеживается не только в пределах Сахалина — его можно протянуть на юг, к Хоккайдо, и на запад, к заливу Ольги, где остатки дуба подняты драгированием из донных отложений, и далее в пределы Ханкайского массива, где то же термофильное сообщество составляет ядро реттиховской флоры. Так что радиус действия каштаново-дубового репера достаточно велик. Этим, однако, не ограничиваются его стратиграфические потенции. Связь с глобальным климатическим оптимумом позволяет преодолеть фациальные ограничения и предположить его соответствие реперам с высоким индексом термофильности фораминиферовых сообществ и другими маркерами температурного пика в морских разрезах. На первых стадиях исследования важно вовлечь в анализ как можно больше разнообразных реперов — все они так или иначе найдут применение в детализации местных схем. Затем, в ходе отбора, остаются немногие, отвечающие глобальным событиям и образующие как бы каркас международной стратиграфической корреляции.

В общем случае, если возникают расхождения между корреляционными схемами по разным реперам, усредненный вариант — далеко не лучший выход из положения. Не следует также руководствоваться привычными, но беспочвенными предпочтениями (аммониты — архистратиграфическая группа, двустворки — парастратиграфическая и т. п.). Сопоставляются не реперы как таковые, а объяснительные

гипотезы относительно них, и предпочтителен тот вариант, который получает более убедительное объяснение.

К числу важнейших реперов относятся перерывы. Понятие стратиграфического перерыва неоднозначно, но попытки его конкретизации пока не совсем удачны из-за сложного взаимодействия различных факторов, дающих в совокупности выпадение части стратиграфической последовательности, отвечающей измеримому интервалу геологического времени. Большинство перерывов слишком кратковременны, чтобы их можно было измерить существующими геохронологическими методами. Они могут быть оценены лишь суммарно — как разность между мощностью, рассчитанной по средней скорости осадконакопления, и наблюдаемой мощностью прерывистого разреза. Скорость осадконакопления может быть в свою очередь выражена как разность между скоростями поступления и ликвидации (растворения, сноса) осадочного материала. Перерыв — это осадконакопление со скоростью, равной или меньше нуля.

Осадконакопление эпизодично по своей природе. Это его свойство особенно очевидно в случае таких осадочных пород, как турбидиты, но проявляется в любом седиментационном процессе. Поэтому следует различать прерывистость, 1) свойственную данной седиментационной системе и 2) возникшую в результате нарушения этой системы. Только (2) дает стратиграфические реперы. Если зависимость между изостатическим опусканием и мощностью осадков выразить формулой

$$Y = S(P_m - P_s) / (P_m - P_w) + W_d,$$

где  $S$  — мощность осадков,  $P_m$ ,  $P_s$ ,  $P_w$  — плотности верхней мантии, осадка и воды соответственно,  $W_d$  — глубина воды [Thorne, Watts, 1984], то

$$S = (Y - W_d) (P_m - P_w) / (P_m - P_s).$$

Только у докембрийских железистых кварцитов  $P_m \approx P_s$ , в остальных случаях  $S$  является конечной величиной. Наблюдаемая мощность постоянно отклоняется от  $S$  из-за тектонических движений и колебаний уровня моря, служащих наиболее общей причиной перерывов.

Роль перерывов как реперов особенно велика в сейсмостратиграфии. Современные высокочувствительные методы позволяют фиксировать множество местных и региональных перерывов, стратиграфическое положение которых уточняется по скважинам. В некоторых случаях показана возможность межконтинентальной сейсмостратиграфической корреляции по перерывам [Veil et al., 1977], основанной на глобальных эвстатических циклах.

Широкое распространение перерывов — неизменное свойство таких важнейших планетарных рубежей, как границы эратем. Несмотря на стремление установить стандарты границ в непрерывных разрезах и активные поиски таковых, до сих пор не найден достоверно непрерывный порубежный разрез перми и триаса. На границе мела и палеогена перерывы зафиксированы не менее чем в 90% опорных региональных разрезов (в том числе по скважинам глубоководного бурения), на границе олигоцена и миоцена, по данным Г. Келлер [Keller, 1981] — в 90% тихоокеанских и 60% атлантических разрезов (эти цифры, возможно, занижены из-за скрытых перерывов). Ясно, что в этих случаях перерывы — не исключение, а норма. Они как бы входят в характеристику границы, и, следовательно, непрерывный стандарт («стратотип») границы необязателен (в то же время оправданно стремление увидеть в стратотипе границы возможно большую преемственность между признаками нижнего и верхнего подразделений и, следовательно, провести ее в пределах наименьшей лакуны между однотипными фациями).

Если сравнить события, приуроченные к последовательным планетарным рубежам, то бросается в глаза однотипность разыгрываемых сценариев. Каждый раз происходят регрессии, развивается циркуляция океанских вод, смещается уровень карбонатной компенсации, сокращается продуктивность биоты — все это явления, способствующие образованию перерывов. Практически одинаковые сценарии предложены для событий в середине эоцена, на границе эоцена и олигоцена, палеогена и неогена. Они непременно включают раскрытие пролива Дрейка, образование периаптарктического течения и оледенение Антарктиды. Кажется, не будь пролива Дрейка, кайнозойская история Земли была бы куда более спокойной. Скорее всего образование проливов и изменение системы течений — лишь частные следствия вертикальных движений континентальной и океанской коры, обусловленных изменением угловой скорости вращения Земли и происходящих с определенной периодичностью (гл. II).

## ЗОНЫ

Вследствие прерывистой эволюции биосферы и подчиненных ей систем для каждого признака можно найти интервал относительной устойчивости, в пределах которого он не претерпевает заметных направленных изменений. Этот интервал и есть зона. Зональность геологического разреза — одно из наиболее важных проявлений стратиграфической упорядоченности.

Наверное, читатель привык к тому, что стратиграфические зоны — это пределы существования (точнее, находок) какого-то вида или набора видов. Говорят также о палеоэкологических зонах. Привычной стала и палеомагнитная зона. Но зональность свойственна не только палеонтологическим и палеомагнитным, но и любым другим признакам, в том числе таким, как преобладающий цвет пород, гранулометрический и минеральный состав, характер ритмичности и т. д. В эко-стратиграфии априорное предпочтение одних признаков другим неуместно. Отбор корреляционных критериев требует изучения зональности всех имеющихся признаков.

Сейчас известно около ста разновидностей зон, и нередко раздаются жалобы, что их слишком много. Разумеется, много, так как отсутствие единого классификационного принципа привело к появлению бесчисленных синонимов (опель-зоны, комплекс-зоны, совместно — предельные и политаксонные зоны, фаунизоны и т. п.). В результате, существующие зональные категории большей частью излишни.

Принципиально различаются зоны по одному признаку (аутозоны) и по комплексу признаков (синзоны). Аутозон может быть столько, сколько насчитывается анализируемых признаков — чем больше, тем лучше, так как классификационный принцип гарантирует от номенклатурных излишеств. К тому же в сфере внимания каждого специалиста оказывается ограниченный набор зон по интересующим его признакам: литологическим, минералогическим, геохимическим, палеомагнитным, палеонтологическим и т. д. На первых стадиях анализа зоны красноцветов и сероцветов не менее важны, чем изотопные, так как и цвет и изотопный состав элементов — интегральные признаки, зависящие от совместного действия многих факторов. Столь же информативны ритмозоны (по характеру ритмичности).

Среди палеонтологических зон наименее удачны традиционные видовые или комплексные предельные зоны, так как не только стратиграфические пределы вида зависят от полноты летописи и времени, затраченного на коллектирование, но и видовые определения в той или иной степени субъективны (морфоэкологические группировки, на-

зываются видами, в принципе различимы, но способность распознать их зависит от общих теоретических установок и личного опыта систематика). Предпочтительны фенозоны — по преобладающему состоянию (фену) того или иного морфологического признака и экозоны — по экологическим сообществам.

Мы обсуждали стратиграфическое значение фенов в начале раздела. Фенозоны могут быть определены как этапы развития феноклин—интервалы стабилизации определенных отношений между фенами. Простейший пример фенетической изменчивости, имеющей стратиграфическое значение,—это колебания размеров диатомовой водоросли *Coscinodiscus nodulifer*. С помощью независимых изотопных реперов показано, что они происходят синхронно в различных частях обширного ареала и, по-видимому, контролируются главным образом температурой [Burckle et al., 1981]. Аналогичные колебания размеров наблюдаются и у планктонных фораминифер. Они отражают периодическое распространение — ограничение холодных водных масс, несущих более крупные формы [Malmgren, Kennett, 1982]. Более сложное детерминированный признак — соотношение право- и левозавитых форм — зависит как от прямого воздействия температурных условий, так и от их косвенного влияния на конкурентные отношения в популяциях и между ними (рис. 18). Тем не менее известны примеры успешного использования этого признака в широких стратиграфических корреляциях. Установлены, например, синхронные изменения направления завивания в популяциях *Pulleniatina*, населяющих различные океа-

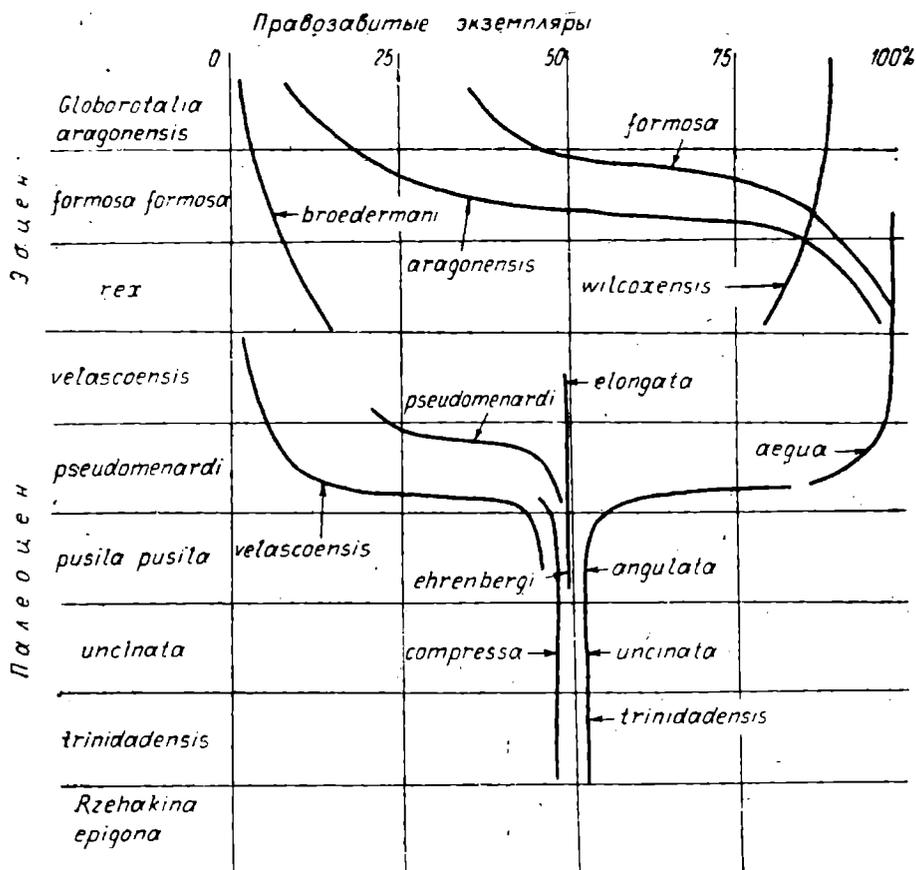


Рис. 18. Дивергенция право- и левозавитых форм в эволюционных линиях планктонных фораминифер [Bolli, 1957]

ны, в интервале 6—3,6 млн. лет [Saito, 1976]. После 2,3 млн. лет они происходят диахронно в Атлантике и Индо-Пацифике в связи с их разобщением и температурной дивергенцией.

Отношения между фенетической изменчивостью и таксономией довольно сложны. Фен, характерный для какого-то вида, может впервые появиться в популяциях, относимых к другому виду. Его частота может возрасти до довольно высокого уровня, и все же систематик не решается выделить особый вид. Последнее происходит чаще всего в тех случаях, когда 1) фен из редкого превращается в доминирующий по всему ареалу или 2) происходит географическое обособление фенов (обычно экотенов в связи с дифференциацией условий и переходом мозаичного распределения в зональное). Например, в раннемиоценовых популяциях *Globototalia miozea* появляются отдельные килевые формы, их превращение в доминирующий фен происходит лишь в среднем миоцене и служит одним из поводов для выделения дочернего вида *G. conoidea*. В популяциях последнего встречаются конические и куполовидные формы. Их соотношения во многих случаях изменчивы и не имеют таксономического значения, однако популяции с доминированием конических форм некоторые исследователи выделяют в особый вид — *G. conomiozea*. Экологический смысл диморфизма по этому признаку не вполне ясен. Однако фены другого диморфного признака — икрустации раковины — связаны с глубиной обитания и имеют тенденцию к разобщению в связи с дивергенцией водных масс. По ним различают виды *G. conoidea* и *G. miotumida*, в остальном очень близкие и проявляющие гомологическую изменчивость.

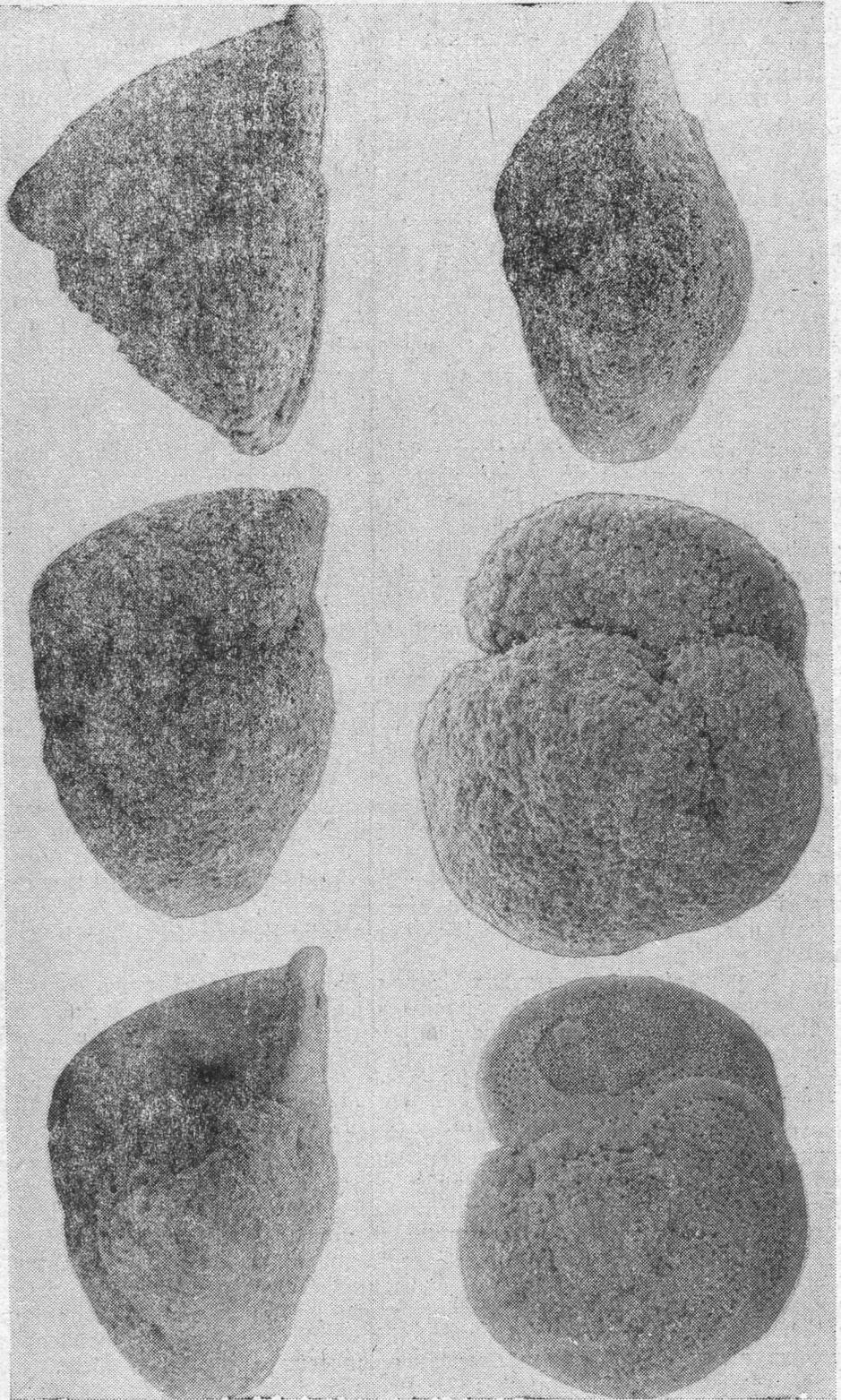
На рубеже миоцена и плиоцена киль снова редуцируется. Тогда же происходит обособление конических и куполовидных вариантов *conoidea*, которые теперь получают статус видов. Эти события описаны Дж. Скоттом [Scott, 1983; и др.] (рис. 19) в новозеландском неогене; но по тому же сценарию, с небольшими отклонениями, они развивались и в Южной Атлантике.

Подобные исследования позволяют лучше понять природу видообразования и оценить стратиграфическое значение таких событий, как «первое появление вида».

Экозоны соответствуют интервалам стабилизации сообщества или системы сообществ. Это область выдвижения и проверки экологических гипотез, на которых основана корреляция [Красилов, 1971; Красилов, Алексеенко, 1977].

Объединение аутозональных схем в единую синзональную систему требует анализа ковариации стратиграфических признаков. В этом направлении уже проделана большая работа, постоянно сопоставляются зоны, выделенные по различным группам организмов, изотопным, литологическим и другим критериям, но выводы о наличии или отсутствии ковариации, совпадении или несовпадении числа и объема зон, их границ не всегда убедительны, так как исследователи, по-разному подходящие к выделению зон, получают в принципе несопоставимые результаты. Необходимым условием должно быть единое понимание зон и интерпретация их соотношений на каузальной основе. Несовпадение зон различного обоснования не препятствует их объединению в единую систему и даже может дать дополнительные корреляционные уровни (например, какое-то событие может быть помещено выше верхней границы фораминиферовой зоны, но ниже верхней границы неточно совпадающей с нею нанопланктонной зоны). Математические методы анализа ковариации стратиграфических признаков изложены в работах [Malmgren, Kennett, 1973; Prentice, 1980].

Если границы аутозон по разным признакам совпадают (чаще наблюдается не точное совпадение, а сгущение рубежей в более или



менее узком интервале), то естественно заподозрить радикальное изменение различных систем, контролирующих осадконакопление. Именно на рубежах синзон следует в первую очередь искать реперы с максимальными корреляционными потенциями. Таким образом, реперный и зональный анализы взаимосвязаны и дополняют друг друга.

В отечественной стратиграфической практике употребляются подразделения частного и комплексного обоснования, примерно отвечающие нашим ауто- и синзонам. К первым относятся зоны (хронозоны), лоны (провинциальные зоны) и в значительной мере горизонты (Стратиграфический кодекс СССР рекомендует выделять их по палеонтологическим признакам), т. е. подразделения международной и региональных шкал, тогда как вторые включают лишь местные подразделения — свиты, серии и комплексы.

Не говоря уже о том, что столь резкие различия в подходах к местному и региональному стратиграфическому делению едва ли оправданны, не существует четкого представления и о том, что такое «место» и тем более «регион». Границами этих выделов могут быть современные географические, политические, административные рубежи и даже границы съемочных планшетов (Сахалин — сейчас более или менее естественный регион, в прошлом был частью протяженной островодужной системы; различия в стратиграфических схемах этого острова и Хоккайдо зачастую не имеют других причин, кроме политических). Так называемые «структурно-фациальные зоны» не соответствуют геологическим регионам, их конфигурация меняется от эпохи к эпохе, да и сами они зависят от стратиграфии. Тектоническое районирование ориентируется на «главную» складчатость и не выглядит естественным для предшествующих ей эпох.

Более естественны границы седиментационных бассейнов, которые могут быть определены как области устойчивого погружения с относительно однородными условиями. Поэтому лучше было бы говорить не о «региональной» и «международной» (причем тут народы?), а о бассейновой и планетарных шкалах. Такие бассейны, как Западно-Сибирское эпиконтинентальное море или Капская котловина, выражены достаточно отчетливо, хотя почему бы, например, не иметь общих стратиграфических подразделений в Западно-Сибирском и Енисей-Хатангском бассейнах?

Логика экостратиграфии подсказывает следование естественным выделам биосферы, наиболее крупными из которых являются континенты и океаны, а в их пределах — биомы и природные (ландшафтно-климатические) зоны. Соответствующие стратиграфические термины предложены А. Н. Криштофовичем [1945 г.] и приведены ниже с небольшими изменениями:

Выдел	Стратон	Примеры
биосферы		
Континент,	Эпейритема	Гондванская,
океан		Тетическая
Биом	Эвритема	Тунгусская,
		Карру
Природная	Синклез	Верхоянский,
зона		Таврический

Рис. 10. Различные морфотипы фораминифер из группы *Globorotalia miozea*. Внизу — две формы *sopioidea*, средний миоцен; в середине — соответствующие варианты *sphericomiozea*, верхний миоцен; вверху — вентрально выпуклая форма *topis* (слева) и двояковыпуклая *pliozea* [Scott, 1983] (фотографии любезно предоставлены проф. Дж. Скоттом)

Биосфера едина, и все стратиграфически значимые события планетарны, но по своим последствиям и реперной роли они неравноценны. Многолетняя практика показала, что в планетарном масштабе прослеживаются реперные события, определяющие ярусы, тогда как зоны распознаются чаще всего в пределах синклиза или эвритемы, реже — эпейритемы и в исключительных случаях глобально. Но резкой границы между ними нет. Выделение абстрактных «хронозон» и конкретных зон, или лон,— дань теоретическим установкам, противопоставляющим естественную региональную стратиграфию условной «международной» и восходящую к тому времени, когда говорить о планетарных событиях считалось дурным вкусом (гл. II). Существуют абстрактная хроностратиграфическая шкала и реальные, картируемые «геологические тела» (практически чаще всего цветные и гранулометрические зоны). Мы не надеемся сразу поколебать столь устоявшиеся воззрения, но не стоит ли задуматься над тем, оправданны они или только привычны? В итоге мы приходим к следующим выводам.

1. Стратиграфия изучает естественную упорядоченность слоев, возникающую в результате взаимодействия систем различных иерархических уровней.

2. Слоеобразование развивается в пределах биосферы, взаимодействующей с тектоносферой, которая в свою очередь получает импульсы развития от космических взаимодействий, вызывающих периодические орбитальные возмущения и деформации геоида.

3. Далее импульсы развития распространяются от латеральных и вертикальных смещений блоков земной коры к эвстатическим и климатическим колебаниям, воздействующим на все биоценозы, в которых изменяется структура, продуктивность, общая направленность естественного отбора и происходят макроэволюционные события.

4. Все вышеизложенные процессы прямо или косвенно влияют на осадконакопление, определяя такие общие свойства седиментационного процесса, как направленность, прерывистость, периодичность. Эти свойства отражены в структуре слоистой толщи.

5. Стратиграфическое исследование геологического разреза сводится к выявлению направленности изменения стратиграфических признаков различных категорий, цикличности и полицикличности, реперов и зон как свидетельств прерывистости развития седиментационной системы. На этой стадии исследование ведется параллельно несколькими методами, каждый из которых дает свои клины, циклы, реперы и зоны. Из этого не следует, однако, что должны быть разработаны автономные лито-, био-, магнито- и прочие стратиграфии. Все элементы стратиграфической упорядоченности, выявленные разными методами, интегрируются в одну экостратиграфическую схему.

6. Не рекомендуется выделение «геологических тел» на литологической основе в качестве основных картировочных единиц, которым палеонтологические и другие признаки придаются для корреляции со стандартной («международной») шкалой. Подобные «тела» лучше считать литозонами, не имеющими принципиальных преимуществ перед аутозонами других типов. Для крупномасштабного геологического картирования предпочтительны синзоны и реперы, выявляемые по ряду признаков в процессе интеграции аутозональных схем.

7. Корреляционное значение репера или зоны не остается постоянным, а меняется с накоплением данных и в зависимости от интерпретации. Репер, выделенный в качестве местного или регионального, может со временем превратиться в планетарный, и наоборот. Поэтому разграничение местных, региональных и планетарных шкал носит преходящий характер. Планетарное подразделение складывается из местных подразделений, а не существует независимо от них.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЛЕДОВ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА  
В СТРАТИГРАФИИ

При историко-геологических и палеогеографических исследованиях под палеоклиматом понимается «средний климат» какого-либо подразделения общей или местной геохронологической шкалы, т. е. исследователь работает в рамках уже готовой био- или литостратиграфической основы, и его внимание сосредоточивается на возможностях интерпретации климата прошлого.

Изучение следов изменения климата прошлого в стратиграфических целях — климатостратиграфия — новое направление в геологии, возникшее в последние два десятилетия. Настоящая глава является одним из самых первых обобщений в этой области.

Климатостратиграфия развивалась преимущественно в области четвертичной геологии, которая широко использовала следы изменения климата для стратиграфического расчленения и корреляции молодых континентальных отложений ледниковой и перигляциальной зон [Яковлев, 1955; Цейнер, 1963; Марков и др., 1965]. Считалось, что климат четвертичного, или ледникового, периода отделен от остального фанерозоя небывало резким рубежом [Шварцбах, 1982], и потому к стратиграфии плейстоцена требуется особый подход. Исследования глубоководных осадков океана показали ошибочность этого представления.

Огромный фактический материал в виде разрезов скважин глубоководного бурения и десятков тысяч колонок показал, что 1) стратификация морских отложений в такой же степени несет следы колебания климатической обстановки, как и стратификация континентальных отложений, 2) тончайшие климатические флуктуации, длительно — в десятки и единицы тысяч лет, прослеживаются в глубь времен, вплоть до среднего миоцена, 3) выявление и прослеживание их зависят только от уровня применяемой методики, который в последнее время стал достаточно высоким. Поэтому климатостратиграфию в известной степени можно считать синонимом «тонкой», внутриарусной и даже внутрizonальной, стратиграфии.

Ниже кратко излагаются основные принципиальные положения климатостратиграфии. Общие проблемы климатостратиграфии освещены в ряде обзорных работ [Зубаков, Борзенкова, 1983; Шопф, 1982; Практическая стратиграфия, 1974], в которых читатель найдет полную библиографию по данной тематике. В настоящей работе основное внимание уделено проблемам тонкой межрегиональной корреляции и разработке общей климатохронологической специализированной шкалы. Эти исследования надо рассматривать как одно из направлений в разработке каузальной системы стратиграфических представлений [Красилов, 1977], отличающихся от хроностратиграфической системы, декларированной Х. Хедбергом [Международный стратиграфический справочник, 1978 г.]<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Библиографические ссылки, данные с буквой «г», см. в указанных обзорных работах.

# 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ

## Основные черты современного климата

Климатостратиграфия как система методов и приемов, направленная на выявление межрегиональных маркеров (референтных слоев), соответствующих субглобальным климатическим событиям прошлого, полностью опирается на принцип актуализма, т. е. на те закономерности, которые связывают современное и голоценовое осадконакопление с существующим ныне климатическим режимом. Поэтому климатостратиграфический анализ целесообразно вести от настоящего времени к прошлому.

Как известно, приход солнечной радиации зависит от широты, а ее отражение (альbedo) — от характера подстилающей поверхности. Основным аккумулятором солнечного тепла является поверхность океана в поясе между 80° с. ш. и 30° ю. ш., где поверхность воды нагревается до 33°С — геологически постоянной температуры равновесия, определяемой удельной теплоемкостью воды и действием механизма отрицательной обратной связи<sup>2</sup>. Высокие широты имеют постоянный дефицит тепла. В умеренных широтах наблюдается резко выраженный сезонный характер теплового баланса континентов. Работа климатической машины сводится, таким образом, к перераспределению тепла по широтам, а также между океанами и континентами. Избыток тепла от тропиков переносится к полюсам в виде теплых воздушных масс, теплых морских течений и скрытого тепла водяного пара [Будыко, 1980; Монин, Шишков, 1979].

В течение геологического времени механизм теплообмена менялся (см. с. 114). В настоящее время он является существенно ветровым (поверхностные течения в океане тоже вызываются ветрами) и определяется наличием огромного температурного градиента экватор—полюс: для северного полушария летом 28,2°С, зимой 59,7, а для южного — летом 40,2, зимой — 74,2 при средней годовой температуре для всей Земли 14,2°С [Монин, Шишков, 1979]. Ясно, что указанные температурные градиенты воздуха поддерживаются температурным градиентом водных масс океана в низких и высоких широтах, составляющим 25° для северного полушария и 28° для южного. В свою очередь, постоянно низкая температура сезонной термоклины океанских вод высоких широт (от 2 до —1,4°С) поддерживается двумя факторами: наличием морских льдов и сложившейся за геологически длительный период плотностной и температурной стратификацией вод океана. Известно, что уже на глубинах в 300 м температура вод океана снижается до 10°С, а в придонных частях до 2... —1°С, составляя в среднем для Мирового океана 5,7°С [Монин, Шишков, 1979].

Таким образом, в настоящее время средняя температура океана более чем в два раза ниже среднегодовой температуры воздуха (14,2°С). Именно этот фактор и определяет характерные черты современной системы атмосферной циркуляции: резко выраженные широтная климатическая зональность и муссонная и циклоническая циркуляция и в целом высокая степень неустойчивости («неединственности») климатических режимов. Последнее обстоятельство предопределяет также и высокую степень «чувствительности» современного климата к колебанию количества приходящей солнечной радиации, связанному с изменением астрономических параметров земной орбиты и вулканической активности [Будыко, 1980; Кондратьев, 1980].

Итак, современный климат Земли определяется тремя группами

<sup>2</sup> Последняя проявляется в форме тайфунов, перемешивающих поверхностные и глубокие воды океана и возникающих только там, где температура поверхности воды превышает 26°С [Шопф, 1982].

факторов: 1) астрономическими влияниями, обуславливающими короткопериодическую ритмику климатических процессов; 2) распределением по широтам суши и океана, рельефом материков и другими статическими закономерностями; 3) динамикой процессов атмосферной и океанской циркуляции, носящих, как считают, во многом вероятностный характер. Ясно, что с точки зрения стратиграфии наибольший интерес представляют временные закономерности изменения климата, т. е. периодические смены режима, определяющие временную структуру палеоклимата. Эмпирическое раскрытие последней, собственно говоря, и является целью климатостратиграфии<sup>3</sup>.

### Основные понятия и термины

В климатологии под «климатом» понимается «статистический ансамбль состояний, проходимых системой атмосфера—океан—суша за период в несколько десятилетий» [Монин, Шишков, 1979, с. 5]. Для понятия «палеоклимат» статистический подход невозможен ввиду приближенности и условности его количественных характеристик. «Палеоклимат» — это качественное заключение о характере климатической зональности, градиентах температурных колебаний и режима осадков и выветривания, выведенное косвенным путем из анализа особенностей осадочного разреза и содержащихся в нем органических остатков.

Следует различать локальный палеоклимат и межрегиональные (общие) палеоклиматические события. Локальный палеоклимат — это выведенный «средний характер» климата для того или иного местного стратиграфического подразделения (слоя, свиты и т. п.). Палеоклиматическое событие — это конкретное геологическое явление, сигнал об изменении во взаимодействии геосфер, который прослеживается межрегионально и может быть принят за уровень синхронизации.

Климатические события могут быть двух типов: «события-катастрофы» и «события-ритмы». Первые проявляются резко (как бы случайно) на однородном климатическом фоне, например короткое похолодание, вызванное западноантарктическим ледниковым сердцем в голоцене. Вторые выступают в единой временной последовательности с другими сходными предшествующими и последующими событиями. Ясно, что вторые представляют большую ценность для климатостратиграфии, в особенности потому, что ритмические колебания легко таксономизируются.

Как правило, климатические ритмы и соответствующие им циклы имеют структуру, состоящую из двух частей — криомерной и термомерной. В стратиграфической практике именно криомеры и термомеры (а не циклы) принимаются за основные климатостратиграфические единицы. В четвертичной геологии среди криомеров выделяют три таксона — ледниковые, стадияльные и фазиальные слои, среди термомеров соответственно — межледниковые, межстадияльные и межфазиальные слои. Однако за пределами плейстоцена такая терминология не подходит. Поэтому субглобально прослеживаемые криомеры и термомеры, включаемые в общую климатостратиграфическую шкалу проектом дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР [Ритмостратиграфические подразделения, 1982], предлагается именовать климатемами. Выделяются шесть таксонов климатемов: трендклиматем (ТКТ),

<sup>3</sup> Для палеоклиматологии временная структура климата, наоборот, является лишь началом исследования, цель ее — выяснение генезиса климата, закономерностей его развития в прошлом и прогноз трендов на будущее. Однако без климатостратиграфии современная палеоклиматология развиваться не может.

мета- (МКТ), гипер- (ГКТ), супер- (СКТ), орто- (ОКТ) и наноклиматом (НКТ).

### Методы климатостратиграфического расчленения разрезов

Климатостратиграфическое расчленение разрезов базируется на комплексе методов и данных. В основу его могут быть положены как визуально выделяемые циклы (в ленточных глинах, почвенно-лессовых сериях, эвапоритовых и гляцио-флювиальных толщах), так и «скрытые» климатические ритмы, устанавливаемые косвенным путем, с помощью палинологического, диатомового (и т. п.) видов анализа в литологически однородных толщах. В первом случае выделяются местные геостратиграфические [Зубаков, 1969 г.] подразделения, именуемые также «стратогенами» [Практическая стратиграфия, 1974], — морена, почва, лёсс, терраса (с географическим названием). Во втором случае — обычные микропалеонтологические экозоны (ценозоны, биомеры), которые также следует рассматривать либо как местные, либо как региональные подразделения.

В процессе климатостратиграфического расчленения используется множество методов, в том числе и новые. Все их можно разделить на четыре группы: 1) литолого-фациально-генетические, 2) эколого-палеонтологические, 3) геохимические, 4) изотопные методы [Руководство ..., 1976; Практическая стратиграфия, 1974; Изменения климата, 1980; Шопф, 1982; Верзилин, 1979; Пуннинг, Раукас, 1983].

Остановимся на описании некоторых новых и важных особенностей методики.

Среди литолого-фациально-генетических методов особую роль начинает играть изучение макро- и микротекстурных особенностей отложений, позволяющее делать более обоснованные заключения о генетической природе осадков и тем самым о климатическом режиме времени их накопления. Методы текстурно-генетической диагностики наибольшее развитие получили при исследовании постоянно мерзлых толщ с их полигонально-жильными льдами [Попов, 1967; Палеокриология... 1973 г.; Каплянская, Тарноградский, 1974 г.; Washburn, 1980 г.], моренных образований [Лаврушин, 1976 г.]; микротекстурные приемы исследования погребенных почвенно-лессовых серий обобщены М. Ф. Векlichem и др. [1979 г.].

Из ряда эколого-палеонтологических методов особо ценные результаты дают палинологический метод [Гричук, 1978 г.], диатомовый анализ [Алешинская, 1972 г.], изучение фауны грызунов [Маркова, 1982], пресноводных моллюсков [Чепалыга, 1980 г.], а также изучение известковистых планктонных фораминифер и кокколитофорид [Четвертичные отложения..., 1982]. Во всех этих методах используются статистические оценки встречаемости видов (родов), что позволяет реконструировать в пространстве и времени миграции животных и растительных зон и тем самым надежно обосновать климатические флуктуации разного масштаба.

На базе фораминиферового анализа возникла методика прямого расчета температур, осадков и других палеоклиматических параметров. Делается это с помощью факторного анализа. Из комплекса органических остатков путем тщательного изучения экологии выбираются виды, наиболее тесно связанные с каким-либо одним климатическим параметром (например, температурой самого теплого или самого холодного месяца, соленостью и т. д.). Таким образом, выделяются группы видов, характеризующие разные факторы среды. После этого процентные соотношения показательных видов и их групп, полученные в результате статистической обработки данных, заменяются с по-

мощью «функции переноса» количественными показателями [Imbrie et al., 1973; Keller et al., 1982; и др.].

Сходная методика разрабатывается для перевода в количественные климатические показатели и палинологических данных. При этом были предложены метод аэральных климатограмм [Гричук, 1969 г.], «зональный метод» поквadratного переноса современных климатических параметров на сходные растительные формации голоцена [Савина, Хотинский, 1982 г.], разные варианты статистической обработки спорово-пыльцевых диаграмм методом «функции переноса» [Webb, Bryson, 1972 г.; Климанов, 1976, 1982 гг.; Бурашникова и др., 1982 г.; Муратова и др., 1979 г.].

Из группы геохимических методов следует выделить наиболее продвинувшуюся методику оценки температур по соотношению Ca и Mg в кальцитовых раковинах морских моллюсков [Дорофеева, 1981 г.; Ясманов, 1980; Краснов, Позднякова, 1982 г.] и метод карбонатных кривых для глубоководных морских осадков [Haas et al., 1969 г.]

Изотопные методы, в особенности метод изотопно-кислородной термометрии, детально описанный во многих руководствах [Руководство ..., 1976; Изменения климата, 1980; и др.], сыграли особо важную роль в развитии климатостратиграфии. Трудрами Эмилиани, Савина, Шеклтона, Дюплесси, Таннела и других в последние два десятилетия была создана изотопная стратиграфия кайнозойских глубоководных осадков океана (библиографию по этому вопросу см. [Зубаков, Борзенкова, 1983]).

### Принципы и методы климатостратиграфической корреляции

Стратиграфическая корреляция отложений, в том числе морских с континентальными, по следам климатических событий — это то главное, ради чего создается климатостратиграфия. Безусловно, что следы климатических перестроек сами по себе не обладают уникальностью. Это лишь «сигналы» пространственно-временной координации в биосфере, причем максимально изохронные, которые можно сравнить с сигналами «точного времени», посылаемыми каждый час. По ним можно проверять часы, если они идут, но нельзя определить время суток, нельзя «поставить часы». Поэтому климатемы и их границы нужно уметь опознавать с помощью дополнительной стратиграфической «характеристики», несущей информацию об уникальности данного рубежа хотя бы в региональном масштабе. Иными словами, при климатостратиграфических корреляциях необходимо комплексирование данных различных методов, которое обеспечивало бы соблюдение принципа взаимозаменяемости признаков [Мейен, 1974].

Наилучшие результаты в «тонкой» стратиграфической корреляции достигаются при одновременном использовании палеоклиматических, палеонтологических и палеомагнитных реперов. В качестве первых используются сигналы о климатических катастрофах и ритмические смены климатического режима, которые обычно представляют скачкообразные переходы, именуемые терминантами [Broecker, Van Donk, 1971 г.], если речь идет о переходе к потеплению. В качестве климатических рубежей могут выступать самые разнообразие границы, например, в континентальных разрезах — уровни появления мерзлотных текстур или термокарста, подошвы почв и морен, смены спорово-пыльцевых спектров, появление грызунов-мигрантов и т. д.; в глубоководных разрезах — миграционные смены зональных микрофаунистических комплексов, морфологические изменения в раковинах «сдвиги» в кривых содержаниях  $\text{CaCO}_3$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ , резкие изменения глубины карбонатной компенсации, hiatusы, интервалы растворения

карбонатов, изменения гипсометрического положения береговых фаций и т. д.

Эти рубежи могут быть надежно «опознаны» либо по приуроченности их к той или иной биостратиграфической зоне по одной из существующих специализированных биостратиграфических шкал (по млекопитающим, планктонным или бентосным фораминиферам, кокколитофоридам и т. д.), либо непосредственно по «датирующим уровням» (*datum plains*), т. е. по первому или последнему эволюционному появлению каких-либо видов. Обычно палеоклиматические рубежи можно увязать сразу с несколькими датирующими уровнями. Такие пучки позволяют выделять особо достоверные референтные уровни, свидетельствующие о большем таксономическом ранге рубежей.

Особо важным представляется совместное использование палеоклиматических и палеомагнитных реперов. Они действительно нередко совпадают. И совпадение это едва ли случайно. Вопрос о причинной связи климатических колебаний с изменениями геомагнитного поля неоднократно обсуждался [Vuccha, 1980 г.; Wollin et al., 1971, 1981 гг.], но еще далек от решения. Для климатостратиграфии важен сам факт того, что в ряде случаев геологический возраст палеоклиматических рубежей может быть опознан по диагностическим признакам геомагнитной инверсии (так, достаточно индивидуальный экскурс Блейк, 110 тыс. лет, позволяет опознавать близкую по возрасту нижнюю границу вюрмского ортоклимата) или же по рисунку геомагнитных зон в разрезе.

Надо сказать, что палеоклиматические и геомагнитные реперы являются единственными, которые прослеживаются и в морских и в континентальных разрезах. Параллельное выявление этих реперов обеспечивает им взаимный контроль. С опытом комплексированного использования климатических, геомагнитных и биологических реперов применительно к позднему кайнозою можно ознакомиться по статьям:

Berggren et al., 1980; Horacek, 1981; Зубаков, 1982 г.; Kelliel et al., 1982.

#### Статус климатостратиграфической шкалы

Используемая в настоящее время стандартная (общая международная) стратиграфическая шкала по своему содержанию наполовину искусственная хроостратиграфическая система (классификация). И, судя по содержанию Международного стратиграфического справочника [1978 г.] и ряда международных решений (о границах силура и девона, плиоцена и плейстоцена), она будет приобретать все более искусственный характер. Между тем, несомненно, что геологическая практика и теория все более нуждаются в естественных, быстро совершенствующихся гибких стратиграфических шкалах — периодизациях. Они должны создаваться и уже создаются. Климатостратиграфическая шкала является одной из них. Возникает вопрос: каким может быть ее статус?

По мнению автора, несогласованный подход к разработке естественных геосторических периодизаций приведет к большим издержкам. Принципы таких схем надо обсуждать в широкой аудитории специалистов и вырабатывать более или менее приемлемую для большинства терминологию. Поэтому эти схемы должны идти через Межведомственный стратиграфический комитет и рассматриваться где-то чуть выше рабочих схем. Автор предлагает для таких схем, а точнее периодизаций, поскольку они строятся с учетом хронометрических данных, статус «специализированных стратиграфических схем — периодизаций» с единой унифицированной терминологией, но свободной таксономией и номенклатурой [Ритмостратиграфические подразделения, 1978; Зубаков, 1981 г.].

Специализированные шкалы (климатостратиграфическая, магнито-стратиграфическая, биостратиграфическая по отдельным группам организмов) не заменяют общей, стандартной шкалы, но, будучи естественными, каузальными классификациями, могут применяться параллельно ей, служа другим целям. Так, целью разработки специализированной климатостратиграфической шкалы, а точнее климатохронологической периодизации, является не только создание инструмента тонкой межрегиональной стратиграфической корреляции, но и выявление временных закономерностей развития климата и через них истории взаимодействия геосфер Земли. Таким образом, климатостратиграфия должна работать и на геологию и на палеоклиматологию.

## 2. КЛИМАТОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ

Общим свойством информационных систем является ретроспективная потеря информации, поэтому в геологической летописи ближайшие к нам события представлены значительно богаче, со многими деталями. Знание деталей для теории и практики подчас важнее значительных, но более удаленных событий. История климата в этом отношении может быть поделена на пять равных по информационной важности, но разновеликих интервалов: 1) последледниковый, или голоценовый (последние 13—18 тыс. лет); 2) плейстоценовый (последние 1,2 млн. лет); 3) плиоценовый (последние 7—8 млн. лет); 4) ледниково-позднекайнозойский (последние 15 или 38 млн. лет) и 5) допозднекайнозойский. Они отличаются друг от друга не только по характеру климатического режима, но и по точности измерения климатических событий. Последняя составляет для интервала (1)  $\pm$  десятки и сотни лет, (2)  $\pm 1$ —10 тыс. лет, (3)  $\pm 50$ —100 тыс. лет, (4)  $\pm 0,5$  млн. лет и для интервала (5)  $\pm$  миллионы лет.

### Шкала наноклиматемов для последних 17 тыс. лет

Страторегионом для климатохронологического расчленения позднеледникового времени является Скандинаво-Балтийский район. Здесь сложилась палинологическая схема Блитта—Сернандера, детализированная позже Нильсоном. Н. А. Хотинский [1977 г.] принял ее за основу при палиностратиграфическом расчленении голоцена СССР. Однако палинозоны по своей природе являются местными подразделениями, и добиться изохронности их границ от района к району при изменении самого типа спорово-пыльцевых диаграмм на практике довольно трудно [Godwin, 1966 г.]. Группа скандинавских исследователей [Mangerud et al., 1974 г.] и М. И. Нейштадт [1983 г.] предложили перейти на конвенциональную хронометрическую шкалу с разбивкой голоцена на пять подразделений с рубежами в тысячу лет: SA/SB—2500, SB/AT—5000, AT/BO—8000 и BO/PB—9500. Такой искусственный, «по докембрийскому типу», подход к периодизации голоцена препятствует выявлению детальной истории климатических колебаний и, по мнению многих авторов, также неприемлем.

В табл. 1 представлен рабочий вариант естественной периодизации и глобальной корреляции климатических событий последних 20 тыс. лет с выделением 29 наноклиматемов (НКТ) длительностью от 200 до 1700 лет. Все подразделения установлены эмпирическим путем, оценки возраста получены осреднением имеющихся  $^{14}\text{C}$  датировок. В последовательности наноклиматемов явно проступает ритмика, но очень нестрогая. Более или менее определенно можно говорить о ритмах порядка 400—600, 1000—1200 и 2000—3000 тыс. лет.

На рис. 20, в хронологическая последовательность наноклиматемов представлена в виде кривой колебания летних температур для 55—65° с. ш. Оценка температур производилась на основании комплек-

## Хронология климатических событий последних 20 тыс. лет

Этап	Подэтап (по скандинавской номенклатуре)	Наноклиматемы: крио- и термочроны *	Событие	Оценка возраста рубежей, годы	
Катагермал (КАТ)	Субатлантический (SA) — «неогляциал»	SA4*	Потепление XIX—XX вв. Малый ледниковый век, горадильская трансгрессия Каспия	170	
		SAS		Подвижка Фернау-2	300
				Потепление средних веков	600
				Подвижка Фернау-1	800
		SA2*	Потепление викингов, дюнкерская—нимфейская трансгрессия, в Каспии — дербентская регрессия	1 200	
		SA1	Ледниковые подвижки Гошенен в Альпах, фанагорийская регрессия Черного моря	1 450	
				Гошенен-2	1 700
				Римская трансгрессия	2 500
				Гошенен-1	
	Мегатермал (МЕТ)	Суббореальный (SB)	SB4*	2-е суббореальное потепление	2 900
SB3			Подвижки Лёббен—Зимминг в Альпах, трансгрессия Турала в Каспии	3 500	
SB2*			1-е потепление, трансгрессии Псырixa—Бретагноль — стадия Лимнеа Балтики — ладожская трансгрессия	4 500	
SB1			Ледниковые подвижки Пиора—Ротмус—Стинсби—Рафаэль, регрессия Аргентон	5 300	
Атлантический (АТ) литориновая стадия Балтики		AT5*	Поздний (североатлантический — Эстра-Вро) оптимум — морские уровни Литорина-3 — Фроментайн — Нуакшот — Меллах	6 100	
		AT4	Подвижки Ларстиг — Фроснитц-2 в Альпах	6 400	
		AT3*	Уровень Литорина-2 Балтики	7 000	
		AT2	Подвижки Миссокс — Фроснитц-1 в Альпах	7 500	
		AT1*	Трансгрессия Литорина-1 — Тиррел в зал. Св. Лаврентия	7 950	
		Бореальный (BO) — анциловая стадия Балтики	BO4	Ледниковые подвижки Фробишер-Бей Венедиг (Эгессен?)	8 300
BO3*	Анциловая-2 трансгрессия				
	Вискан — Кокран —		8 500		
BO2	Кокборн, Готтхард регрессия Гавр, терраса Гоусан-1 в Каспии		8 700		
BO1*	Бореальный оптимум, потепление Тиммис-Камминг — Норт-бей Сев. Америки, Анциловая-1 терраса, кулалинская регрессия Каспия		9 900		
Пребореальный (PB)	PB4	Подвижки Даун — Акёр, Марресальское похолодание Сибири	9 300		
	PB3*	Потепление Ленгхольц — Яброяха, стадия Эхенейс (Иольдия-2) Балтики	9 600		
	PB2	Подвижки Пиоттино-Гшнитц (?) — Палю, Переяславско-питское похолодание	9 900		
	PB1*	Потепление Фрисланд — Половецкое — стадия Иольдия-1 Балтики	10 500		
	Дриасовый (DR)	DR3	Ледниковая стадия поздний Дриас — Ра-Валдерс — Грейт-лейкс — Штейнах (?) — Аякли	11 000	
AL*		Аллерёдское — Таймырское — Берелёхское — Ту-крикс 2-е потепление, Балтийское озеро	12 000		

Гли	Скл	лет	Средиземное море	Черное море и Украина										
III	6	1.18	Селиунтий / = Калабрий s. l. ago	Сицилии-Калабрии s. str - кассий КХ	Квемонатанеби-Ильичево КХ-Жеваховская фауна	Апшерон	Давлекановский КХ	Менап-Кама(?)						
	7	1.4		Эмилий ТХ	Чахвата-Крыжановка Бошерница ТХ		Икский ТХ	Ваал-Шлава						
	8	1.6		Аулла КХ Фауна Тассо	Циагубани-Березань-Долинское КХ		Демовский КХ	Збуриш-Баден-Шлаваней (?) КХ						
IV	9	1.83	Фауна Оливана	Сенеэ 2ТХ	Надарбазеви ТХ	Тегелен	Омарский ТХ	Ант. ТХ						
	10	2.12		Сантерно КХ - Купе, КА 1,9	Мерия КХ (=Тюп-Джанкой)		Мерия КХ (=Тюп-Джанкой)	Домашка-Биклянский КХ Воеводская фауна	Торн КХ					
V	11	2.22	Пьяченца	Сенеэ 1ТХ	Эцери ТХ	Ачкагыл	Аккулаевский ТХ фауна Султанаево	Ладхам ТХ						
	12	2.5		Акаутраверса КХ Сен-Валье, КА 2,5	Скурдуми		Сивер-Полва-Динский КХ	Симбугинский КХ	Претегелем-Батл-КХ					
	13	2.7		NM17			Богдановский ТХ	Зилим-Васильевский (ТХ?)	Красный край	Волтонский край				
14	2.9	Астий-Монтополи	Пантикапейский-Карболойский-Поратский горизонт	Ярковский ТХ фауна Скорцели	Кумурла КХ	Рейвер	Рибиллице КХ NM 16							
VI	15	3.05		Виллафранк s. l. - NM 16	Пантикапейский-Карболойский-Поратский горизонт			Айдарский КХ Нижнепоратская фауна	Квабевская фауна?	Кораллинов и край	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)			
	16	3.25	Сейн-Триверса-Зртур			Карламанский КХ	Кинельская и продуктивная толща		"C"-Sequoia					
VII	17	3.25	Виллафранк s. l. - NM 16	Пантикапейский-Карболойский-Поратский горизонт	Айдарский КХ Нижнепоратская фауна	Карламанский КХ	Кинельская и продуктивная толща	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)						
	18	3.65							Виаллет Марко-Симоне КА 4.2	Берешти КА 3.92	"B" Pinus-			
VIII	19	4.0	Русциний	Даккий (=Киммерий)	Севастопольский Камышбурунский ТХ	III Чебеньковский ТХ	Кинельская и продуктивная толща	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)						
	20	4.1							Табиан-фауна Перпиньян NM 15	Севастопольский Камышбурунский ТХ	III Чебеньковский ТХ	Кинельская и продуктивная толща	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)	
	21	4.4												Занклий (свита труби) фауна Отерив NM 14
22	4.5	Лаго-Маре	Севастопольский Камышбурунский ТХ	III Чебеньковский ТХ	Кинельская и продуктивная толща	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)								
IX	23						4.7	Лаго-Маре	Севастопольский Камышбурунский ТХ	III Чебеньковский ТХ	Кинельская и продуктивная толща	Брунсумский ТХ. Фауна Вольфершайм (NM15)		
	24	4.9	Верхний эвапорит	Азовский горизонт	Оскольский КХ Любимовский = Азов 2/ТХ	Кутрия ТХ (опреснение)	II Чебеньковский (КХ?)						Сустерский КХ Фауна Подлесеце NM 14	
X	25	5.2						Верхний эвапорит	Азовский горизонт	Оскольский КХ Любимовский = Азов 2/ТХ	Кутрия ТХ (опреснение)	II Чебеньковский (КХ?)		Сустерский КХ Фауна Подлесеце NM 14
	26	5.35	Алькой-Бу-рег-рег КХ	Азов 1ТХ	Эпобосфорский КХ	Иванковский ТХ	I Чебеньковский (ТХ?) N зона Чебеньки						Гардинг- (=Гардинг) ТХ	
	27	5.5												
XI	28	5.7	Фауна Ла-Альберка (NM 13)	Босфорский	(Кровли Фаленов)	Иванковский ТХ	I Чебеньковский (ТХ?) N зона Чебеньки	Гардинг- (=Гардинг) ТХ						
	29	5.9							Свита-Триполи	Босфорский	(Кровли Фаленов)	Иванковский ТХ	I Чебеньковский (ТХ?) N зона Чебеньки	Гардинг- (=Гардинг) ТХ
XII	30	6.15	Фауна Ла-Альберка (NM 13)	Босфорский	(Кровли Фаленов)	Иванковский ТХ	I Чебеньковский (ТХ?) N зона Чебеньки	Гардинг- (=Гардинг) ТХ						
	31	6.3							Бельбекский КХ	Знаменский ТХ	Бабаджан	Бредштедт (=Силт?)		
	32	6.5											Портаферский КХ	Знаменский ТХ
XII	33	6.7	Фауна-Лос-Мансуэтоэ (NM 12)	Новороссийский	Одесский ТХ	Новороссийский понт	Глиммертон							
	34	6.9						Ингулецкий КХ	Евпаторийский ТХ	Новороссийский понт	Глиммертон			
	35	7.1										Ингулецкий КХ	Евпаторийский ТХ	Новороссийский понт

\* Стратотип плиоцен-миоценовой границы в разрезе Капо-Рассело, Сицилия

Таблица 5. Климатостратиграфическое расчленение наиболее изученных региональных разрезов плиоцена и позднего миоцена



Этап	Подэтап (по скандинавской номенклатуре)	Наноклиматемы: крио- и термо-хроны*	Событие	Оценка возраста рубежей, годы					
		DR2	Стадия средний дриас (Невская?) — Таберг	12 300					
		BO*	Бёллингское—Вандермер — Новомаранское — Ту-крикс-1 потепление	12 700					
			<table style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr> <td rowspan="3" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td>Бёллинг</td> <td rowspan="3" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> </tr> <tr> <td>Подвижка</td> </tr> <tr> <td>Фьерос — (Невская?)</td> </tr> </table>	}	Бёллинг	}	Подвижка	Фьерос — (Невская?)	12 900
}	Бёллинг	}							
	Подвижка								
	Фьерос — (Невская?)								
			Агёрд—Охтинское потепление	13 100					
		DR1	Стадия ранний дриас — Рюген—Луга — Амерзее — Порт Гурон — Готигляциал	13 300					
	Преддриасовый (PD)	RA*	Раунисский (RA) — Маккиноу — Сусака межстадиал	13 800					
		PD	Стадия Лангеланд—Крестцы—Порт Брюс—Данигльциал—Шиховская терраса Каспия	15 300					
		LA*	Межстадиал Ласко (LA) — Эрийский — Табьяха—Мейендорф (?)	17 100					
	Вюрм	W3	Померанская—Вепсовская—Ниссури—Сартанская стадия, позднехвалынская трансгрессия Каспия	21 000					

са косвенных данных и, безусловно, приближительна. Для того чтобы можно было судить о степени достоверности шкалы наноклиматемов, на рисунке приведена кривая б, полученная изотопно-кислородным методом в одном разрезе. На ней 35 температурных пиков, а на кривой наноклиматемов в интервале 11 тыс. лет всего 26.

Глобальная корреляция климатических событий поздне-последнего ледникового [Зубаков, Борзенкова, 1983] свидетельствует о их синхронности. Однако при сравнении событий северного и южного полушарий, и особенно ледниковых событий и колебаний уровней озер в аридной и тропической зонах (рис. 20, б, в, д), наблюдается смещение по фазе.

Какие же из перечисленных в табл. 1 рубежей имеют наибольший стратиграфический «вес» и наиболее пригодны для межрегиональной корреляции? Очевидно, те из них, которые отделяют крупные естественные этапы в истории развития климата и природы в целом. Таких рубежей за последние 20 тыс. лет насчитывается три. Существенно, что они выделяются в континентальных и морских разрезах (рис. 20, г, и).

Первый рубеж — терминанта 16 — датируется  $14,2 \pm 0,6$  тыс. лет [Duplessy et al., 1981]. Это время самого быстрого таяния ледниковых щитов северного полушария. Деграция их началась 18—16 тыс. лет назад (рис. 20, в, г), т. е. в то время, когда солнечная радиация достигла современных значений (рис. 20, к), и к раунисскому нКР (13,6 тыс. лет) стаяло до 50% объема Лаврентьевского щита [Ruddiman, McIntyre, 1981].

Современных значений достигло на этом рубеже и содержание  $CO_2$  в атмосфере, снижавшееся в ледниковое время до 180—200 ppm [Berger, 1982]. Особый стратиграфический вес раунисскому рубежу придает экскурс геомагнитного поля Готенбург, возраст которого определяется в Швеции в 13,1—12,6 тыс. лет [Mogner, 1971 г.] и в разрезе на оз. Эри — в 14,0—11,1 тыс. лет [Creer et al., 1976 г.]. Временное совпадение климатического и геомагнитного реперов позволяет ставить вопрос о совпадении с раунисским нКТ начала голоцена.



рис. 20. Климатические события последних 20 тыс. лет:

а) выпадения сернокислого аэрозоля на Гренландском ледниковом щите (ска. Кемп-Сенчури) по данным электрозондирования, фиксирующие крупнейшие в голоцене фазы взрывной вулканической активности [Hampfer et al., 1980]; б) летние температуры воды в оз. Тиндстёде-Грёск, о-в Готланд, установленные по карбовым водорослевым остаткам изотопно-кислородным методом [Möller, 1980]; в) летние температуры воздуха над континентами в североатлантическом секторе, выведенные автором из палеогликологических и палеонтологических данных; г) датированные по  $^{14}\text{C}$  вариации изотопного состава кислорода в раковинах планктонных фораминифер *Globigerina bulloides* по керну клн. СН 73/39 С (Бискайский залив,  $54^{\circ}38'$  с. ш.— $16^{\circ}21'$  з. д.) [Duplessy et al., 1981]; д) колебания уровня Каспийского моря (по автору); е) колебания уровня Мирового океана, с учетом данных У. Ньюмена и др., Р. Файрбриджа, Н. Мернера, Д. Д. Валдохова и др. [Изменения уровня моря, 1982]; ж) 5 датированных по  $^{14}\text{C}$  волн распространения кораллов у берегов Японии и Тайвана, фиксирующих повышение температуры воды не менее чем до  $20,5^{\circ}\text{C}$  [Taira, 1979]; з) статистическая повторяемость датированных по  $^{14}\text{C}$  высоких уровней озер тропической зоны Африки; и) то же по перигляциальной зоне юго-запада США, Большой бассейн [Stretz, Grove, 1979]; к) глобальное замещение прихода солнечной радиации, отклонений от современного уровня [Kutzbach, 1981]; л) изменение содержания углекислого газа в пузырьках воздуха из ледникового керна скважин Доум «С», Доум 10, Бэрд и Кемп-Сенчури [Berger, 1982], осредненные И. И. Борзенковой; м) обобщенная кривая содержания карбонатов в датированных по  $^{14}\text{C}$  кернах многочисленных колонок глубоководных осадков вдоль западного берега Атлантики между  $31-43^{\circ}$  с. ш., характеризующая температурные условия в зоне Гольфстрима [Balsam, 1981]; н) климатические рубежи, установленные по комплексу данных для северо-восточной Атлантики: терминанта 1а и терминанта 1б [Duplessy et al., 1981].

Второй рубеж — терминанта 1а — в морском разрезе датируется  $8,8 \pm 0,5$  тыс. лет [Duplessy et al., 1981], в континентальном он совпадает с раннебореальным температурным оптимумом (8,9—9,0 тыс. лет). Очень резко он выражен в изменении уровня Каспийского моря, где ему отвечает кулалинская регрессия (рис. 20, д) и в Скандинаво-Балтийском районе, где соответствует так называемому «нулю» варво-хронометрической шкалы Де-Геера (8923 года назад) — распаду остатков ледникового щита.

Третий рубеж соответствует переходу от позднеатлантического температурного оптимума к первому суббореальному похолоданию и датируется  $5,2 \pm 0,3$  тыс. лет. Он совпадает с достижением океаном современного уровня. Средняя  $^{14}\text{C}$  дата этого события по разным побережьям составляет 5135 лет, при разбросе для разных мест — от 6—7 до 1—2 тыс. лет [Newman et al., 1980 г.].

Эти три рубежа, хорошо коррелируемые глобально, позволяют разделить историю климата последних 20 тыс. лет на четыре этапа: микротермал (MIT), анатермал (ANT), метатермал (MET) и кататермал (KAT). Терминология эта предложена Хафстенем [Hafsten, 1971 г.].

Микротермал (21—14 тыс. лет) — время очень холодного аридного континентального климата, когда температура поверхности воды в океане снижалась на  $2-3^{\circ}\text{C}$  [CLIMAP temperature..., 1976], а средняя глобальная температура воздуха — на  $6-7^{\circ}\text{C}$ . Уровень моря достигал низших отметок — 100 м около 17 тыс. лет (рис. 20, е). Наоборот, уровень воды в озерах перигляциальной зоны (Каспий, Большой бассейн, Монголия и др.) был максимально высоким за счет сдвига к югу траектории циклонов и резкого снижения испарения (рис. 20, д, и). В тропиках устанавливался аридный режим и пояс дождевых экваториальных лесов распался на отдельные рефугиумы. Микротермал в целом соответствует снижению приходящей солнечной радиации и более низкому, по сравнению с современным, содержанию  $\text{CO}_2$ , около 200 ppm (рис. 20, л, к). Современных значе-

ний солнечная радиация достигла 18 тыс. лет назад, однако биосфера прореагировала на это спустя 2 тыс. лет, и только в пределах внеледниковой зоны. Так, 15,6 тыс. лет назад на п-ове Ямал кустарниковые тундры (слои табьяха) достигают современных границ [Зубаков, 1972 г.], в то время как в Европе (слои ласко) и Северной Америке (эрийский межстадиал) климат определялся влиянием ледникового щита, и все тепло расходовалось на таяние льда.

**Анатермал** (14—9 тыс. лет) — время роста температур. Климат крайне неустойчивый, с чередованием теплых фаз, когда летние температуры превышали современные даже в Англии [Cooper, 1977 г.], и холодных, когда на обширных территориях вновь устанавливался ледниковый режим климата, но не более чем на 100—150 лет (DR I, II, III), хотя от ледниковых щитов северного полушария оставалось в то время не более 20—30% по объему. Уровень моря повышался от —90—80 до —10—20 м. Температура поверхностных вод океана за пределами тропиков оставалась низкой (рис. 20, г, м). Уровень озер в перигляциальной зоне (рис. 20, и) оставался высоким, что свидетельствует о более южных путях распространения циклонов. Вместе с тем около 11,5 тыс. лет назад, что примерно соответствует максимальному приходу солнечной радиации, резко возрастает интенсивность муссонной циркуляции — восстанавливается пояс дождевых экваториальных лесов и саванн, пустыни отступают [Sarnthein, 1982 г.; Street, Grove, 1979], а ледниковые щиты северного полушария еще сохраняются.

**Мегатермал** (9,0—5,2 тыс. лет) — время относительно ровного теплого климата, соответствующего более высокому — до 7% выше современного, но уже уменьшающемуся приходу солнечной радиации. В низких широтах Тихого океана максимально расширяется зона обитания кораллов (рис. 20, ж). Около 9—8 тыс. лет назад предельно интенсифицируется муссонная циркуляция, своего максимума достигает содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере (рис. 20, л) и исчезают последние остатки Скандинавского ледникового щита. Однако в разных широтах и секторах земного шара климат изменялся неодинаково, что наиболее наглядно демонстрируется временным скольжением абсолютного температурного оптимума голоцена, точнее, соответствующих ему фаз развития растительности от места к месту. Так, во внеледниковых широтах южного полушария он был в аллерёде (11,9—11,3 тыс. лет назад), что соответствует инсоляционному максимуму. В Южном Чили температуры лета в это время были на 4° выше современных [Heusser, Streeter, 1978 г.]. В Тихоокеанском секторе северного полушария, на Дальнем Востоке [Хотинский, 1977 г.] и на Аляске [Ritchie et al., 1983 г.] оптимум датируется 9 тыс. лет и совпадает с повышением содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере до 380 ppm. И наконец, в североатлантическом секторе температурный оптимум был достигнут между 6,0—5,5 тыс. лет назад, т. е. сразу после таяния остатков Лаврентьевского ледникового щита. Этот региональный североатлантический оптимум приходится на ниспадающие части кривых  $\Delta S$  и  $\text{CO}_2$  и по своей природе является океаническим; так как именно в это время, 5,5—4,0 тыс. лет назад, температуры поверхностных вод в Северной Атлантике (рис. 20, г, м) достигали максимальных значений.

**Кататермал** (5,2—0 тыс. лет) — время снижения тепла. Соответствует сокращению прихода солнечной радиации, хотя он все же был больше современного. Тем не менее в кататермале происходит серия существенных похолоданий, амплитудой на 55—65° с. ш. до 2—3° С. Они разделяются условиями климата, теплее современного на 0,5—1,5° С (рис. 20, б, в). Высота уровня моря и температуры поверхностных вод достигают в кататермале максимальных значений в Северной

Атлантике (рис. 20, г, м), но снижаются в Тихом океане (рис. 20, ж). Повышается уровень озер и увлажненность высоких широт [Шнитников, 1973 г.; Хотинский, 1977 г.; Варущенко, 1982 г.].

В целом три последних климатических этапа (ANT, MET и KAT) являются послеледниковыми и могут рассматриваться как модель межледниковья. На примере хорошо изученных и надежно датированных событий голоцена можно видеть следующее: 1) даже самые небольшие по длительности климатические колебания являются глобально синхронными, 2) однако амплитуды температурных колебаний для одной и той же «волны» различны от места к месту, 3) тренды осадков в интервале 14—8,5 тыс. лет были в одно и то же время противоположными в тропиках и перигляциальной зоне.

Отмеченная метасинхронность в режиме осадков не имеет ничего общего с метасинхронностью оледенений, предполагавшейся К. К. Марковым [1983 г.] и не подтвердившейся. Противоположный тренд осадков в низких и средних широтах связан с особенностями атмосферной циркуляции на протяжении ледниково-межледникового цикла. В микротермале и первой половине анатермала преобладает циклональная циркуляция, но она смещена ледниковыми щитами к линии Большой бассейн—Каспий—Монголия. В условиях максимальных значений  $\Delta S$  в первую половину «современного межледниковья» (14—6,0 тыс. лет) возрастает температурный градиент между океаном и низкоширотной сушей (океан еще относительно холоден, суша максимально прогрета), что резко усиливает муссонную циркуляцию. Происходит экспансия дождевых лесов и существенная деградация пустынь.

Во вторую половину голоценового «межледниковья», начиная с уровня 6,0 тыс. лет, с уменьшением температурного градиента океан—континенты, муссонная активность падает, а циклоническая циркуляция, наоборот, с прогреванием поверхностных вод океана в высоких широтах возрастает. Таким образом, Сахара вновь становится пустыней, а атмосферные осадки в высоких широтах растут, что приводит к возобновлению с 2,2 тыс. лет назад роста Гренландского ледникового щита и активизации горнодолинного оледенения.

Рассматривая закономерности изменения климата на примере голоценовой модели, обратим внимание на то, что фактически наблюдаемая и безусловно достоверная в своих основных чертах сложная ритмика климатических колебаний не может быть объяснена ни ходом солнечной радиации, ни изменением содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Оба эти фактора обуславливают лишь смену трех этапов — ANT, MET, KAT. Чередованию коротких похолоданий и потеплений (и следовательно, ритмов 500—600, 1000—1200 и 2000—3000 лет) надо искать специальное объяснение.

Одна из гипотез связывает короткие похолодания с уменьшением прозрачности атмосферы за счет сернокислого аэрозоля, выбрасываемого во время вулканических взрывов. На исторических примерах показано [Будыко, 1980, 1974 г.; Лэм, 1970 г.; Кондратьев, 1980], что сернокислые продукты извержений формируют в высоких слоях стратосферы аэрозольный слой, который при сильных взрывах снижает среднюю глобальную температуру на 0,5—1° на 3—7 лет (но не более). Сопоставление глобальной вулканической взрывной активности, как оно документировается в ледниковом керне Северной Гренландии (рис. 20, а), с криохронами (рис. 20, б, в) свидетельствует о синхронности этих событий. Но длительность криохронов колеблется от 100 до 500 лет, а мощность голоценовых взрывов сопоставима с бывшими в историческую эпоху [Hammer et al., 1980] и взрывом Агунга в 1976 г. Поэтому непонятно, как единичные извержения могли быть причиной таких длительных и многофазовых похолоданий, как Пиора-Рафаэль

(5,3—4,7 тыс. лет). Кроме того, некоторые взрывы не предшествуют, а следуют за похолоданиями. Например, надвиг пиоттино (9,8 тыс. лет) предшествует грандиозному вулканическому извержению, бывшему 9620 лет назад, и за которым не последовало фазы похолодания. Сказанное заставляет нас присоединиться к мнению тех [Rampino et al., 1979; Ellsaesser, 1983], кто считает и взрывной вулканизм и похолодания длительностью в сотни лет следствиями общей, пока неизвестной причины.

Обсудим здесь две гипотезы. Одна из них связывает и похолодания и вулканическую активность с внешними влияниями: а) гравитационными — «парад планет» — ритм Файрбриджа (1,0—1,2 тыс. лет) [Fairbridge, Hillaire-Marcel, 1977] и ритм приливобразования Петерсона — Шнитникова (1,6—1,8 тыс. лет) и б) солнечно-геомагнитными [Wollin et al, 1971; Bucha, 1980 г.; и др.]. Достаточно сказать, что ритм в 2,2—2,7 тыс. лет четко выделяется и в истории климата и в истории геомагнитного поля [Bucha, 1980 г.; Creet et al., 1976 г.]. Гипотеза Бухи [Quaternary..., 1982] предполагает, что перемещения виртуального магнитного поля в североатлантический сектор приводят к смещению центров действия атмосферы и изменению характера циклонической циркуляции.

Вторая гипотеза связывает короткие и резкие похолодания голоцена с ледниковыми сёрджами — катастрофически быстрыми выбросами огромных объемов льда в океан. Сёрджи возникают на приморском фронте ледниковых щитов при межледниковом повышении уровня океана [Willson, 1969 г.; Hollin, 1973 г.; Flohn, 1974 г.; Гросвальд, 1983 г.]. Согласно разным оценкам, в море могут выбрасываться объемы льда, эквивалентные 0,1—5-метровому слою океана. Обратим внимание на то, что крупнейшее в голоцене позднелидниковое похолодание, вызвавшее снижение температур в Северной Атлантике на 4—7° С [Ruddiman, McIntyre, 1981], приходится на время максимума солнечной радиации (11,0 тыс. лет). Бореальные похолодания (ВО2 и ВО4) развивались при преувеличении солнечной радиации над современной на 7° С [Kutzbach, 1981] и содержания CO<sub>2</sub> на 100 ppm. Наконец, достоверно установлено, что серия первых суббореальных похолоданий между 5,2 и 4,7 тыс. лет назад, с особой силой проявившаяся в южном полушарии, совпадает с повышением уровня океана (средняя <sup>14</sup>С дата 5130 лет). Автор склоняется к мнению, что сёрджи являются наиболее реальной причиной серии голоценовых похолоданий. При этом похолодания кататермала явно связаны с западноантарктическими сёрджами<sup>4</sup>, а похолодания анатермала — с сёрджами Лаврентьевского ледникового щита, 40% подошвы которого лежало ниже уровня моря [Гросвальд, 1983 г.].

### Шкала ортоклиматов для последнего миллиона лет

В настоящее время общепризнано, что в основу глобальной корреляции и периодизации климатических событий плейстоцена должна быть положена изотопно-кислородная шкала глубоководных осадков, разработанная Эмилиани и Шеклтоном. На основе непрерывного анализа образцов планктонных фораминифер из кернов, добытых пистонными трубками в глубоководных осадках Карибского бассейна [Emiliani, 1978] и экваториальной зоны Тихого океана [Shackleton, Opdyke,

<sup>4</sup> Интересно отметить, что потоп в шумерских легендах связывается с именем шуруппакского царя Знусадра, который на несколько поколений предшествовал Гильгамешу, жившему около 4600 лет назад [История древнего Востока, 1983 г.], т. е. если он был, то где-то в пределах 4700—5200 лет. Совпадение среднего возраста позднелидниковой поднятия уровня океана (5130 лет) с возрастом вулканического взрыва позволяет связывать шумерский потоп с этой датой.

1973], ими была получена детальная запись изменения изотопного состава кислорода океанской воды с колебаниями до 2‰ (табл. 2). Из них только меньшая часть (от 0,4 до 0,9‰) изотопного сдвига связывается с колебаниями температуры поверхностного слоя воды, а большая (1,1—1,6‰) — с периодическим увеличением объемов глетчерных льдов в ледниковых щитах, в которых концентрируется преимущественно легкий изотоп  $^{16}\text{O}$  [Буен, 1981; Изменения климата..., 1980].

Следовательно, изотопно-кислородные кривые (обзор их см.: Зубаков, Борзенкова [1983]) представляют собой инструмент регистрации глобального состояния ледниковых покровов, т. е. в конечном итоге глобального климата. В стратотипической колонке V 28—238 (Тихий океан) инверсия Брюнес—Матуяма проходит внутри 19-й изотопной стадии. Всего в ортомагнетеме Брюнес выделяется 10 стадий с легким составом воды (нечетные стадии), которые отвечают климатической обстановке, близкой современной, и 9 стадий — с тяжелым составом (четные), отвечающие оледенениям. Это количество подразделений в два—три раза больше числа оледенений и межледниковий традиционных схем.

Тщательное сопоставление возрастных рубежей стадий, определенных по интерполяции скоростей осадконакопления, а также с помощью неравновесных методов  $\text{K-Ar}$  и  $^{36}\text{Al}$ , с кривыми солнечного облучения, сделанное многими авторами [Komintz et al., 1979; Morley, Haas, 1981; и др.], привело к выводу о том, что примерно 75% отклонений изотопных кривых совпадают с кривыми солнечного облучения. Из этого следует, что колебания климата плейстоцена в основном определяются приходом солнечной радиации, колеблющейся до 10% в силу изменения орбитальных факторов, т. е. эксцентриситета орбиты ( $\xi$ ) с периодом 92, 413 и 1200—1300 тыс. лет, наклона эклиптики ( $\epsilon$ ) с периодом 41 тыс. лет и прецессии предварения равноденствий ( $\pi$ ) с периодом 21—19 тыс. лет [Цейнер, 1963; Геохронология СССР, 1974]. А если это так, то эмпирические оценки возраста рубежей изотопных стадий можно, очевидно, уточнить по так называемой резонансной методике. Результаты этих расчетов, выполненных Коминтцем, Морли и другими, суммированы в левой колонке табл. 2.

В стратиграфии континентального плейстоцена за последние 10 лет достигнут также большой прогресс, и в основном за счет климатостратиграфии. При детальных съемочных работах, ведущихся с использованием новой методики, во всех регионах нашей страны устанавливается значительно большее число климатостратиграфических подразделений, чем это принято в региональных и унифицированных стратиграфических схемах, утвержденных в 1982 г. Поэтому вопрос о разных количествах подразделений в схемах глубоководного и континентального плейстоцена (что обычно используют лица, скептически относящиеся к изотопным данным) не возникает. Теперь приходится думать о том, как конкретно скоррелировать новые климатостратиграфические данные, полученные в глубоководном и континентальном разрезах.

Первый опыт климатостратиграфической корреляции «суша—море» был предпринят Г. Куклой [Kukla, 1977] и продолжен Зубаковым и Борзенковой [1983]. В отличие от биостратиграфии, для которой корреляция «суша—море» представляет, как известно, чрезвычайные трудности, современная климатостратиграфия вполне подготовлена к решению указанной проблемы, поскольку климатические ритмы выделяются и в море и на суше. Следовательно, их можно относительно просто сопоставить, если изучать непрерывные разрезы переходной, т. е. шельфовой, зоны, прежде всего в пределах поля развития морских отложений на прибрежных равнинах континентов, где действуют и морская и континентальная методики расчленения.

Океан		СКТ	Морская зона		Лессовая зона		Европа		Ледниковая зона		Северная Азия	
Изоляционные этапы (СКТ) тыс. л.	Понтийская - новобавинская регрессия		Неотиррен-сирож тр	Прилуцкая почва	бузский лесс	висла - балдай	Норильск - сарган	Северная Азия	Бореальная трансгрессия	карга (- казанцево II)	Зырянка (- ениси?)	пулково (- казанцево I)
4 (50?)	Пангея	0	Капангастская ст.	Неотиррен-сирож тр	Прилуцкая почва	бузский лесс	висла - балдай	Норильск - сарган	карга (- казанцево II)	Зырянка (- ениси?)	пулково (- казанцево I)	
5 (5e)		W	Трансгрессия	Буртаская рг	Тямянский лесс	Таро Мезинский лк	Зем II - таубат (черо)	Бореальная трансгрессия	Зем II - таубат (черо)	Зырянка (- ениси?)	пулково (- казанцево I)	
6		I	Капангастская ст.	Буртаская рг	Тямянский лесс	Таро Мезинский лк	Варта (- калинин? москва?)	Бореальная трансгрессия	Варта (- калинин? москва?)	Зырянка (- ениси?)	пулково (- казанцево I)	
7		R-W	Капангастская ст.	Эотиррен - эльтиген тр	Каубакская почва	Таро Мезинский лк	Зем I - черемошник - трене - грабовка	Бореальная трансгрессия	Зем I - черемошник - трене - грабовка	Зырянка (- ениси?)	пулково (- казанцево I)	
745			Капангастская ст.	Востя - еникальская рг	Днепровский лесс	Днепровский лесс	Днепр - заале - обра	Самарово - батта - дионисия?	Днепр - заале - обра			
8		II	Рисс	Риано - узунларская тр	Забавобская почва	Забавобская почва	Литвин - голштин - мазовий	Вороново - пантелеев яр	Литвин - голштин - мазовий			
9-11		R	Рисс	Номентано - малокутская рг	Тулгузский лесс	Тулгузский лесс	Ока - эльстер II - вилга	Демьянск - сарыца	Ока - эльстер II - вилга			
12 (14?)		III	Тарквиний - патрайская тр	Тарквиний - патрайская тр	Лубенская почва	Лубенская почва	Беловеж - кромер - фердинандов	Ворогово	Беловеж - кромер - фердинандов			
13? - 15		M-R	Фламичио - бакинская рг	Фламичио - бакинская рг	Сувьский лесс	Сувьский лесс	Дон - березина - сан - эльстер I	Пабкаменная тунеуска - шайтан	Дон - березина - сан - эльстер I			
16: 18		IV	Порченсо	Фикорацци рг	Маргоношская почва	Маргоношская почва	Вилле - карчево? - аргерн - козиград	(Забавлянская - таласаликинская - альтовская? свиты)	Вилле - карчево? - аргерн - козиград			
19-21		M	Порченсо	Фикорацци рг	Приазовский лесс	Приазовский лесс	Нарев - цнстраут		Нарев - цнстраут			
22?		V	Порченсо	Валлонне рг	Широкинская почва	Широкинская почва	Сибково - борнта - дабел		Сибково - борнта - дабел			
23		G-M	Порченсо	Валлонне рг	Ильичевский лесс	Ильичевский лесс	Даунтаун? - Менап		Даунтаун? - Менап			
24		G-M	Порченсо	Валлонне рг	Ильичевский лесс	Ильичевский лесс						
24		G-M	Порченсо	Валлонне рг	Ильичевский лесс	Ильичевский лесс						
25		VI	Касею - кременоганебская рг	Касею - кременоганебская рг	Ильичевский лесс	Ильичевский лесс						
25		G	Касею - кременоганебская рг	Касею - кременоганебская рг	Ильичевский лесс	Ильичевский лесс						

Таблица 2. Межрегиональная корреляция основных климатостратиграфических подразделений плейстоцена

Уникальным объектом для такого изучения являются береговые разрезы Черного и Азовского морей. По новым данным [Власов и др., 1983 г.; Зубаков, Борзенкова, 1983], в Черноморском разрезе за последний 1 млн. лет устанавливается до восьми — десяти фаз осолонения и проникновения морской средиземноморской фауны (рис. 21, в), в том числе в пяти фазах вплоть до Маныча [Горецкий, 1982; Попов, 1983]. Они разделяются восемью—девятью фазами опреснения Черноморского бассейна. Из суммы палеонтологических данных следует, что осолонения Черного моря совпадают с гляциоэвстатическими межледниковыми трансгрессиями океана, а опреснения — с гляциоэвстатическими регрессиями, т. е. с ледниковьями. Как известно, глубина Босфора не превышает 70 м, поэтому в ледниковые фазы Черное море превращалось в пресноводно-солончатоводный бассейн каспийского типа с соленостью около 1—6‰.

Существенно важно, что по крайней мере в течение пяти фаз опреснения Черное море соединялось Манычским проливом с Каспийским морем и каспийская фауна, каждый раз со своим неповторимым комплексом дидаки (рис. 21, в), прощивала в Азовское и Черное моря. Это случилось в бакинское, гюргянское (раннехазарское), гирканское и раннехвалынское время, оставившее в черноморско-азовском разрезе слои с *Didacna rudis*, *D. subpyramidata*, *D. cristata*, *D. ebersini*. Эти же слои в прибрежно-лиманных фациях содержат и разную фауну млекопитающих, как это было установлено Н. А. Лебедевой [1972] и А. И. Шевченко [1976 г.]. К сказанному следует добавить, что в береговых разрезах Приазовья четко фиксируются фациальные переходы от морских межледниковых отложений со средиземноморской фауной в горизонты погребенных почв, разделенных лесами (рис. 22 — см. вклейку).

Сказанное позволяет рассматривать черноморско-азовский разрез как промежуточное звено в климатостратиграфической корреляции «океан—суша». Через фауну средиземноморских моллюсков он может успешно коррелироваться с традиционными разрезами плейстоцена Италии (рис. 21), а через фауну млекопитающих и с помощью почвенной стратиграфии — с разрезами ледниковой зоны Русской равнины, в особенности по Дону и Днепру (рис. 22).

Однако одних климато- и биостратиграфических данных для детальной межрегиональной и межформационной корреляции плейстоценовых отложений все же недостаточно. Непременным условием такой корреляции является использование данных о тонкой структуре геомагнитного поля и термолюминесцентное (TL) датирование, которое позволяет «опознавать» экскурсы и события полярности в ортомагнетизме Брюнес. В настоящее время в эпохе Брюнес устанавливается до 10—11 геомагнитных событий [Вигилянская, Дудкин, 1982]. При этом во многих разрезах, как морских, так и почвенно-лессовых, в единой последовательности насчитывается до 6—7 событий. Установив временную связь геомагнитных событий с изотопными стадиями, можно использовать тонкую структуру геомагнитного поля в качестве независимого контроля при климатостратиграфической корреляции «море—суша». Хронология геомагнитных событий плейстоцена по схеме Зубакова—Писаревского показана в левой части рис. 22. Конкретный пример детального климатостратиграфического расчленения плейстоценовых образований, с использованием магнито-термолюминесцентной методики дан в правой части рис. 22. На нем в обобщенном виде изображена сводная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Приазовского района, составленная коллективом авторов для целей крупномасштабного геологического картирования в рамках Межведомственного стратиграфического совещания 1984 г.

Из изложенного следует, что практика геологического картирования четвертичных отложений требует перехода от региональных стратиграфических схем к общей климатостратиграфической шкале. Следовательно, назрела необходимость и в единой климатостратиграфической терминологии (классификации), официально еще отсутствующей. В проекте, подготовленном автором по поручению МСК [Ритмостратиграфические подразделения..., 1978], для обозначения глобально коррелируемых климатических событий плейстоцена предлагается термин ортоклиматом (ОКТ). Стратотипом ортоклиматомов в океаническом разрезе принимаются изотопные стадии шкалы Шеклтона—Опдайка [Shackleton, Opdyke, 1973] в колонке V 28—238. Для континентальных разрезов требуется хорошо обоснованный парастратотип. Им мог бы быть Черноморско-Азовский разрез (рис. 22), в котором средиземноморские инвазии соответствуют изотопным стадиям 5, 7, 9, 11, 13, 15, 21, а каспийские инвазии и опреснения — стадиям 4?, 6, 8, 10, 12, 14?, 16—20 и 22—24.

Ортоклиматомом именуется сдвиг, соответствующие криомерной или термомерной фазе климатического ритма, с длительностью в десятки тысяч лет и с отклонением среднегодовой температуры в «чувствительных» средних широтах ( $50-70^\circ$  с. ш. и ю. ш.) на  $3-8^\circ\text{C}$  от современной [Зубаков, Борзенкова, 1983].

Представляется рациональным сохранить за ортоклиматомами ту систему индексации, которая была предложена Эмилиани и Шеклтоном для изотопных стадий.

Очень важна проблема «опознания» ортоклиматомов. Геологи-четвертичники полагались до сих пор в основном на данные спорово-пыльцевые анализы. Распространено мнение, что спорово-пыльцевые диаграммы для каждого межледниковья достаточно индивидуальны, в то время как межстадиальные диаграммы все «на одно лицо» [Гричук, 1969 г.]. Исходя из него, Л. Н. Вознячук еще 20 лет назад пришел к выводу об одновозрастности рославльского и кромерского межледниковий. Его вывод подтвержден находками в рославльских отложениях фауны грызунов с *Mimomis intermedius* (*M. savini*), исчезнувшей сразу после кромера (по устному сообщению С. В. Шика). Биореперы, основывающиеся на эволюционной смене форм в различных группах млекопитающих, дают другой эффективный метод опознания ортоклиматомов. Особенно важна фауна арвиколид, в частности смена видов полевок и водяных крыс [Маркова, 1982, и др.].

Третий способ «опознания» ортоклиматомов в континентальном разрезе дают палеопедологические данные, основанные на общеизвестном учении Докучаева о почвах как «зеркале» ландшафта. Однако надо учитывать, что погребенные почвы сохраняют свое индивидуальное «зонально-ландшафтное» лицо, различимое даже визуально (методика лабораторного исследования почв см.: Веклич, 1982), только при прослеживании их в широтном направлении. Например, особенности степных почв Украины, зафиксированных в схеме Веклича—Сиренко, сохраняются и у степных почв в разрезах Башкирии [Плиоцен и плейстоцен..., 1981] и юга Западной Сибири. Однако при меридиональном прослеживании профилей погребенных почв, при смене типов почв от степных к лесным, индивидуальное лицо почв теряется, и этот метод корреляции уже не дает однозначных результатов.

Все большую роль в климатостратиграфии начинают играть радиологические данные. Однако не следует забывать, что цифры так называемого «абсолютного возраста» ни в коей мере не являются абсолютными. Точность их весьма различна, а истолкование достаточно сложно. Прежде всего следует помнить, что достоверность радиологических оценок зависит не только от степени разработанности методи-

ки и ее физической обоснованности, но и от того, насколько эта методика пригодна для геологических объектов. Так, радиоуглеродный и иониево-урановый методы с точки зрения физики разработаны прекрасно, однако объекты, ими датируемые, должны представлять геохимически «закрытые» системы. В действительности же все геологические объекты датирования, пригодные для  $^{14}\text{C}$  и  $\text{I}_0/\text{U}$  методов, находятся в состоянии изотопного обмена с вмещающими отложениями и грунтовыми водами. И наоборот, такие методы, как термолюминесцентный (TL) и трековый, физически менее разработанные, с геологической точки зрения являются более перспективными хронометрами.

Сопоставление датировок, полученных разными методами для одного и того же геологического уровня в пределах Черноморско-Азовского региона показывает, что оценки по  $^{14}\text{C}$  и  $\text{I}_0/\text{U}$  не совпадают ни друг с другом, ни с данными других методов, в то время как цифры, полученные TL, ПМ и трековым методами, достаточно согласуются между собой. В радиологии существует правило верить только тем оценкам возраста, которые получены по крайней мере двумя независимыми методами. Согласно этому правилу, TL—ПМ—К—Аг—трековое датирование обеспечивает на сегодня в интервале от 50 тыс. до 1 млн. лет наиболее достоверные оценки возраста климатических событий. Тем не менее ясно, что хронометрические данные, в том числе и TL—ПМ, взятые сами по себе, в отрыве от всего комплекса стратиграфических данных, использовать в целях корреляции недопустимо.

В табл. 2 суммированы современные (на 1984 г.) представления и данные о климатостратиграфии плейстоцена четырех наиболее изученных, эталонных регионов Евразии. Она составлена на основе обобщения большого объема информации, взятой из источников, перечень которых дан в работе Зубакова и Борзенковой [1983]. Как известно, общесоюзная корреляционная стратиграфическая схема плейстоцена все еще отсутствует. Есть только ее проект, составленный И. И. Красновым и др. [Стратиграфия СССР. Четвертичная система, 1982, 1984]. Поэтому табл. 2 может служить ориентиром при корреляции региональных рабочих стратиграфических схем. Остановимся на наиболее принципиальных положениях, касающихся привязки региональных схем к эталонной Черноморской последовательности и к общей шкале ортоклиматемов.

Первый вывод представляет собой констатацию бесспорного подобия континентальных и морских, включая океанский, разрезов плейстоцена по количеству климатостратиграфических подразделений — 20—23 в наиболее детально разработанных схемах. Уже одно это предполагает глобальный характер ортоклиматемов плейстоцена.

Второй вывод: сопоставляя разные региональные последовательности, указанные 23 ортоклиматема можно объединить в семь более крупных подразделений — мегатермомеров и мегакриомеров, включающих от трех до семи ортоклиматемов. По своему объему и содержанию они близки таким традиционным единицам Средиземноморья, как ррисс, ррисс—вюрм и т. п. Точного объема и понимания этих альпийских морфостратиграфических единиц, как известно, не существует [Геохронология СССР, 1974; Kukla, 1977]. Поэтому такие подразделения именуются суперклиматемами (СКТ). Стратотипом их предлагается считать Черноморско-Азовский разрез (рис. 22).

Каково содержание и обоснование привязки суперклиматемов к шкале изотопных стадий?

Эталонном верхнего — незаконченного «нулевого» — суперклиматема (СКТ 0) предлагается считать новозвксинско-черноморский регрессивно-трансгрессивный цикл, совпадающий с изотопными стадиями 1—4. В континентальном разрезе нулевой СКТ (нулевой индекс вво-

дится для того, чтобы не нарушать сложившуюся традицию — давать термомерным подразделениям нечетный номер, а криомерным — четный) соответствует «большому вюрму—валдаю» и лессово-почвенной серии, начинающейся с бугского лёсса и завершающейся голоценовой почвой.

В качестве эталона СКТ I — средиземноморского «рисс—вюрма» — предлагаются морские отложения Черного моря, включающие *Cardium tuberculatum* L. и слагающие карангатский s. l. горизонт А. М. Архангельского в Керчь-Таманском районе (эльтигенские и сурожские слои) и II и III морские террасы Кавказского побережья.  $I_0/U$  датировки (100—150 тыс. лет) и ПМ реперы [Власов и др., 1983 г.] позволяют оценить его возраст в 100—210 тыс. лет. В Средиземном море аналогом карангата s. str. является не только неотиррен—ульджа, как думает П. В. Федоров, но и эотиррен, о чем свидетельствуют его  $I_0/U$  датировки (рис. 21). СКТ I включает три ортоклимата, т. е. 5а, 5е и 7-я изотопные стадии. Из двух его оптимумов в Средиземном—Черном морях более четко выражен эльтигенский-эотирренский-кайдакский. Однако общепринятое мнение о соответствии микулинского—казанцевского—земского межледниковья стадии 5е пока не подтверждено радиологическими датировками. Так, нижние травертины Эрингсдорфа и казанцевские слои в Пупково имеют  $I_0/U$  даты в 233—245 тыс. лет. Такова же и TL оценка возраста межледниковых слоев разреза Черешовник в Ярославской области, которые В. Н. Сукачев относил к микулинскому межледниковью. Поэтому представляется вполне вероятным, что микулинское — казанцевское межледниковье севера Евразии действительно соответствует ОКТ 7 с возрастом 190(170)—245 тыс. лет. Аналогом стадии 5е в этом случае будет млого-шекснинское—каргинское межледниковье с предполагаемым возрастом 115—127 тыс. лет. Думается, что серия конечных  $^{14}C$  датировок для него (в интервале 26—55 тыс. лет) скорее всего омоложена. Во всяком случае эти даты пока не подтверждены другими независимыми методами, а межледниковый облик каргинских спорово-пыльцевых диаграмм явно не согласуется с отнесением их к внутривюрскому интервалу, климат которого был, безусловно, хуже современного [Зубаков, Борзенкова, 1983].

Есть и другая точка зрения (Г. И. Горецкий, И. И. Краснов, Н. С. Судакова, Н. С. Чеботарева и др.), согласно которой верхний оптимум СКТ I соответствует микулинскому, а нижний — рославльскому межледниковью. Таким образом, проблема объема рисс—вюрма остается пока не решенной. Соответственно не решено и положение калининского—вартинского ледникового горизонта, который в табл. 2 коррелируется с буртасским ОКТ.

Эталонем СКТ II — средиземноморского «рисса» — предлагается считать древнеэвксинский в широком смысле мегакриомер Черноморско-Азовского бассейна, включающий малокутский, мамарусский и еникальский криомеры (рис. 21, 22). Удобным для практики обстоятельством является наличие в подошве СКТ II экскурса полярности Уреки—Брянково—Снейк (480 тыс. лет), а в кровле — экскурса Цокур—Днепр—Левант (270—290 тыс. лет). Судя по ПМ—TL данным, СКТ II отвечает 8—12 изотопным стадиям. В ледниковой зоне СКТ II будет охватывать интервал от днепровского до окского оледенения, что не согласуется с традициями, сложившимися в корреляции ледниковых событий Русской равнины с Альпами и Средиземноморьем (табл. 2). Однако при унификации номенклатуры от каких-то привычек неизбежно приходится отказываться.

Эталонем СКТ III — средиземноморского миндель—рисса (тарквиния) — предлагается использовать патрайские—сусатские слои Чер-

Сравниваемые интервалы в тысячах лет и соответствующих стадиях			
Часть ритма	От 245 до 10 (5d - 2-я стадия)	От 425 до 245 (11 - 8-я стадия)	От 620 до 245 (15 - 12-я стадия)
	Вюрм-балдай (2-5d)	Днепр-зале- обра	Ока II - эльстер II s.s. (12)
Криомерная- ледниковая	5a-c	Чекалин Вакен (9)	13
	Варга (6)	Калуга Фуне (10)	Ока I? (14)
Термомерная- межледни- ковая	Туррен-карангат-зем- эринсдворф (7-5e)	Риано-узунлар-лихтин- голштин (9-11)	Тарквиний-патрай- кромер мучкап-красная дуб- рава (13-15)
		Днепр-Зале	Ока - Эльстер II s.l.
			Дон-сан II - березина II (16)
			Моисеево (17)
			Березина I "Пре-Дон" Сан I (18)
			Цикл "U" Мальорки- кромерлан - вилле- нагубинский этап
			Березина-Дон-Сан - s.l.

Таблица 3. Структура 180—200-тысячелетнего («альпийского») климатического ритма

номорско-Азовского бассейна, содержащие комплекс средиземноморских моллюсков с участием *Parhia*, *Scrobicularia* и *Cardium* (возможно, *C. tuberculatum*), а также, по устному сообщению В. В. Янко, планктонных стеногалинных фораминифер *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia hirsuta*, *G. crassaformis*, *G. eggeri*, *Globigerinoides guber* и др. В Приазовье к ним добавляются каспийские эмигранты — позднебакинские моллюски с *Didacna rudis* — *D. eufratica*. Судя по данным Г. И. Горецкого [1982а], средиземноморская фауна проникала в сусате в Манычский пролив так же далеко, как в караяте. В ледниковой зоне (рис. 22, табл. 2) эквивалентом патрива является мучкапское [Опорные разрезы..., 1984] — красnodубравское [Горецкий, 1982б] — беловежское-кромерское [Вознячук, 1978 г.] межледниковье, охарактеризованное позднетираспольской фауной млекопитающих.

Очень сложными оказываются климатические события, соответствующие нижнеплейстоценовому, или тираспольскому, мегакриомеру Причерноморья, который принимается за эталон СКТ IV — «минделя» (фламинио) Средиземноморья. В Черном море он включает не менее двух криомеров, синхронных инвазиям каспийских вод с бакинской фауной (рис. 22). В Белоруссии СКТ IV представлен, по Л. Н. Вознячку, комплексом, включающим три морены. На территории Польши, ГДР и ФРГ ему, возможно, соответствуют четыре морены.

Эталоном СКТ V в Черном море являются цвермагальские слои («грузинская чауда») с *Didacna tschaudae*, входящие целиком в ортоматетем Матуяма. Подошва его совпадает с кровлей события прямой полярности Квемонатанеби (Кобб-Маунтин), датированного в 1,1 млн. лет. В Каспии ему соответствуют регрессивные апшеронские слои и тюркянская свита с трековыми датами в 0,95—1,07 млн. лет [Ганзей, 1984]. По сумме ПМ и трековых датировок возраст СКТ V можно оценить в 1,1—0,8 млн. лет. В Средиземном море эквивалентом цвермагала являются слои портуенсио, в континентальном разрезе юга Русской равнины — красноцветные широкинские почвы с фауной млекопитающих, переходной от таманской к тираспольской.

Для того чтобы максимально четко определить объемы и содержание суперклиматемов, обратимся к таблицам 3 и 4. В них рассмотренная последовательность климатических событий представлена параллельными столбцами: каждый столбец начинается с термохрона. При таком способе записи событий можно легко выявить элементы повторяемости, сходства определенных черт климата во времени.

Из таблиц 3 и 4 видно, что в последовательности климатических событий ясно намечаются ритмы в 180—200 и 370—420 тыс. лет. Первый из них («кальцийский») особенно четок в Северной Европе и Альпах, однако границы между его частями от региона к региону не совпадают, что и дает основание говорить о «больших» и «малых» ледниковьях и межледниковьях. Учитывая эту направленность, лучше, по нашему мнению, использовать при классификации климатических событий не части этого ритма, а изотопные стадии и их эквиваленты — ортоклиматемы. 400-тысячелетний ритм имеет для классификации климатомеров большую ценность. На кривой Миланковича он отсутствует. Мы выделили его в последовательности ледниковых событий в 1967 г., а Н. М. Балуховский [1973 г.] в лёссовых сериях в 1966 г.; в морских разрезах его описала М. Брискин [Briskin, Berggren, 1980], астрономы нашли его на кривых эксцентриситета и вычислили длительность в 425—413 тыс. лет [Шараф, Будникова, 1969; Геохронология СССР, 1974; Berger, 1982].

Этот ритм, как показано в табл. 4, четко выделяется в морском



## Шкала суперклиматемов для последних 7 млн. лет

Если уже давно для изучения плейстоцена используется климатостратиграфия, то в исследование плиоцена она еще только внедряется. Однако успехи ее уже довольно значительны. Достаточно сказать, что 10—12 лет назад стратиграфическое расчленение плиоцена имело исключительно местный характер и даже такие подразделения, как верхний, средний и нижний плиоцен, трактовались неопределенно. За прошедшее десятилетие был собран богатый материал по глубоководным осадкам, прежде всего благодаря международной программе глубоководного бурения (DSDP), по которой издано свыше 60 томов первоначальных отчетов [Initial reports..., 1961—1982]. Проведены детальные исследования по проблеме мессиния (изданы труды симпозиумов 1973—1975 гг. и большое количество статей). Многого было сделано для изучения континентальных и шельфовых отложений, особенно Средиземноморья, Черного моря и Азии, в связи с проектом № 41 МПГК «Граница неогена и четвертичной системы». В больших масштабах проводились плановые геолого-съёмочные работы. При всех этих исследованиях широко использовалась новая методика, соединяющая биостратиграфический, климатостратиграфический и магнитостратиграфический подходы.

В настоящее время для глубоководных осадков позднего неогена разработано много специализированных зональных схем, обзор которых дан в монографии «Геология океанов» [1981 г.], а также Берггреном и Ван Куреринг [Berggren, Van Couvering, 1974]. Большим достижением явилась разработка магнито-хронологической шкалы, которая для последних 5—6 млн. лет является особо надежной [Mankinen, Dalrymple, 1979]. Дело в том, что в неогене инверсии геомагнитного поля следовали друг за другом с частотой от 100 до 500 тыс. лет, а К-Аг метод имеет лабораторную точность 4—5%. Следовательно, мелкие геомагнитные зоны можно улавливать и проследивать в разрезах примерно до уровня в 5—6 млн. лет.

На основе комплексирования биореперов и магнитореперов с климатическими событиями, отмеченными в разрезах континентальных и глубоководных отложений, Зубаковым и Борзенковой [1983] было сопоставлено около 50 эталонных разрезов из всех частей земного шара. Параллельно по новой методике велось переизучение страто- и парастратотипических разрезов плиоцена и позднего миоцена Черноморского бассейна. В итоге был разработан первый проект глобальной климатостратиграфической шкалы для последних 7,0 млн. лет (табл. 5, рис. 23).

За основную климатостратиграфическую единицу в этом интервале принят суперклиматем (СКТ) с длительностью от 100 до 300 тыс. лет и с амплитудой изменения летних температур в умеренных широтах (50—80° с. ш.) от 5—6 до 8—10° С (грубая оценка автора на основе комплекса геологических данных). Это определяется тем, что колебания температурного режима выявлять в мио-плиоцене уже трудно, поскольку методика корреляции климатических событий в этом интервале имеет точность  $\pm 100$  тыс. лет и не позволяет проследивать ортоклиматемы.

Всего в предлагаемой схеме намечается 36 суперклиматемов (табл. 5). Зубаковым и Борзенковой [1983] установлено, что более 50% суперклиматемов прослеживаются в разрезах всех трех формаций — континентальной, шельфовой и глубоководной, но наиболее представительны в этом отношении глубоководные разрезы. Тем не менее в силу многих причин в качестве эталонных разрезов для выделения суперклиматемов, по-видимому, следует принять разрезы шель-

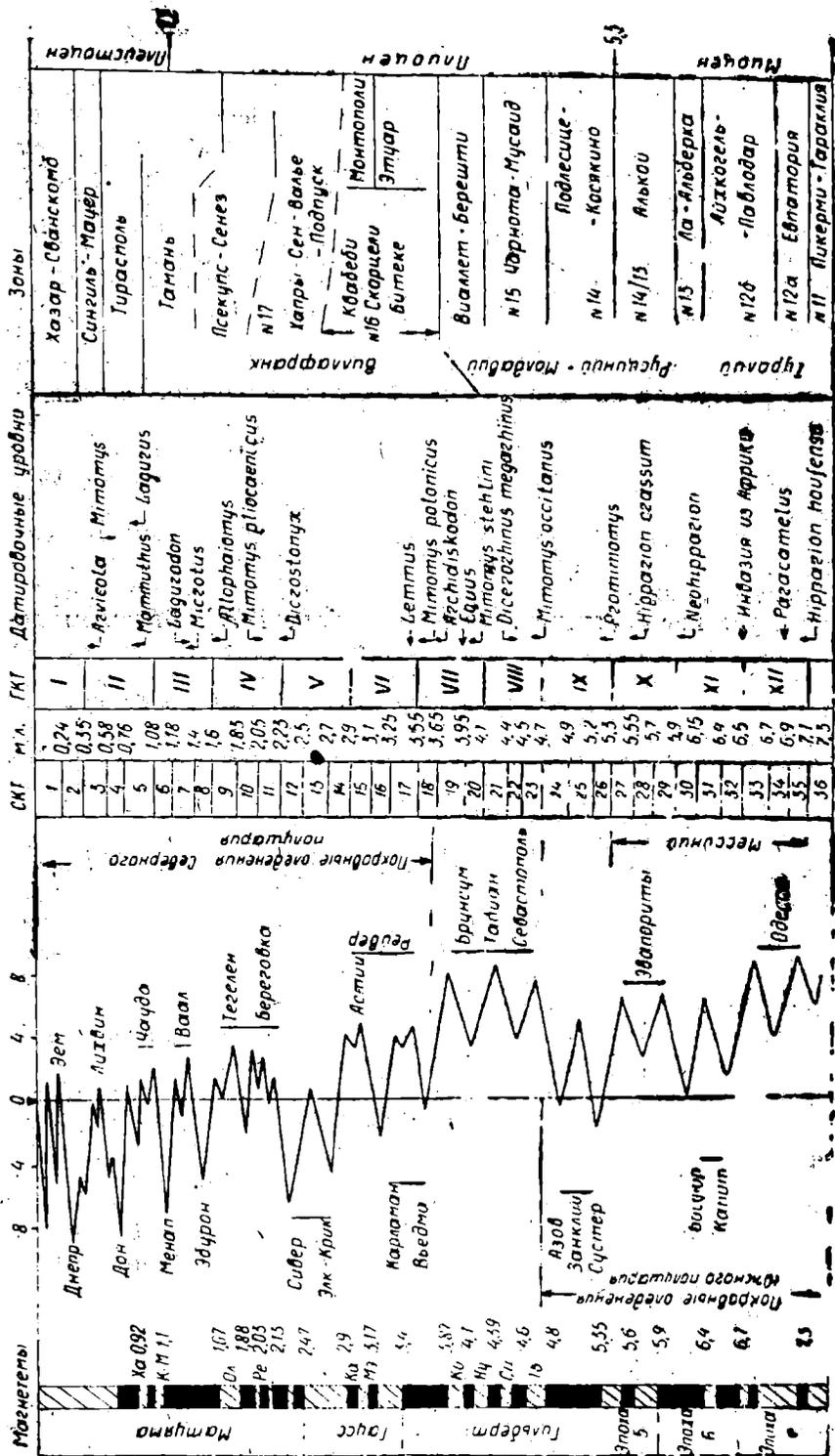


Рис. 23. Рабочая шкала супер- и гиперклиматов для последних 7 млн. лет и ее сопоставление с магнито- и биостратиграфическими шкалами (возраст в млн. лет). 1 — магнитохронологическая шкала [Mankinen, Dalrymple, 1979]; 2 — кривая изменения летних температур за последние 7 млн. лет; 3 — супер- и гиперклиматы; 4 — датировочные уровни для континентальных разрезов Евразии; 5 — зоны по млекопитающим

фовой формации Черного и Средиземного морей. Последние, как и глубоководные, обладают необходимой непрерывностью и вместе с тем хорошо доступны и, следовательно, могут быть увязаны с континентальными разрезами, охарактеризованными фауной млекопитающих и чередованием лёссов и почв. Стратотипическими разрезами для 6—14 СКТ могли быть разрезы в бассейне р. Натанеби в Западной Грузии, для 14—21 СКТ — Кыз-Аульской мульды на берегу Керченского пролива и для 22—36 СКТ — разрез южного берега Таманского полуострова между мысами Панагия—Железный Рог. В субаральной фации стратотипическим является разрез между устьем р. Бельбек и с. Любимовка в Западном Крыму [Веклич, 1982]. Парастратотипическими для СССР могут быть разрезы в бассейнах р. Белая и Кама [Геохронологическая корреляция..., 1984; Плиоцен и плейстоцен..., 1981]. В Западной Европе лучшими являются разрезы Италии [Azzaroli, 1983], в низовьях Рейна [Brunacker, 1978, 1983 гг.; Hammen et al., 1971], на севере ФРГ [Menke, Behre, 1973].

Методика корреляции суперклиматов так же, как и ортоклиматов, основывается на обязательном комплексировании трех типов реперов — климатических сигналов в любом их проявлении (экологическом, изотопном, литофациальном и др.), биореферов (как в виде датировочных уровней, так и в виде зон) и магнитореферов в качестве инверсий геомагнитного поля. Комплексируя эти методы, можно выделять так называемые датировочные ступени (datum-steps) — региональные корреляционные подразделения, отличающиеся по знаку полярности и «копознаваемые» по комплексу органических остатков [Зубаков, 1974, 1985 г.]. Преимуществом датировочных ступеней является четкость их границ, совмещаемых с инверсиями.

На рис. 23 показаны наиболее значимые климатостратиграфические рубежи в плиоцене.

1. Интервал от 36 до 34 СКТ (7,2—6,8 млн. лет), отмеченный началом покровного оледенения Западной Антарктиды и Южных Анд [Merger, 1978] и глубокой регрессией океана [Veil, Mitchum, 1977]. Его высокий стратиграфический ранг определяется эволюционной сменой фауны млекопитающих и крупными волнами мигрантов из Северной Америки в Европу [Berggren, Van Couvering, 1974] и из Северной Америки в Азию [Жегалло, 1978]. Начиная с этого рубежа и до 4,7—4,4 млн. лет происходит разрастание ледников Антарктиды. Ледниковые щиты Восточной и Западной Антарктиды соединяются в огромном общем покрове («оледенение Королевы Мод»), почти вдвое превосходящем по объему современный ледниковый покров Антарктиды. Оставшиеся от него морены Сириус, а также древнейшие морены патагонских предгорий Анд у оз. Буэнос-Айрес синхронны и имеют, по КАг методу, возраст от 7,0—6,7 до 4,7—4,5 млн. лет. [Merger, 1978]. На этом рубеже (около 6,6 млн. лет) в Исландии широколиственные леса заменяются тайгой [Ахметьев, 1972 г.], хотя оледенения еще не было. Возраст оледенения Королевы Мод оказался древнее мессинского «кризиса солености», бывшего между 5,9—5,3 млн. лет, но несомненно то, что мессинское опреснение вод мирового океана на 7‰ должно было способствовать широкому развитию морских льдов. Только возникновением постоянного покрова паковых льдов в Арктике можно объяснить появление на рубеже 5,3 млн. лет первых горно-гундровых зооценозов, а в умеренных широтах — обедненных лесных формаций сустерского типа с преобладанием сосен и мелколиственных.

2. Рубеж между 29—21 СКТ (около 4,4 млн. лет) соответствует резкому и очень сильному потеплению, вызвавшему существенную деградацию антарктических льдов и крупнейшую в плиоцене морскую трансгрессию. Превышение уровня моря над современным оценивает-

ся в 20—25 м, что с учетом данных о мессинской регрессии, глубина которой определяется от 40 м (Н. Шеклтон, Дж. Кеннет) до 70—100 м (У. Берггрэн), дает амплитуду колебаний не менее 60 м, эквивалентную всему современному объему ледников Антарктиды. Океанологические данные [Chiesielski et al., 1982] свидетельствуют о повышении в этот период температуры вод южного океана на 8—10°С и, следовательно, о полном стаивании ледников Западной Антарктиды.

Интервал от 21 до 19 (17) СКТ длительностью примерно в 0,7 млн. лет (4,4—3,7 млн. лет назад) повсеместно в мире фиксируется как период плиоценового температурного оптимума. В частности, он отмечен свободным продвижением тихоокеанской фауны моллюсков в Северную Атлантику [Herpan, Hopkins, 1980] вдоль берегов Арктического бассейна, который, следовательно, не имел пакового покрова. На континентах в умеренных широтах ему отвечает развитие лесов, особенно широколиственных, и экзотических пород с массовым присутствием секвой и других представителей таксодиевых (брунсам—лозы—чебеньки III). В степных широтах об оптимальных условиях этого времени свидетельствует широкое развитие саванноподобных красноцветных почв севастопольского — огаллала типа. По реконструкциям И. И. Борзенковой, климат брунsuma повсеместно был ровнее и мягче современного, с превышением средней глобальной температуры на 3,6°С [Зубаков, Борзенкова, 1983].

3. Начало нового похолодания и формирования первых ледниковых щитов в Гренландии, Исландии, Альпах и на Памире относится к 18-му и 16-му СКТ (3,6—3,2 млн. лет). На севере Европы впервые появляются горные тундры, а среди грызунов — лемминги [Chaline, 1978]. Этот рубеж хорошо опознается биостратиграфически, так как соответствует подошве виллафранка (рис. 23). Однако настоящий ледниковый режим в рейвере (от 3,6 до 2,9 млн. лет) на равнинах Северного полушария отсутствовал. К этому интервалу относится начало великого плювиала Северного полушария — формирование Каспийского озера-моря [Зубаков, Борзенкова, 1983] и озер большого бассейна Северной Америки [Smith, 1984].

4. Первое распространение равнинных ледниковых щитов в Северной Америке относится к 14-му и 12-му СКТ. В это время в штатах Небраска и Айова, т. е. на 37—40° с. ш., сформировались морены Элкрик, лежащие под леплом с возрастом 2,2 млн. лет. На осушенном Берингийском шельфе и на Яно-Колымской низменности формировалась вечная мерзлота и тундрово-степная лемминговая фауна [Шер и др., 1978 г.]. Скандинавский ледниковый щит возник несколько позднее, по-видимому около 2,4 млн. лет [Гричук, 1981 г.].

5. Плиоценовый максимум покровного оледенения был достигнут около 1,2—1,1 млн. лет. В Северной Америке этим временем датируется морена небраска «В», в Европе — менапская морена. По данным польских и прибалтийских геологов можно сделать вывод, что Скандинавский ледниковый щит выходил и на юго-восточные берега Балтийского моря.

### О нижней и верхней границах плиоцена

Проблема нижней и верхней границ плиоцена в СССР до сих пор не решена. По традиции нижняя граница проводится по подошве понтического регнояруса, возраст которой по сумме ПМ и трековых датировок определяется в 7,0—7,1 млн. лет [Ананова и др., 1985 г.; Ганзей, 1984]. Однако недавним решением комитета по средиземноморскому неогену в качестве стратотипа нижней границы плиоцена была принята подошва акме-зоны *Sphaeroidinellopsis* sp. в низах свиты труби в разрезе Каппо-Россело, на о-ве Сицилия. Эта зона начинает отложе-

ния занклийской трансгрессии, залегающие с глубоким размывом на эвапоритах мессиния и пресноводных осадках, формировавшихся при почти полном испарении Средиземноморского бассейна. Подошва занклия чуть моложе нижней инверсии Гилберт (5,4—5,2 млн. лет) [Cita, 1975] и, очевидно, синхронна началу 26-го ОКТ (5,3 млн. лет).

В непрерывных разрезах мио-плиоцена на юге Таманского полуострова, по данным автора и В. И. Ремизовского [1984 г.] и В. Н. Семеновко и М. А. Певзнера [1982 г.], в бассейне р. Натанеби в Грузии [Палеомагнитная стратиграфия..., 1982 г.], а также в Румынии [Трубин, 1984 г.] было установлено, что понт имеет обратную полярность, а перекрывающий его азовский горизонт киммерия — прямую. Однако интерпретация палеомагнитных данных оказалась неоднозначной. Одна группа исследователей (В. М. Трубин, Э. А. Молостовский и др.) посчитала понтическую обратно намагниченную зону за низы ортомагнетема Гильберт, другая — за шестой ортомагнетем, а прямо намагниченные низы азовского горизонта — за пятый. Нами принят второй вариант, как более согласующийся с биостратиграфическими корреляциями. Так, в образцах нашей коллекции из низов понта Е. Н. Анановой обнаружены формы фитопланктона (акритарх) *Micrhystridium regularepilatus* и др., руководящие для свиты триполи Сицилии [Ананова и др., 1985 г.]. С континентальными аналогами понта в Европе и Сибири (павлодарская свита) связана позднегиппарионовая фауна, соответствующая 12-й маммологической зоне Мейна. Последняя же имеет ранне-среднемессинский возраст, так как из верхов мессиния непосредственно собран комплекс фауны Ла-Алберка — 13-й зоны Мейна. Таким образом, в эталонном разрезе Панагия—Железный Рог (п-ов Таманский) миоцен-плиоценовая граница скорее всего проходит в низах азовского горизонта киммерия по контакту между нижней рудной пачкой с *Paradaspa cf. deiformis* (аналог верхних эвапоритов мессиния) с вышележащими пресноводными кутринскими слоями (аналог слоев Лаго-маре).

Верхняя граница плиоцена в СССР традиционно проводится по подошве чаудинских (Черное море) и тюркянских (Каспий) слоев. По новым данным, возраст первых определяется по ПМ в 1,1 млн. лет, вторых — методом треков [Ганзей, 1984] — в 1,05 млн. лет. В Западной Европе традиционной границей является подошва сицилийского региоурса, возраст которой определяется сейчас в 1,15 млн. лет [Ruggieri et al., 1984]. Эта граница совпадает с кровлей виллафранка — 1,1 млн. лет [Azzaroli, 1983] и древнейшей (менапской) морены Европы. Таким образом, бесспорно, что указанный рубеж в 1,1 млн. лет, с которым совпадает и появление рода *Ното* является наиболее крупным, «событийным» рубежом всего кайнозоя.

Вместе с тем, как известно, многие исследователи проводят мысль о понижении плиоцен-плейстоценовой границы на разные уровни, вплоть до подошвы виллафранка (3,2—3,6 млн. лет). В результате исследований по проекту МПГК № 41 («Плиоцен-плейстоценовая граница») в 1982—1984 гг. был согласован уровень понижения, за который принят литологический интервал «Е—М» в разрезе Врика в Калабрии, к которому относится первое появление холодноводной остракоды *Cytheropteron testudo* [The Neogene-Quaternary boundary..., 1982 г.]. По данным ПМ, трековых и КАг методов он датируется примерно в 1,6 млн. лет. В качестве формального обоснования понижения границы используется рекомендация Лондонской сессии МГК 1948 г., согласно которой плиоцен-плейстоценовую границу предлагалось проводить в подошве калабрия по первому появлению «холодных гостей» в Средиземном море.

Новые данные, однако, показали, что возраст подошвы калабрия

в его стратотипе Санта-Мария ди Катандзаро не старше 1,0—1,2 млн. лет и что термин калабрийский ярус М. Жинью является поздним синонимом сицилийского яруса [Ruggieri et al., 1984]. Оказалось также, что появление «северных гостей» в разрезах Италии не является синхронным и уровни находок их отражают фациальный состав отложений. Таким образом, рекомендации Лондонского конгресса оказались ошибочными. Уровень «Врика» с возрастом 1,6 млн. лет (а эта цифра оспаривается) является не более чем местным рубежом. Он может быть выделен только в глубоководных разрезах, в континентальных же какими-либо значимыми реперами, кроме верхней инверсии события Олдувей (Гилза), не отмечен. Общеизвестно, однако, что событие Олдувей с трудом фиксируется при полевых исследованиях и выделено в СССР всего в нескольких единичных разрезах.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что рекомендуемый уровень для плиоцен-плейстоценовой границы со стратотипом во «Врике» не только не имеет никаких преимуществ перед традиционной границей, но для континентальных разрезов просто не фиксируется.

### Шкала гиперклиматемов последних 15 млн. лет

Для климатостратиграфического расчленения миоцена пока получен предварительный материал. Он собран в основном по программе международного палеоокеанологического проекта CENOP, имеющего целью выявить основные закономерности и связи в развитии океана и оледенения Антарктиды за последние 15 млн. лет. Как уже было сказано, в долговременном плане Антарктида служит своеобразным холодильником для планеты, а глубоководные зоны океана — главным аккумулятором холода. Поэтому исследование климатической истории миоценового океана может послужить ключом для познания всей картины геологического развития Земли в позднем кайнозое.

Основной материал, позволяющий сейчас судить о климате миоцена, это керн глубоководных скважин, отобранный и комплексно изученный всплошную. Для бассейнов с большой скоростью осадконакопления это позволяет восстанавливать историю климата с шагом 5—10 тыс. лет. Климатические флуктуации в среднем миоцене имели такой же характер, что и в плейстоцене. Более того, в изотопной записи миоцена за 1 млн. лет можно выделить до 20 климатических событий длительностью от 10—20 до 60—80 тыс. лет, которые в плейстоцене мы определили как ортоклиматемы. Но, разумеется, коррелировать их в миоцене нет ни возможности, ни смысла.

Как показано на многих изотопно-кислородных и «факторных» биотемпературных кривых [Cenozoic Paleoseanography., 1981], на протяжении всего миоцена в большинстве конкретных разрезов вполне можно выделять события в 100—300 тыс. лет. Однако скоррелировать их пока, по-видимому, невозможно.

По существу весь механизм корреляции в глубоководном миоцене построен на магнитостратиграфической шкале, еще далекой от совершенства. В разных вариантах возраст границ магнетемов и магнитных аномалий на уровне 15 млн. лет различается до 0,5—1,0 млн. лет. Соответственно различаются и оценки возраста датировочных уровней и границ зон специализированных микропалеонтологических шкал. Разумеется, что и сами биорепера по отношению к геомагнитным уровням не изохронны. По всем этим причинам хронометрические оценки для миоцена колеблются в интервале  $\pm 0,5$ —1,0 млн. лет. Поэтому для целей корреляции миоцена нужны климатические события рангом выше суперклиматемов.

При выборе такой единицы — гиперклиматема (ГКТ) — возникают два варианта. В первом варианте гиперклиматемы группируются

по пять суперклиматемов, в совокупности образующих половину предполагаемого рядом исследователей ритма в 2,0—2,5 млн. лет. Во втором гиперклиматем охватывает по три суперклиматема, в совокупности отвечающих половине 1,2-миллионного ритма изменения эксцентриситета. Первый вариант был испробован автором для плиоцена [Зубаков, Борзенкова, 1983]. Однако отсутствие ясности в причинах ритмики в 2,0—2,5 млн. лет, а также пятичленная структура подразделения делают его недостаточно четким для миоцена. Поэтому мы теперь склоняемся в пользу трехчленного гиперклиматема.

В этом случае, как видно из табл. 5 и рис. 23, гиперклиматемами будут такие естественные климатостратиграфические комплексы, как тегелен и береговка, новороссийский понт, элк-крик, карламан и др. В таком объеме гиперклиматем оказывается полезной единицей для геологического картографирования позднего кайнозоя, так как облегчает работу геолога в малоизученных районах.

На рис. 24 приведена конкретная температурная кривая в относительном масштабе, отражающем процент холодноводных видов в комплексах диатомовых и фораминифер, построенная Барроном и Келлер по трем разрезам — двум глубоководным и одному береговому — из калифорнийского сектора Тихого океана [Barron, Keller, 1983]. Эти исследователи, используя для корреляции миоцена около 150 датировочных уровней, выявили в северо-восточной части Тихого океана межрегионально прослеживаемые климатические события, которые представлены в виде: а) смены экологических комплексов диатомовых и фораминифер, позволяющей строить температурные кривые (рис. 24); б) стратиграфических хиатусов, возникающих в результате увеличения скорости и мощности придонных холодных течений в фазы роста Антарктического ледникового щита (рис. 24); в) фаз растворения карбонатных раковин фораминифер, синхронных криомерам и хиатусам. Из сопоставления этих данных с кривой береговых осадков по Вайлу и Митчуму [1977] видно, что крупные криохроны совпадают либо с поднятием побережий, либо с падением уровня океана.

Температурная кривая Баррона—Келлер имеет возрастные оценки, которые позволяют видеть, во-первых, что число и возраст шести верхних температурных пиков идентичны возрасту наших суперклиматемов, и, во-вторых, что в последовательности нижних пиков выявляются ритмы в 1,2 млн. лет, реже в 400 тыс. лет. Это дает возможность рассматривать температурную кривую Баррона—Келлер как продолжение в миоцен шкалы гиперклиматемов, намеченной автором для последних 7 млн. лет (табл. 5, рис. 23). Гиперклиматемы выявляются также и на изотопной кривой по керну скв. 289 до рубежа в 13 млн. лет.

Выявление гиперклиматемов в континентальных разрезах среднего — позднего миоцена является актуальной задачей ближайшего будущего. Так, сравнение кривой правой части рис. 25 с левой заставляет вспомнить, что для мзотиса и херсона имеются данные о климатических колебаниях, а для среднего сармата, и в особенности для ростовских слоев, — о резком ухудшении климата. О драматических экологических изменениях на материках северного полушария в интервале между 13,0—10,5 млн. лет отчетливо свидетельствуют палеозоологические данные, обобщенные В. И. Жегалло (устное сообщение). Грандиозные фаунистические миграции захватили в это время все континенты. В частности, в Евразию проникают первые гиппарионы, в Америку — хоботные, в Африке расселяются животные палеоарктического происхождения. Все это свидетельствует о коренной перестройке ландшафтов — появлении «саванно-степных» ассоциаций, отражающих аридизацию климата умеренных широт и похолодание.

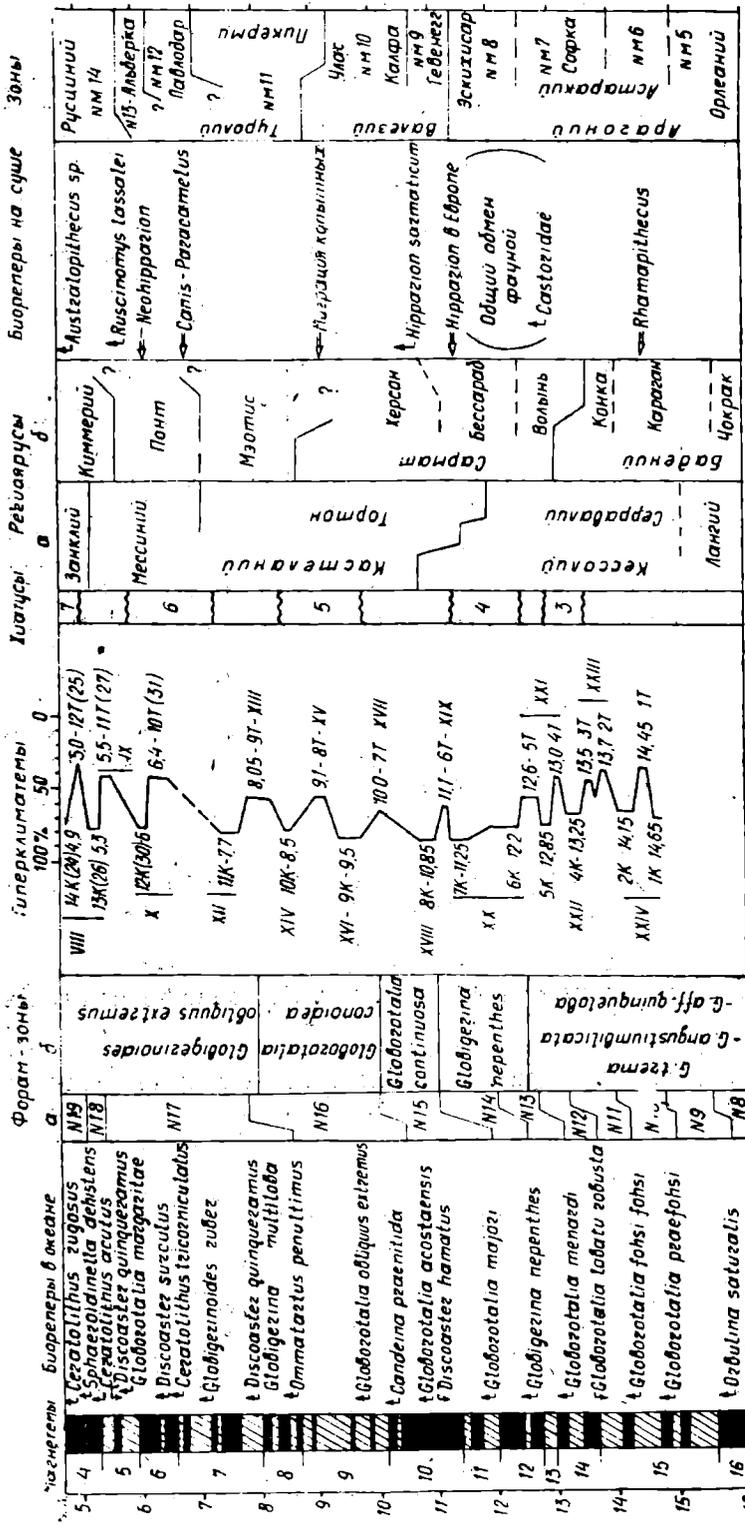


Рис. 24. Сопоставление климато-био- и магнитостратиграфических данных для среднего-позднего миоцена (возраст в млн. лет). 1 — магнитостратиграфическая шкала [Bagton, Keller, 1982]; 2 — основные датировочные уровни; 3 — зоны по планктонным фораминиферам (а — Blow, [1969 г.], б — Keller et al. [1982]); 4 — относительная температура воды, отражающая процентное содержание холодноводных видов фораминифер и диатомовых, синтезирующих данные по трем разрезам: скв. DSDP 173 и 470 у берегов Калифорнии и берегового обнажения Ньюпорт-бич [Bagton, Keller, 1983]; 5 — эрозийные перемены в глубоководных осадках [Bagton, Keller, 1982 г., 1983]; 6 — региональные стратиграфические шкалы: а) Западного Тетиса [Cita, 1975], б) Восточного Паратетиса [Ильина и др., 1976]; 7 — датировочные уровни и зоны по млекопитающим. [Жегалло, 1978, 1983 г.]

Судя по К-Аг датировкам палагонитовой формации, ледниковый покров в районе Трансантарктических гор на берегах моря Росса существовал между 18,5 и 15,8 млн. лет [Stump et al., 1980 г.]. Наличие резко выраженного пика эксплозивного вулканизма между 16 и 13 млн. лет [Brau, 1979 г.] свидетельствует о том, что рост горных ледников, по всей вероятности, был связан с ростом самих гор. Однако в современном виде ледниковый щит Восточной Антарктиды сформировался к  $14,85 \pm 0,3$  млн. лет, т. е. на рубеже 11-й и 10-й зон Блоу, когда он вышел по большей части периметра континента к уровню моря. Этот момент зафиксирован в изотопных кривых резким возрастанием мелких осцилляций в содержании  $^{18}O$ , которые, вероятно, определялись тогда в гораздо большей степени колебаниями температуры, нежели изотопным фоном воды.

Вызванная ростом льдов гляциозостатическая регрессия (не менее 50 м) создала условия для обмена фауной между континентами (14—11 млн. лет). Еще более важным следствием выхода ледников Антарктиды к морю явилось резкое увеличение объема тяжелых холодных вод, генерируемых под шельфовыми ледниками и морскими льдами и распространявшихся по дну всего океана. Это обстоятельство нашло отражение в апвеллингах, до 13—11 млн. лет почти не проявлявшихся [Ciesilski et al., 1982; Barron, Keller, 1983], и в падении температуры вод океана до 3—0°C [Miocene benthic., 1981].

### О чередовании двух типов климата в истории Земли

Следы климатической обстановки в досреднемиоценовом разрезе фанерозоя пока не играют самостоятельной роли при стратиграфических корреляциях. Во-первых, глобальное прослеживание климатемов включая гиперклиматемы, в этом интервале еще недоступно современной методике. Во-вторых, возможные климатостратиграфические подразделения крупнее гиперклиматема с временным объемом более 0,6 млн. лет, которые можно было бы выделить, не смогли бы по эффективности соперничать с подразделениями стандартной биостратиграфической шкалы — хронозонами и ярусами. Поэтому для досреднемиоценового интервала фанерозоя следы климата используются при стратиграфических исследованиях преимущественно в рамках экостратиграфии или литостратиграфии (например, они могут служить основанием для выделения местных зон, свит, слоев или пачек). Вновь самостоятельное значение следы климатических обстановок приобретают уже в докембрии (см. гл. V).

Тем не менее изучение палеоклиматов фанерозоя и криптозоя представляет существенный интерес для геологии и палеогеографии как в теоретическом, так и в практическом плане. В частности, актуальной задачей является разработка схем палеоклиматической периодизации всей истории Земли, на что указывал еще Н. М. Страхов. В этом плане за последние 10—15 лет опубликовано много интересных работ. Отметим монографию Фрейкса [Frakes, 1979], обобщающую материал последних десятилетий по всем хронологическим интервалам и уделяющую особое внимание истории климата Антарктиды, труды международного симпозиума [Climate..., 1982], а также сводку А. Монина и Ю. Шишкова [1979], которую сами авторы аттестуют как введение в современную палеоклиматологию.

Остановимся на главной проблеме палеоклиматической периодизации — представлении о чередовании в истории Земли двух принципиально различных климатических режимов, или типов, — ледникового и оранжерейного. Эти представления, изложенные ниже, являются синтезом нескольких идей, независимо развивавшихся в тектонике, океанологии и климатологии, а именно — идей тектоники плит и ман-

тийной конвенции как главного регулятора рельефа уровня океана и эксплозивной вулканической активности [Новая глобальная тектоника..., 1974 г.], идеи о двух способах формирования тяжелых глубинных вод [Чемберлин, 1909 г.] и идеи о зависимости климата от содержания в атмосфере  $\text{CO}_2$ , а последнего от эксплозивной вулканической активности [Аррениус, 1898 г.; Будыко, Ронов, 1979 г.].

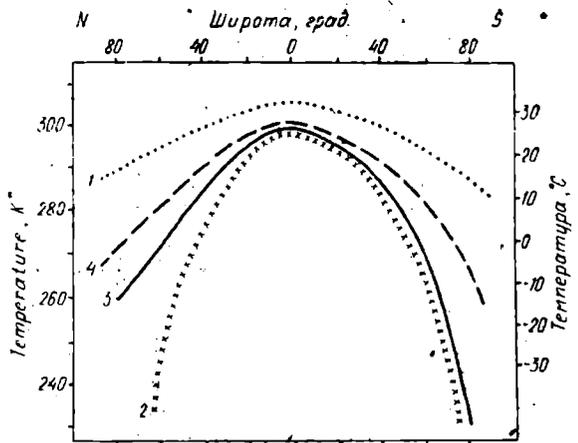
Температурная стратификация океанских вод в палеоцене и в плиоплейстоцене была резко отличной. При почти одинаковых температурах поверхностных вод в низких широтах ( $28-22^\circ\text{C}$ ) температура донных вод в плейстоцене ( $-2^\circ\text{C}$ ) была на  $17^\circ$  ниже, чем в палеоцене ( $15^\circ\text{C}$ ), т. е. градиент температур в низких широтах между поверхностными и глубинными водами был в палеоцене  $15-5^\circ$ , а в плиоплейстоцене  $26-28^\circ$ . Соответственно совершенно иной в палеоцене и мезозое была система термогалинной циркуляции, которая в температурном бюджете океана, по Брайану [1962 г.], важнее ветровой горизонтальной циркуляции. Глубинные воды океана формировались тогда за счет стока из эвапоритовых бассейнов низких широт сверхсоленых тяжелых, но очень теплых вод. Площадь таких бассейнов, подобных современному Персидскому заливу, Средиземному и Красному морям, была в мезозое и эоцене (по Брассу, Хэю и др.) много больше современной, что обеспечивало геологически направленное накопление тепла в океане [Climate..., 1982].

В кайнозойской истории климата океана устанавливаются два крупных рубежа: рассмотренный выше среднемиоценовый с возрастом  $15-14$  млн. лет и позднеэоценовый —  $42-38$  млн. лет. Олигоцен-раннемиоценовый этап ( $40-16$  млн. лет) является в климатическом отношении промежуточным, переходным, и мы не будем его здесь рассматривать. Ледниковый режим климата Земли сформировался на рубеже около  $14,8 \pm 0,5$  млн. лет назад. Для него характерны: а) накопление холодных донных вод, б) высокая скорость вертикальной термогалинной циркуляции и апвеллинги, в) большой градиент температур поверхностной воды и воздуха между полюсом и экватором. Первое и второе определяют направленную оксигенизацию океанических вод и концентрацию в них углекислого газа, а следовательно, снижение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Третье обуславливает ветровой механизм теплообмена высоких и низких широт и исключительно важную роль циклонической циркуляции.

Геологические черты эоцен-позднемиоценового климата прямо противоположны. Океаны на всю глубину наполнены теплой водой, даже более теплой, чем в современном Средиземном море ( $13^\circ\text{C}$ ); вертикальная циркуляция в океане крайне замедлена, температурный градиент экватор—полюс очень мал. Следствием этого стало резкое ослабление центров действия атмосферы и ветровой динамики, слабая аэрация океана (возникают обширные зоны океана с анаэробной обстановкой, благоприятной нефтенакоплению). И что очень важно — происходит направленное накопление углекислого газа в атмосфере, поскольку растворимость  $\text{CO}_2$  с ростом температуры вод уменьшается. Из всего сказанного следует, что главным фактором перераспределения тепла на планете в этих условиях был водяной пар, что обусловило при слабо выраженной ветровой динамике существенное сглаживание поясной климатической зональности и возникновение относительно стабильного климатического режима с высоким увлажнением. Повышение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере (возможно, в  $4-5$  раз) создавало, таким образом, в геологическом плане оранжерейный тип климата (рис. 25).

Климат высоких широт в условиях «оранжерейного режима» принципиально отличался от современного. Полярная ночь была, как и

Рис. 25. Два типа климата в геологической истории. Средняя годовая поширотная температура воздуха у земной поверхности: 1 — при оранжерейном типе климата; 2—4 — при ледниковом: 2 — во время юрмского оледенения (18 тыс. лет), 3 — современная, 4 — в климатический оптимум плиоцена (4,1—3,9 млн. лет)



теперь, долгой, и, следовательно, солнечного тепла к поверхности не поступало, но море было теплым. «Скрытое» в водяном паре тепло поступало в Арктику за счет конвективных процессов. Полярные области в то время напоминали неотапливаемую ванную комнату, температуру в которой можно быстро поднять и долго поддерживать, наливая в ванну горячую воду. В этих своеобразных условиях лимитирующим фактором для обитания в высоких широтах растений и животных было только освещение. Многие авторы выдвигают разные гипотезы для того, чтобы объяснить произрастание на Земле Элсмيرا и на Шпицбергене в мелу и эоцене пальм и других вечнозеленых (изменение угла эклиптики, наличие рассеивающих свет высоких облаков и т. д.). Однако не проще ли думать, что в условиях климата оранжерейного типа экологические взаимоотношения органического мира и внешней среды были иными, отличными от привычных нам норм и свойственных ледниковому типу климата. Например, ныне вечнозеленые растения тогда могли сбрасывать листву на период полярной ночи, а рептилии впадали в спячку. И только отступая к югу при похолодании олигоцена, они утратили эти свойства и приобрели новые, соответствующие условиям жизни в низких широтах.

Таким образом, в геологической истории Земли чередовались два различных типа климата — ледниковый и оранжерейный, разделяемых переходным типом климата. В смене их усматривается 300-миллионный ритм, имеющий, по-видимому, галактическое происхождение. На него накладывались и более мелкие ритмы, в частности 30-миллионный, здесь не рассмотренный. Мантийные процессы, очевидно, были главным фактором в смене этих типов климата. И наконец, из рассмотренного вытекает, что принцип актуализма, по-видимому, применим только к интервалам, когда Земля находилась в условиях ледникового климатического режима, т. е. к позднекайнозойскому, пермокарбонному, даже вендскому интервалам, но не к интервалам с оранжерейным климатическим режимом.

МЕТОДЫ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Стратиграфия фанерозоя и стратиграфия докембрия едины в своих целях и задачах, но существенно различаются методами. Это обусловлено тем, что слоистые докембрийские толщи с точки зрения стратиграфии обладают рядом специфических черт. Две из них являются определяющими в выборе методов. Первая — малое распространение органических остатков, с чем связана ограниченность применения палеонтологического метода, который заменяют радиогеохронологический и геосторические — литолого-формационный и петроформационный — методы. Вторая — широкое развитие метаморфизованных серий, в которых литологические признаки горных пород в значительной мере утрачены, вследствие чего ведущая роль переходит к методам петрологии и структурной геологии. Следует заметить, что, хотя граница фанерозоя и докембрия очень резкая, оба названных специфических свойства докембрия нарастают постепенно (и неравномерно) вниз по стратиграфической вертикали, и это обуславливает постепенную же смену методов по мере перехода ко все более древним комплексам.

**1. Особенности региональных стратиграфических построений**

Региональная стратификация, т. е. расчленение, разрезов на стратиграфические подразделения высоких порядков, их прослеживание и установление стратиграфической последовательности, производится в неметаморфизованных комплексах докембрия так же, как и в немых или палеонтологически плохо охарактеризованных толщах фанерозоя. Применение палеонтологического метода, даже в случае обилия органических остатков, в региональных масштабах очень ограничено из-за низкой разрешающей способности метода (см. раздел 2). Поэтому в докембрии главное место принадлежит литолого-формационному методу, на основе которого производится выделение стратифицирующихся тел и определение их подошвы и кровли.

Ситуация кардинально меняется в метаморфических комплексах, где литологические методы мало применимы [Геологическая..., 1972, 1975; Методическое..., 1974].

Метаморфические комплексы, как и осадочно-вулканогенные, обычно обладают плоскопараллельной (слоистой) текстурой, однако происхождение этой текстуры иное: если в осадочных и вулканогенных сериях слоистость — результат последовательного напластования, то в метаморфических — результат наложенной перекристаллизации неоднородных тел. Исходные неоднородности имеют разный генезис — это может быть первичная слоистость напластованных серий, кристаллизационная слоистость интрузий, флюидная текстура интрузивных и эффузивных пород, сланцеватость, милонитовая полосчатость и т. п. Поэтому здесь возникает специфическая задача, которая не встает перед исследователем осадочных толщ: распознавание среди перечисленных текстур унаследованной текстуры напластования.

Эта задача, сложная сама по себе, затрудняется тем обстоятельством, что текстура напластования в ходе метаморфизма может быть сильно искажена, чаще всего в результате тектонических воздействий. Во-первых, благодаря послойному перетеканию вещества, пережимам и будинажу искажается, и иногда до неузнаваемости, сама форма пластов, нередко распадающихся на фрагменты, происхождение которых трудно установить. Во-вторых, слоистая текстура может быть уничтожена сланцеватостью: благодаря дифференциальному перемещению вещества вдоль плоскостей сланцеватости и часто благодаря метаморфической дифференциации, подчеркивающей сланцеватость, возникает новая плоскопараллельная текстура, которая может полностью затушевывать строение исходного тела, будь оно массивным или слоистым. При резко выраженной сланцеватости многие нестратифицирующиеся тела — интрузивы или их фрагменты — приобретают форму слоев, точнее сильно вытянутых линз, и могут быть восприняты как элементы разреза. Затруднения возникают и при анализе строения слабо тектонизированных толщ. Например, если исходные слои различались не по составу, а по структурным признакам, которые в ходе перекристаллизации могут быть полностью утрачены, то слоистость в ходе метаморфизма также оказывается затушеванной.

С другой стороны, химические различия исходных слоев в ходе метаморфизма не только не стираются, а наоборот, обычно подчеркиваются, будучи реализованы в новом контрастном минеральном составе метаморфической породы, а зачастую и усилены благодаря метаморфической дифференциации, усугубляющей химическую неоднородность. Поэтому слоистость лучше всего диагностируется в участках, где она выражена химически. Особенно показательным бывает переслаивание карбонатных и силикатных пород, наличие прослоев кварцитов или основных и ультраосновных кристаллических сланцев в гнейсах и т. п. Если контрастные по химизму слои хорошо выражены морфологически (так что их нельзя спутать с другими вытянутыми телами, например, жилами), то исходная структура напластования может быть установлена с высокой степенью надежности.

Нужно сказать, что различия в химическом составе чрезвычайно консервативны и сохраняются на любом уровне метаморфизма (исключая более или менее локальные зоны интенсивного метасоматоза и гранитизации). Благодаря этому в не очень сильно тектонизированных толщах зачастую сохраняются даже такие тонкие литологические особенности, как ритмичность, косая слоистость, градационная слоистость и т. п. Очень хорошо сохраняются псефитовые структуры, так что конгломераты, особенно если их гальки сложены сравнительно малокомпетентными породами типа гранитоидов или кварцитов, легко распознаются даже в зонах интенсивного рассланцевания, причем степень деформации галек дает возможность судить об искажениях мощности толщ. Вообще существует большое количество публикаций по успешному воссозданию исходных литологических особенностей метаморфических пород, но, к сожалению, все подобные случаи относятся лишь к толщам с контрастным химическим составом текстурных элементов и с несильно искаженной тектонически морфологией слоев. Так как в метаморфических комплексах эти условия соблюдаются далеко не повсеместно, то восстанавливаемая по литологическим признакам картина первичного напластования оказывается фрагментарной и ее достоверность трудно поддается объективной оценке.

Результативность стратиграфических исследований в метаморфических породах сильно зависит от дробности стратиграфии. Более определенные данные мы получаем при расчленении разрезов на достаточно мощные толщи, измеряемые сотнями и первыми тысячами метров.

Такие толщи, если они достаточно четко индивидуализированы благодаря определенному набору пород, обычно прослеживаются на большие расстояния, что позволяет удостовериться в их пластовой форме; на характере их морфологии в сравнительно слабой степени сказываются сланцеватость и другие дислокации высоких порядков; геологическое картирование свидетельствует об устойчивости строения слабых мощными толщами разрезов на больших площадях. Все это упрощает задачу стратиграфического расчленения метаморфических комплексов и, главное, делает ее решение более достоверным и легко проверяемым. Правда, и в случае подобных крупных стратиграфических подразделений остается и даже усложняется проблема правильной оценки их исходных мощностей, которые могут быть чрезвычайно сильно искажены тектоническими процессами; практически мы лишены возможности учесть эти искажения. Но для узко стратиграфических целей это не главный вопрос.

Очень трудной задачей оказывается определение стратиграфической последовательности выявленных подразделений. При отсутствии биологических и литологических признаков главным методом решения этой задачи становится исследование структурных отношений. Однако в метаморфических комплексах, где структуры чрезвычайно усложнены, использование этого критерия часто не дает однозначных результатов.

В последние годы структуры метаморфических комплексов стали объектом детального изучения, показавшего, что наблюдаемые в них геометрические отношения представляют конечный результат длительной эволюции, в ходе которой характер полей напряжений и реакций на них мог многократно меняться. Типичным элементом метаморфической структуры являются, в частности, ранние изоклинные складки, впоследствии повторно дислоцированные. Вывод о широком развитии ранних изоклильных складок основывается на закономерностях отношений между сланцеватостью и слоистостью метаморфических пород, которые во многих метаморфических комплексах совпадают по направлению. Считая сланцеватость результатом течения вещества в направлении, перпендикулярном оси наибольшего сжатия, мы должны признать, что это последнее обычно совпадает с нормалью к слоистости. Предполагается, что единственным механизмом, способным обеспечить подобную ориентировку, является формирование изоклильных складок. Такая модель позволяет считать, что: а) крылья изоклильных складок, сминающих слои, располагаются нормально к оси сжатия, т. е. так же, как и сланцеватость; б) замки изоклильных складок часто оказываются сорванными, и потому пересечение слоев сланцеватостью, которое должно проявиться в замках, обычно не наблюдается; в) в случае нестрогой параллельности слоистости и сланцеватости границы слоев все же искажаются так, что на значительных участках совпадают или приближаются к сланцеватости; г) срывы по сланцеватости могут быть ошибочно приняты за стратиграфические границы, что усиливает впечатление параллельности слоистости и сланцеватости.

Эти выводы, показывающие, что в сложноскладчатых метаморфических комплексах определить стратиграфическую последовательность слоев бывает невозможно, получены при крупномасштабном картировании на ограниченных участках и соответственно справедливы по отношению к складкам высоких порядков, сминающим сравнительно маломощные пласты. Но в структурной геологии докембрия долгое время господствовал «принцип подобия» складчатых структур, согласно которому крупные складки низких порядков формировались с помощью тех же механизмов и, следовательно, имеют то же морфологи-

ческое выражение, что и мелкие. Отсюда возникло представление о широком развитии в метаморфических комплексах огромных изоклиналильных лежачих складок, смятых, в свою очередь, в более простые открытые складки, в которых стратиграфические отношения верх—низ практически не определимы.

Сейчас, однако, становится ясным, что «принцип подобия» в данном случае ошибочен и картирование крупных складок, сминающих мощные толщи, не подтверждает вышеизложенных представлений. Как указывалось, мощные литологически индивидуализированные толщи могут быть прослежены на большие расстояния, и такое прослеживание показывает, что они в большинстве случаев не обнаруживают ни замков изоклиналильных складок, ни срывов по сланцеватости, ни других признаков крайне напряженной складчатости. Сланцеватость при этом ведет себя конформно, изгибаясь более или менее параллельно изгибам мощных толщ. Однако этот параллелизм имеет иное происхождение: в отличие от мелких изоклиналильных складок течения, формировавшихся в ходе развития сланцеватости, крупные складки представляют собой более поздние, наложенные складки изгиба, сминающие поверхности сланцеватости вместе с ранними мелкими складками. Как бы ни было усложнено мелкой складчатостью строение мощных толщ, очерчиваемая ими структура низкого порядка может иметь относительно простое строение, доступное расшифровке методами геологической съемки, и стратиграфическая последовательность крупных подразделений может быть определена на крыльях пологих складок или на замыканиях крутых. Повторяемость полученного результата служит критерием его правильности.

Во многих случаях, особенно в наиболее древних глубоко метаморфизованных породах докембрия, определению стратиграфической последовательности может помочь изучение метаморфической зональности. Нередко изограды метаморфизма в определенной мере согласуются со стратиграфическими поверхностями, т. е. метаморфическая и стратиграфическая вертикали оказываются достаточно близкими по направлению. Тогда направление усиления метаморфизма указывает на стратиграфический низ.

Как видим, арсенал методов стратификации метаморфических комплексов не очень велик и часто не очень надежен. Он опирается на комплекс трудоемких и сильно специализированных петрологических и структурных исследований. Меняется место и значение стратиграфических выводов: если в изучении фанерозойских комплексов они служат основой остальных геологических построений, то здесь, наоборот, часто являются их результатом. Отсюда — зависимость от возможностей нестратиграфических методов воссоздать дометаморфические стратиграфические элементы. В настоящее время приходится констатировать, что эти возможности, как было показано выше, в основном ограничены выделением относительно крупных стратиграфических подразделений в участках с относительно слабо искаженным строением. Важно, однако, подчеркнуть, что в принципе такие возможности имеются и стратиграфическому расчленению поддаются даже очень глубоко метаморфизованные комплексы.

## 2. Методы межрегиональной корреляции

**Палеонтологический метод.** Органические остатки в докембрии известны в очень широком стратиграфическом диапазоне, вплоть до очень глубоких его слоев, сформировавшихся 3,5 млрд. лет назад (имеются данные об остатках органических структур и в еще более древних — самых древних из достоверно определенных на Земле — отложениях с возрастом 3,8 млрд. лет, однако идентификация этих

структур затруднена и оспаривается рядом специалистов). Тем не менее палеонтологический метод играет в стратиграфии докембрия довольно скромную роль, что обусловлено тремя главными причинами: замедленной эволюцией организмов в докембрии, редкой встречаемостью и плохой сохранностью остатков и слабой изученностью докембрийской биоты.

В настоящее время достаточно четкую палеонтологическую характеристику, сравнимую с характеристикой фанерозойских отложений, имеют лишь самые верхние слои докембрия, в которых обнаружены отпечатки мягкотелой бесскелетной фауны Metazoa [Федонкин, 1983]. В остальных случаях для целей корреляции используются в основном не сами органические формы, а продукты их жизнедеятельности, представленные различными известковистыми постройками в виде слоисто-столбчатых и скорлуповатых образований — строматолитов или мелких округлых тел — микрофитолитов (онколитов и катаграфий). Их образвателями считаются в основном низшие водоросли. Установлено, что морфология этих построек существенно зависит от условий обитания и сильно меняется по латерали, однако выявлены также изменения по стратиграфической вертикали. Хотя эти изменения очень замедленны, в масштабах докембрийского времени они довольно ощутимы и используются в целях корреляции крупных стратиграфических подразделений.

Главная заслуга в установлении стратиграфического значения строматолитов и микрофитолитов принадлежит советским геологам, которые в интервале верхнего докембрия (0,57—1,65 млрд. лет) выявили четыре различающихся комплекса этих форм, каждый из которых характеризует определенный стратиграфический интервал. Эти комплексы прослежены на обширных территориях СССР и отчасти за рубежом, что позволило дать обоснованное расчленение верхнего докембрия на основаниях, близких к тем, которые применяются для расчленения фанерозоя.

В то же время рассматриваемый метод обладает рядом недостатков. Это, во-первых, его низкая разрешающая способность, обусловленная замедленным темпом эволюции жизни в докембрии: по длительности формирования большинства выделенных стратиграфических подразделений верхнего докембрия примерно соответствует фанерозойским группам (правда, «стратиграфическое содержание» тех же подразделений, если о нем судить по мощностям, числу и значимости геологических событий, таких, как смена палеогеографических обстановок, перерывы и т. п., сравнительно невелико, и в этом отношении верхнедокембрийские подразделения ближе, пожалуй, не к группам, а к системам фанерозоя). Во-вторых, недостаточно жесткая, по мнению ряда специалистов, связь позднедокембрийских органогенных форм с определенными стратиграфическими уровнями; эта связь имеет скорее вероятностный, чем четко детерминированный характер, что обуславливает необходимость контроля другими методами, в первую очередь радиогеохронологическим. Попытки распространить метод на нижний докембрий пока успеха не имели, так как органогенные постройки этого возраста не обнаруживают ясных признаков эволюции и не имеют четких отличий от ранних форм верхнего докембрия. Нужно отметить также, что формирование и сохранение докембрийских органогенных построек связано с особыми фаціальными условиями, реализуемыми в основном на платформах и в миогеосинклиналях; в эвгеосинклинальных сильно деформированных и зачастую метаморфизованных толщах осуществить сборы представительного материала, как правило, не удастся. Все эти особенности при несомненных преимуществах метода сильно ограничивают область его применения.

**Геохронологический метод.** Суть и способы использования методов радиогеохронологического датирования освещены в специальной литературе, где охарактеризованы и некоторые их ограничения. Последние связаны главным образом либо с отсутствием изотопных равновесий в изучаемых системах, либо с трудностями их интерпретации в смысле привязки полученных результатов определения возраста к конкретным геологическим событиям.

Существует еще одно важнейшее ограничение применения радиогеохронологии в стратиграфии. Оно заключается в дискретности определений возраста осадочных толщ [Шульдинер, 1982]. Дело в том, что методики определения возраста осадочных пород разработана недостаточно. Имеется опыт определения возраста глауконита K-Ar и Rb-Sr методами, сейчас интенсивно разрабатываются методики определения возраста глинистых аутигенных минералов. Но на сегодня вклад этих определений в геохронологию очень мал, и имеющиеся датировки в подавляющем своем большинстве относятся к кристаллическим — эффузивным, интрузивным и метаморфическим породам. Собственно стратиграфическое значение в этом ряду имеет только возраст эффузивов, и там, где они насыщают разрез, радиогеохронологическое датирование последнего может быть достаточно полным. Подобных разрезов, однако, немного. За редкими исключениями, приходится довольствоваться разрозненными датировками. Если они получены по интрузивным или метаморфическим породам, то характеризуют не время образования слоев, а перерывы в осадконакоплении, чаще всего — моменты крупных тектонических перестроек, сопровождавшихся активным проявлением эндогенных процессов. При этом изотопные соотношения в сформировавшихся к этому моменту породах часто оказываются сильно измененными благодаря тепловой и структурной переработке, в результате чего установить начальный радиогенный возраст таких пород уже невозможно. Датировются и коррелируются, таким образом, лишь верхние границы крупных подразделений.

Специфическая проблема возникает при датировании некоторых докембрийских глубокометаморфизованных — в амфиболитовой и особенно гранулитовой фациях — комплексов. Существует определенная несогласованность между геологическими представлениями об их очень древнем (более 3—3,5 млрд. лет) возрасте и большинством определений радиогеохимическими методами, которые обычно дают не более 2—2,8 млрд. лет. Отчасти это связано со сложной историей подобных образований, искажающей первичные отношения изотопов и затрудняющей их интерпретацию. В ряде случаев, однако, этот фактор удается исключить, но и тогда указанная несогласованность сохраняется. Приходится предположить, что в глубоком докембрии было широко распространено явление длительного нахождения метаморфических комплексов в высокотемпературной обстановке на больших глубинах, где остывание происходило очень медленно и температурный рубеж, соответствующий «включению» изотопных часов, достигался с очень большим, измеряемым многими сотнями миллионов лет, опозданием относительно времени отложения осадков и их погружения на глубины метаморфизма. Цифры изотопного возраста в таких случаях обычно фиксируют моменты воздыманий крупных блоков земной коры, обуславливающих вывод глинистых пород на низкотемпературные уровни. В пользу такого предположения говорят некоторые реликтовые датировки глубокометаморфизованных комплексов, эмпирические изотопные данные о медленности остывания таких комплексов и геологические материалы.

**Магнитостратиграфический метод** в неметаморфизованных толщах докембрия не имеет по сравнению с фанерозоем каких-либо принципи-

альных ограничений, и его слабое внедрение в практику связано лишь с недостаточной изученностью и отсутствием соответствующих межрегиональных шкал. По-видимому, этот метод может получить достаточное обоснование и широкое распространение, поскольку, согласно последним данным, признаков существенного взаимного перемещения континентов для большей части докембрия не устанавливается и этот фактор не должен быть помехой даже для дальнейших корреляций. Главным ограничением этого, как и других методов, является метаморфизм, стирающий магнитную запись. Не изучен вопрос, может ли метод датировать сами метаморфические события.

**Литолого-формационный метод.** В отличие от палеонтологического и радиогеохронологического методов, применение которых в докембрии ограничено определенными рамками, литолого-формационный метод более универсален и лежит в основе стратиграфических корреляций всех докембрийских образований. Долгое время он оставался не только главным, но и единственным методом корреляции докембрийских толщ. Позднее выяснилось, что сам по себе он может привести к серьезным ошибкам в стратиграфических построениях, но в сочетании с другими методами такие ошибки могут быть сведены к минимуму.

В основе метода лежат два предположения: о направленном необратимом развитии внешних оболочек Земли в докембрии, что фиксируется в соответствующих по возрасту разрезах земной коры, и о существовании в истории Земли некоторых геологических событий, которые появились на достаточно больших территориях — в масштабах регионов, континентов или планеты в целом — и так или иначе отразились в строении тех же разрезов. Распознавание эволюционных изменений и общих событий в различных стратиграфических разрезах используется для их корреляции.

Наиболее полное развитие такой подход нашел в работах Л. И. Салопы [1982], который подразделил осадочно-вулканогенные формации нижнего докембрия (возрастом от 1,6 до 3,5 млрд. лет) на 12 литостратиграфических комплексов, каждый из которых обладает индивидуальными особенностями, позволяющими коррелировать их в глобальном масштабе. Приведем, по Л. И. Салопу, их краткую характеристику (сверху вниз, возраст в млрд. лет).

**Чайский комплекс (1,6—1,75).** Осадочные существенно терригенные отложения, внизу континентальные красноцветные, иногда с покровами кислых вулканитов, вверху прибрежно-морские, с покровами базальтов.

**Хибеленский (1,75—1,9).** Кислые субаэральные вулканиты, чередующиеся с подчиненными континентальными терригенными отложениями. Комагматичные субвулканические и гипабиссальные интрузии гранитов и сиенитов.

**Вепский (около 2).** Терригенные, иногда красноцветные, молассоподобные отложения, залегают часто с перерывом на нижележащих отложениях.

**Ладожский (2—2,2).** Флишоидные терригенные или терригенно-карбонатные толщи, заключающие в нижней части горизонт тиллитов.

**Верхнеятулийский (2,2—2,35).** Кварцито-сланцевые и доломитовые толщи (иногда включающие мощные горизонты джеспилитов типа оз. Верхнее). В доломитах часты строматолитовые биогермы, а в кремнистых прослоях джеспилитов многочисленны микроскопические остатки прокариот и изредка эукариот (?).

**Нижнеятулийский (2,35—2,45).** Терригенные, отчасти терригенно-карбонатные отложения, с большим количеством кварцитов; в карбонатных породах содержатся строматолиты, иногда слагающие крупные биогермы — первые породообразующие строматолитовые горизонты. Джеспилиты криворожского типа.

**Витватерсрандский (2,45—2,75).** Терригенные отложения, заключающие до трех горизонтов тиллитов. Преимущественно в нижней части присутствуют золото-ураноносные конгломераты большого экономического значения. Во многих районах вверху комплекса помещаются вулканиты (основные до кислых).

**Доминион-рифский (2,75—2,8).** Основные, реже кислые вулканиты, чередующиеся с терригенными породами. Золото-ураноносные конгломераты (непромышленные).

**Модис (2,8—3).** Конгломераты, субграувакки, кварциты, карбонатные породы,

изредка джеспилиты криворожского типа. На подстилающих породах лежат с перерывом.

**Тимискамингский (3—3,2).** Терригенные породы (главным образом граувакки) с подчиненными вулканитами и туфами. Джеспилиты криворожского и алгомского типов.

**Киватинский (3,2—3,4).** Внизу преобладают основные вулканиты, вверху наблюдается перемежаемость кислых и основных вулканитов и их туфов; подчиненно присутствуют туффиты, обломочные и кремнистые породы, джеспилиты алгомского типа; в самой нижней части комплекса часто находится толща кремнистых сланцев, доломитов и обломочных пород с первыми редкими фитолитами. Залегает на подстилающих породах с перерывом.

**Коматитовый (3,4—3,55).** Перидотитовые и базальтовые коматиты, в слоях кремнистых пород первые очень редкие микроскопические остатки прокариот; в нижней части комплекса иногда находится толща терригенных пород.

Значение и применимость литолого-формационного метода в стратиграфии докембрия меняются как по латерали, так и по стратиграфической вертикали. По мере перехода ко все более древним эпохам структурная и климатическая дифференциация земной поверхности ослабевает, а специфичность геологических условий возрастает, так что индивидуальность литостратиграфических комплексов становится все более выраженной. Наоборот, в верхнем докембрии дифференцированность структурных и климатических обстановок существенно возрастает, и выделить здесь литостратиграфические комплексы глобального распространения большей частью не удается. Однако некоторые периоды, связанные с крупными оледенениями, выражены в разрезах очень отчетливо, и соответствующие комплексы ледникового происхождения играют в стратиграфической корреляции верхнего докембрия исключительно важную роль [Салоп, 1982].

**Петроформационный метод.** Если говорить о самых ранних этапах формирования земной коры, то здесь специфика наблюдаемых разрезов еще больше возрастает, что связано, в первую очередь, с интенсивными метаморфическими изменениями горных пород. Древнейшие формации представляют собой сложные по генезису образования, в облике которых отразились многообразные процессы их первоначального литогенеза и последующей трансформации под влиянием высоких температур, давлений и флюидов. В их изучении главная роль переходит к петроформационному методу, позволяющему получить интегральную характеристику метаморфических формаций и использовать ее в корреляционных целях. Подобный подход в последние годы развивается в работах Е. Е. Лазько и В. П. Кирилюка [Вопросы теории..., 1982], Л. И. Салопа [1982], Б. Я. Хоревой [1978], В. И. Шульдинера [1982] и других геологов.

Древнейшие глубоко метаморфизованные комплексы распространены на огромных площадях и образуют фундаменты древних платформ, таких, как Сибирская, Индийская, Антарктическая и др. Непрерывное распространение метаморфизованных супракрустальных пород на столь обширных территориях само по себе представляет уникальное явление, в последующие эпохи не повторяющееся. Уникален и характер метаморфизма. Многие геологи связывают его с особенно высоким геотермическим градиентом на ранних стадиях Земли, но существует и иное объяснение, данное В. И. Шульдинером [1982] на основании изучения палеогеотермических градиентов раннего докембрия: изотермы древнейшей эпохи были приподняты относительно их современного положения на 200—400° ввиду очень высокой температуры поверхности, обусловленной парниковым эффектом. Подобный термальный режим объясняет не только повсеместную высокую метаморфизованность пород, залегающих на сравнительно небольших глубинах, но и отсутствие существенных латеральных температурных градиентов и общую фациальную и структурно-формационную однород-

ность по латерали, которая в древнейшем докембрии достигала своего максимума. Эволюцией этого режима обусловлена также определенная вертикальная направленность в строении древнейших разрезов. Восстановление первичной природы древнейших петроформаций показало, что в низах в целом преобладают метавулканы основного состава; подчиненные им кислые породы также представлены метавулканитами. Вверх по разрезу увеличивается роль метаосадков, а среди них возрастает количество кварцитов и глиноземистых пород и появляются известковистые. В верхах роль карбонатных и глинисто-карбонатных пород становится особенно значительной. Подобная направленность говорит о постепенной интенсификации осадочного литогенеза, обусловленной ростом гидросферы и увеличением кругооборота воды по мере остывания земной поверхности. Будучи контролируемой глобальными причинами, такая смена петроформаций может служить основой межрегиональных корреляций.

### 3. Проблемы периодизации докембрия

В отличие от фанерозоя, в основе расчленения, корреляции и периодизации которого лежит единый подход — биостратиграфический, стратиграфия докембрия основывается, как мы видели, на различных методах, которые являются взаимодополняющими, но не взаимозаменяемыми. Нет возможности отдать предпочтение какому-то одному из них; даже такой, казалось бы универсальный и объективный метод, как радиогеохронологический, оказывается малоэффективным без поддержки историко-геологических методов.

Это обстоятельство сильно осложняет проблему периодизации докембрия и создание единой стратиграфической шкалы, которая по необходимости должна быть «синтетической» и суммировать результаты разных подходов. Неудивительно, что при таких обстоятельствах схемы периодизации, используемые различными авторами и школами, значительно различаются между собой. Существующие разногласия объективно отражают методические и региональные различия в подходах к проблеме.

Если говорить о главных из них, то таких подходов можно наметить два. Один имеет в основе радиогеохронологический метод. Однако применить используемую этим методом непрерывную и однородную изотопную шкалу физического времени в стратиграфических целях нельзя из-за прерывистого и неоднородного распределения изотопных датировок, о чем говорилось выше. Это обстоятельство делает в общем случае невозможным построение изохронных поверхностей; исключением, очевидно, могут быть лишь те частные случаи, когда эти датировки совпадают друг с другом, т. е. когда они фиксируют глобальные события. Отсюда следует, что общая шкала возрастного расчленения докембрия должна иметь в основе естественные рубежи планетарного значения. Их наличие и частота определяют разрешающую способность геохронологической изотопной шкалы. Такие рубежи могут иметь разную природу, но пока надежно распознаны и датированы лишь те из них, которые являются крупными эпохами тектонической активности (диастрофизма) и фиксируются массовыми проявлениями магматизма и метаморфизма.

Мы видим, таким образом, что способ измерения времени изотопными методами подсказывает и способ его разбиения, в основе которого должна лежать естественная периодизация геологических событий. Реально распознаваемыми изохронными рубежами докембрийской истории являются тектонические события планетарного значения, следовательно, ее периодизация должна быть произведена на тектонической основе. А поскольку такие тектонические события представляют

собой повторяющееся явление, основой периодизации должна быть их цикличность.

Основу периодизации с позиций другого подхода, вытекающего из историко-геологического анализа, должна составлять не цикличность, а стадийность развития неорганического (а в позднем докембрии и органического) мира, отражающая необратимость и неповторимость изменений в жизни Земли. Такой подход обладает тем преимуществом, что позволяет осуществить собственно стратиграфические корреляции и тем самым наполнить временные подразделения геологическим содержанием. Вместе с тем использование такого подхода, если оно не подкреплено данными изотопной хронометрии, наталкивается на трудности. Во-первых, неповторимость тех или иных геологических явлений трудно доказать без использования независимых определений возраста. Во-вторых, границы выделяемых стадий чаще всего оказываются размытыми, резкие переломы отсутствуют, так что эти границы приходится намечать условно, совмещая их с более четкими границами тех же тектонических циклов, хотя их совпадение может быть только кажущимся. Все это заставляет в поисках рационального решения вопроса сочетать оба подхода, отдавая предпочтение тектонической цикличности при установлении границ подразделений докембрия и стадийности при установлении внутреннего содержания и иерархии этих подразделений.

Приняв за основу геохронологической шкалы цикличность, выберем в качестве ее элементарного тектоно-хронологического подразделения тектоническую эру, т. е. время проявления геосинклинального цикла (по В. Е. Хаину) [1973]. В докембрии устанавливаются пять таких циклов, которые завершились байкальской (начало палеозоя), гренвилльской (1,0 млрд. лет назад), карельской (1,7), кеноранской (2,6) и еще более древней (более 3,5 млрд. лет назад), но плохо изученной, эпохой диастрофизма. Все перечисленные циклы (кроме последнего) хорошо выражены, и в их выделении у специалистов по докембрию почти нет разногласий. Значительно сложнее обстоит дело с иерархией выделяемых рубежей и стратиграфических подразделений.

В настоящее время наиболее крупными подразделениями докембрия считаются архей и протерозой, выделение которых имеет длительную традицию и наиболее привычно; их граница совпадает с кеноранской складчатостью. Этот рубеж, однако, не главный в докембрийской истории Земли; поэтому принятое расчленение докембрия на подразделения высшего ранга условно. Еще в 40-х годах Г. Штилле показал, что естественная история Земли разделяется другой границей на два крупнейших периода (мегахроны) — неогей и протогей, каждый из которых обладает определенной завершенностью. В понимании Г. Штилле, неогей представляет собой тектонический мегацикл, начавшийся с кардинального разрушения, регенерации предшествовавшей глобальной структуры, достигшей к тому времени максимальной консолидации; отсутствие столь крупных переломов в дальнейшей тектонической истории Земли свидетельствует о внутреннем единстве неогей. К настоящему моменту получены новые доказательства такого единства. Созданный в начале неогей общий структурный план расчленения материков на платформы и подвижные пояса оказался весьма консервативным и сохранился на протяжении всего неогей. При этом элементарные циклы геосинклинального развития в неогее не представляли собой простого повторения событий, но образовали единую эволюционную линию, общая тенденция которой соответствует тенденциям развития внутри каждого цикла.

Граница названных мегахронов совпадает с заключительными фазами карельской складчатости. Некоторые авторы сдвигают ее вверх,

что имеет определенные основания, поскольку процесс тектонической революции на границе прото- и неогей был достаточно длительным и достиг своего максимального выражения спустя сотни миллионов лет после завершения карельской складчатости. Однако из практических соображений совмещение границы мегахронов с относительно коротковременным и повсеместно проявленным карельским диастрофизмом оказывается более удобным. К этому нужно добавить, что карельская эпоха диастрофизма проявлена необычайно выразительно, ее отличают грандиозные масштабы и, кроме того, широкое развитие специфических магматических и метаморфических формаций: кислых наземных вулканитов, малоглубинных гранитов типа рапакиви и, видимо, некоторых анортозитов и связанных с ними гранулитов. Все это совпадает с представлением о карельской эпохе, как об особенном, первостепенном рубеже в истории Земли.

К неогей относится, таким образом, верхняя часть протерозоя, которая включает гренвиллскую и байкальскую тектонические эры. На эту часть протерозоя удалось распространить принципы биостратиграфического расчленения, в соответствии с которыми здесь выделяют рифей, состоящий из четырех фитем, и венд. К сожалению, иерархия этих подразделений принятой в СССР общей стратиграфической шкалы не соответствует тектоническим циклам (недостаток, в значительной мере преодоленный в схеме Л. И. Салопа), но самый факт стратификации всего неогей — как фанерозойской, так и докембрийской его частей — с единых позиций биостратиграфического метода представляет собой одно из важнейших достижений стратиграфии последних лет.

Отнесение всего нижнего докембрия к протогею в настоящее время представляется неудовлетворительным, поскольку современные данные позволяют выделить здесь еще один древнейший мегахрон.

Две поздние тектонические эры протогея, соответствующие верхнему архею и нижнему протерозою, или, в иной терминологии, онтарию и карелию, составляют самостоятельный мегацикл. В онтарии, в период между 3,5 и 2,6 млрд. лет назад, сформировались специфические структуры древних щитов — так называемые зеленокаменные пояса. Они сложены по преимуществу эвгеосинклинальными существенно вулканогенными и флишевыми образованиями. В Карелии (2,6—1,7 млрд. лет назад) наряду с эвгеосинклинальными формировались также миогеосинклинальные, орогенные и даже платформенные образования, представленные широким спектром терригенных, карбонатно-терригенных и вулканогенных формаций. Как видим, формационный облик онтарии свидетельствует о преимущественном развитии ранних стадий геосинклинального развития, тогда как в карельском большом расцвете достигли поздние стадии; карельский цикл как бы продолжает онтарийский. Эта закономерность четко прослеживается в большинстве раннедокембрийских провинций, показывая, что указанные элементарные циклы связаны единой линией развития, что и позволяет признать их частями единого мегацикла.

Что касается предшествующего этапа, то он изучен пока недостаточно. Всюду, где доонтарийские комплексы идентифицированы геологическими или изотопными методами, они сложены гранитоидами и разнообразными супракрустальными породами, претерпевшими интенсивные деформации, метаморфизм и гранитизацию, т. е. завершившими цикл плутонических преобразований до того, как началось формирование онтарийских эвгеосинклинальных вулканитов. Это указывает на самостоятельность доонтарийского этапа, о которой свидетельствует и его специфичность. Древнейшие образования повсеместно представлены очень мощными (как правило, намного больше 10 тыс. м)

сериями глубокометаморфизованных пород, внутри которых не удастся установить стратиграфические перерывы и несогласия. Их расчленение на основе изотопных данных и тектонических признаков оказывается невозможным. Специфика и способы стратификации этих толщ были описаны в предыдущем разделе. Особенности древнейших образований показывают, что они не представляют собой начальных стадий протогейского мегацикла и относятся к самостоятельному этапу становления земной коры, заслуживающему выделения в самостоятельный мегахрон — эогей.

В целом изложенный материал показывает, что стратиграфическому расчленению в докембрии подлежат супракрустальные комплексы на любом возрастном уровне, вплоть до самых древних, возраст которых превышает 3,5 млрд. лет. Однако арсенал методов стратиграфа сокращается по мере перехода ко все более древним отложениям. В верхнем докембрии сильно ограничиваются возможности биостратиграфического метода, а в протогее он практически выключается полностью. В эогее теряет значение и радиогеохронологический метод, и стратиграфическое изучение ведется почти исключительно на основе петроформационного метода. Соответственно снижается и достоверность стратиграфических построений. Общей особенностью стратиграфии докембрия является ее низкая разрешающая способность. Даже на уровне региональных исследований большей частью удается оперировать лишь крупными стратиграфическими подразделениями, имеющими большие мощности и соответствующими большим интервалам времени. Переход к высокодетальным стратиграфическим исследованиям, если исключить отдельные благоприятные участки, в настоящее время сталкивается с непреодолимыми трудностями.

## ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ И ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЗМОВ

### 1. Влияние геомагнитного поля на живые организмы

Магнитное поле, несомненно, существовало в течение всего фанерозоя. Иначе говоря, оно всегда было одним из компонентов среды обитания живых существ. Магнитное поле Земли характеризуется векторной величиной — магнитной индукцией. Значение этой величины изменяется при смене координат точки наблюдения, а также во времени.

Различные вещества обладают различной магнитной восприимчивостью и магнитной проницаемостью. Для наших дальнейших рассуждений существенно, что магнитная проницаемость воздуха и воды близки к единице:

Автор, год	Воздух	Вода
Кэй, Лэби, 1962		0,9 999 928
Субботина, 1967	1,00 024	0,9 999 928
Ландсберг, 1971	1,00 038	0,99 991
Кухлинг, 1982	1,0 000 004	—

Непосредственные измерения в океане вблизи экватора показали наличие магнитного поля на самых различных глубинах. При этом был обнаружен эффект уменьшения склонения, т. е. поворот составляющей вектора геомагнитного поля на горизонтальную поверхность [Шулейкин, 1968]. Эффект обнаруживается на глубинах более 500 м и на глубине 4200 м достигает 36°. Очевидно, что поворот горизонтальной составляющей будет меняться не только с глубиной, но и в зависимости от географических (а точнее, магнитных) координат точки исследования. Таким образом, в любой среде магнитное поле воздействует на организмы как слабый раздражитель.

В 1886 г. Н. Е. Введенский впервые установил градацию раздражителей в зависимости от реакции организма. Упрощенно его схема выглядит так: умеренная интенсивность раздражения, которая вызывает возбуждение организма в целом, отдельного органа или участка ткани (оптимум), и сильная интенсивность раздражения, которая вызывает реакцию торможения в организме (пессимум). За рамками этой схемы остались слабые раздражители, которые не вызывают немедленной заметной реакции организма. Интенсивность такого раздражения приводит ткань в состояние готовности к деятельности и обозначена термином примум [Воронов, 1971]. В группу примум входят такие факторы среды, изменение параметров которых зачастую не принимается во внимание.

К таким факторам относится и геомагнитное поле. Этот раздражитель очень специфичен: он обладает полюсами. Однако биологические объекты реагируют не только на направление магнитных силовых линий, но и на изменение интенсивности геомагнитного поля.

Действие магнитного поля на живые организмы доказано много-

численными опытами. Например, определение геомагнитной рецепции у европейского угря в опытах С. И. Глейзера и В. А. Ходорковского [Брановер и др., 1971; Влияние..., 1971; Глейзер, Ходорковский, 1971; Ходорковский, Глейзер, 1972], увеличение сахаристости у различных сортов свеклы при ориентации корневых борозд по магнитному меридиану и установление связи ориентации прорастающих семян с сексуализацией растений [Аброськин, 1968; К вопросу..., 1971; Некоторые данные..., 1969]. Много внимания уделялось изучению ориентации птиц во время весенне-осенних перелетов. Сейчас можно считать доказанным, что птицы пользуются несколькими дублирующими системами ориентации, одна из которых — ориентация по силовым линиям геомагнитного поля.

Существуют три пути воздействия магнитного поля на живые организмы [Холодов, 1978].

Первый путь — проникающее действие магнитного поля. Поверхностные ткани не препятствуют проникновению магнитного поля, и поэтому ему подвластны любые системы организма. Исследования советских и зарубежных ученых показали, что «шоковыми» при воздействии магнитного поля могут стать любые части организма, в том числе головной мозг, спинной мозг и железы внутренней секреции.

Второй путь — рефлекторный. Специфические рефлексы на магнитное поле вырабатываются крайне трудно и закрепляются слабо. При выработке условных рефлексов на раздражители, действующие через органы чувств, магнитное поле выступает то в качестве стимулятора, то в качестве ингибитора.

Третий путь — воздействие на жидкие среды как внутри, так и вне организма (кровь, лимфа, пища, вода). В результате воздействия магнитного поля изменяется внутренняя структура жидкостей и растворов. Омагниченная вода также меняет свою структуру, вследствие чего она стимулирует или замедляет различные процессы как внутри организма, так и на границе среда—организм.

Важно отметить, что и человек подвержен различным влияниям магнитного поля Земли. И это не предположения, а доказанный факт, который используется сегодня в клинической патологии, в космонавтике, при подборе кадров для службы на подводных лодках и т. д. [Бирюков, Красных, 1970; Моргунов, 1965; Новиков, 1966; О восприятии..., 1973].

Работы последних лет дали основание считать, что природные магнитные поля влияют не только на отдельные организмы, но и на целые популяции, являясь важным экологическим фактором [Травкин, 1978]. Различные организмы по-разному влияют на флуктуацию магнитного поля Земли. Высокоорганизованные животные, видимо, обладают сильными защитными средствами. Наиболее чувствительны к геомагнитному полю микроорганизмы, которые «обладают высокой чувствительностью к постоянным магнитным полям. Сверхслабое магнитное поле и постоянное магнитное поле напряженностью 0,5 Э (0,05 в системе СИ — Р. В.), так же как и сильные магнитные поля, являются биологически активными факторами, способными не только вызвать модификационную изменчивость, но и влиять на генетическую структуру бактерий» [Навлович, 1978, с. 111].

У нас нет никаких оснований считать, что древние организмы были менее чувствительны к флуктуациям геомагнитного поля. Скорее наоборот, ибо магнитное поле — раздражитель, а эволюция имеет тенденцию к направленному развитию. Ряд авторов, в том числе Ю. А. Холодов [1978], считают, что древние формы животного и растительного мира были более подвержены влиянию магнитного поля Земли.

Следовательно, экостратиграфические исследования должны включать изучение поведения древнего геомагнитного поля, ибо оно наряду с фаціальными особенностями, климатом, соленостью вод и т. п. является неотъемлемой составной частью среды обитания палеобиоценозов.

## 2. Палеомагнитные исследования

Изучение флуктуаций древнего магнитного поля Земли как составная часть экостратиграфических исследований начинается с жесткой увязки точек отбора образцов на различные виды анализов. Оптимальным является отбор всех проб из одних и тех же точек.

Образцы для палеомагнитных исследований имеют свою специфику. Так как речь идет об отборе образцов преимущественно из осадочных пород, то необходимо подчеркнуть, что образец должен сохранять свою первоначальную форму в течение всего времени проведения полевых и лабораторных исследований. Вторым непременным условием является наличие точной ориентировки в пространстве [Методика..., 1961; Палеомагнитология, 1982; Храмов, Шолпо, 1967].

Недавно разработана и успешно апробирована методика отбора образцов из слабо литифицированных отложений и из рыхлых осадков. Отбор производится при помощи пробоотборника специальной конструкции [Минюк, 1982]. Без нарушения естественной структуры порода помещается в контейнер внутри пробоотборника. Затем осадок пропитывается разбавленным клеем. Контейнеры имеют форму куба с ребром 24 мм. Таким образом, если они изготовлены из немагнитного материала, то контейнер с проклеенным осадком представляет собой готовый образец.

Каждый образец для палеомагнитных исследований осредняет какое-то геологическое время, в течение которого сформировалась исследуемая порода. Его длительность зависит от скорости осадконакопления и величины образца (точнее, от линейного параметра, который характеризует нормальную мощность отложений). Следовательно, мы изучаем не мгновенный срез, состояние геомагнитного поля в какой-то конкретный момент времени, а осредненное во времени геомагнитное поле, которое называется палеомагнитным полем в данной точке.

Лабораторные исследования позволяют восстановить первичную намагниченность отложений, т. е. направление и интенсивность палеомагнитного поля в точке опробования. Для расчленения и корреляции разрезов прежде всего используется инверсионный режим. Инверсия — это смена полярности геомагнитного поля на прямо противоположную по направлению. Происходят они в масштабе геологического времени мгновенно и являются реперными уровнями.

За последние 600 млн. лет существовали три режима геомагнитного поля (три мегазоны): сравнительно стабильное поле обратной полярности (примерно соответствует палеозойской эре), сравнительно стабильное поле прямой полярности (примерно соответствует мезозойской эре) и период относительно равномерного чередования зон прямой и обратной полярности (кайнозойская эра). В рамках этих мегазон выделяются 11 более мелких подразделений (гиперзон), сравнимых по стратиграфическому объему с системами общей стратиграфической шкалы.

Частота инверсий геомагнитного поля изменяется в широких пределах. Для четырех интервалов геологической истории она максимальна. Так, в неогене (24—2 млн. лет) геомагнитное поле меняло полярность, по данным разных авторов, через каждые 214—300 тыс. лет [LaBrecque et al., 1977; Ness et al., 1980; Tarling, Mitchel, 1976; Theyer, Hammond, 1974a, b]. Замечено, что интервалы частых инверсий совпа-

дают с конечными этапами геотектонических циклов или приурочены к крупным фазам складчатости внутри них (рис. 26). Существует коррелятивная связь между интервалами частых инверсий и периодами мировых регрессий, также с моментами перестройки движения литосферных плит [Палеомагнитология, 1982; Храмов, 1978; Храмов, Шолпо, 1967]. Все эти факты подтверждают известную точку зрения о единстве всего эндогенного процесса Земли.

Таким образом, любой геологический разрез может быть довольно детально расчленен на зоны прямой и обратной полярности. Однако корреляция разрезов по палеомагнитным данным сильно затруднена из-за отсутствия (на данном этапе развития науки) у палеомагнитных зон индивидуальных черт, которые давали бы возможность однозначно их идентифицировать. Поэтому корреляция разрезов по принципу «зона в зону» зачастую неосуществима. Необходимо выделять интервалы более высокого ранга — интервалы преимущественного намагничивания (суперзоны), смена которых отражает смену режимов геомагнитного поля [Пеньков, 1970]. Корреляция по интервалам преимущественного намагничивания, как правило, надежна [Ремизовский, 1981].

Стратиграфическое значение имеет и ряд других параметров, вычисляемых по результатам лабораторных исследований: координаты палеомагнитных полюсов, вариации палеомагнитного поля, индивидуальные черты некоторых инверсий, напряженность палеомагнитного поля и некоторые другие.

Роль координат палеополюсов в расчленении и корреляции разрезов невелика. Эти данные имеют скорее вспомогательный характер.

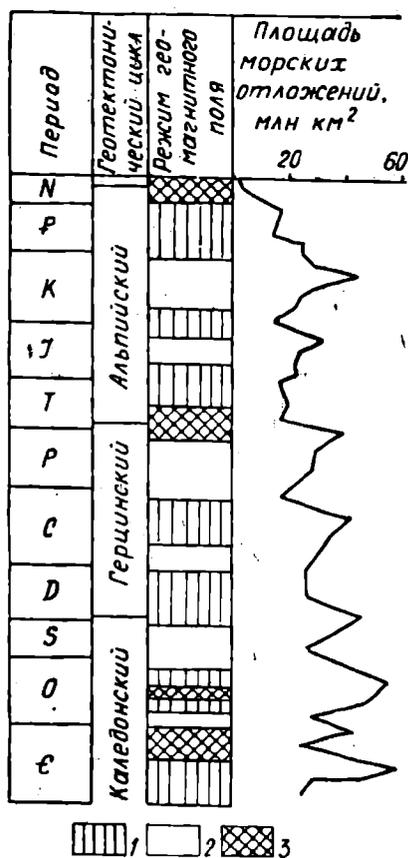


Рис. 26. Корреляция режима геомагнитного поля с тектоническими циклами и регрессиями—трансгрессиями Мирового океана. 1 — редкие инверсии, 2 — преобладание одной полярности с эпизодическими инверсиями, 3 — частые инверсии

Напряженность геомагнитного поля в геологическом прошлом изменялась очень сильно. Причем на фоне долгопериодных колебаний, охватывающих целые геологические эпохи, происходили сравнительно быстрые изменения во время инверсий. Флуктуации напряженности палеомагнитного поля являются важным фактором генетического гомеостаза [Василик, 1974; Дубров, 1974].

### 3. Палеомагнитные инверсии и эволюция органического мира

Рядом исследователей замечено совпадение отдельных событий в эволюции микроорганизмов (появление, расцвет или исчезновение какого-либо таксона) с инверсиями геомагнитного поля [Линькова, Мухина, 1975; Haas, Opdyke, 1967; Opdyke et al., 1966]. Высказано немало гипотез о характере причинно-следственных связей этих явлений. Так, Хейс говорит о непосредственном влиянии инверсий магнитного поля Земли на живые организмы [Haas, 1971]. Им изучено 28 колонок донных осадков, взятых как в высоких, так и в низких широтах. Установлено, что за последние 2,5 млн. лет вымерли восемь видов рода *насселария*, шесть из которых исчезли вблизи инверсий геомагнитного поля.

Согласно гипотезе Уффена и Симпсона, обусловленное инверсией понижение напряженности магнитного поля приводит к увеличению потока космической радиации, которая либо прямо влияет на живые организмы [Simpson, 1966; Uffen, 1963], либо вызывает мутации и изменения в популяциях [Waddington, 1967]. Ряд авторов считают, что инверсии приводят к перемене климата (изменение скорости ветров, увеличение ионизации верхних слоев атмосферы и т. п.) и, как следствие, к сменам комплексов различных групп фауны и флоры [Harrison, 1968; Magnetism..., 1971].

Видимо, пока рано говорить о конкретных причинно-следственных связях между инверсиями магнитного поля Земли, изменениями климата и эволюционирующими сообществами организмов. В то же время наличие коррелятивных связей между этими явлениями у многих авторов не вызывает сомнения [Жац, Березняков, 1974; Красилов, 1977; Сверлова, 1974; Соловьева, 1974; Kennet, Watkins, 1970].

Многочисленные исследования в этом направлении показали следующее: 1) иногда в отдельном регионе удается обнаружить некоторый таксон, который появляется, исчезает или явно изменяет свое численное представительство в пробах до и после инверсии геомагнитного поля [Петрушевская, Линькова, 1972; Haas, 1971], 2) в большинстве случаев обнаружить такие таксоны не удастся, а совпадения инверсий с изменениями видового состава представляются нечеткими, размытыми.

Таким образом, с одной стороны, в ряде публикаций приводятся данные, свидетельствующие о наличии совпадений во времени изменений видового состава палеобиоценозов и инверсий геомагнитного поля (т. е. о наличии коррелятивных связей), в то же время не удается обнаружить такие связи всегда и всюду. Для того чтобы сопоставление палеонтологических данных с инверсионной шкалой геомагнитного поля позволяло надежно выявлять уровни одновременных изменений состояния геомагнитного поля и видового состава той или иной группы фауны и флоры, необходимо палеонтологический материал подвергнуть предварительной математической обработке. Чаще всего палеонтологи представляют свои данные в виде списочного состава, матриц и гистограмм — простейших форм подачи информации о наличии (найден или не найден данный таксон в данной пространственно-временной точке). Ясно, что в такой форме фактический материал мало пригоден для последующей математической обработки. Гораздо перспективнее

в этом отношении материалы по микрофоссилиям, так как в микропалеонтологии широко применяются различные системы количественных оценок (абсолютное количество экземпляров конкретного таксона на определенную навеску породы; процентные соотношения или другие качественные оценки).

С другой стороны, возникает вопрос, что понимается под «изменением видового состава»? Процесс этот идет непрерывно, но он аритмичен и обусловлен таким обилием факторов, которые непосредственному учету не поддается. В конкретном разрезе резкую смену видового состава можно наблюдать, как правило, при смене фаций (комплексы идут за фациями). Если же разрез непрерывен и литологически однообразен, то установить уровень, на котором происходили наиболее существенные изменения видового состава практически невозможно. В том крайнем случае, когда весь комплекс представлен подходящими таксонами, это особенно трудно.

В настоящее время разработан ряд способов разграничения геологических объектов, основанных, как правило, на вероятностно-статистическом подходе [Вистелиус, 1980; Крамбейн и др., 1973; Международный геологический конгресс, 1972; Ремизовский, 1981]. Но так как инверсии не зависят от литофациальной обстановки, то литологически в разрезе они не выражены, а комплексы, как отмечалось, определяются прежде всего фациальной обстановкой. Поэтому для выявления уровней наибольшей изменчивости видового состава палеобioценозов необходим принципиально иной подход. На наш взгляд, наиболее перспективным методом выявления изменчивости видового состава является метод накопления сигнала, в основе которого лежат идеи теории информации [Девдариани, 1974].

Следует строго различать понятия «изменение» и «изменчивость» видового состава. Соотношение между этими понятиями примерно соответствует соотношению между понятиями «скорость» и «ускорение». Очевидно, что ускорение изменения видового состава (изменчивость) отвечает этапам ускоренной эволюции, выявление которых является нашей задачей.

Каждое геологическое событие находит свое отражение в изменении структуры биоценозов: это могут быть выпадения отдельных популяций, появление новых или «просто» сдвиги популяционных границ. В разрезе это выразится в исчезновении старых и появлении новых таксонов или это «просто» транзитные таксоны. Исчезновение или появление новых таксонов в массовом количестве в одном горизонте как свидетельство катастрофы встречается не так часто. Гораздо чаще мы имеем дело со сдвигом популяционных границ.

Изменение численного представительства некоторого таксона на данном уровне (в том числе «до нуля» или «от нуля») можно рассматривать как следствие некоторого геологического события. Однако кроме этого события на численность таксона влияет огромное количество «мелких» причин. Причем их влияние на различные таксоны разнонаправленно. Эти разнонаправленные изменения теория информации рассматривает как помехи при определении влияния «главного» события. На практике берется для расчетов не один таксон, а весь комплекс некоторой группы организмов. Соответствующим образом нормированные приращения представительства каждого таксона между двумя последовательными пробами суммируются. Эта операция в терминах теории информации, означает, что один и тот же сигнал о «главном» геологическом событии передают несколько раз по линиям связи с независимыми помехами. При суммировании регулярная составляющая, обусловленная полезным сигналом («главным» геологическим событием), растет значительно быстрее, чем составляющая,

определяемая случайными помехами. Следовательно, чем из большего числа таксонов состоит комплекс избранной для расчетов группы организмов, тем большее число раз полезный сигнал пройдет по линиям связи со случайными помехами и, значит, тем надежнее, достовернее будет выделен полезный сигнал на фоне помех. Алгоритм метода накопления сигнала позволяет полностью исключить интуитивное вмешательство.

Метод накопления сигнала является одним из самых общих методов переработки геологической информации и находит применение в самых различных областях геологии. Процесс декодирования, расшифровки полезного сигнала не алгоритмизован и производится обычными геологическими методами на основе принципа актуализма.

Так как причинно-следственные связи между инверсиями геомагнитного поля и изменениями видового состава того или иного комплекса на сегодняшний день установить в явном виде невозможно, то мы фиксируем только совпадение или несовпадение этих изменений во времени. Естественно, возникает проблема выбора группы организмов для исследований. Существует мнение, что такие исследования можно проводить не на каждой группе, будто существовали такие группы организмов, которые могли не отреагировать на некое геологическое событие. Однако это не так, ибо биоценоз — это комплекс популяций в данной климато-географической обстановке. Поэтому изменение состава и количественного соотношения части популяций в силу трофических и прочих связей вызовет немедленную реакцию со стороны остальной части популяций биоценоза. Следовательно, с этой точки зрения любая группа организмов пригодна для выявления коррелятивных связей между инверсиями палеомагнитного поля и изменениями видового состава. Но не каждая группа дает необходимый материал для расчетов. Нужны количественные оценки нахождения отдельных таксонов в пробах или в точках опробования. Поэтому наиболее пригодны для таких исследований данные микропалеонтологии. Могут быть использованы и материалы спорово-пыльцевого анализа.

#### 4. Эволюция брахиопод и инверсионный режим палеомагнитного поля

В известной монографии А. Буко [1979] приводятся интересные данные по развитию брахиопод в силурийском и девонском периодах. Эти материалы интересны потому, что там имеются количественные оценки. Правда, А. Буко не приводит абсолютных величин. У него все данные (общее количество таксонов, число вымерших таксонов и количество вновь появившихся) отнесены к определенным отрезкам времени (векам). Для расчетов нами выбраны две группы: группа Н — число новых таксонов на единицу времени и группа В — число вымерших таксонов на единицу времени. Методика расчетов по методу накопления сигнала детально изложена в монографии А. С. Девдариани [1974].

В результате расчетов построены кривые изменчивости группы таксонов Н и группы таксонов В (рис. 27). При построении графиков временные объемы ярусов рассматриваются как равные друг другу. Такой условный масштаб принят по двум причинам: во-первых, точками привязок данных А. Буко являются ярусы; во-вторых, точные временные объемы веков рассматриваемых периодов пока не известны [Итоги..., 1981]. Конфигурации обеих кривых схожи, но не идентичны. Хорошо видно, что обе кривые имеют пики различной величины. Чем больше пик, тем больше изменчивость группы Н и В при переходе от яруса к ярусу.

Сопоставим эти кривые с палеомагнитной шкалой для этого же

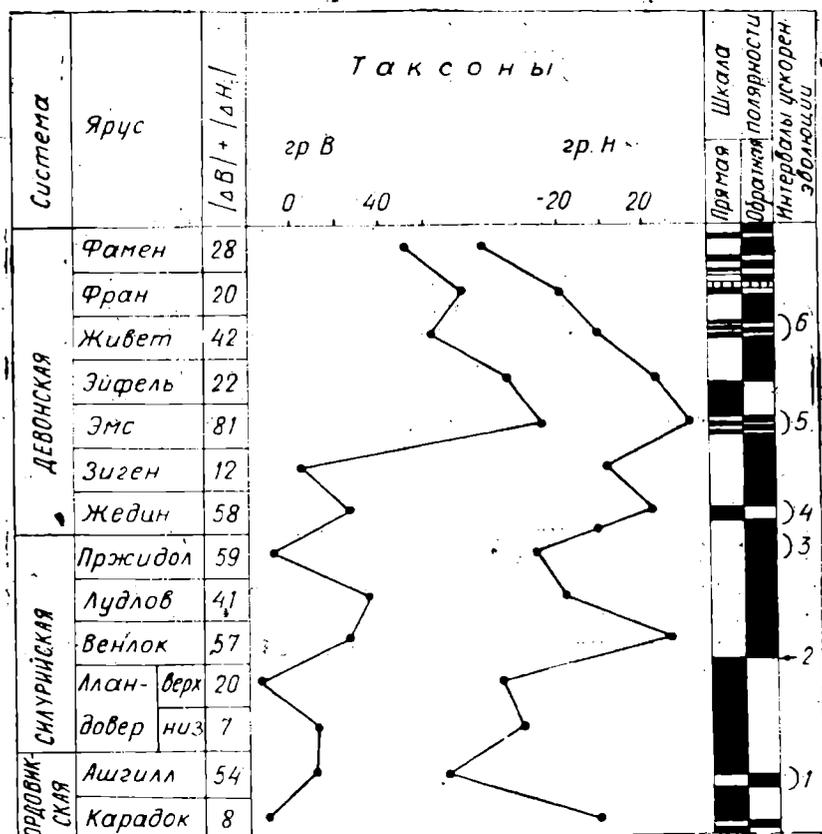


Рис. 27. Корреляция интервалов ускоренной эволюции брахиопод со шкалой инверсий геомагнитного поля

времени. Несмотря на то, что силурийский и девонский периоды в палеомагнитном отношении изучены еще слабо, определено основное направление палеомагнитного поля и выявлен ряд инверсий, что позволило построить вариант шкалы палеомагнитного поля для этого времени [Палеомагнитология, 1982]. Эта шкала была приведена к выбранному ранее масштабу.

Сопоставление кривых изменчивости групп Н и В со шкалой инверсий показывает, что наиболее значительные пики на кривых точно совпадают с инверсиями или группами инверсий. Эти пики соответствуют интервалам ускоренной эволюции брахиопод, так как суммы абсолютных приращений групп Н и В в этих интервалах гораздо выше, чем для более ранних и поздних периодов. Например, для зигенского яруса эта сумма равна 12, т. е.

$$|Н_{\text{жедин}} - Н_{\text{зиген}}| + |В_{\text{жедин}} - В_{\text{зиген}}| = 12.$$

Для эйфельского яруса эта сумма равна 22, а для лежащего между зигенским и эйфельским ярусами эмского яруса — 81.

В рассматриваемом периоде геологической истории выделяются шесть интервалов ускоренной эволюции брахиопод (рис. 27).

1. Ашгильский. На шкале инверсий этому времени соответствует сравнительно небольшая магнитозона обратной полярности. Возможно, на ходе эволюции брахиопод более сильно отразилось совпадение с какой-то одной из двух инверсий, ограничивающих указанную магнитозону. Однако это можно будет установить только в результате сов-

местных палеомагнитных и палеонтологических исследований ашгильского яруса в одном разрезе.

2. Венлокский. Он приурочен к инверсии геомагнитного поля, которая знаменует переход между очень крупными зонами прямой и обратной полярности.

3. Пржидольский. По шкале инверсий весь этот ярус имеет обратную полярность. Однако то, что в пржидольском веке имело место резкое ускорение эволюции брахиопод, дает основание предполагать наличие зоны прямой полярности на фоне общего обратного направления геомагнитного поля. Степень палеомагнитной изученности этого яруса не противоречит такому предположению.

4. Жединский. Здесь налицо четкое совпадение интервала ускоренной эволюции с магнитозоной прямой полярности.

5. Эмский. Этому интервалу ускоренной эволюции брахиопод соответствует интервал частой смены полярности геомагнитного поля, вероятно обусловленный неустойчивым состоянием последнего.

6. Живетский. Он также приурочен к интервалу частой смены полярности магнитного поля Земли.

Таким образом, совместное рассмотрение данных по брахиоподам и инверсионной шкалы геомагнитного поля однозначно свидетельствует о строгой приуроченности интервалов ускоренной эволюции брахиопод периодам значительных перестроек режима магнитного поля Земли, что, безусловно, имеет огромное стратиграфическое значение.

## ЛИТЕРАТУРА

### К предисловию, главе I

- Гладенков Ю. Б. Экосистемный подход в стратиграфии.— Изв. АН СССР, Геология, 1978, № 1, с. 5—23.
- Еголя В. Л. Реальность и абстракции в процессе становления общей стратиграфии.— В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 38—47.
- Краслов В. А. Палеоэкосистемы.— Изв. АН СССР. Геология, 1970, № 4, с. 115—150.
- Краслов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 254 с.
- Красилов В. А. Роль палеонтологии в развитии естествознания.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 1, с. 71—80.
- Краснов В. И. Отношение к понятию «экостратиграфия» и значение палео-экологических и фациальных исследований в стратиграфии.— В кн.: Сб. науч. трудов СНИИГГИМС, 1980, т. 279, с. 7—23.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 1, 2. М.: Изд-во МГУ, 1973—1974.
- Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1974. 186 с.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Соколов Б. С. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы.— Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 3—10.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
- Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 189 с.
- Ager D. V. The nature of the stratigraphic record (2-nd ed.). N. Y. MacMillan, 1983.
- Byers C. W. Stratigraphy—the fall of continuity.— J. Geol. Educ., 1982, v. 30, p. 215—221.
- Håkansson E., Hansen J. M. Guide to Maastrichtian and Danian boundary strata in Jutland.— In: Cretaceous—Tertiary boundary events. Univ. of Copenhagen, 1979, v. 1, p. 171—188.
- Hoffman A. Ecostratigraphy: the limits of applicability.— Acta geol. polon., 1980, v. 30, p. 97—107.
- Kauffman E. G., Hazel J. E. (eds). Concepts and methods of biostratigraphy. Stroudsburg: Dowden et al., 1977. 659 p.
- Kuhn T. S. The structure of scientific revolutions. Chicago: Univ. Chicago Press, 1962. 172 p.
- Martinsson A. Ecostratigraphy and project ecostratigraphy.— Isvestia Acad. Sci. Kazakh. SSR, ser. Geol., 1979, v. 4, p. 1—18.

### К главе II

- Богданов А. А. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—21.
- Бурлацкая С. П. Смещение виртуального геомагнитного полюса.— Физика Земли, 1984, № 2, с. 41—50.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—56.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1967. 574 с.
- Гущенко И. И. Закономерности размещения центров вулканической активности по земному шару.— Вулканология и сейсмология, 1983, № 6, с. 10—29.
- Захаров В. А., Сакс В. Н. Палеоэкология арктического бассейна в юре и неогоме.— В кн.: Палеонтология, Стратиграфия. М.: Наука, 1983, с. 126—132.
- Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. О составе древних атмосфер по данным научения газовых включений кварцевых пород.— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск. Наука, 1973, с. 5—12.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 3—12.

- Клиге Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980.
- Краснов В. А. Тектоника плит и ротационный режим планеты.— Изв. АН СССР. Геология, 1976, № 1, с. 74—82.
- Краснов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 254 с.
- Краснов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985 (в печати).
- Краузе Д. К. Экваториальная зона сдвига.— В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 250—278.
- Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Глобальная цикличность тектонических движений.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1976, № 3, с. 5—27.
- Личко Б. Л. О связи между изменением структуры Земли и изменением климата.— В кн.: Чтения памяти Л. С. Берга. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 192—211.
- Меленевский В. Н. Опыт моделирования изотопного состава кислорода древней атмосферы Земли.— Геология и геофизика, 1982, № 3, с. 23—29.
- Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и геологическая расслоенность земной коры.— Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.
- Парийский Н. Н. О нерегулярных изменениях скорости вращения Земли и их связи с деформациями Земли и изменениями силы тяжести.— В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984, с. 84—93.
- Пейве А. В., Сарельева А. А. Структуры и движения в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—24.
- Ронов А. Б. Принципы сохранения жизни в ходе геологической эволюции Земли.— Природа, 1978, № 4, с. 30—41.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
- Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 81 с.
- Чипизубов А. В. Сейсмичность и гипотеза об одновременности фаз тектогенеза.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 3, с. 691—694.
- Шрейдер А. А. Параметры магнитоактивного слоя Индийского океана по данным глубоководного бурения и магнитных съемок.— Океанология, 1984, т. 24, № 5, с. 801—812.
- Яшин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1954.
- Anderson R. N. et al., DSDP Hole 504 B, the thirteenth reference section over 1 km through layer 2 of the oceanic crust.— Nature, 1982, v. 3000, p. 589—594.
- Badgelly P. C. Structural and tectonic principles. N. Y.: Harper and Row, 1965. 521 p.
- Berger A. L. Support for astronomical theory of climatic change.— Nature, 1977, v. 269, p. 44—45.
- Berger A. L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements.— Quat. Res., 1978, v. 9, p. 139—167.
- Berger W. H. Biogenous deep-sea sediment: fractionation by deep sea circulation.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, p. 1385—1402.
- Blackwelder B. W. Late Cenozoic marine deposition in the United States Atlantic coastal plain related to tectonism and global climate.— Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, v. 34, p. 87—114.
- Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms.— Nature, 1982, v. 300, p. 343—345.
- Bond G. Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence.— Geology, 1976, v. 4, p. 557—560.
- Bostrom R. C. Westward displacement of the lithosphere.— Nature, 1971, v. 234, p. 536—538.
- Boucot A. J. Evolution and extinction rate controls. Amsterdam: Elsevier, 1975. 425 p.
- Byers C. W. Stratigraphy—the fall of continuity.— J. Geol. Education, 1982, v. 30, p. 215—221.
- Corliss B. H. Linkage of North Atlantic and Southern Ocean deepwater circulation during glacial intervals.— Nature, 1983, v. 298, p. 458—460.
- Epp D., Suyenaga W. Thermal contraction and alteration of the oceanic crust.— Geology, 1978, v. 6, p. 726—728.
- Gornitz V., Lebedeff S., Hansen J. Global sea level trend in the past century.— Science, 1981, v. 215, p. 1611—1615.
- Gould S. J. Ontogeny and phylogeny. Cambridge, Mass.: Harvard Univ. Press, 1977. 501 p.
- Hodder M. Geomagnetic westward drift using the correlation coefficient.— Nature, 1983, v. 301, p. 136—137.

**Jardetzky W.** On the rotation of the Earth during its evolution.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1949, v. 30, p. 797.

**Lowrie W., Alvarez W.** One hundred million years of geomagnetic polarity history.—*Geology*, 1981, v. 9, p. 392—397.

**Mazaud A. et al.** 15 Myr periodicity in the frequency of geomagnetic reversals since 100 Myr.—*Nature*, 1983, v. 304, N 3424, p. 328—330.

**Melosh H. J.** Global tectonics of a despun planet.—*Icarus*, 1977, v. 31, p. 221—243.

**Menard H. W.** Insular erosion, isostasy and subsidence.—*Science*, 1983, v. 220, p. 913—918.

**Morgan W. T.** Convection plumes in the lower mantle.—*Nature*, 1971, v. 230, p. 42.

**Munk W. H., MacDonald G. I. F.** The rotation of the Earth, a geophysical discussion. Cambridge, 1960. 323 p.

**Newell N. D.** Crisis in the history of life.—*Ski Amer.*, 1963, v. 208, p. 76—92.

**North G. R., Mengel J. G., Short D. A.** Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: application to the astronomical theory of the ice ages.—*J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, N C11, p. 6576—6586.

**Panella G.** Palaeontological clocks and the history of the Earth's rotation.—In: *Growth rhythms and the history of the Earth's rotation*. N. Y.: Wiley, 1975, p. 253—284.

**Parsons B., Sclater J. G.** An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age.—*J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 803—827.

**Raff A. D.** The magnetism of the ocean floor.—*Sci. Amer.*, 1961, v. 205, p. 146—156.

**Rampino M. R., Self S.** Historic eruptions of Tambora (1815). Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact.—*Quat. Res.*, 1982, v. 18, p. 127—143.

**Rampino M. R., Strothers R. B.** Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane.—*Nature*, 1984, v. 308, p. 709—711.

**Runcorn S. R.** Some comments on the mechanism of continental drift.—In: *Mechanisms of continental drift and plate tectonics*. London, etc.: Acad. Press, 1980, p. 193—199.

**Russell D. A.** The gradual decline of the dinosaurs—fact or fallacy?—*Nature*, 1984, v. 307, p. 360—361.

**Sleep N. H.** Platform subsidence mechanism and «eustatic» sea-level changes.—*Tectonophysics*, 1976, v. 36, p. 45—56.

**Sloss L. L.** Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American Craton and Russian Platform.—In: *Proc. 24 IGC*, 1972, sec. 6, p. 24—32.

**Stanley S. M.** Macroevolution. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1979. 332 p.

**Sternberg R. S., Damon P. E.** Re-evaluation of possible historical relationship between magnetic intensity and climate.—*Nature*, 1979, v. 278, p. 36—38.

**Stille H.** Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Bornträger, 1924. 443 S.

**Tanner W. F.** The equatorial «maximum deformation» belt.—*Geol. Rundsch.*, 1964, Bd 53, p. 779—788.

**Veil P. R., Mitchum R. M., Jr., Thompson S.** Global cycles and relative changes of sea level.—In: *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*.—*Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1977, v. 26, p. 83—97.

**Vening-Meinesz F. A.** Shear pattern of the Earth's crust.—*Trans. Geophys. Union*, 1947, v. 28, p. 1—161.

**Vogt P. R., Boer J. de.** Morphology, magnetic anomalies and basalt magnetization at the ends of the Galapagos high-amplitude zone.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 33, p. 145—163.

**Wells J. W.** Coral growth and geochronometry.—*Nature*, 1963, v. 197, N 4871, p. 948—950.

**Williams G. E.** Discussion of late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity.—*J. geol. Soc. London*, 1974, v. 130, p. 599—601.

**Woodwell G. M. et al.** The biota and the world carbon budget.—*Science*, 1978, v. 199, p. 141—146.

**Yukatake T.** Effects of the change in the geomagnetic dipole moment and the rate of the Earth's rotation.—In: *Rotation of the Earth*, I. A. U. Symp., 48. Dordrecht: Reidel, 1972, p. 218—230.

### К главе III

**Вассоевич Н. Б.** Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951.

**Красилов В. А.** Палеоклиматы и корреляция нижнемеловых отложений Дальнего Востока и Арктики.—*Геология и геофизика*, 1971, № 8, с. 11—18.

**Красилов В. А.** Палеоэкология наземных растений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972, 212 с.

**Красилов В. А., Алексеенко Т. М.** Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья.—В кн.: Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 7—17.

**Красилов В. А., Шмидт И. Н., Ремизовский В. И.** Граница эоцена и олигоцена в опорном разрезе Западного Сахалина. (В печати).

**Криштофович А. Н.** Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии.—В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. М.; Л., 1945, вып. 4, с. 46—76.

Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.

**Меннер В. В.** и др. Стратиграфические подразделения. М.: ВИНТИ, 1977. 112 с. (Итоги науки и техники. Сер. Стратиграфия. Палеонтология).

Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. 166 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.

**Шоф Т.** Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.

**Ager D. V.** The nature of the stratigraphic record (2-nd ed). N. Y.: Macmillan, 1983.

**Alvarez L. M., Alvarez W. M., Asoro F., Michel H. V.** Extraterrestrial cause for the Cretaceous—Tertiary extinction.—Science, 1980, v. 208, p. 1095—1108.

**Berger W. H.** Deep-Sea Stratigraphy: Cenozoic Climate Steps and the Search for Chemo-Climatic Feedback.—In: Cyclic and event stratification. N. Y.: Springer, 1982, p. 121—160.

**Bolli H. M., Loeblich A. R. Jr., Tappan H.** Planktonic foraminiferal families *Hankkeninidae*, *Orbulinidae*, *Globorotalidae* and *Globotruncanidae*.—Bull. US Nat. Mus., 1957, N 215, p. 1—50.

**Bosellini A., Winterer E. L.** Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model.—Geology, 1975, v. 3, p. 279—282.

**Boucot A. J.** Ecostratigraphic framework for the Lower Devonian of the North American Appomachi subprovince.—Neues Jahrb. Geol., Paläont. Abh., 1982, Bd 163, S 81—121.

**Burckle L. H., Schackleton N. J., Bromble S. L.** Late Quaternary stratigraphy for the equatorial Pacific based upon the diatom *Coccinodiscus nodulifer*.—Micropaleontology, 1981, v. 27, p. 352—355.

**Chapman D. R.** Australasian tektite geographic pattern, crater and ray origin, and theory of tektite events.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 6309—6330.

**Cisne J. L., Chandlee G., O.** Taconic foreland basin graptolites: age zonation, depth zonation, and use in ecostratigraphic correlation.—Lethaia, 1982, v. 15, p. 343—363.

**Cool T. E.** Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous western North Atlantic Ocean.—Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 39, p. 1—35.

**Einsele G.** Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes — a Review.—Cyclic and event stratification. N. Y.: Springer, 1982, p. 8—53.

**Fillon P. H., Williams D. F.** Glacial evolution of the Plio-Pleistocene: role of continental and Arctic Ocean ice sheets.—Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1983, v. 42, p. 7—33.

**Hall S. A., Butler J. C.** Potential problems in the magnetostratigraphic studies of shallow water sequence.—J. Geol., 1983, v. 91, p. 693—705.

**Johnson M. E., Cocks L. R. M., Copper P.** Late Ordovician—Early Silurian fluctuations in sea level from eastern Aticosti Island, Quebec.—Lethaia, 1981, v. 14, p. 73—82.

**Kahn G. K., Pompea S. M.** Nautiloid growth rhythms and dynamical evolution of the Earth-Moon system.—Nature, 1978, v. 275, p. 606—611.

**Kauffman E. G.** Evolutionary rates and biostratigraphy.—In: Concepts and methods of biostratigraphy. Stroudsbury: Dowden et al., 1977, p. 109—141.

**Keller G.** Planktonic foraminiferal faunas of the equatorial Pacific suggest early Miocene origin of present oceanic circulation.—Mar. Micropaleont., 1981, v. 6, p. 269—295.

**Keller G., Barron J. A., Burcke L. H.** North Pacific Late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes, percent CaCO<sub>3</sub>, and magnetostratigraphy.—Mar. Micropaleont., 1982, v. 7, p. 327—357.

**Lloyd C. R.** Pre-Pleistocene paleoclimates: a summary of the geological and paleontological evidence.—Climatic Res. Inst. Rep., 1983, N 44, p. 1—78.

**Louft T. S., Kennett J. P., Savin S. M.** Miocene equatorial and southwest Pacific paleoceanography from stable isotope evidence.—Mar. Micropaleont., 1983—1984, v. 8, p. 215—233.

**Malmgren B., Kennett J. P.** Recent planktonic foraminiferal distribution in high latitudes of the South Pacific: A multivariate statistical study.—Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1973, v. 14, p. 127—136.

**Malmgren B. A., Kennett J. P.** The potential of morphometrically based phylo-

zation: application of a Late Cenozoic planktonic foraminiferal lineage.—*Mar. Micropaleont.*, 1982, v. 7, p. 285—296.

McLaren D. J. Frasnian-Famennian extinctions.—*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1982, N 190, p. 477—483.

Prentice I. C. Multidimensional scaling as a research tool in Quaternary palynology: a review of theory and methods.—*Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1980, v. 31, p. 71—104.

Rampino M. R., Strothers R. B. Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane.—*Nature*, 1984, v. 308, p. 709—711.

Sadler P. M., Dingus L. W. Expected completeness of sedimentary sections: estimating a time-scale dependent limiting factor in the resolution of the fossil record.—*Proc. 3-d North Amer. Paleont. Conv.*, 1982, v. 2, p. 461—464.

Saito T. Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera *Pulleniatina*.—*Geology*, 1976, v. 4 (5), p. 305.

Schindel D. E. Time resolution in cyclic Pennsylvanian strata: implications for evolutionary patterns in *Glabrocingulum* (Mollusca—Archaeogastropoda).—*Proc. 3-d North Amer. Paleont. Conv.*, 1982, v. 2, p. 482.

Scott G. H. Biostratigraphy and histories of Upper Miocene—Pliocene Globorotalia, South Atlantic and South-West Pacific.—*Marine Micropaleont.*, 1982—1983, v. 7, p. 369—383.

Seilacher A. General remarks about event deposits.—In: *Cyclic and event stratification*. N. Y.: Springer, 1982, p. 161—174.

Seismicity and sedimentation.—*Marine Geol. (spec. issue)* 1984, v. 55, N 1, 2, p. 1—161.

Thorne J., Watts A. B. Seismic reflectors and unconformities at passive continental margins.—*Nature*, 1984, v. 311, p. 365—368.

Veil P. K., Mitchum R. M., Jr., Thompson S. Global cycles and relative changes of sea level.—In: *Seismic stratigraphy—application to hydrocarbon exploration*.—*Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 1977, v. 26, p. 83—97.

Weaver P. P. E., Kuijpers A. Climatic control of turbidite deposition on the Madeira abyssal plain.—*Nature*, 1983, v. 306, p. 360—363.

#### К главе IV

Будыко М. И. Изменения окружающей среды и смены последовательных фаун. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 75 с.

Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 350 с.

Будыко М. И. Эволюция биосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1984. 487 с.

Боуен Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 270 с.

Введение в теорию стратиграфии/Мейен С. В. М., 1974. 185 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 1749—74 деп.

Веклич М. Ф. Палеоэтанность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 201 с.

Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 240 с.

Вигилянская Л. И., Дудкин В. П. Режим геомагнитного поля в плейстоцене.— В кн.: *Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений*. Киев: Наук. думка, 1982, с. 6—14.

Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы/Ред. Герасимов И. П., Величко А. А. М.: Наука, 1980. 215 с.

Ганзей С. С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Панто-Каспия (по данным метода треков): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1984. 23 с.

Геологическая история океана. Сер. Океанология/Ред. Монин А. С., Лисицын А. П. М.: Наука, 1980. 462 с.

Геохронологическая корреляция геологических событий плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области/Якимович В. Л., Блудорова Е. А., Жидовников Н. Я.: Препринт Ин-та геологии Башкир. фил. АН СССР. Уфа, 1984. 25 с.

Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап/Ред. Зубаков В. А. Л.: Недра, 1974.

Горецкий Г. И. Палеогеоморфологические методы корреляции раннеплейстоценовых образований. Минск: Наука и техника, 1982а. 27 с.

Горецкий Г. И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982б. 246 с.

Жегалло В. И. Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 150 с.

Зубаков В. А., Борзенкова И. И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 210 с.

Изменения климата/Ред. Гриббин Дж. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 357 с.

Ильина Л. Б., Невеская Л. А., Парамонова Н. П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 285 с.

- Кондратьев К. Я.** Радиационные факторы современных изменений глобального климата. Л.: Гидрометеиздат, 1980.
- Красилов В. А.** Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 253 с.
- Лазуков Г. И.** (составитель). Природа и древний человек. М.: Мысль, 1981. 220 с.
- Лебедева Н. А.** Антропоген Приазовья. М.: Наука, 1972. 127 с.
- Лебедева Н. А.** Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 134 с.
- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А.** Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. 1; 1966, т. 2; 1967, т. 3.
- Маркова А. К.** Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 183 с.
- Мейен С. В.** Введение в теорию стратиграфии. М., 1974. 185 с. Рукопись, депонирована в ВИНТИ, № 1749—74 Деп.
- Миланкович М.** Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М.; Л., 1939. 180 с.
- Монин А. С., Шишков Ю. А.** История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 407.
- Новые данные по стратиграфии и хронологии карангата и эвксинно-узуларга.** Власов В. К., Волкова Н. С., Зубаков В. А. и др.—Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1953, № 5, с. 28—37.
- Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области/Ред. Камалетдинов М. А., Яхимович В. Л.** М.: Наука, 1981. 173 с.
- Попов А. И.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 302 с.
- Попов Г. И.** Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 212 с.
- Практическая стратиграфия/Ред. Никитин М. Ф., Жамойда А. И.** Л.: Недра, 1974.
- Пунининг Я.-М. К., Раукас А. В.** Методы датирования четвертичных образований в целях палеогеографических реконструкций. М.: ВИНТИ, 1983. 180 с.
- Ритмостратиграфические подразделения: Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР.** Л., 1978. 72 с.
- Рычагов Г. И.** Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 1977. 68 с.
- Руководство по изучению новейших отложений/Ред. Каплин П. А. М.: Изд-во МГУ, 1976. 309 с.**
- Семененко В. Н.** Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса (Средиземноморья): Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Москва, 1984. 35 с.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Т. 1/Ред. Шанцер Е. В.; Т. 2/Ред. Краснов И. И. М.: Недра, 1982. 441 с; 1984. 555 с.**
- Цейлер Ф.** Плейстоцен. М.: ИЛ, 1963. 502 с.
- Четвертичные отложения Востока СССР/Ред. Бискэ С. Ф.: Препринт. Магадан, 1982, вып. 1, 2.**
- Шараф Ш. Г., Будникова Н. А.** Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата.—В кн.: Тр. ин-та теоретич. астрономии. Л., 1969, вып. 14.
- Шварцбах М.** Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1982. 311 с.
- Шоф Т.** Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
- Яковлев С. А.** Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Ч. 1, 2. М.: Гостоптехиздат, 1955. 484 с.
- Azzaroli A.** The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocene boundary.—*Giornale di Geologia*, 1977, v. 12, f. 1—11, p. 61—79.
- Azzaroli A.** Quaternary mammals and the «End-Villafranchian» dispersal events—a turning point in the history of Eurasia.—*Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1983, v. 44, p. 117—139.
- Balsam N.** Late Quaternary sedimentation in the Western-North Atlantic: stratigraphy and paleoceanography.—*Ibid.*, 1981, v. 35, N 2—4, p. 215—240.
- Barron J. A., Keller G.** Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the northeastern Pacific.—*Micropaleont.*, 1983, v. 29, N 2, p. 150—181.
- Berggren W. A., Burckle L. H., Cita M. B. et al.** Towards a Quaternary timescale.—*Quat. Res.*, 1980, v. 13, N 3, p. 277—302.
- Berggren W. A., Van Couvering J. A.** The Late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences.—*Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1974, v. 16, N 1—2. 216 p.
- Berger W. H.** Deglaciation CO<sub>2</sub> buildup: constraints on the coral-reef model.—*Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1982, v. 40, N 1—3, p. 235—253.
- Berger A. et al.** (Ed's): *Milankovitch and Climate.* Reidel, Dordrecht, 1984.

- Briskin M., Harrell I.** Time-series analysis of the Pleistocene deep-sea paleoclimatic record.— *Mar. Geology*, 1980, v. 36, p. 1—22.
- Chaline J.** Essai de stratigraphie biologique et climatique du pleistocene, du pliocene et du miocene superieur continental eurasiatique fonde sur l'etude des rongeurs. Dijon, 1978.
- Chieselski P. F., Ledbetter M. T., Ellwood B. B.** The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing bank.— *Mar. Geology*, 1982, v. 46, p. 1—51.
- CLIMAP Project Members. The Surface of the Ice-Age Earth.— *Sci.*, 1976, v. 191, p. 1131—1140.
- Cita M. B.** The Miocene-Pliocene boundary: history and definition.— In: Late Neogene Epoch boundary, 1975, p. 1—80.
- Climate in Earth History/Ed's Berger W. H., Crowell J. C. Wash.: National Academy Press., 1982. 198 p.
- Colafalco M. L., Pasini G., Pelosio et al.** The Neogene-Quaternary boundary definition: A review and proposal.— *Geografia fisica e dinamica Quaternaria*, 1982, v. 5, p. 59—68.
- Dreimanis A.** Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St. Lawrence lowlands.— *Geogr. phys. Quat.*, 1977, v. 31, N 1—2, p. 37—51.
- Duplessy J. C. et al.** Deglacial warming of the Northeastern Atlantic ocean.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1981, v. 35, N 2—4, p. 121—144.
- Eillsaesser H. W.** Isolating the climatogenic affects of volcanoes.— *Livermore Laboratory*, preprint, 1983. 29 p.
- Emiliani C.** The cause of the Ice ages.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, N 3, p. 349—354.
- Fairbridge R. W., Hillaire-Marcel C.** An 8000-yr palaeoclimatic record of the «Double-Hale» 45-yr solar cycle.— *Nature*, 1977, v. 268, N 5619, p. 413—416.
- Frakes L. A.** Climates throughout geologic time. N. Y.; Amsterdam, 1979. 310 p.
- Galder N.** Arithmetic of ice ages.— *Nature*, 1974, v. 252, N 5480, 1974, p. 216—218.
- Hammer C. U., Clausen H. B., Dansgaard W.** Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact.— *Nature*, 1980, v. 288, N 5788, p. 230—235.
- Herman Y., Hopkins D. M.** Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time.— *Science*, 1980, v. 209, N 4456, p. 557—562.
- Horacek J.** Comments on the lithostratigraphic context of the Early Pleistocene Mammal biozones of Central Europe.— In: Quaternary glaciations in the North Hemisphere, 1981, Rep. 6, p. 99—117.
- Imbrie J., Van Donk J., Kipp N. G.** Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods.— *Quatern. Res.*, v. 3, N 1, 1973.
- Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Printing Office, 1961—1982, v. 1—56.
- Keller G., Barron J. A., Burckle L. H.** North Pacific Late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes, percent CaCO<sub>3</sub> and magnetostratigraphy.— *Mar. Micropaleont.*, 1982, v. 7, N 4, p. 327.
- Kennet J. P.** Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic ocean and their impact on global paleoceanography.— *J. Geoph. Res.*, 1977, v. 82, N 27, p. 3843—3860.
- Komintz M. A., Heath G. R., Ku T.-L., Pisias N. G.** Brunhes time scale and the interpretation of climatic change.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 45, N 2, p. 394—410.
- Kukla G. J.** Pleistocene land—sea correlations. I. Europe.— *Earth-Science Reviews*, v. 13, N 4, 1977, p. 307—374.
- Kutzbach J. E.** Monsoon climate of the Early Holocene—climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago.— *Science*, 1981, v. 214, p. 59—61.
- Lindner L.** Zarys chronostratigrafii czwartorzędzi regionu swietokrzyskiego.— *Kwart. Geol.*, 1980, t. 24, nr. 3, S. 689—710.
- Mankinen E. A., Dalrymple G. B.** Revised Geomagnetic Polarity time scale for the interval 0—5 m. y. B. P.— *J. Geoph. Res.*, 1979, v. 84, N 132, p. 615—626.
- Menke B., Behre K. E.** History of vegetation and biostratigraphy.— *Eiszeit. u. Gegenw.*, 1973, Bd 23—24. S. 251—267.
- Mercer J. H.** Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America.— In: Antarctic glacial history and world paleoenvironments. Rotterdam, 1978, p. 73—81.
- Messinian evaporites in the Mediterranean/Ed's Ruggieri G., Sprovieri R.: *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1978, v. 16, 385 p.
- Miocene benthic foraminiferal isotope records: a synthesis/Savin S. M., Douglas R. G., Keller G. et al.— *Mar. Micropaleontol.*, v. 6, N 5—6, 1981, p. 423—450.

**Morley J. J., Hays J. D.** Towards a high-resolution, global deepsea chronology for the last 760 000 years.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, N 3, p. 279—295.  
**Mörner N.-A.** A 10 700 year's paleotemperatures record from Gotland and Pleistocene/Holocene boundary events in Sweden.— *Boreas*, 1980, v. 9, N 4, p. 283—287.

Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere/Ed. Šibrava V. Reports N 1—7. Prague, 1975—1982.

**Rampino M. R., Self S., Fairbridge R. W.** Can rapid climatic change cause volcanic eruptions?— *Science*, 1979, v. 206, N 4420, p. 826—828.

**Ross D. A., et al.** Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, v. 42, N 2, p. 1244.

**Ruddiman W. F., McIntyre A.** The North Atlantic ocean during the last deglaciation.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1981, v. 35; N 4—5, p. 145—214.

**Ruggieri G., Rio D., Sprovieri R.** Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene.— *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 1984, v. 103, p. 251—259.

**Shackleton N. J., Opdyke N. D.** Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^4$  year scale.— *Quatern. Res.*, 1973, v. 3, p. 39—55.

**Smith G. I.** Paleohydrologic regimes in the south-western Great Basin 0—3.2 My ago, compared with other long records of «global» climate.— *Ibid.*, 1984, v. 22, p. 1—17.

**Street F. A., Grove A. T.** Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 BP — *Ibid.*, 1979, N 12, p. 83—118.

**Taira K.** Holocene migrations of the warm-water front and sealevel fluctuations in the northwestern Pacific.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1979, v. 28, N 3—4, p. 197—204.

**Van der Hammen T., Wijmstra T. A., Zagwijn W. H.** The floral record of the Late Cenozoic of Europe.— In: *Late Cenozoic Glacial ages*. Yale Univ. Press., 1971, p. 391—424.

**Wollin G., Ericson D. B., Ryan W. B. F., Foster J. H.** Magnetism of the earth and climatic changes.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, p. 175—183.

#### К главе V

Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов: Вища школа, 1981, 110 с. (Вестн. Львов. ун-та, сер. геол.; Вып. 7).

Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л.: Недра, 1972. 376 с. (Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000; Вып. 4).

Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. 239 с. (Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1:50 000; Вып. 6).

Геохронологическая шкала и принципы ее построения. М.: 1980, 103 с. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т. 11).

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Т. 1. Л.: Недра, 1974, 514 с.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. 164 с. (Труды 5-й сес. науч. совета по геол. докембрия).

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 256).

Федонкин М. А. Органический мир венда. М.: 1983. 128 с. (Итоги науки и техники; Сер. Стратиграфия, палеонтология; Т. 12).

Хани В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, 512 с.

Хорева Б. Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л.: Недра, 1978, 214 с.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

#### К главе VI

Аброськин В. В. О связи ориентации прорастающих семян и развивающихся растений с их сексуализацией (на примере коноплет и огурцов).— *Физиология растений*, 1968, т. 15, № 1, с. 167.

А. с. 900 163 (СССР). Проболборник для слабодернового грунта./Авт. изобрет. Миченк П. С. Опубл. в Б. И., 1982, № 3.

Бирюков Е. Н., Красных И. Г. Изменение оптической плотности костной ткани и метаболизма кальция у космонавтов А. Г. Николаева и В. И. Севстьянова.— *Космич. биология и авиакосмич. медицина*, 1970, № 6, с. 42.

Брановер Г. Г., Васильев А. С., Глейзер С. И. Исследование поведения угря в естественных и искусственных магнитных полях и анализ механизма его рецепций.— *Вопр. ихтиологии*, 1971, т. 2, № 4, с. 720.

Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.

Василюк П. В. Геомангнитная гипотеза акселерации и некоторые эволюционные процессы.— В кн.: *Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. «Космические факторы и эволюция органического мира»*. М., 1974, с. 115—132.

- Вистеляус А. Б.** Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980. 389 с.
- Влияние геомагнитного поля на навигацию европейского угря.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике/Глейзер С. И., Горюничский А. М., Доменицкая Р. М. и др. Л.: НИИГА, 1971, вып. 6, с. 101—106.
- Воронов Ю. А.** О роли слабых раздражителей в природе (к вопросу о науке биогеофизике).— В кн.: Труды Ленинград. о-ва естествоиспыт. Секция общей биофизики. Л., 1971, т. 76, вып. 1. с. 44—47.
- Глейзер С. И., Ходорковский В. А.** Экспериментальное определение геомагнитной рецепции у европейского угря.— Докл. АН СССР, 1971, с. 201, № 4, с. 964—967.
- Девдариани А. С.** Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974. 104 с.
- Дубров А. П.** Влияние космических факторов на микро- и макроэволюционные процессы в биосфере Земли.— В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. «Космические факторы и эволюция органического мира». М., 1974, с. 156—158.
- Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 2/Красилова И. Н., Найдин Д. П., Немков Г. И. и др. М.: ВИНТИ, 1981. 121 с.
- Кац Ю. Н., Березняков А. И.** Геомагнитные инверсии: ротационная обусловленность и корреляция с геологическими процессами и эволюцией организмов.— В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. «Космические факторы и эволюция органического мира». М., 1974, с. 199—216.
- К вопросу об ориентации корневых борозд у некоторых сортов сахарной и кормовой свеклы и связи с этим явлением некоторых хозяйственно важных признаков.— В кн.: Реакции биологических систем на слабые магнитные поля. М.: Наука, 1971, с. 68.
- Крамбайн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р.** Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.
- Красилов В. А.** Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Кухлинг Х.** Справочник по физике. М.: Мир, 1982. 520 с.
- Кэй Дж., Лэби Т.** Таблицы физических и химических постоянных. М.: Физматгиз, 1962. 248 с.
- Линькова Т. И., Мухина В. В.** К вопросу о связи инверсий магнитного поля Земли и микрофлористических изменений в глубоководных донных осадках.— Геол. и геофиз., 1975, № 1, с. 76—82.
- Международный геологический конгресс. XXIV сес.: Докл. советских геологов. «Математические методы в геологии и геологическая информация». М.: Наука, 1972. 92 с.
- Методика палеомагнитных исследований/Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г. и др. Л.: Гостоптехиздат, 1961, 131 с. (Труды/ВНИГРИ; Вып. 161).
- Моисеева А. И., Ремизовский В. И.** Комплексы диатомовых водорослей и палеомагнетизм неогеновых отложений Макаровского района (Южный Сахалин).— Тихоокеан. геология, 1983, № 1.
- Моргунов И. И.** Предварительные данные по изучению почечных коликов от магнитного поля Земли и применение «магнитной воды» при почечно-каменной болезни.— В кн.: Проблемы клинической патологии. Рязань, 1965, с. 105.
- Некоторые данные о влиянии постоянного магнитного и геомагнитного поля на скорость прорастания семян/Аброськин В. В., Гребенюк А. В., Лакомкин А. И. и др.— В кн.: Материалы II всесоюзного совещания по изучению влияния магнитных полей на биологические объекты. М., 1969, с. 18.
- Новиков В. И.** О причинах увольняемости и ограниченной годности военнослужащих подводных лодок.— Воен.-мед. журн., 1966, № 5, с. 72.
- О восприятии людьми слабых колебаний напряженности магнитного поля/Михайловский П. Н., Красногорский Н. Н., Войчишин К. С. и др.— В кн.: Проблемы бионики. М.: Наука, 1973, с. 202—205.
- Павлович С. А.** Магниточувствительность микроорганизмов.— В кн.: Реакция биологических систем на магнитные поля. М.: Наука, 1978, с. 103—116.
- Палеомагнитология/Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Пеньков А. В.** Некоторые принципы палеомагнитной корреляции, применявшейся при исследованиях неогеновых толщ Южного Таджикистана.— В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наук. думка, 1970, ч. 2, с. 109—112.
- Петрушевская М. Г., Линькова Т. И.** К вопросу о связи радиояриевых и палеомагнитных зон в донных осадках Индийского океана.— Изв. АН СССР. Геология, 1972, № 6, с. 18—23.
- Ремизовский В. И.** Сопоставление временных объемов неогеновых свит Сахалина и Камчатки.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии [Труды/СВКНИИ]. Магадан, 1981, с. 54—58.
- Родionoв Д. А.** Статистические решения в геологии. М.: Недра, 1981. 231 с.
- Салин Ю. С.** Конструктивная стратиграфия. М.: Наука, 1979. 173 с.
- Сверлова Л. И.** Влияние магнитных инверсий на эволюцию органического ми-

ра.— В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. «Космические факторы и эволюция органического мира». М., 1974, с. 340—352.

**Соловьева М. Н.** К проблеме связи цикличности развития Земли и эволюционного процесса (на примере фораминифер).— Там же, с. 293—314.

**Субботина Е. П.** Сборник физических констант и параметров. Л.: ЛГУ, 1967. 148 с.

**Травкин М. П.** Влияние магнитных полей на природные популяции.— В кн.: Реакции биологических систем на магнитные поля. М.: Наука, 1978, с. 178—198.

**Ходорковский В. А., Глейзер С. И.** Влияние однородного магнитного поля на ориентацию молодого угря в лабиринте.— В кн.: Материалы всесоюзного симпозиума «Влияние искусственных магнитных полей на живые организмы». Баку, 1972, с. 34.

**Холодов Ю. А.** Достижения магнитобиологии.— В кн.: Реакции биологических систем на магнитные поля. М.: Наука, 1978, с. 3—5.

**Храмов А. Н.** Палеомагнетизм и проблемы геотектоники.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 280—302.

**Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.** Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.

**Шулейкин В. В.** Физика моря. М.: Наука, 1968. 1083 с.

Электричество и магнетизм/Под ред. Ландсберга Г. С. М.: Наука, 1971. 528 с. (Элементарный учебник физики; Т. 2).

**Harrison C. G. A.** Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field.— *Nature*, 1968, v. 217, N 5123, p. 46—47.

**Hays J. D.** Faunal Extinctions and Reversals Magnetic Field of the Earth.— *J. Geol. Soc. of America* bul., 1971, N 9, p. 2433—2447.

**Hays J. D., Opdyke N.** Antarctic Radiolaria, magnetic reversals and climatic change.— *Science*, 1967, v. 158, N 3804, p. 1001—1011.

**Kennet J. P., Watkins N. D.** Geomagnetic polarity change, volcanic maxima, and faunal extinction in the South Pacific.— *Nature*, 1970, v. 227, p. 930—931.

**LaBrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C.** Reversal magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time.— *Geology*, 1977, v. 5, N 6, p. 330—335.

Magnetism of the earth and climatic changes/Wollin G., Ericson D. B., Ryan W. B. G. et al.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, p. 175.

**Ness G., Levi S., Couch R.** Marine Magnetic Anomaly Timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous: A Precise, Critique and Synthesis.— *Reviews of Geophys. and space phys.*, 1980, v. 18, N 4, p. 753—770.

**Opdyke N., Glass B., Hays J. D., Foster J.** Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores.— *Science*, 1966, v. 154, p. 349—357.

**Simpson J. F.** Evolutionary-Pulsation and geomagnetic polarity.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, v. 77, N 2, p. 197—204.

**Tarling D. N., Mitchel J. G.** Reversed Cenozoic polarity time scale.— *Geology*, 1976, v. 4, N 3, p. 133—136.

**Theyer F., Hammond S. R.** Cenozoic magnetic times scale in deep-sea cores: completion of the Neogene.— *Ibid.*, 1974a, v. 2, N 10, p. 487—492.

**Theyer F., Hammond S. R.** Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones. Brunhes to polarity epoch 20.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974b, v. 22, N 4, p. 307—319.

**Uffen R.** Influence of the Earth's core on the origin and evolution of life.— *Nature*, 1963, v. 198, N 4876, p. 143—145.

**Waddington C. G.** Paleomagnetic field reversals and cosmic radiation.— *Science*, 1967, v. 158, N 3803, p. 913—915.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Теории и парадигмы в стратиграфии (В. А. Красилов)	4
Глава II. Геологическое время: направленные и периодические процессы (В. А. Красилов)	11
Тектогенез	12
Эволюция биосферы	27
Глава III. Анализ и корреляция разрезов (В. А. Красилов)	47
Векторы	47
Циклы	58
Реперы	68
Зоны	75
Глава IV. Использование следов изменения климата в стратиграфии (В. А. Зубаков)	81
1. Общие положения климатостратиграфии	82
2. Климатохронологическая периодизация	87
Глава V. Методы стратиграфии докембрия (В. И. Шульднер)	116
Глава VI. Палеомагнитное поле Земли и эволюция организмов (В. И. Ремизовский)	128

Валентин Абрамович КРАСИЛОВ,  
Всеволод Алексеевич ЗУБАКОВ,  
Виктор Израилевич ШУЛЬДИНЕР,  
Виктор Иванович РЕМИЗОВСКИЙ

## ЭКОСТРАТИГРАФИЯ

Теория и методы

Утверждено к печати Ученым советом  
Биолого-почвенного института ДВНЦ АН СССР

Свободный темплан ДВНЦ АН СССР 1985 г.  
(монографии), поз. 18.

Редактор Л. В. Студенчикова  
Художник Р. К. Стукалова  
Техн. редактор Г. Н. Игнатьева  
Корректор Л. А. Зайтова

Сдано в набор 6.05.85 г. Подписано к печати 23.09.85 г.  
ВД 12476. Формат 70×108/16. Бумага тип. № 3. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Усл. п. л. 12,85+1 вкл. Уч.-изд. л. 13,70.  
Тираж 2000 экз. Заказ 7181. Цена 2 р.

---

Редакционно-издательский отдел  
Дальневосточного научного центра  
Академии наук СССР  
690600, Владивосток, Ленинская, 50

Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии  
и книжной торговли Приморского крайисполкома  
Владивосток, Океанский проспект, 69.

НЕОЖИДАННОЕ ИСПРАВЛЕНИЕ

Стр- лики	Строка	Напечатано	Следует читать
12	II	фактов	факторов
Таб- лицы	Колонка	Напечатано	Следует читать

2	Источники сведений	5 а	5 д
	Лесовая вода	Таро	Таромский
5	Средиземное море	Ольгана	Ольгана
	Черное море и Украина	Эртур	Эртур
	Севарс-Санац Исрави	Кутрия Круши фаленоз Претегелеи	Кутрия Круши фаленоз Претегелеи