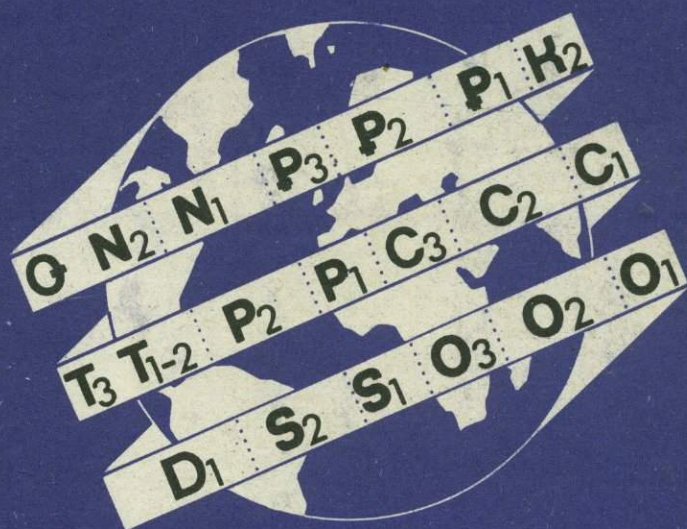


Ю. М. МАЛИНОВСКИЙ

СИНФАЗНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ФАНЕРОЗОЯ



Ю. М. МАЛИНОВСКИЙ

СИНФАЗНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
ФАНЕРОЗОЯ

3873



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Малиновский Ю. М. Синфазная стратиграфия фанерозоя.— М., Недра, 1982. 176 с.

Представляет собой первый опыт применения синфазной стратиграфии — корреляции разновозрастных седиментационных циклов по одинаковым фазам развития процессов осадкообразования для построения и обоснования периодической системы осадкообразования фанерозоя. В этой системе автором выделены 24 элемента ритмов осадкообразования, свойства которых (трансгрессии, климаты, полезные ископаемые и др.) повторяются с периодами равными длительности этапов развития Земли и их половин (180 и 90 млн. лет). Рассмотрено практическое применение предлагаемой системы, показано, что с ее помощью можно делать ретрогнозы существовавших ранее свойств среды осадкообразования (биосферы) и намечать стратиграфические уровни, перспективные для поисков месторождений.

Для широкого круга геологов.

Табл. 15, ил. 46, список лит.— 50 назв.

Рецензент — докт. геол.-минер. наук *Н. А. Ясаманов* (МГУ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Появление идеи периодичности (цикличности) связывается с последней четвертью прошлого столетия, когда М. Бертран выделил четыре главные эпохи складчатости: гуронскую (докембрийскую), каледонскую, герцинскую (варисцийскую) и альпийскую. Наиболее полное развитие эта идея получила в известных трудах Г. Штилле. Последующее развитие исторической тектоники в значительной степени шло под знаком или утверждения, или отрицания основных положений его концепции о фазах складчатости.

Проблема периодичности в геологической истории в различных аспектах рассматривалась и обсуждалась в многочисленных публикациях. Специальное внимание уделено ей в работах А. В. Грэбо, С. Н. Бубнова [8 и др.], Д. В. Наливкина, С. Н. Шатского, В. И. Попова, В. Е. Хаина [43 и др.], М. А. Усова, Д. Григгса, В. А. Обручева, Л. Б. Рухина, Л. В. Пустовалова, А. Н. Мазаровича, Б. Л. Личкова, Н. М. Страхова, Д. Гиллули, Л. М. Руттена, Г. Штилле, Д. Умброве, Р. Крайчи-Графа, Е. Крауса, Ф. Кинга, Н. Б. Вассоевича, И. Буркара, В. Бухера, Г. П. Тамразяна, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Ю. М. Шейнманна, Г. П. Леонова, В. Д. Наливкина, Хуанга Янг Чин-фа, С. П. Микуцкого, А. А. Богданова, А. И. Джанелидзе, В. А. Цареградского, А. Л. Яншина [49], В. П. Казаринова [20], А. А. Пронина [32], Л. В. Фирсова [41] и др. Особого внимания заслуживают фундаментальные работы А. А. Пронина, посвященные хронологии тектонических движений фанерозойской истории материков. В результате обработки огромного фактического материала А. А. Пронин показал в истории Земли наличие периодических эпох усиления тектонической активности, приблизительно синхронных на всей поверхности материков. В его трудах достаточно полно освещена история изучения периодичности и имеется полная библиография работ.

Первой попыткой построения периодической системы геологических событий послепалеозойской истории Земли можно считать знаменитую кривую — спираль циклического развития Земли С. Н. Бубнова [8], на которой он выделил, опираясь в основном на западноевропейский материал, пять циклов.

В эпиконтинентальном цикле платформ он выделял по пять фаз:

фаза первой трансгрессии начинается конгломератами или песчано-глинистыми осадочными породами и характеризуется отложением морских, кластических или мелкокластических осадков с высоким содержанием железа или глауконита;

фаза второй трансгрессии начинается глауконитовыми песками; кверху увеличивается роль карбонатных пород; фазе инундации свойственны преимущественно карбонатные породы;

в фазу дифференциации образуются бассейны, в которых отлагаются известняки, мергели и глины;

фаза регрессии — возвращение к фации мелководья, но большей частью без повторения свит в обратном порядке; происходит лишь накопление мелкокластических пелитовых свит, часто содержащих значительные количества битума и химических осадков, в особенности солей;

в фазу эмерсии отлагаются речные, озерные и ледниковые осадки и образуются торфяники.

С. Н. Бубнов полагал, что фаз в цикле может быть меньше или больше, так как процесс осадконакопления зависит от скорости и амплитуды вертикальных колебаний, и, кроме того, фазы циклов различного порядка могут накладываться друг на друга. Естественно, что выделение этих фаз в значительной степени субъективно. Их можно выделить и в целом древнепалеозойском цикле (по С. Н. Бубнову), и только в позднем девоне или сеноне.

Принимая продолжительность каждого последующего цикла равной приблизительно $\frac{2}{3}$ предыдущего, С. Н. Бубнов сопоставлял, например, средний девон и олигоцен, ранний карбон и кимеридж, кембрий и лейас и т. д. Таким образом, геологические события среднего девона, продолжительность которого составляет около 30 млн лет, повторились, по С. Н. Бубнову, за 9—10 млн лет в олигоцене. На самом же деле в олигоцене повторились события лишь последней трети среднего девона. Подобные несоответствия выявляются и при сравнении отложений нижнего карбона, содержащих крупные залежи бокситов, с отложениями кимериджа, в которых их нет.

Следующую попытку построения периодической системы предпринял в 1956 г. С. В. Тихомиров [38], который составил схему общей стратиграфической шкалы для послепротерозойского времени.

К этапам осадконакопления I порядка он отнес палеозой в целом, а также альпийский вместе с тянь-шаньским (современным) этапы. Каледонский, герцинский, альпийский и тянь-шаньский этапы отнесены к II порядку. Граница между каледонским и герцинским этапами С. В. Тихомировым проведена в основании верхнего кобленца, а границы этапов III порядка — по ашгиллию, протвинским слоям и датскому ярусу.

Н. Ф. Балуховский [4] при корреляции этапов развития Земли, подобно С. Н. Бубнову, выделил те же фазы в каждом цикле, но в отличие от С. Н. Бубнова он выделял не пять, а три цикла и считал, что продолжительность каждого последующего цикла больше на 20 млн лет. Естественно, что и Н. Ф. Балуховскому

не удалось избежать субъективности при выделении фаз циклов. Так, например, одноименные фазы различных циклов в схеме Н. Ф. Балуховского значительно отличаются по продолжительности.

В наше время — время научно-технической революции — особенно усилилась потребность в обобщающих исследованиях. Эта потребность ощущается сильнее в связи со все возрастающей специализацией исследователей. Огромный фактический материал, накопленный различными геологическими дисциплинами, требует новых подходов и методов его обобщения, новых точек зрения, новых понятий. Ясно, что все это возникает не сразу и не на одном месте. Кроме того, решение подобной задачи не под силу одному исследователю на собственном фактическом материале, и его на этом пути ожидают многочисленные трудности. Однако попытки подобного рода необходимы, так как по справедливому замечанию английского философа-материалиста Ф. Бекона «опасность не совершить попытку и опасность испытать неудачу не равны. Ибо в первом случае мы теряем огромные блага, а во втором — лишь небольшую человеческую работу».

Системный подход, в основе которого лежит исследование объектов как систем, в настоящее время занимает одно из ведущих мест в научном познании. Он способствует адекватной постановке проблем в конкретных науках и выработке эффективной стратегии их изучения. Методологическая специфика системного подхода определяется тем, что он ориентирует исследователя на раскрытие целостности объекта и обеспечивающих его механизмов, на выявление многообразия типов связей сложного объекта и сведение их в единую теоретическую картину. Из важного для системного подхода тезиса о многообразии типов связей объекта следует, что сложный объект допускает не одно, а несколько расчленений. Поэтому предлагаемая здесь «Периодическая система геологических событий фанерозоя» является не единственно возможным вариантом.

Системный подход выступает как конкретизация принципов материалистической диалектики. Вообще, в системном подходе к изучению природных объектов можно видеть один из многих шагов науки от метафизики к диалектике.

Синфазная стратиграфия — это корреляция разновозрастных объектов по одинаковым фазам развития геологических процессов с целью увеличения количества полезной информации об исследуемых объектах. С ее помощью в данном случае составлена и обоснована «Периодическая система геологических событий фанерозоя». Вместе с тем синфазную стратиграфию можно применять и для корреляции разновозрастных отложений конкретных районов. Например, скоррелировать вендско-кембрийские отложения Иркутского амфитеатра с лучше изученными юрскими отложениями Мургабской впадины.

Периодические системы геологических событий и, в частности, «Периодическая система геологических событий фанерозоя» не-

обходимы для изучения эволюции осадко- и рудообразования, поиска полезных ископаемых, изучения биосферы как динамической системы, что связано с охраной окружающей среды, для увеличения информации об исследуемых объектах, и просто для систематизации наших знаний о геологической истории Земли, полезной для всякого рода геологических исследований, а также для систематизированного изложения и более полного усвоения студентами курса исторической геологии в вузах.

Впервые «Периодическая система геологических событий фанерозоя» была доложена мной в апреле 1963 г. на Секции осадочных пород МОИП в докладе «Проблема синфазной стратиграфии». За прошедшее с тех пор время открыты крупные месторождения бокситов, фосфоритов, нефти и газа. Их открытие подтвердило предполагаемые нами предфранский уровень усиленного бокситообразования на Тиманском кряже, а также датский (м-ние Экофиск) и триасовый (м-ние Прудхо-Бей) стратиграфические уровни, перспективные для поисков крупнейших месторождений нефти и газа. Таким образом, предлагаемая система прошла и некоторую проверку временем — каждый читатель, располагая необходимыми данными, сам в состоянии повторить эксперимент и убедиться в его корректности.

В предлагаемой работе сделана попытка решения задачи, сформулированной в 1894 г. гениальным русским геологом, академиком А. П. Карпинским, которая в наше время известна как «завет Карпинского», — «Не далеко то время, когда местные дислокации будут связаны с универсальными и чрез посредство последних, — между собою. Тогда, при существовании причинной связи между этими явлениями и трансгрессиями и при теперешней все большей и большей тщательности и детальности... изучения осадочных толщ... геологическая история, по крайней мере последних, послепалеозойских ее периодов, представит нам стройное целое, в котором господствующие теперь в нашей науке искусственные хронологические группировки уступят место естественным».

Хотя предлагаемая работа и написана одним автором, в ней фактически участвовало множество исследователей, без данных которых были бы невозможны все построения. Наибольшую помощь оказали крупные обобщающие труды М. А. Жаркова по солям, Г. И. Бушинского по бокситам, А. К. Тимофеева по углям, Д. Е. Кузнецова по горючим сланцам, И. И. Нестерова, В. В. Потеряевой и Ф. К. Салманова по нефтяным и газовым месторождениям, Р. Боуэна, Д. П. Найдина и Р. В. Тейс по изотопной палеотермометрии, А. А. Пронина по хронологии тектонических движений и других исследователей, имена которых приведены в списке использованной литературы. Это они выполнили главную работу и подготовили необходимые «узлы» и «детали» для построения системы.

Немало способствовали появлению настоящей работы известные труды В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова, А. П. Виноградова,

Л. В. Пустовалова, Г. Ф. Лунсгерстаузена, В. А. Цареградского и В. Д. Наливкина. Их идеи и понятия о биосфере, галактическом годе, периодичности геологических процессов проходят через всю книгу.

Автор искренне благодарен В. В. Щербине, Н. М. Страхову, В. Д. Наливкину, Н. Б. Вассоевичу, С. Г. Неручеву, Г. Б. Аристовой, В. А. Тенякову, М. Н. Соловьевой, М. И. Грайзеру, С. В. Левченко, Д. Л. Калбо, Р. Э. Эйнасто, В. А. Гравитису, Т. А. Лапинской, Л. А. Антоненко, В. С. Князеву, П. В. Флоренскому и многим другим за проявленный живой интерес к данной проблеме и полезные советы.

Глава первая

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ТРАНСГРЕССИИ И ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

Вопрос о причинах изменения климата является одним из важнейших в палеогеографии. Несомненно, климат зависит от многих факторов, влияние которых в разной степени сказывалось в различные геологические периоды. Среди них можно выделить две группы: 1) астрономические факторы — изменение радиации Солнца, взаимного расположения небесных тел и их ротационного режима и др., 2) факторы, связанные с поверхностью Земли, — такие, как соотношение суши и моря, характер рельефа, относительное положение континентов, а также состояние и состав атмосферы и растительный покров. Все эти причины находятся в глубокой взаимной связи и разделены весьма условно.

АСТРОНОМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Сколько-нибудь значительных колебаний солнечная постоянная ($1,95 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$)*, которая определяет весь солнечный (соллярный) климат Земли, не обнаруживает [48]. Несмотря на это, радиация активного Солнца качественно иная, чем радиация пассивного Солнца. На коротковолновом и длинноволновом концах обычной планковской кривой спектрального распределения энергии излучения Солнца появляется небольшая добавочная радиация, которая, как показал М. С. Эйгенсон [48], «имеет громадное геофизическое значение».

Наряду с классическим 11-летним циклом, едва ли не важнейшим солнечным циклом является так называемый вековой, а точнее в среднем 80—90-летний цикл солнечной активности. Имеются циклы продолжительностью и в 2,6—3,3; 22—23; 28—31; 189; 300; 600 и 1800—1900 лет, но они проявляются слабее.

По данным М. Эйгенсона [48] и других исследователей, усиление солнечной активности за наблюдаемый отрезок времени с 1610 г. приводило к уменьшению меридионального температурного градиента и потеплению климата, а ослабление солнечной активности — к похолоданию климата и усилению его контрастности. Усиление солнечной активности не ограничивается воздействием на климат и через него на живое вещество биосферы. По данным ряда ученых, она оказывает и непосредственное влияние на физико-химические процессы, увеличивает скорость осаднения

* В международной системе единиц (СИ) $1,36 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$.

коллоидных растворов и т. д. [48]. Вековой ход усиления солнечной активности коррелируется с увеличением высот векового прилива Мирового океана и замедлением вращения Земли. Более того, имеются данные [48] о синхронности изменений в атмосфере Юпитера и максимумов размеров полярных шапок Марса с 11-летними максимумами солнечной активности.

Весьма интересно, что 11-летние циклы солнечной активности почти совпадают с периодами обращения вокруг Солнца наиболее

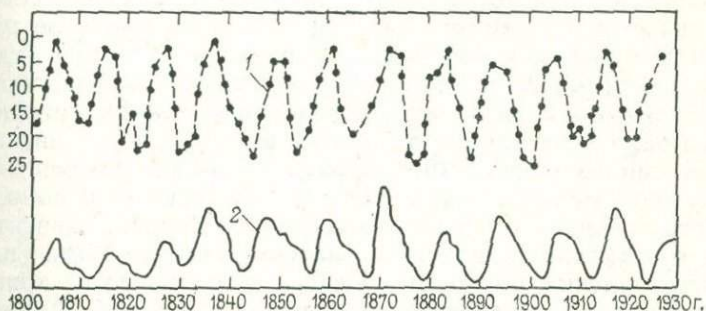


Рис. 1. Влияние Юпитера, Земли, Венеры и Меркурия на деятельность Солнца.
1 — констелляция планет; 2 — деятельность Солнца

близкой к нему планеты-гиганта — Юпитера (11,86 лет), а брюкнеровы циклы продолжительностью 28—31 год и вековые (80—90 лет) совпадают с периодами обращения Сатурна (29,46 лет) и Урана (84,01 года). Еще лучше совпадают с колебаниями солнечной активности колебания приливного эффекта планет Солнечной системы. Так, Мальбуре [17] обнаружил, что наибольший приливной эффект оказывают одновременные сизигии Венеры, Земли и Юпитера. Сопоставление кривых чисел Вольфа за 1800—1925 гг. и сглаженных значений времени между указанными сизигиями (рис. 1) приводит к результату, что средний период кривых соответственно равен 11,06430 и 11,06436 лет. В ряде работ имеются и другие указания на проявление резонансных соотношений в Солнечной системе и на совпадения указанных периодов с периодами следования некоторых конфигураций Меркурия, Венеры, Земли, Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна.

Таким образом, в ближайшем, доступном для непосредственных наблюдений времени мы, говоря словами А. Л. Чижевского [44, с. 33], «всюду находим циклические процессы, являющиеся результатом воздействия космических сил».

Из факторов, определяющих взаимное расположение Земли и Солнца, основное влияние на количество и распределение тепла, получаемого Землей, оказывают наклон эклиптики ϵ , эксцентриситет орбиты e и предварение равноденствий. Они определяют угол встречи лучей с поверхностью Земли и количество энергии,

достигающее этой поверхности. В настоящее время $\epsilon = 23^{\circ}26'$, $e = 0,017$.

Изменением наклона эклиптики определяются сезонные изменения климата и географическая климатическая зональность планеты. Если ось вращения перпендикулярна к плоскости эклиптики, т. е. $\epsilon = 0$, то оба полюса в течение всего года остаются неосвещенными. В таком положении усиливается климатическая поясная зональность и исчезают сезонные колебания. Чем больше угол эклиптики, тем больше контраст между зимними и летними температурами, но в то же время равномернее распределяется тепло по поверхности Земли в течение года. Так, при угле наклона эклиптики, близком к 45° , похолодания на полюсах не будут настолько значительны и постоянны, чтобы там смогли образовываться ледяные шапки. При этом колебания угла эклиптики больше сказываются на климат в высоких широтах, чем в низких.

М. Миланкович еще в 1914 г., оценив влияние различных колебаний астрономических параметров Земли, пришел к выводу, что количество солнечной энергии, получаемое Землей, зависит в основном от наклона эклиптики и эксцентриситета орбиты, влияние же других явлений значительно слабее, и их можно не принимать во внимание при расчетах. В соответствии с этим М. Миланкович рассчитал и построил кривую летних сумм радиации для пункта, находящегося на 65° с. ш., для последнего миллиона лет. Представления М. Миланковича, основанные на данных астрономии и небесной механики, были подтверждены геологическими наблюдениями. При этом подтвердился не только его вывод о многоэтапности каждого оледенения, но были установлены и теоретически предсказанные древнейшие оледенения.

Более поздние схемы Ф. Е. Цейнера и Ж. Ж. Вуркома, сделанные с учетом колебания эксцентриситета орбиты и предварения равнодействий, детальнее отражают ход инсоляции, чем кривая Миланковича, однако принципиальных отличий они не имеют.

Новые доказательства справедливости теории М. Миланковича были получены К. Эмилиани, Ж. Н. Росхолтом и др. Составленная ими кривая колебания температуры воды в Северной Атлантике за последние 190 тыс. лет почти полностью повторяет очертания кривой Миланковича (рис. 2). Абсолютный возраст образцов определялся ими по соотношению $^{231}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$, а палеотемпературы — по соотношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонате кальция раковинок фораминифер.

В 1968 г. Ш. Г. Шараф и Н. А. Будникова [45] произвели необходимый расчет планетных возмущений на период $-30 + 1$ млн. лет, а также рассчитали для этого времени колебания инсоляции. По их данным, эксцентриситет колебался в пределах $0,0007 - 0,0658$, а наклон эклиптики — $22,068 - 24,568^{\circ}$. Эквивалентные широты для пункта 65° обоих полушарий за последние 30 млн. лет колебались в пределах $58 - 81^{\circ}$. Наиболее отчетливо выражен период в 41 тыс. лет, свойственный колебаниям эклиптики, а также периоды в $0,492$ и $1,2 - 1,3$ млн. лет, свойственные колебаниям экс-

центриситета орбиты Земли. Ш. Г. Шараф и Н. А. Будникова указывают на достаточно хорошее согласие их результатов с результатами М. Миланковича и Ж. Вуркома.

Совпадение конфигураций расчетной кривой Миланковича с эмпирической кривой Эмилиани, Росхолта и других свидетельствует о том, что колебания солнечной активности не играли здесь главной роли, т. е. солнечная активность слабее воздействует на климат, чем описанные астрономические факторы. В свою оче-

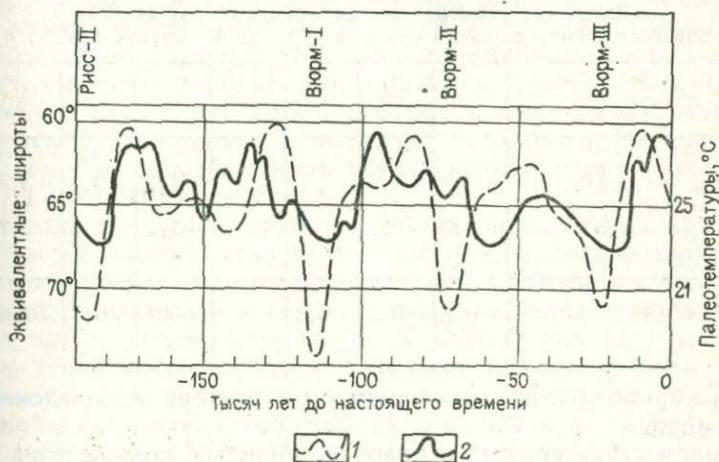


Рис. 2. Сопоставление кривых векового хода летних сумм радиации за последние 190 тыс. лет.

1 — эквивалентные перемещения точек по географической широте (по М. Миланковичу);
2 — обобщенная температурная кривая, построенная по данным изотопного анализа (по Росхолту и др.)

редь астрономическими факторами можно объяснить только этапность оледенений, а не четвертичное оледенение в целом. Для того чтобы могло возникнуть оледенение, должно было произойти наложение астрономических факторов на какое-то более долгопериодическое явление, изменяющее климат в высоких широтах.

ТРАНСГРЕССИИ И КЛИМАТ НА КОНТИНЕНТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАИНОЗОЕ

В настоящее время известны отложения материковых оледенений и более древних эпох. Это поздний докембрий Русской платформы, Восточной Сибири и Южной Африки; ранний девон Южной Африки и Южной Америки; поздний палеозой Южной Африки, Южной Америки, Индии и Австралии. Все они приходится на бесспорные геократические эпохи, когда уровень Мирового океана был наиболее низким. Не является ли этот фактор одним из ведущих в долгопериодических изменениях климата?

Впервые на связь трансгрессий с потеплениями климата в 1915 г. обратил внимание И. Д. Лукашевич. По его представлениям, с началом горообразовательных процессов увеличивается площадь суши. Кроме того, увеличивается ее относительная высота. Это приводит к общему понижению температуры поверхности Земли. Общее охлаждение Земли, резкое падение температуры в полярных странах и наличие огромной массы теплой воды в океа-

Таблица 1

**Изменение температуры различных широт (в °С)
при сокращении площади суши на 10%, по К. Бруксу (1952 г.)**

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
Изменение январской температуры	-0,3	-0,2	0	+0,6	+1,3	+2,4	+3,7	+9,0
Изменение июльской температуры	-0,2	-0,2	-0,6	-0,6	-1,2	-1,2	-1,7	-1,9
Среднее изменение	-0,2	-0,2	-0,3	0	+0,1	+0,6	+1,0	+3,5

нах низких широт явились причинами обширного оледенения в плейстоцене.

Во время трансгрессий температура на суше поднимается вследствие нагрева огромных масс воды в мелких эпиконтинентальных морях. Современные данные позволяют доказать справедливость этих представлений.

В начале пятидесятых годов К. Брукс рассчитал по данным физической географии изменения средних температур воздуха над материками в зависимости от их относительных размеров (табл. 1).

По расчетам К. Брукса сокращение крупных площадей суши на каждые 10% вблизи экватора (на широте 20°) приводит к среднегодовому похолоданию климата на 0,3° С, а сокращение суши на широте 70° — к потеплению на 3,5° С. Происходит это потому, что поглощение солнечной энергии в океане совершается иначе, чем на суше, где оно происходит в поверхностном слое, равном глубине проникновения солнечных лучей. Поскольку при одинаковой температуре воды и суши расход тепла на излучение с поверхности воды одинаков или даже меньше чем с суши, а приход тепла на 10—20% больше, что приводит к большим значениям радиационного баланса над водой по сравнению с сушей. Если сопоставить температуры поверхности Океана и влажных районов суши, где потери тепла на испарение такие же, то температура Океана (при отсутствии течений) окажется выше. Поэтому моря в среднем значительно теплее суши, особенно в умеренных широтах.

В настоящее время накопился значительный материал для оценки соотношения суши и моря в различные моменты фанеро-

зою. Сравнение этих данных с результатами палеотемпературного изотопного анализа среды обитания некоторых морских организмов с раковинной из углекислого кальция позволяет проверить геологическими данными теоретические расчеты К. Брукса. Это тем более необходимо сделать, поскольку для понимания многих геологических явлений чрезвычайно важно знать, какими климатическими изменениями сопровождаются трансгрессии.

Если в геологическом прошлом существовал такой же, как и теперь, механизм усвоения солнечной энергии разными участками земной поверхности, то всем трансгрессиям, связанным с подъемом уровня Океана, должны соответствовать слабые похолодания в низких широтах и значительные потепления в высоких. Это должно было приводить к уменьшению меридионального градиента температур и снижению аридности климата. Наоборот, регрессии должны способствовать увеличению меридионального градиента и образованию пустынь.

Данными о палеоклиматах экваториальных районов автор почти не располагает, но они не так уж необходимы, если имеются данные о палеоклиматах средних широт в сравнении с колебаниями аридности климата в аридной зоне Северного полушария.

Для четвертичного климата Р. В. Фэйрбридж [41] установил прямую зависимость между эвстатически низким уровнем моря в ледниковую фазу и высокой аридностью в Африке и в Северо-Западной Австралии, что и следовало ожидать по законам физической географии. По всей вероятности, эта зависимость выдерживалась в течение кайнозоя и мезозоя.

Климат Европы, Северной Америки и Азии

Метод изотопной палеотермометрии основывается на изменении с температурой коэффициента распределения тяжелого изотопа кислорода ^{18}O между выделяющимися в равновесных условиях из раствора карбонатом кальция и водой. Все исследователи определяют палеотемпературы в основном по анализам карбоната кальция ростров белемнитов, которые, как они считают, отражают среднегодовые температуры.

Западная Европа. Фабрициус и др. [37] по 172 пробам (по рострам белемнитов и вмещающим карбонатным породам) отмечают снижение температур Североальпийского бассейна с $25-26^\circ\text{C}$ в норийском веке до $21-22^\circ\text{C}$ в раннем лейасе (рис. 3).

Для юрских бассейнов южной части ФРГ П. Фриц [37] по рострам белемнитов определил следующие значения палеотемператур: в раннем синемюре $21,1-26,9^\circ\text{C}$, позднем синемюре $16,7-26,4^\circ$, раннем плинсбахе $21,2-22,6^\circ$, раннем тоаре $20,0-22,6^\circ$. В позднем тоаре — аалене определены самые высокие значения температур — от $22-23$ до $28-29^\circ\text{C}$. Затем в конце среднеюрской эпохи отмечается заметное снижение палеотемператур до $13,2-18,1^\circ\text{C}$ (байос-бат).

Эти данные дополняют и подтверждают полученные ранее результаты определений палеотемператур юры, выполненные Р. Боу-

эном и П. Фрицем в 1963 г. [7]. По их данным (см. рис. 3), температуры палеобассейнов Западной Европы убывали от начала плинсбахского века (18—24° С) к его концу — домерскому веку (16—20° С), достигали максимума в тоарском веке (27—32° С) и резко снижались к концу байоса (14—18° С). Следующий температурный максимум (27—28,8° С) Р. Боуэн отмечает в оксфордском веке поздней юры. В кимериджском веке, когда коралловые

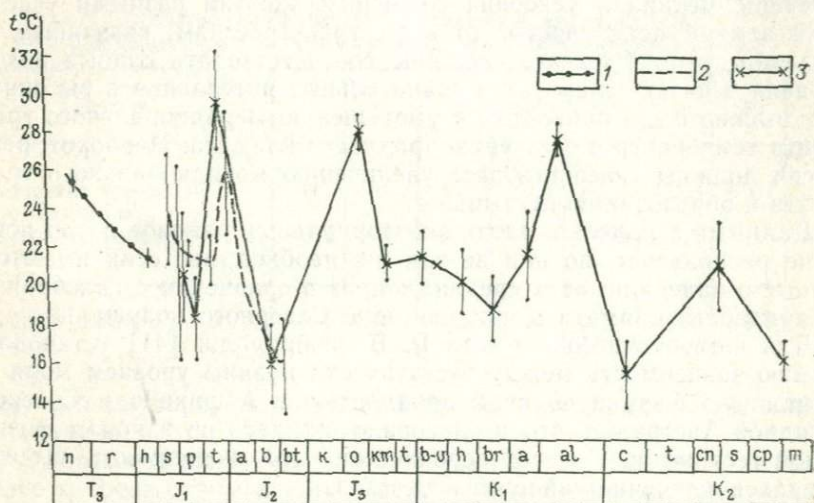


Рис. 3. Изотопные палеотемпературы мезозойских морей Западной Европы.
1 — по Фабрициусу и др. [37]; 2 — по Фрицу [37]; 3 — по Боуэну [7]

рифы отступили на юг, им определены палеотемпературы, колеблющиеся от 20,4 до 21,8° С. По определениям П. Фрица [37], средние палеотемпературы в южной части ФРГ в раннем кимеридже по 8 определениям составили 21,6°, а в позднем кимеридже по 20 определениям — 22,0° С. Повышенные температуры (20—22,8° С) зарегистрированы и в берриасе юго-восточной части Франции [7], которые сменились более низкими в валанжине (21° С) и готериве (18,7—21,8° С) и снизились до минимума в барреме (17—20,5° С). Для апта Франции характерны температуры 19,2—23,7° С. В альбе Франции и Англии палеотемпературы изменяются от 20 до 25,1° С, достигая на юго-востоке Франции 27—28° С. Повышение температуры от апта к альбу около 7° С. Затем в сеномане намечается снижение палеотемператур до 13,5—16,9° С в Англии и до 16,8° С в Польше. После сеноманского минимума максимальные значения палеотемператур регистрируются ими в коньяк-сантонском интервале до 18,5—21,2° С в Англии (одно определение), до 21,9° С во Франции и до 21,5° С в Польше. Р. Боуэн (см. рис. 3) определил, что палеотемпература в ран-

нем маастрихте Западной Европы снизилась до $15-17^{\circ}$ (более 10 определений).

Для кайнозойских морей Западной Европы палеотемпературы определялись по бентосным обитателям мелководных морей — нуммулитам. Эти определения в отличие от белемнитовых температур вряд ли являются среднегодовыми, а скорее всего представляют летние температуры роста раковин.

Аллегре и др. [37] по нуммулитам Аквитании определили общее снижение палеотемператур от начала эоцена ($29,4-31^{\circ}$ С) к олигоцену ($23,1^{\circ}$). По их мнению, в это время на юго-западе Европы был тропический климат.

В 1933 г. Рид и Чэндлер [16] построили кривую изменения климата Европы, на которой также отмечается постепенное похолодание от начала эоцена с тропическими условиями до умеренно теплых — к концу олигоцену (рис. 4). Таким образом, данные изотопной палеотермометрии согласуются с данными определения климата по наземной растительности.

К сожалению, пока нет данных определения изотопных температур для неогеновых бассейнов Западной Европы и придется воспользоваться результатами изучения флор. По данным тех же авторов (см. рис. 4), дальнейшее похолодание продолжалось до плиоцена, когда климат изменился от умеренного теплого до умеренного прохладного.

Приведенные данные позволяют проследить общую картину изменения климата Западной Европы от триаса до плиоцена. Снижение температуры от норийского века позднего триаса к раннему лейасу с последующим сильным потеплением в конце лейаса и похолоданием в байос-бате, далее новое потепление климата в оксфордском веке поздней юры с похолоданием в конце поздней юры и начале раннего мела; новое потепление — в альбском веке, после чего происходило похолодание в начале позднего мела и потепление климата в коньяк-сантонском веке, сменившееся постепенным похолоданием к концу позднего мела. Следующее максимальное потепление климата приходится на эоцен и резкое снижение температур на олигоцен. Почти постоянный климат миоцена сменяется резким похолоданием в плиоцене. Причем максимальные тропические температуры до $28-32^{\circ}$ С отмечаются только для юры и эоцена.

Восточная Европа. По данным Р. В. Тейс, Д. П. Найдина и В. Н. Сакса [37], наиболее низкие температуры позднейюрского бассейна юга Русской платформы (Прикаспийская низменность) были в келловейском веке (13° С). В оксфордском веке температуры вод этого бассейна достигли $21-22^{\circ}$ С, а в кимериджском снизились до 18° С. Следующее потепление климата отмечается ими в ранневолжское время ($21-22^{\circ}$ С). Эти результаты хорошо согласуются с данными, полученными по Западной Европе.

Р. В. Тейс и Д. П. Найдин отмечают большую сходимость полученных для Севера СССР определений палеотемператур по $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ с данными по европейской части СССР и Польше и с ре-

зультатами исследований палеотемператур в Восточной Гренландии и в Западной Европе. Однако отмечая аналогичный ход палеотемпературных кривых на Севере СССР и в других регионах на протяжении позднеюрской и неокомской эпох, они обращают внимание на некоторые несоответствия, появляющиеся при сравнении главным образом абсолютных значений палеотемператур. Так, в некоторых случаях (келловей-оксфорд) палеотемпературы



Рис. 4. Изменение климата в кайнозое [16].

1 — в Западной Европе (по Риду и Чэндлеру); 2 — в западной части США (по Дорфу)

на севере Русской равнины в бассейне Печоры выше, чем в ее средней части, палеотемпературы на севере Сибири мало уступают в кимеридже палеотемпературам в Прикаспийской низменности, а в неокоме близки к таковым из Южной Франции.

Авторы [37] считают причину такого несоответствия неясной. Вместе с тем они дают ей наиболее правильное объяснение. В частности, источником многих недоразумений они считают сопоставление данных, взятых из разных стратиграфических горизонтов. Это самая главная причина несравнимости результатов определенных палеотемператур особенно для высоких широт, где все факторы воздействуют на климат во много раз сильнее, чем в средних и низких широтах, и температуры внутри эпохи могут различаться на 5—10°.

Появление несравнимых результатов с увеличением количества разрозненных определений можно было предполагать еще в 1961 г., когда было установлено, что все известные палеотемпературные кривые представляют собой огибающие максимумов палеотемператур, так как в руки исследователей попадает материал в основном из отложений трансгрессий [25]. Теперь же с ростом количества определений появились замеры из отложений, образовавшихся во время относительно низкого положения уровня Океана. Чтобы эти определения легли на свое место, необходима более детальная стратиграфическая привязка образцов, а она часто отсутствует или ненадежна.

Что касается высоких значений температур (23—25° С) Арктического бассейна, полученных для волжского и валанжинского веков, то с объяснением их причины, приведенным Д. П. Найдным и Р. В. Тейс [37], вполне можно согласиться. Можно только

3873

добавить, что испарение колоссального объема воды, которое происходило в волжском веке из громадных солеродных бассейнов Тетис и Карибского, не могло не отразиться на опреснении вод окраин Арктического бассейна, и что в настоящее время их соленость (32%) ниже нормальной (35%). Отсюда и аномально низкие значения $\sigma^{18}\text{O}$ и высокие палеотемпературы. Вместе с тем на относительные потепления климата в Арктическом бассейне в конце позднего оксфорда, позднего кимериджа и поздневолжского века указывает М. С. Месежников [22], который выделил их, как моменты вторжения фауны средних широт в Арктический бассейн.

В Восточной Европе определения палеотемператур по раннемеловым белемнитам проводились для бассейна Печоры и для Крыма. Р. В. Тейс и Д. П. Найдин [37] установили с использованием замеров по Северному Уралу и Таймыру, что понижение температуры, начавшееся в конце юрского периода, продолжалось в берриасе.

Наиболее достоверные результаты изменений палеотемператур получены Р. В. Тейс, М. С. Чупахиным и Д. П. Найдиным в 1960 г. по крымскому разрезу [24]. С точки зрения палеотемпературных исследований, эта работа является классической и пока единственной, где в одном разрезе, хорошо охарактеризованном белемнитами, от готерива до маастрихта были послонно отобраны образцы для определения отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. В дальнейшем опубликованные значения палеотемператур были ими пересмотрены в соответствии с чикагским стандартом [37]. Судя по их данным [37], характер изменения палеотемператур мелового периода Крыма (рис. 5) в общем совпадает с данными по Западной Европе. На обеих территориях отмечены относительно низкие температурные условия в течение готерива, баррема и апта (14,6° С), резкое повышение температуры бассейна в альбе (22,8° С) и затем понижение до 20° С в начале сеномана. Сравнительно небольшое понижение температур всего на 2,8° С в начале сеномана, по сравнению с отмеченными Р. Боуэном, объясняется отсутствием самых нижних горизонтов сеномана, залегающего трансгрессивно на отложениях верхнего альба.

Для позднего мела Крыма, так же как и для позднего мела Западной Европы, характерны сравнительно высокие (21,2° С) палеотемпературы, но более низкие, чем для альба (22,8° С). По имеющимся замерам палеотемператур в отложениях средней части верхнего мела Крыма трудно сказать, когда именно в позднемеловое время было максимальное потепление, но, вероятнее всего, оно относится к позднему сантону, как и на Русской платформе. Пока можно лишь отметить, что максимум палеотемператур приходится на интервал от позднего турона до позднего сантона.

Для позднемеловых бассейнов Крыма в течение кампана и маастрихта отмечается резкое понижение палеотемператур, происходящее в основном на первую половину кампана. Сравнительно большое количество замеров палеотемператур и их привязка

к разрезу позволяют отметить минимальные палеотемпературы, относящиеся, вероятно, к началу позднего кампана (см. рис. 5). В конце кампана и в маастрихте климат на территории Крыма незначительно потеплел, а затем произошло небольшое похолодание во второй половине маастрихта, отмеченное только по изотопам кислорода из кальцита устриц.

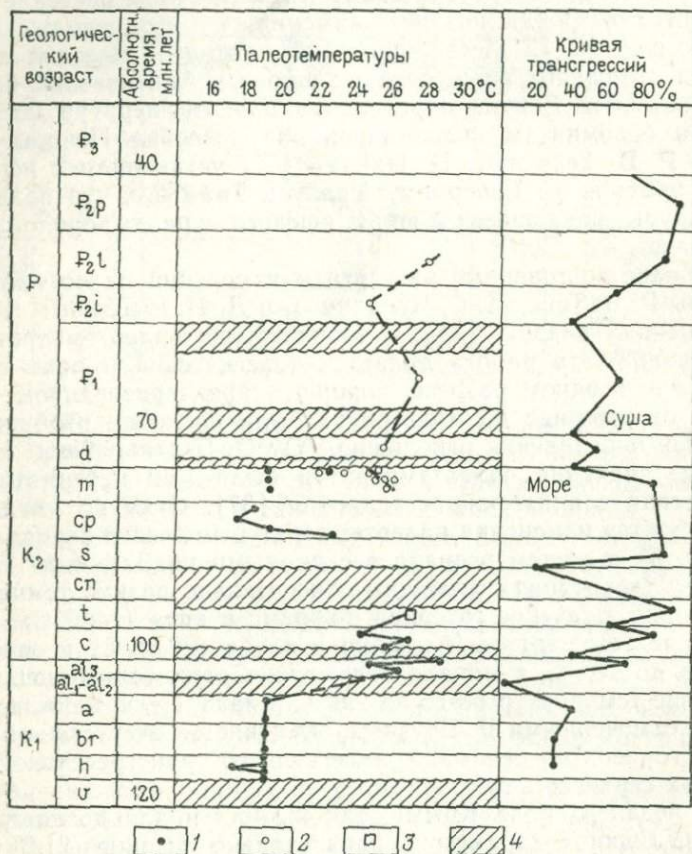


Рис. 5. Кривые трансгрессий и изменений климата в мелу и палеогене Крыма. 1—3 — палеотемпературы, определенные по соотношению изотопов кислорода в кальците (1 — ростов белемнитов, 2 — створок устриц, 3 — остатков морских лилий и ежей); 4 — отложения в разрезе отсутствуют

Подобная картина изменения климата в сеномане — маастрихте характерна и для Западной Европы (рис. 6). Совпадение сравнительно мелких деталей изменения климата Западной Европы и Крыма в кампанае и маастрихте, для которых имеется большое количество определений, подтверждает как общий характер даже слабых изменений палеотемператур, так и точность изотопного палеотемпературного метода.

Палеотемпературная кривая для дания и палеогена Крыма была построена по замерам палеотемператур среды обитания устриц, раковины которых взяты из средних частей датских, палеоценовых, ниже- и среднеэоценовых отложений Крыма.

В датском ярусе определена температура 20,5°, в палеоцене 21,5° и в раннем эоцене 19,4°. В среднем эоцене отмечена высокая температура (22,0°). Таким образом, по данным изотопной палеотермометрии в Крыму намечаются альбский, сенонский, палеоценовый и эоценовый максимумы и неоком-аптский, сеноманский, датский и раннеэоценовый минимумы температур. Здесь следует сказать, что, по данным Р. В. Тейс и Д. П. Найдина [37], температуры, определенные по двустворкам, на 4—7° С выше, чем по белемнитам.

В позднем мелу центральных районов Русской платформы, по данным [37], как по «мелким актинокамаксам», так и по другим белемнитам отмечается потепление от турона к коньяку, небольшой минимум в начале сантона, максимум в конце сантона и резкое снижение температур в конце раннего кампана. По «малым актинокамаксам» заметен также минимум в самом начале раннего кампана и максимум в его середине.

Для кайнозойской эры данных по определению палеотемператур изотопным методом пока мало, но можно воспользоваться результатами исследований спорово-пыльцевых комплексов и фауны. О субтропических климатических условиях палеоценовой эпохи на территории Восточной Европы свидетельствуют теплолюбивая фауна и вечнозеленая растительность, многочисленные остатки которых встречены в отложениях палеоцена. В раннеэоценовое время резко сменился комплекс конхилиофауны, причем широкое развитие получили представители родов *Gary*, *Thracia*, *Lyoisia*, *Pectunculus*, *Pteria*, *Chlamus*, *Apporhais* и др., что указывает на значительно более низкотемпературный режим раннеэоценовой эпохи по сравнению с палеоценовой. В среднем эоцене после бореального климата раннеэоценового века вновь наступил субтропический климат. Об этом свидетельствуют многочисленные теплолюбивые моллюски и разнообразные крупные фораминиферы, ареал распространения которых достиг южных склонов Общего Сырта.

По данным С. С. Манькина [24], в позднем эоцене на территории Белоруссии был субтропический климат. На берегах киевского (позднеэоценового) моря развивались леса с большим количеством вечнозеленых субтропических растений, таких, как мир-

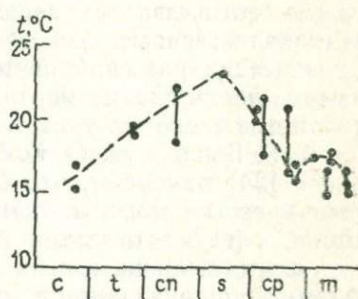


Рис. 6. Среднегодовые температуры среды обитания некоторых позднемеловых белемнитов Англии, Дании, Швеции [7].

ты и эвкалипты, а на азово-подольских берегах этого моря росли даже пальмы. Похолодание, начавшееся на юге Белоруссии в позднем эоцене, продолжалось и в раннем олигоцене, что привело к изменению состава растительности. Для раннего олигоцена южной части Белоруссии были характерны хвойно-широколиственные леса умеренного теплого климата с единичными формами вечнозеленых растений. На протяжении средне- и позднеолигоценового времени, а также в неогене климат Белоруссии постепенно похолодал, что вызвало изменение характера растительности. Хвойно-широколиственные леса с весьма редкими представителями субтропических растений постепенно сменялись лесами, состоящими преимущественно из бореальных сережкоцветных и хвойных пород лесов таежного типа.

В. Г. Бондарчук, О. К. Каптаренко-Черноусова, Г. И. Малявко и др. [24] отмечают, что богатая стеногаалинная фауна, населявшая киевское море, наличие остатков антракотериев, крокодилов и др., а также остатков вечнозеленой флоры указывают на то, что климат конца эоцена был близок к тропическому. Остатки флоры, обнаруженные в толще олигоценовых пород, указывают на похолодание. В эпоху оледенения на Украине появились представители арктических форм — северные песец и олень.

И. М. Покровская [24] показала, что эоценовые спорово-пыльцевые комплексы соответствуют наиболее жарким климатическим условиям в кайнозое. Таким образом, в Восточной Европе намечается похолодание в раннем эоцене, значительное потепление в среднем эоцене с максимумом в начале позднего эоцена и снижение температуры в самом конце эоцена.

По данным В. В. Подгорецкого и Е. Ф. Поповина [37], определявших отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах нуммулитов и оперкулин, эоценовые бассейны Восточной Европы, так же как и в Западной Европе, характеризовались высокими температурами. Им отмечается снижение температур от раннего эоцена ($30,6^\circ\text{C}$) к среднему ($27,3^\circ\text{C}$) и позднему эоцену ($27,7^\circ\text{C}$). Это подтверждает наличие эоценового палеотемпературного максимума, однако противоречит данным о характере изменения климата в эоцене, полученным по Крыму, и результатам изучения флоры и фауны.

Как отмечают Р. В. Тейс и Д. П. Найдин [37], по толстостенным устрицам и нуммулитам среднего эоцена Крыма получены одинаковые значения температур ($23-24^\circ\text{C}$). Белемнитовые (среднегодовые) температуры, по их данным, отличаются от температуры по двустворкам на $4-6,7^\circ\text{C}$, при этом чем выше температура бассейна, тем больше разница между температурами, полученными по двустворкам и белемнитам. Нуммулиты, так же как и двустворки, являются бентосными формами, наращивающими раковины в летнее время. Поэтому здесь не исключено, казалось бы, парадоксальное явление, когда более высокие палеотемпературы соответствуют более холодному континентальному климату с жарким летом и прохладной зимой, а более низкие палеотемпературы — более теплomu морскому климату без резких сезон-

ных колебаний. Тем более это возможно, что образцы происходят с Нижнего Поволжья и р. Урал, где сейчас господствует резко континентальный климат.

Н. А. Щекина [47], изучая историю развития растительности юга СССР, пришла к выводу, что от позднего олигоцена до конца неогена наблюдались прогрессирующие аридизация и похолодание климата. На фоне общего похолодания ею отмечаются моменты потепления и увлажнения климата, связанные с увеличением разнообразия реликтовых растений в составе флоры, которые приходятся на ранний миоцен, поздний тортон (караганское время), средний сармат, конец понтического века и киммерий. Заметное похолодание климата она отмечает в позднем олигоцене, в конце среднего и позднем сармате, начале понтического века, но особенно сильное в мэотическом, кузальницком веках и в середине акачагыльского века. Но даже самые суровые условия в плиоцене, как отмечает Н. А. Щекина, были мягче, чем в настоящее время.

Таким образом, в Восточной Европе выделяются оксфордский, альбский, сантонский, палеоценовый, позднеэоценовый и миоценовый максимумы потепления климата, причем самые высокие температуры были в поздней юре и эоцене.

Северная Америка. По данным Р. Боуэна [7], проведенным определения отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в рострах белемнитов из Земли Джемсона и Милна (Восточная Гренландия) температуры повышались с послетоарско-байосского времени ($14,1^\circ\text{C}$) до позднего киммериджа ($21,5\text{--}25,2^\circ\text{C}$) и снизились до $22,4^\circ\text{C}$ в раннем портланде. Высокие абсолютные значения палеотемператур р. Боуэн связывает с возможным опреснением вод. По имеющимся отдельным определениям палеотемператур случайных образцов из Аляски, Канады и США никаких выводов о ходе изменений палеотемператур в юрское время сделать невозможно.

Палеотемпературных определений для всего раннего мела и первой половины позднего мела Северной Америки пока нет. Имеются определения палеотемператур по двум рострам коньякских белемнитов ($22,5\text{--}22,8^\circ\text{C}$) и по нескольким десяткам ростров из маастрихтских отложений США (в среднем $17\text{--}20^\circ\text{C}$), которые не противоречат общему ходу изменения температур в позднем мелу Европы.

Э. С. Баргхоорн [16], изучив большое количество ископаемых флор США (рис. 7), доказал, что основная особенность климатических изменений, происходивших на протяжении кайнозоя, заключается в постепенном охлаждении области средних широт, которое началось между поздним эоценом и ранним олигоценом и достигло кульминации в четвертичном периоде. Более детальную, но в общем похожую картину изменения климатов кайнозоя Северной Америки (см. рис. 4) приводит Э. Дорф [16].

По данным Э. Дорфа [16], из трех возможных последствий изменения климата в кайнозое (миграция, адаптация и вымирание) наиболее часто имеет место миграция, причем миграция целых сообществ, которые перемещались по поверхности Земли, в

значительной мере сохраняя свой первоначальный состав. Таким образом, проследив во времени и пространстве перемещение растительных комплексов (рис. 8), можно составить представление о характере изменения климата. По его данным, потепление климата в западной части США, начавшееся в палеоцене, достигло максимума в позднем эоцене и сменилось похолоданием в олигоцене, достигнув минимума в начале миоцена. В середине миоце-

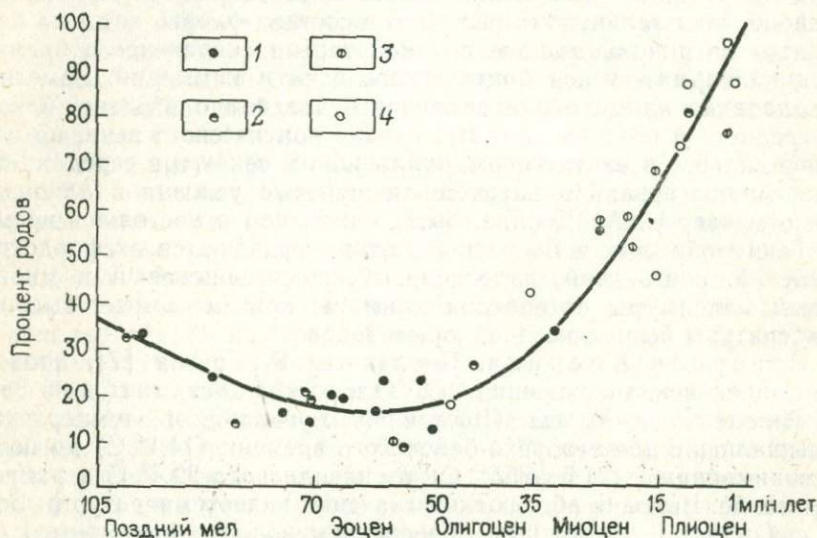


Рис. 7. Связь между геологическим возрастом флор и процентным содержанием в них родов, продолжающих ныне произрастать в этих же регионах (преимущественно центральные и восточные штаты США), по Э. С. Баргхоорну [16]. 1 — ископаемые флоры, содержащие представителей более 40 родов; 2 — 30—39 родов; 3 — 20—29 родов; 4 — менее 20 родов

на отмечается некоторое потепление климата, которое сменилось постепенным похолоданием во второй половине миоцена и продолжалось в течение всего плиоцена. Весьма интересна небольшая задержка в продвижении на юг восточно-азиатских лесов на западе Северной Америки в начале плиоцена, которая на Русской платформе совпадает с небольшим потеплением климата, отмеченным Н. А. Щекиной [47] в киммерийском веке.

Таким образом, для Северной Америки можно говорить о существовании теплого климата в коньякском веке, его похолодании в маастрихтском, о значительном потеплении климата в эоцене с последующим похолоданием в олигоцене и о небольшом потеплении климата в середине миоцена. С середины миоцена происходило постепенное похолодание климата вплоть до ледникового периода.

Западная и Восточная Сибирь. А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова, В. Н. Сакс и Ю. В. Тесленко на

основании детальной обработки разнообразных показаний палеоклиматов составили в 1968 г. кривую изменения климатов Западной Сибири, которая, на первый взгляд, в некоторых местах противоречит данным, полученным по другим территориям. Дело в том, что ими была применена классификация климатов Б. Г. Алисова для современных климатических областей, в то время как для других территорий принималась наиболее простая класси-

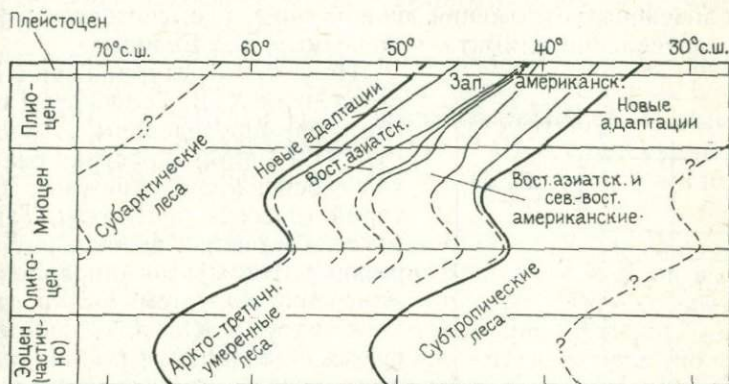


Рис. 8. Перемещение во времени и пространстве аркто-третичных умеренных лесов западной части Северной Америки, включая миграцию, адаптацию и вымирание, по Э. Дорфу [16].

кация климатов по среднегодовым температурам без учета аридности. В связи с этим кривые оказались несопоставимыми. В отличие от западноевропейских данных, на их кривой отсутствуют альбский, сенонский и эоценовый климатические максимумы и дат-палеоценовый минимум. Вместе с тем по серии палеоклиматических схем, которые построены названными авторами с учетом результатов исследования древней флоры, можно проследить перемещение в пространстве и времени палеофлористических областей (рис. 9). Получается удивительно сходная картина миграций палеофлористических областей в Западной Сибири с климатическими изменениями в Европе и Северной Америке. Резкое смещение палеофлористических областей на юг между альбом и сеноманом объясняется скорее всего не климатическими изменениями такого масштаба, а сменой мезофитной флоры кайнофитной, имеющей более широкий ареал распространения.

Эти данные подтверждают более ранние реконструкции палеоклиматов Западной Сибири, выполненные В. П. Казариновым, который отмечал постепенное изменение климата в Западной Сибири от умеренно теплого в сеномане до тропического в коньяксантонском веке с последующим похолоданием к датскому веку. Затем, по его заключению, в эоцене наступило новое потепление

и установился тропический климат, после чего вновь произошло похолодание. Что касается литологических индикаторов климата, которые использовали А. В. Гольберт и др., то наиболее достоверные из них, такие, как глаукониты и бокситы, тоже приходится на моменты продвижения на север южных флор и сокращения сибирской палеофлористической области. Глаукониты в северной зоне Западной Сибири характерны для отложений позднеюрского, сенонского и палеогенового возраста, бокситы для апт-альба и палеоцен-эоценовых отложений южной зоны, т. е. соответствуют моментам потепления климата, отмеченным для Европы.

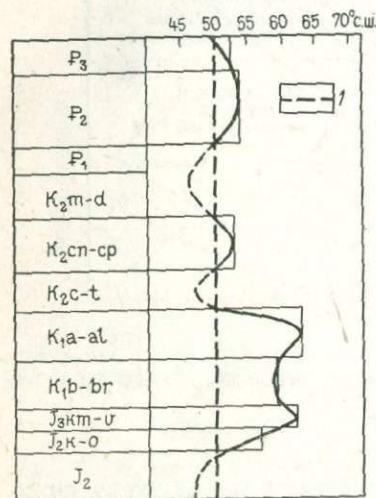


Рис. 9. Перемещение в пространстве и времени мезозойских и кайнозойских палеофлористических областей в Западной Сибири. 1 — южная граница района исследования

Палеотемпературная кривая, составленная А. В. Гольбертом и другими по определениям отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и Ca/Mg в рострах белемнитов в основном из смежных территорий (бассейн р. Печоры, Таймыр, бассейн Анабара, низовья р. Лены и район р. Эмбы), по направленности изменений палеотемператур от яруса к ярусу, в общем, хорошо согласуется с данными по Европе, однако для средней юры показаны очень высокие температуры относительно поздней юры. Это получилось в результате того, что отдельные участки кривой составлены по определениям отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и Ca/Mg в рострах белемнитов, собранных из разных районов: для средней юры в основном из бассейна Анабара, для келловей-оксфорда из бассейна р. Печоры, для кимериджа-готерива из бассейна р. Хеты (Таймыр), а для кампан-маастрихта из района р. Эмбы. Естественно, что для каждого района были свои особые по-

стоянные ошибки при определении палеотемператур, связанные с их водным фоном, которые при объединении замеров из разных бассейнов становятся случайными. Поэтому пользоваться для составления палеотемпературной кривой замерами из удаленных друг от друга бассейнов вряд ли правильно.

Некоторое несоответствие между палеотемпературной кривой и кривой миграций растительных комплексов для средней юры — оксфорда объясняется двумя причинами. Во-первых, среднеюрская часть палеотемпературной кривой составлена для бассейнов севера Восточной Сибири, для которых был характерен свой водный фон, давший завышенные значения палеотемператур. Во-вторых, объединение данных по флорам келловей и оксфорда привело к тому, что границы палеофлористических областей более холодно-

го келловае спроектировались на одну плоскость с границами более теплого оксфорда, в результате чего мог быть утерян оксфордский максимум. По этой же причине слабо выражен и максимум в кимериджском веке, так как он был объединен с более низкотемпературным волжским веком.

Таким образом, имеющиеся данные о климатах мезозоя и палеогена в Западной Сибири позволяют выделить, как и в Европе, позднеюрский, альбский, коньяк-сантон-кампанский и эоценовый климатические максимумы.

Интересно, что небольшой минимум палеотемператур, наблюдаемый в Европе в начале маастрихта, резко проявил себя в районе р. Эмбы, где температуры с позднего сантона — раннего кампана ($16,1^{\circ}\text{C}$) и позднего кампана ($16,3^{\circ}\text{C}$) к раннему маастрихту упали до $10,3^{\circ}\text{C}$ и вновь поднялись до $14,3^{\circ}\text{C}$ в позднем маастрихте.

Л. Е. Козлова и др. [22] отмечают по Ca/Mg отношению довольно низкие температуры на севере Восточной Сибири в раннем тоаре ($15,1^{\circ}\text{C}$ по 1 ростру), максимальные температуры 23°C (по 32 рострам) в среднем тоаре и понижение температур бассейна в позднем тоаре ($22,2^{\circ}\text{C}$ по 9 рострам) и аалене (до $20,1^{\circ}\text{C}$ по 1 ростру). Этот палеотемпературный максимум, так же как и в Западной Европе, приходится на максимальную для ранней и средней юры трансгрессию.

Р. В. Тейс, Д. П. Найдин и В. Н. Сакс [37] провели большое количество определений палеотемператур по отношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в рострах белемнитов из хорошо охарактеризованных белемнитами верхнеюрских и раннемеловых отложений Хатангского (Таймыр) бассейна. По их данным, температуры бассейна увеличивались с $15,1^{\circ}\text{C}$ (среднее по 5 рострам) в начале кимериджа до 16°C (по 16 рострам) в конце кимериджа. В начале ранневолжского века температуры ($15,8^{\circ}\text{C}$ по 2 рострам) оставались почти такими же, как и в конце кимериджа, а к концу ранневолжского века поднялись до $17,7^{\circ}\text{C}$ (по 2 рострам). Минимальные палеотемпературы отмечены для поздневолжского века ($13,9^{\circ}\text{C}$ по 2 рострам) и раннего берриаса ($13,4^{\circ}\text{C}$ по 2 рострам). Наиболее высокие значения палеотемператур были получены для позднего берриаса ($24,9^{\circ}\text{C}$ по 4 рострам), начала раннего валанжина ($19,4^{\circ}\text{C}$ по 15 рострам) и начала позднего валанжина ($23,1^{\circ}\text{C}$ по 2 рострам). На остальную часть позднего валанжина приходится понижение палеотемператур до $17,7^{\circ}\text{C}$ (по 14 рострам), которые почти не изменились в раннем готериве (18°C по 3 рострам).

Такие высокие абсолютные значения палеотемператур для берриаса и валанжина авторы считают сильно завышенными, так как «фаунистические комплексы — арктический на севере Сибири и средиземноморский в Альпийской области — позволяют с уверенностью утверждать, что температуры воды в берриасском море в Южной Франции ($20\text{—}22,8^{\circ}\text{C}$) были намного выше, чем у северных берегов Сибири».

Таким образом, результаты исследования палеотемпературных условий мезозойских бассейнов севера Восточной Сибири позволяют выделить тоарский, позднеюрский (данные по келловей-оксфорду отсутствуют) и позднеберриасский — ранневаланжинский климатические максимумы и среднеюрский, поздневолжский — раннеберриасский и поздневаланжинский — готеривский климатический минимумы.

Общая направленность изменений климата в Северном полушарии

Данные о климате в течение мезозоя и кайнозоя в Сибири, Северной Америке, Западной и Восточной Европе (рис. 10) позволяют сделать вывод об одинаковой направленности его изменения в пределах всего Северного полушария. Так, тоарский климатический максимум отмечен для Западной Европы и севера Восточной Сибири, позднеюрский — для Гренландии, Западной и Восточной Европы, Западной и Восточной Сибири.

Потепление климата от берриасса к валанжину установлено для Западной Европы и Восточной Сибири. К сожалению, данные о температурном минимуме на границе юрской и меловой систем имеются пока только для Хатангского бассейна и Гренландии. Относительно низкие палеотемпературные условия в готериве, барреме и апте установлены в Западной и Восточной Европе, а также по миграциям флор в Западной Сибири. Альбский климатический максимум, установленный для Западной Европы, проявил себя в Крыму и Западной Сибири. Похолодание климата в сеномане отмечается как в Западной и Восточной Европе, так и в Западной Сибири. Высокие палеотемпературы в коньяк-сантоне характерны для Северной Америки, Западной и Восточной Европы и Западной Сибири. Последующее похолодание климата также отмечается в этих районах. Небольшой палеотемпературный минимум в начале маастрихта, наметившийся в Западной Европе и Крыму, резко проявил себя в районе Эмбы. Датский палеотемпературный минимум отмечается пока только по результатам исследования крымского разреза. Соответствующее ему похолодание устанавливается и для Западной Сибири. Палеоценовый температурный максимум тоже установлен для Крыма и ему соответствует теплый климат на юге Русской платформы. Раннеэоценовое похолодание климата, отмеченное для Русской платформы, подтверждается изотопными определениями палеотемператур в Крыму, в то время как для Северной Америки по флоре и для Западной Европы по флоре и отношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинках нуммулитов отмечается климатический максимум в течение всего эоцена. Эоценовый максимум характерен и для Западной Сибири. Похолодание климата в олигоцене происходило как в Северной Америке, Западной и Восточной Европе, так и в Западной Сибири. Новое потепление климата в миоцене, установленное для Север-

ной Америки, также фиксируется и на юге Русской платформы. Начавшееся в конце мезозоя похолодание климата в Северной Америке, Западной и Восточной Европе в четвертичное время отмечается повсеместно.

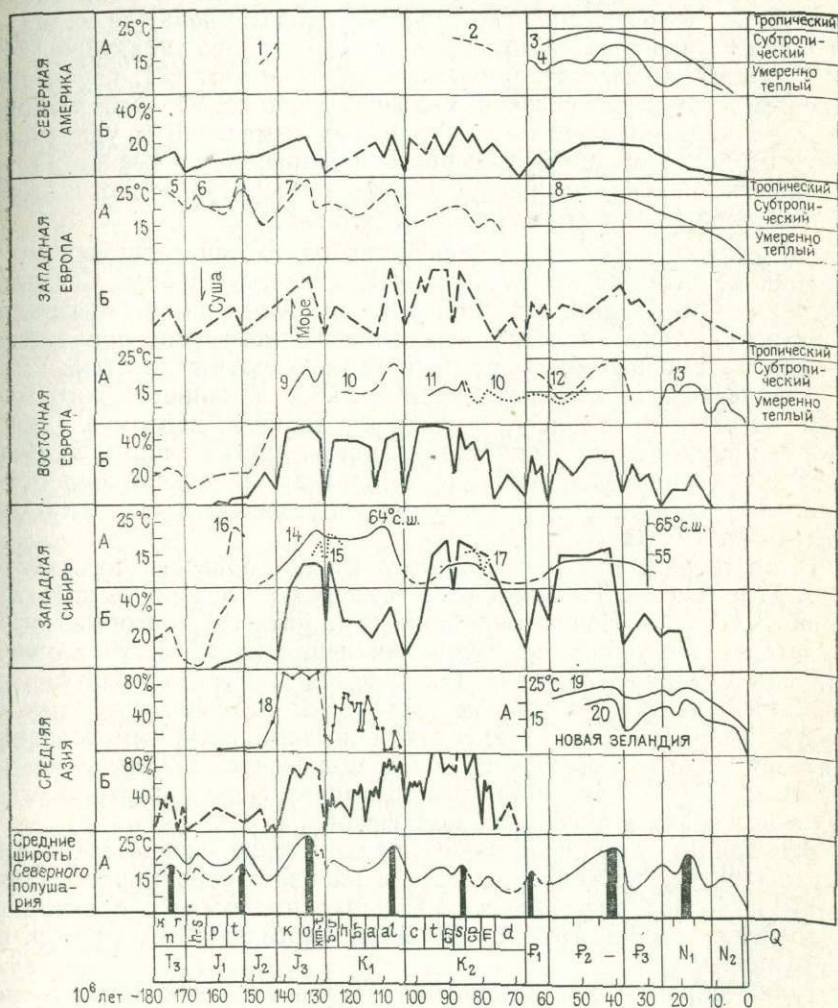


Рис. 10. Трансгрессии (Б) и климат мезозоя и кайнозоя Северного полушария. Палеотемпературы (А): 1 — по Боуэну [7], 2 — по Лоуэнштаму и Эпштейну [7], 5 — по Фабрициусу и др. [37], 6 — по Фрицу [37], 7 — по Боуэну [7], 9 и 10 — По Тейс и др. [37], 11 — по Найдину и др. [37], 15 — по Тейс и др. [37], 16 — по Козловой и др. [22] для севера Восточной Сибири, 17 — по Гольберту и др., 19 — по Бю и Максвеллу [37] для Новой Зеландии, 20 — по Деверу [37] для Новой Зеландии. Палеоклиматы: 3 — по Баргхорну [16], 4 — по Дорфу [16], 8 — по Элику [7], 12 — по данным Бондарчука и др., 13 — по данным Шекниной [47], 14 — миграции палеофлористических областей по данным Гольберта и др., 18 — процентное содержание пыльцы ксерофитов в спорово-пыльцевых спектрах мезозоя Северного Афганистана

Одинаковые изменения климата, происходившие в мезозое и кайнозое в Северной Америке, Европе, Западной и Восточной Сибири, которые расположены с трех сторон от полюса, указывают на то, что они не связаны с его перемещением. Колебания палеотемператур с амплитудами 5—10° и одинаковая направленность изменений климата в Северной Америке, Европе и Азии свидетельствуют не о местных колебаниях палеотемператур морей, а о крупных изменениях климата общепланетарного характера [24].

К такому же выводу пришел и Г. Лоуэнштам [7], изучавший палеотемпературные условия мелового периода. По его мнению, сходство направленности климатических изменений в удаленных друг от друга областях Северного полушария указывает на то, что зарегистрированное распределение температур является отражением глобальных климатических условий.

На основании большого количества палеотемпературных определений по белемнитам из юрских отложений Европы, Северной Америки, Гренландии, Аляски, Южной Америки и Австралии Р. Боуэн [7] также отметил, что температурные изменения юрского периода Европы обладают планетарной протяженностью.

Следовательно, изменения мезозойского и кайнозойского климата, который лучше всего изучен для Европы, дополнив данными по Сибири, можно распространять и на другие районы Земного шара с той лишь разницей, что амплитуды изменения палеотемператур и их абсолютные значения в разных районах будут несколько различаться.

В подтверждение к сказанному можно привести из работы Р. В. Тейс и Д. П. Найдина [37] температурные кривые для кайнозойских морей Новой Зеландии (см. рис. 10), которые почти до деталей повторяют характер изменения климата, установленный для Северной Америки (см. рис. 7) и Русской платформы. Показательно, что эти кривые составлены разными авторами по разным данным — Бю и Максвеллом по температурным условиям обитания индо-тихоокеанских родов моллюсков, а Девере по отношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинках планктонных фораминифер, зоогенных известняках и раковинах моллюсков.

Эти данные позволяют отдать предпочтение позднеэоценовому максимуму, так как они получены в районе с явно морским климатом и не содержат континентальных накладок в отличие от европейских результатов определения изотопных температур по нуммулитам.

Таким образом, для альпийского этапа развития Земли намечается восемь крупных потеплений климата, происходивших в начале позднего триаса в тоарском веке ранней юры, во второй половине поздней юры, в альбском веке раннего мела, в средней части позднего мела (коньяк-сантон), палеоцене, позднем эоцене и миоцене. Их разделяли значительные похолодания климата в плинсбахском веке ранней юры, средней юре, готеривском и барремском веках раннего мела, в сеноманском и датском веках позднего мела, раннем эоцене, олигоцене и плиоцене (см. рис. 10).

Связь трансгрессий и климата

При построении кривых трансгрессий* по оси ординат откладывалось процентное соотношение площадей бассейнов осадконакопления и суши, а по оси абсцисс — геологическое время в соответствии с данными абсолютной геохронологии.

Северная Америка. Кривая трансгрессий для Северной Америки была составлена с помощью «Палеогеографического атласа Северной Америки» Ч. Шухерта и дополнена сведениями о перерывах в осадконакоплении, приведенными А. А. Прониным [32].

Полученная кривая почти не отличается от кривой, составленной мной [24] и затем П. Деймоном и Р. Мейжиром в 1966 г., которые тоже произвели подсчет соотношения суши и моря по картам Ч. Шухерта. Однако за годы, прошедшие после окончания составления Атласа в 1942 г., было получено большое количество новых данных, в частности установлено довольно широкое распространение палеогена в Канаде [32]. Палеогеновые отложения распространены в Канаде как в платформенной ее части (провинции Альберта, Британская Колумбия, Саскачеван, Манитоба; острова Арктического архипелага, Северо-Западные территории), так и в районе Скалистых гор (провинции Британская Колумбия и Альберта). В связи с этим площадь распространения палеогеновых бассейнов можно увеличить еще на 10—15% по сравнению с Атласом Ч. Шухерта. Кроме того, исправления должны быть внесены в раннемеловую часть кривой трансгрессий в связи с новым пониманием объема команчского отдела, соответствующего по современным представлениям верхнему апту, альбу и нижнему сенomanу, а не всему нижнему мелу.

На кривой трансгрессий для Северной Америки (см. рис. 10) выделяются позднетюрская, раннемеловая, турон-сантонская и эоценовая максимальные трансгрессии и три менее значительные трансгрессии: в позднем триасе, палеоцене и миоцене. Их разделяют предюрская, предмеловая, предсеноманская, предпалеоценовая, предэоценовая, предмиоценовая регрессии.

Западная Европа. Основные сведения о геологической истории платформенной части Западной Европы получены из трудов М. Жинью [24], М. Ксенжкевича и Я. Самсоновича [24] и А. А. Пронина [32]. Кривая для Западной Европы в отличие от других является качественной. Описание развития мезозойских и кайнозойских трансгрессий на территории Западной Европы приведено в [24].

* Трансгрессии и регрессии — две стороны одного процесса — изменения площадей бассейнов осадконакопления в результате суммирования собственных движений блоков земной коры и колебаний уровня Мирового океана. Графики, на которых вверх по оси ординат откладываются площади бассейнов осадконакопления, выраженные в процентах от той или иной территории, являются кривыми трансгрессий, а графики, где вверх по оси ординат откладываются площади суши, — кривыми регрессий.

Новые данные А. А. Пронина, обработавшего большое количество литературных источников, подтверждают наличие крупных стратиграфических несогласий и перерывов в осадконакоплении в начале юры, начале раннего и позднего мела, начале палеогена и миоцена. По описаниям геологической истории Западной Европы можно выделить позднетриасовую, оксфордскую, альбскую, поздне меловую, палеоценовую, эоценовую и миоценовую трансгрессии и менее значительные тоарскую и валанжинскую. Кроме упомянутых предюрской, предраннемеловой, предсеноманской, предпалеоценовой и предмиоценовой регрессий выделяются еще предальбская и преддатская. Таким образом, общий ход развития трансгрессий на территории платформенной части Западной Европы и Северной Америки был одинаковым.

Восточная Европа. При составлении кривой трансгрессий для территории Русской платформы* был использован «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» под общей редакцией А. П. Виноградова [2]. Методом взвешивания по всем литолого-палеогеографическим картам масштаба 1 : 7 500 000 в пределах Русской платформы были определены площади всех палеогеографических обстановок и выражены в процентах от ее площади в пределах СССР ($4,456 \cdot 10^6$ км²). Кайнозойская часть кривой была детализирована благодаря замерам по дополнительным картам масштаба 1 : 3 000 000 и 1 : 6 000 000 для юга европейской части СССР из IV тома «Атласа» [2]. Сведения о перерывах в осадконакоплении получены из работ А. А. Пронина [32].

В триасовой и раннеюрской части графика кривой трансгрессий (см. рис. 10, Восточная Европа) показано (мелким пунктиром) изменение площадей осадконакопления, включая низменные аккумулятивные равнины. По этой кривой видно, что базис эрозии повысился в позднем триасе, затем снизился в начале ранней юры и вновь повысился в тоарском веке. Кривая трансгрессий в остальной части отражает развитие всех бассейнов осадконакопления как нормально морских, так и бассейнов с повышенной или пониженной соленостью. Огибающая кривая трансгрессий является количественной, а ломаная линия, отражающая перерывы в осадконакоплении, — качественной, так как составлена без замеров по палеогеографическим картам.

На кривой трансгрессий для Русской платформы (см. рис. 10) выделяются позднеюрская, альбская, поздне меловая, палеоценовая, позднеэоценовая, олигоценовая и тортон-сарматская трансгрессии. Им предшествовали предюрская, предмеловая, предальбская, предсеноманская, предпалеоценовая, предэоценовая и предмиоценовая регрессии. По увеличению площади низменных аккумулятивных равнин заметен подъем базиса эрозии в позднем триасе и в конце ранней юры. Общий ход развития бассейнов осадконакопления был таким же, как в Западной Европе и Северной Америке.

* Принятые границы Русской платформы показаны на рис. 18.

Западная Сибирь. Кривая трансгрессий для Западно-Сибирской платформы построена так же, как и для Русской платформы и отражает развитие морских и пресноводных бассейнов осадконакопления. В триасовой и раннеюрской части графика тоже дана кривая изменения площадей низменных аккумулятивных равнин, которая почти точно повторяет очертания аналогичной кривой для Русской платформы.

Сведения о перерывах в осадконакоплении получены в основном из работ А. В. Гольберта и др. и А. А. Пронина [32], где приводится обширный список трудов, посвященных строению осадочного чехла Западно-Сибирской платформы.

Огибающая кривая трансгрессий в этом случае также является количественной, а ломаная линия, отражающая перерывы в осадконакоплении, — качественной. На более рельефной кривой трансгрессий для Западной Сибири выделяются те же трансгрессии и регрессии, что и на Русской платформе, однако общий максимум сдвинут в сторону позднего мела — эоцена.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что все основные трансгрессии в Европе, Америке и Западной Сибири происходили почти одновременно (см. рис. 10) и им соответствовали потепления климата. Следовательно, связь трансгрессий с потеплениями климата можно считать доказанной, так как в ее основе лежат законы физической географии, проверенные геологическими данными. Б. Л. Личков еще в 1969 г. также указывал на параллелизм горных поднятий и климатических изменений.

Следствием установленной закономерности является обусловленность трансгрессий колебаниями уровня Мирового океана.

О. Бенди [29], прослеживая распространение популяций холоднолюбивой *Globigerina pachiderma* в разрезах верхнего кайнозоя различных регионов Мира, установил, что каждое проникновение глобигерин в средние широты соответствует похолоданию и общему понижению температуры воды океанов. Кроме известных вторжений холодных вод в последние 3 млн. лет, им выделены похолодания в среднем плиоцене (5—7 млн. лет) и в конце позднего миоцена (10—11 млн. лет). Всем этим похолоданиям, по его данным, соответствовали понижения уровня Мирового океана на 90—110 м, обмеления бассейнов и появления эвапоритов. К такому же заключению пришел и С. В. Тихомиров [38], который пишет, что «этапность процесса осадконакопления различного масштаба происходит в результате закономерного изменения уровня Мирового океана относительно поверхности материков».

В последнее время как в СССР, так и за рубежом появляется все большее и большее число геологов, уделяющих внимание геологической роли колебаний уровня Мирового океана. Действительно, если не прибегать к колебаниям уровня Мирового океана, то можно прийти к парадоксальным выводам при объяснении хотя бы известного всем факта — сгущения и увеличения количества перерывов в осадконакоплении в сторону наиболее устойчивых древних щитов.

На тему о геологической роли колебаний уровня Океана почти одновременно выступили с разных позиций А. Л. Яншин [49] и Д. П. Найдин [29], в статьях которых читатель может найти исчерпывающую библиографию работ. Д. П. Найдин на основании сходства кривых трансгрессий для мезозоя и кайнозоя Северной

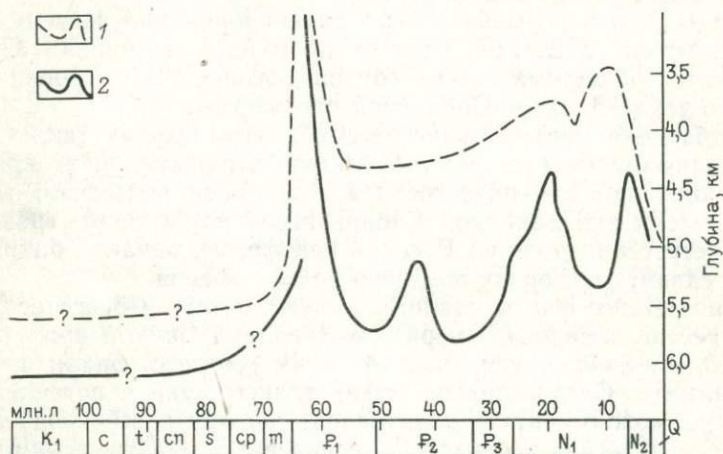


Рис. 11. Колебания компенсационной глубины накопления карбонатов в Мировом океане, по Бенсону и др. [29].

Нижний предел накопления: 1 — раковин планктонных фораминифер (арагонит), 2 — остатков кокколитофорид (кальцит)

Америки и Евразии (в пределах СССР) пришел к выводу о синхронности трансгрессий и их связи с колебаниями уровня Мирового океана. А. Л. Яншин, сравнив кривые трансгрессий Северной Америки, Западной и Восточной частей СССР, Южной Америки, Японии и Австралии, пришел к выводу об асинхронности трансгрессий на разных континентах и платформах.

В статьях В. П. Казаринова [20] и Д. П. Найдина [29] критически рассмотрены построения А. Л. Яншина, которые, как это будет показано в заключительной главе, в значительной степени справедливы. Вместе с тем хотелось бы привести данные из статьи Д. П. Найдина, которые убедительно свидетельствуют о глобальном характере изменений среды осадконакопления (рис. 11).

Известно, что карбонатное осадконакопление ниже компенсационной глубины карбонатообразования прекращается или существенно редуцируется. Так как растворимость карбонатов резко возрастает с понижением температуры и уменьшается с ее повышением, интенсивность растворения карбонатов и степень недонасыщенности воды CaCO_3 зависят от температуры придонных вод океанов. Чем выше температура океанских вод, тем на большей глубине может происходить накопление карбонатных осадков.

Наибольшие глубины накопления карбонатов в Мировом океане отмечены для позднего мела, палеоцена, позднего эоцена и среднего миоцена, для которых, по данным изучения флоры и условий обитания фауны, а также палеотемпературными исследованиями, установлены значительные потепления климата на континентах. Более того, максимальное для кайнозоя потепление в позднем эоцене фиксируется максимальной для этого времени глубиной карбонатообразования. Эти факты свидетельствуют, вне зависимости от причин изменений климата, о довольно частых крупных глобальных изменениях среды осадконакопления, охватывающих как континенты, так и глубины Мирового океана.

Синхронность трансгрессий на различных блоках земной коры (см. рис. 10), удаленных друг от друга на тысячи километров, невозможно объяснить без участия колебаний уровня Океана, а связь трансгрессий с потеплениями климата свидетельствует об их одновременности в высоких широтах. Смещения же максимумов трансгрессий на разных материках, на что справедливо указывает А. Л. Яншин, объясняются закономерными крупноамплитудными и долгопериодическими вертикальными движениями материков, на которые накладываются колебания уровня Мирового океана, о чем будет сказано в гл. 3.

Как было показано ранее [24], отмеченные крупные потепления климата и соответствующие им трансгрессии следуют друг за другом через 20—25 млн. лет. Спустя пять лет, обработав около 900 определений изотопных палеотемператур, Дорман [37] выделил те же самые палеотемпературные максимумы в поздней юре, в альбе и коньяк-сантоне и пришел к выводу, что климатические оптимумы следуют друг за другом через 30 млн. лет. Что касается цифры 30 млн. лет, то она зависит от геохронологической шкалы, которой пользовался Дорман, и определения продолжительностей веков мелового и юрского периодов. Самое главное то, что его данные в принципе подтверждают сам факт периодичности климатических оптимумов.

Для того чтобы более или менее достоверно выяснить периодичность трансгрессий и климатических изменений, необходимо иметь возможность определить продолжительности веков хотя бы мелового периода. Такую возможность нам представляет уникальный по своей полноте и ритмично построенный разрез меловых отложений южного борта Мургабской впадины в пределах Северного Афганистана. Более того, на конкретном фактическом материале по геологии Северного Афганистана, собранном автором в 1963—1965 гг., можно будет проверить и другие закономерности, связанные с зависимостью «трансгрессии — климат».

Палеогеография Юго-Востока Туранской плиты

При описании палеогеографии юго-востока Туранской плиты использованы в основном личные наблюдения автора. В то время как характеристики трансгрессий и климата Северной Америки, Западной и Восточной Европы и Западной Сибири описаны

кратко, по литературным данным, материал о мезозойских трансгрессиях и климате юго-востока Туранской плиты (Северный Афганистан) приводится впервые. Разрез меловых отложений южного борта Мургабской впадины на юго-востоке Туранской плиты в пределах Северного Афганистана является уникальным по своей полноте. Здесь выделены отложения всех ярусов меловой системы, а количество перерывов в осевой части впадины меньше, чем в полных разрезах Копет-Дага, Кавказа и Западной Европы. Хорошая изученность, полнота разреза, его ритмичное строение и сравнительное однообразие литологического состава членов ритмов ставят меловую толщу Северного Афганистана на особое место для определения относительной продолжительности веков мелового периода. Имеющиеся определения спорово-пыльцевых спектров и литологические данные позволяют вместе с характером развития бассейнов осадконакопления проследить и наиболее явные изменения климата в течение мезозоя и кайнозоя. Все это заставляет привести хотя бы основной фактический материал, на котором базируются выводы, и который дает возможность проверить правильность полученных закономерностей на конкретном геологическом материале.

Рассматриваемый район расположен в области перехода южного окончания эпигерцинской Туранской плиты в эпиплатформенную орогеническую область Паропамиза, Гиндукуша и Таджикской депрессии. Фундамент платформенной области поднимается ступенями в сторону горного обрамления. На палеозойских и триасовых породах фундамента залегают юрские, меловые и палеогеновые отложения. В конце палеогена и в неоген-четвертичное время большая часть района была вовлечена в интенсивные горообразовательные движения.

В основу стратиграфии мезозоя и кайнозоя данного района положена схема, базирующаяся на Унифицированных стратиграфических схемах для Средней Азии, дополненных и уточненных работами Н. П. Луппова, В. Д. Ильина и других, которые нашли отражение в Материалах к Среднеазиатскому стратиграфическому совещанию 1970 г.

Достоверные сведения о палеогеографии Северного Афганистана имеются с поздне триасовой эпохи (рис. 12). Максимум поздне триасовой трансгрессии, приходящийся на карнийский век, вероятно, захватывает и норийский. Рэтскому веку, трансгрессия в котором была меньше, чем в норийском, предшествовала значительная регрессия. В конце рэтского века произошло складкообразование и региональная регрессия.

О величине ранне-среднеюрских трансгрессий судить трудно, но несколько большая распространенность среднеюрских отложений и наличие в них заведомо морских образований (рис. 13) могут свидетельствовать о том, что среднеюрская трансгрессия была обширней, чем раннеюрская. Среднеюрское осадконакопление завершилось регрессией. В начале келловейского века морская трансгрессия захватила большие пространства и проникла в районы

Донитурского и Предгиндукушского прогибов. Дальнейшее развитие трансгрессии во второй половине келловея и в оксфорде привело к образованию на огромной территории южной части Туранской плиты сравнительно однородной карбонатной толщи пород. С этим временем связывается максимум позднеюрской трансгрессии. Небольшое сокращение (?) морского бассейна в кимеридже и титоне сопровождалось мощным накоплением хемогенных осад-

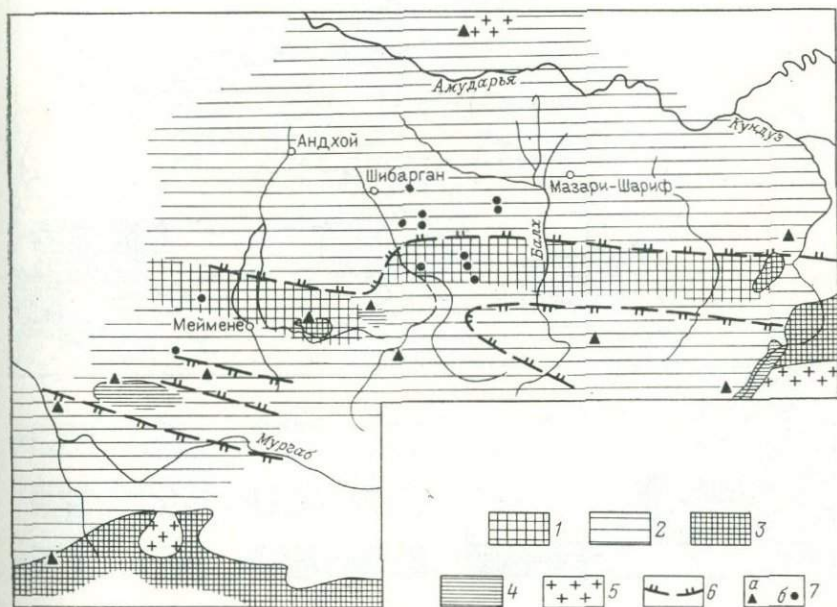


Рис. 12. Палеогеографическая схема доюрских отложений юго-восточной окраины Туранской плиты.

1 — палеозой; 2 — верхний триас; 3—5 — современные выходы пород (3 — палеозойских, 4 — триасовых, 5 — гранитоидов), 6 — современная граница выклинивания юрских отложений; 7 — разрезы (а — естественные обнажения, б — скважины) ков гаурдакской свиты. Образованию отложений карабийской

свиты предшествовала регрессия. После образования нижней глинистой подсвиты карабийской свиты произошла региональная регрессия, предшествующая меловому осадконакоплением.

В начале мела произошла одна из крупных неоконских трансгрессий — берриас-валанжинская, которая проходила двумя волнами. Максимум трансгрессии приходится на вторую половину века. В конце валанжина размеры бассейна резко сократились. Нарушилась связь с открытым морем, а в крупном бассейне с переменной соленостью формировались отложения готерива. После регрессии в конце готерива — начале баррема снова наступила трансгрессия, которая также развивалась двумя волнами. Максимум трансгрессии, по величине соизмеримой с валанжинской, приходится на вторую половину баррема. Барремский век закан-

чивается мощной регрессией, второй по величине после предберриасской. Границы бассейнов этого времени (рис. 14) совпадают с границами трансгрессивного залегания аптских отложений.

Аптская трансгрессия достигла максимума во второй половине века. Аптский век закончился небольшой регрессией. В альбском веке трансгрессии развивались тремя волнами и были значитель-

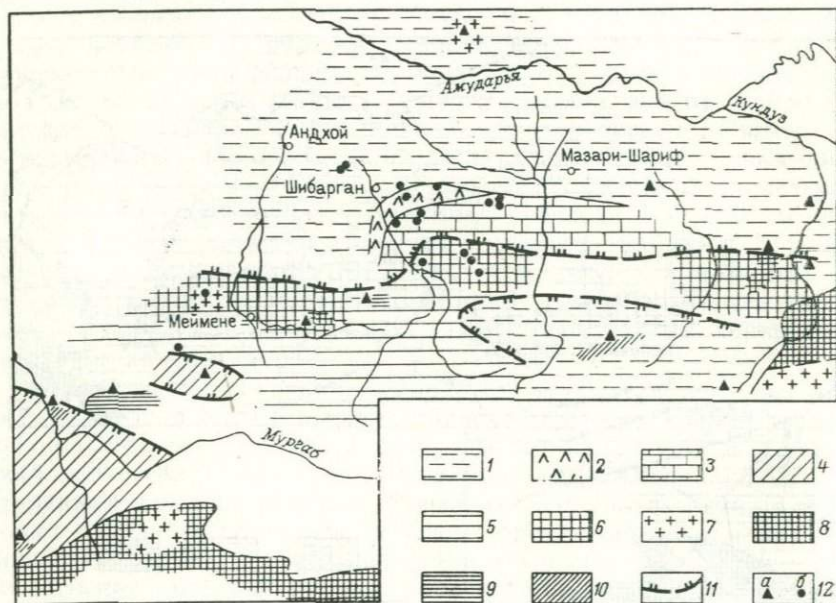


Рис. 13. Палеогеографическая схема домеловых отложений юго-восточной окраины Туранской плиты.

1 — глинистая подевита карабильской свиты; 2 — гаурдакская свита; 3 — гиссарская свита; 4 — нижняя и средняя юра; 5 — верхний триас; 6 — палеозой; 7 — гранитоиды; 8—10 — современные выходы пород (8 — палеозой, 9 — триаса, 10 — юры); 11 — современная граница выклинивания юрских отложений; 12 — разрезы (а — естественные обнажения, б — скважины)

но крупнее аптских. Трансгрессия в начале альба была максимальной для всего раннего мела. Новая небольшая регрессия моря привела к образованию органогенно-обломочных известняков среднего альба. Позднеальбская трансгрессия, вероятно, была соизмерима с раннеальбской. Альбский век закончился значительной регрессией.

Сеноманская трансгрессия была меньше альбской и развивалась тремя волнами. Максимум ее приходится на средний ритм. Туронский, коньякский, сантонский и раннекампанский века характеризуются максимальной для мезозоя удаленностью береговых линий бассейнов и областей сноса. В моменты уменьшения глубин бассейна и при последующих трансгрессиях образовывались известняки — ракушечники, песчаники и мергели. Эти моменты

приходятся на начало и конец турона, коньяк, начало кампана и начало сантона. Относительные величины туронской, коньякской, сантонской и раннекампанской трансгрессий оценить трудно, так как прибрежно- и мелководноморские фации окраинных частей бассейнов не сохранились. Регрессия в конце раннего кампана была весьма значительной, но не региональной. Трансгрессия в

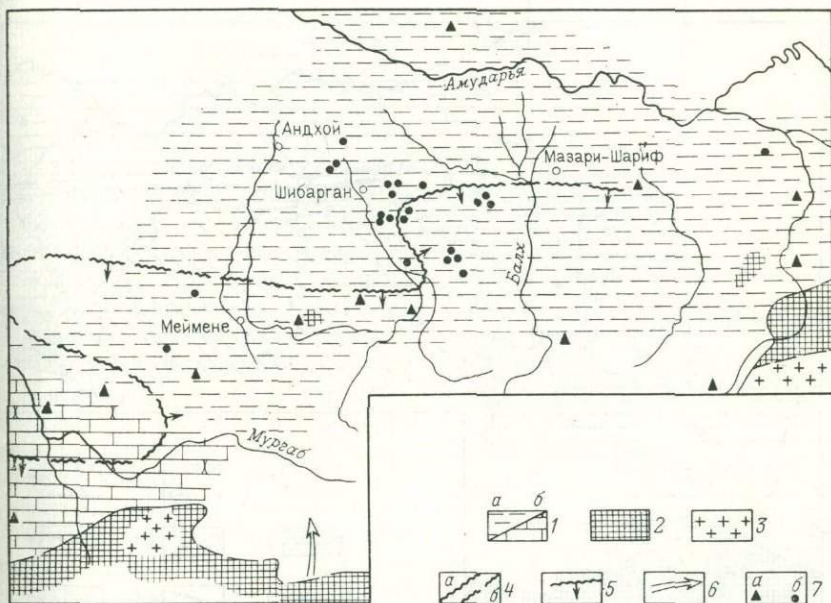


Рис. 14. Палеогеографическая схема юго-восточной части Туранской плиты в начале апта.

1 — базальные отложения апта (а — морские глинистые, б — мелководноморские песчано-карбонатные); 2—3 — современные выходы пород (2 — палеозойских, 3 — гранитоидов); 4 — граница трансгрессивного залегания аптских отложений (а — достоверная, б — предполагаемая); 5 — направление аптской трансгрессии; 6 — направления сноса; 7 — разрезы (а — естественные, б — скважины)

начале позднего кампана вновь охватила почти всю территорию Северного Афганистана. Маастрихтская трансгрессия была меньше позднекампанской, так как смена глинисто-карбонатного разреза карбонатным происходит по направлению к областям сноса раньше, чем в отложениях позднего кампана. В конце маастрихта море вновь отступило и бассейн сократился до размеров меньших, чем в период предпозднекампанской регрессии. В датском веке произошло резкое изменение условий осадконакопления, связанное, вероятно, с регрессией и аридизацией климата. Границы трансгрессивного залегания верхнекампанских и датских отложений показаны на рис. 15.

Палеоценовые трансгрессии были несколько больше датских, но существенных изменений в условиях осадконакопления не про-

изошло. В конце палеоцена отмечается значительная регрессия моря, по размерам не уступающая преддатской.

В мезозое на территории Северного Афганистана произошли три максимальные трансгрессии (рис. 16): келловей-кимериджская, альбская и турон-сантонская, а также максимальные регрессии: предпозднетриасовая, предъюрская, предмеловая и пред-

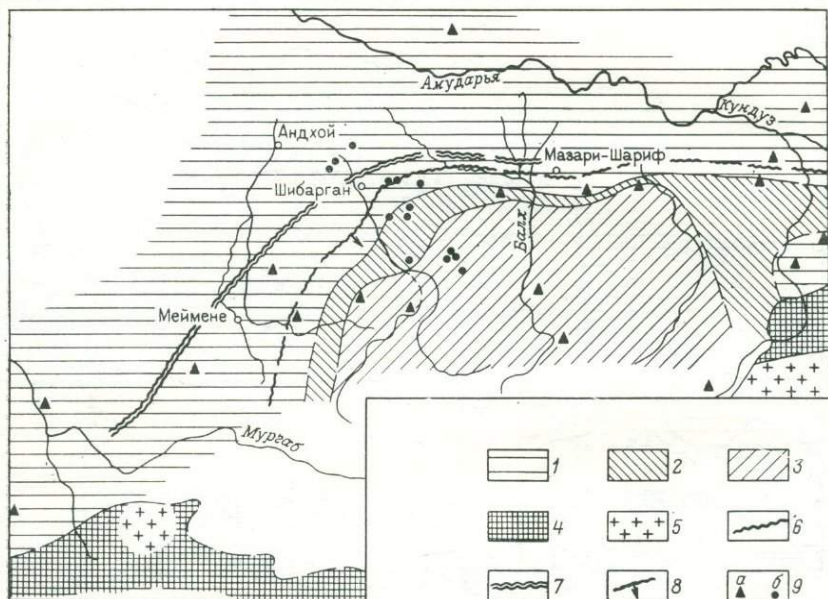


Рис. 15. Палеогеографическая схема верхов позднего мела юго-восточной части Туранской плиты.

1—4 — отложения (1 — нижнекампанского подъяруса, 2 — сантонского и коньякского ярусов, 3 — туронского яруса, 4 — палеозоя); 5 — гранитоиды; 6—7 — границы трансгрессивного залегания отложений (6 — верхнекампан-маастрихтских, 7 — дат-монтских); 8 — направление позднекампанской трансгрессии; 9 — разрезы (а — естественные, б — скважины)

палеоценовая. Кроме максимальных трансгрессий и регрессий следует отметить поздне триасовую, берриас-валанжинскую, барремскую, аптскую и позднекампан-маастрихтскую трансгрессии, а также предрэтскую, предпозднеюрскую, предкарабийскую, предбарремскую, предаптскую, предсеноманскую и предпозднекампанскую регрессии.

Климатические условия времени образования отложений восстанавливались по данным палеоботаники (табл. 2), палеонтологии и литологии.

Климат поздне триасового времени, судя по составу растительности (гинкговые, беннеттитовые, цикадофитовые, древовидные папоротники и предки кипарисов), был теплым, но не тропическим, как в ранней — средней юре, когда в областях сноса развивались

коры выветривания тропического типа. К концу средней юры происходит постепенная аридизация климата, о чем свидетельствует увеличение содержания в спорово-пыльцевом спектре ксерофитов (от 1,1% в низах средней юры до 35% в ее верхней части). Аридность климата достигла максимума в поздней юре, когда растительность, судя по спорово-пыльцевым спектрам, была представлена почти целиком ксерофитами рода *Classopollis*. Этим объясняется региональное образование карбонатов, ангидритов и солей в момент максимальной позднеюрской трансгрессии. Во время формирования глинисто-ангидритовых отложений низов карабильской свиты климат оставался аридным.

В начале берриас-валанжина, по данным спорово-пыльцевого анализа, климат по сравнению с концом юрского времени стал значительно мягче. Вместе с типичными ксерофитами, составляющими в спектрах всего 20%, появляются влаголюбивые растения: глейхенни, схизейные, подозамитовые и др. Об увлажнении климата в начале валанжина свидетельствуют и находки остатков пресноводной фауны. К концу валанжина аридность усиливается, и пыльца ксерофитов составляет до 55% спорово-пыльцевого спектра. Таким же климат оставался и в начале готерива. К сожалению, в верхней части альмурадской и в нижней части кызылташской свит нет определений спорово-пыльцевых спектров, в связи с чем на кривой аридности может быть пропущен максимум в начале готерива или минимум в конце валанжина. Новое усиление аридности приходится на вторую половину готерива и начало баррема. В это время количество

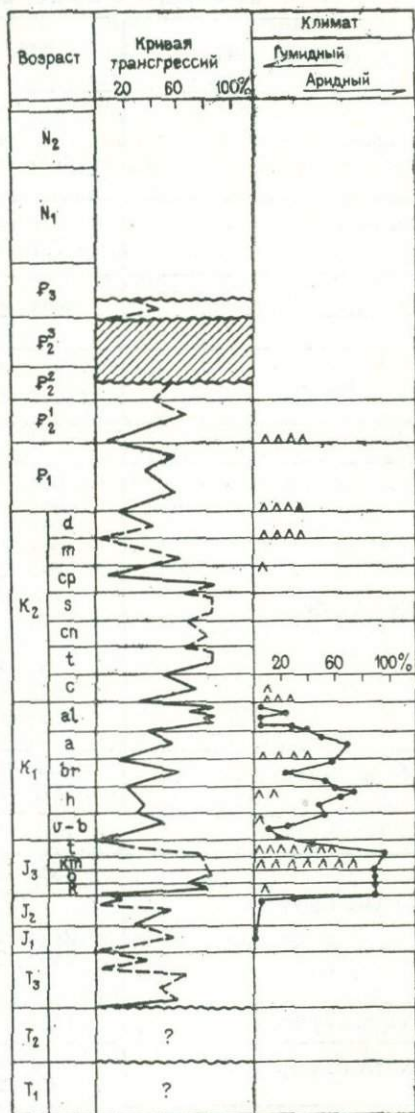


Рис. 16. Мезозойские трансгрессии и климат юго-востока Туранской плиты.

1 — отложения отсутствуют; 2 — гипсы и ангидриты; 3 — количество ксерофитов в спорово-пыльцевых спектрах

Количество ксерофитов в спорово-пыльцевых комплексах
из меловых и юрских пород Северного Афганистана

Наименование скважин	Глубина взятия образца, м	Содержание ксерофитов, %	Возраст	
Андхой-2	2643—2646	20,0	K _{1v} J ₃	
	2796—2799	97,0		
Ангот-3	677—682	5,6	K _{1a13} K _{1a12}	
	721—726	26,0		
Джангали-Колон-3	2893—2897,5	50,0	K _{1br1}	
Али-Могол-1	1724—1726	10,0	K _{1v}	
	1937—1943	30,0		
Джигдалек-1	752	29,8	K _{1a1}	
Кух-Альбурз-2	639,5	70,0	K _{1a}	
	688—691	49,0		
	691	56,0		
	696—698	24,6		
	702—705	23,2	K _{1br}	
	705—712	59,2		
	740	61,0		
		800—806	70,0	K _{1h} K _{1v} J _{3k-o}
		882—886	55,0	
		1245—1252	100,0	
Ходжа-Булан-2	1150—1155	29,0	K _{1a-a1} J _{3k-o}	
	1877—1879	100,0		
Ходжа-Булан-5	1312—1329	73,9	K _{1h}	
Ходжа-Гугердаг-3	2335—2337	95,9	J ₃	
	2452—2455 2496—2499	89,6 95,0	J ₂₋₃	
Ходжа-Гугердаг-6	1403—1406	50,0	K _{1a}	
Ходжа-Гугердаг-6	1455—1462,5	40,0	K _{1a2} J ₃	
	2309—2323	90,0		
Ходжа-Куль-1	740	2,2—3,2	K _{1a1}	
	778			
	780			
Ялангач-1	1928—1932	65,0	K _{1h}	
	1972—1975	51,0		
	1994—1998	53,0		
	1994—1998	70,7		

Примечание. Определения спорово-пыльцевых комплексов выполнены Т. Н. Кузнецовой.

ксерофитов в спорово-пыльцевых спектрах достигло 60—70%, а в низах баррема появляются горизонты ангидритов.

Резкое увлажнение климата приходится на начало второй половины баррема, когда образовывались зеленовато-серые глины с пиритом. С этим временем связан второй раннемеловой минимум содержания ксерофитов в спорово-пыльцевых спектрах (23%). В конце баррема и начале апта во время формирования глинистых гипсов верхнеокузбулакской подсветы аридность вновь достигла максимума. Количество ксерофитов в спорово-пыльцевом спектре доходит до 70%. Начиная с этого момента, в течение апта климат постепенно увлажняется, что видно по закономерному снижению количества ксерофитов (от 70 до 29%). В раннем альбе количество ксерофитов снижается до 2—3%. Это третий раннемеловой максимум гумидизации. После него заметна некоторая аридизация климата в момент образования органогенно-обломочных известняков среднего альба (количество ксерофитов достигает 26%) и новое увлажнение климата в начале позднего альба.

К сожалению, для позднего мела Северного Афганистана палеофитологические исследования почти не проводились, и такой картины изменения климата, как для раннего мела, воссоздать невозможно. Можно только сказать, судя по образованию гипсов и ангидритов, что аридный климат был в сеномане, позднем кампане — маастрихте, а максимум аридности приходится на датский век.

Таким образом, в течение триаса, юры и раннего мела можно выделить ранне-среднеюрский, ранневаланжинский, барремский и раннеальбский относительные максимумы увлажнения климата, а также позднеюрский, готеривский, аптский и среднеальбский относительные максимумы аридизации климата (см. рис. 16).

Сравнение изменения климата в течение юры и раннего мела с соответствующими им трансгрессиями и регрессиями показывает, что берриас-валанжинской, барремской и альбской трансгрессиям соответствуют моменты увлажнения климата, а предваланжинской, готеривской, предбарремской, предаптской и среднеальбской регрессиям — продолжительные промежутки времени с усиленной аридностью климата. Подобная закономерность намечается и для позднемеловой эпохи, где все образования гипсов и ангидритов приходятся на сеноманский, позднекампан-маастрихтский и датский века относительной регрессии. Таким образом, на юго-востоке Туранской плиты отмечается закономерная связь усиления аридности климата с уменьшением акваторий бассейнов.

В средней юре в общем выдерживается отмеченная для мела закономерность, и аридность в ее конце возрастает вместе с регрессией. Исключением из этого правила является поздняя юра, на особенностях которой следует остановиться. Для келловоя имеются три определения спорово-пыльцевых спектров, которые распределены равномерно по мощности. Количество ксерофитов в них составляет около 90%, что указывает на аридность климата, хотя трансгрессия в это время была значительной. Для оксфорда, к со-

жалению, нет палеофитологических данных. Однако о его аридном климате свидетельствует региональное карбонатообразование, а также наличие доломитов и ангидрита в осадках этого возраста, т. е. в оксфордском веке аридность климата развивается на фоне максимальной трансгрессии.

Затем от кимериджа к титону аридность уже увеличивается вместе с регрессией, хотя бассейн осадконакопления продолжал оставаться огромным.

Таким образом, данные по Северному Афганистану полностью подтверждают результаты, полученные при изучении связи «трансгрессии — климат» по литературным источникам для Северного полушария и Новой Зеландии, которые обсуждались выше.

Вместе с тем получился и неожиданный результат — развитие мощной аридности климата в позднеюрскую эпоху на фоне максимальной трансгрессии, что противоречит обычно наблюдаемой связи регрессий с аридизацией климата. Это своеобразие позднеюрской эпохи вполне согласуется с ее другой особенностью — солеобразованием в краевых частях морских бассейнов. Подобное солеобразование известно и в других эпохах фанерозоя, о чем будет сказано ниже. Чем объяснить такой факт, пока не очень ясно, однако существование какого-то фактора аридности, который в отдельных случаях бывает сильнее других, действующих в обратном направлении, не вызывает сомнения. Вероятно, этот «юрский» фактор действовал с каким-то периодом и разной силой в другие эпохи. При схождении встречных факторов, что мы наблюдали в кимеридж-титоне, аридность усиливается настолько, что солеобразование начинает происходить по сути дела в открытом морском бассейне. Не исключено, что «юрский» фактор аридности является следствием изъятия CO_2 из атмосферы и океана фитопланктоном и наземной растительностью.

Согласно расчетам К. Я. Кондратьева и Х. Ю. Нийлиск [5], изменение концентрации CO_2 в атмосфере в первую очередь влияет на изменение температуры полярных широт, где низко содержание паров воды. С понижением температуры на полюсах резко возрастает температурный градиент между тропической и полярными зонами, что ведет к усилению зональности климата и развитию аридных зон. Увеличение прозрачности атмосферы для уходящего теплового излучения Земли в результате падения парциального давления CO_2 способствует процессу аридизации климата. Вместе с тем широкое развитие трансгрессий в Северном полушарии в поздней юре значительно повышало температуру полярных широт и противодействовало эффекту, вызванному снижением количества CO_2 в атмосфере. Поэтому палеотемпературы Арктических бассейнов поздней юры оставались высокими. Следовательно, основную роль в усилении аридности климата на континентах могло играть увеличение прозрачности атмосферы.

В этом плане заслуживает внимания гипотеза «биоокеанической машины» Г. В. Барнинова [5]. По его представлениям, океанический фитопланктон в благоприятных условиях, увеличивая

свою биомассу, снижает концентрацию углекислоты в атмосфере и всех биоэлементов в океане. В результате этого биологическая продуктивность океана уменьшается, поверхностные воды становятся более прозрачными и холодными. Все это вместе с уменьшением количества CO_2 приводило к резкому охлаждению поверхности океана и нижних слоев атмосферы в полярных широтах, что «служило пусковым механизмом начала цикла оледенения». По мере развития оледенения происходило увеличение температурного градиента между высокими и низкими широтами, что приводило к усилению циркуляции океанских вод, несущих питательные вещества из глубин. Скорость образования свободной углекислоты превышала скорость ее потребления растительностью, и она накапливалась в атмосфере и океане. Все это способствовало увеличению биологической продуктивности океана, потеплению в полярных широтах и началу нового цикла работы «биоокеанической машины». Естественно, описанный механизм действия «биоокеанической машины» не может быть принят полностью, так как для него необходимы частые оледенения и в его действии не учтены колебания уровня Мирового океана, способствующие потеплениям климата и поступлению из глубин океана питательных веществ. Подъемы уровня Океана, как это будет показано ниже, способствуют расцветам биосферы и, вероятно, могут включать биоокеаническую машину, а опускания уровня Океана могут затормозить или выключить ее в любой фазе цикла.

Крупнейшие эпохи расцвета биосферы раннего кембрия, среднего-позднего ордовика, среднего-позднего карбона, юры и эоцена завершаются крупнейшими эпохами солеобразования. Причем солеобразование происходило при довольно высоком уровне Мирового океана, когда регрессивный фактор аридности не играл большой роли. Вероятно, эти случаи представляют собой следы работы «биоокеанической машины», и не исключено, что крупнейшие эпохи солеобразования, подобные позднеюрской, были вызваны дефицитом CO_2 в атмосфере и океане благодаря непомерно разросшейся биомассе растений и усиленному биогенному и хемогенному карбонатообразованию.

РИТМИЧНОСТЬ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО АФГАНИСТАНА И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ВЕКОВ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

В разрезах меловых отложений, вскрытых скважинами в Северном Афганистане, по данным литологии и промысловой геофизики выделяются ритмы средней мощностью около 65 м, имеющие двучленное строение. В основании ритмов располагаются грубообломочные породы, а в некоторых случаях органогенные известняки или мергели, для которых тоже была доказана относительная мелководность происхождения.

Мощности базальных пачек ритмов убывают вверх по разрезу. Некоторые ритмы по принятым признакам прослеживаются не по всей территории. Так, в отложениях готерива и среднего — верх-

него альба по два ритма можно выделить только в погруженной части бассейна на площадях Андхой и Ятым-Таг. В окраинных частях бассейна они в обоих случаях скрыты шестью более мелкими аналогично построенными ритмами мощностью около 20 м.

Ритмы мощностью около 65 м в поздне меловых отложениях хорошо выделяются в средней части борта впадины на площадях Ходжа-Булан, Ходжа-Гугердаг, Ятым-Таг и менее уверенно на площади Андхой.

Верхний (второй) ритм в отложениях баррема, где отчетливо выделяется только трансгрессивная часть, выделен по мощности, так как мощность барремских отложений более чем в два раза превышает среднюю мощность ритма. Вероятно, песчанистый доломит с ракушей, встреченный нами в средней части баррема Альморского разреза, является базальной частью верхнего ритма. По одному ритму (~65 м) выделяется в отложениях берриаса и валанжина, по два — в готериве и барреме. По три ритма выделяется в разрезах апта, альба, сеномана и турона. Во всех остальных разрезах отложений ярусов верхнего мела, кроме датских, выделяется по два ритма (табл. 3). Средние мощности ритмов довольно хорошо выдерживаются. Минимальные мощности берриасского, валанжинского и кампан-маастрихтских ритмов объясняются наличием размывов, а максимальные мощности барремских ритмов связаны с наличием ангидритов (до 40 м), скорость образования которых, вероятно, значительно выше, чем у терригенных пород.

В отложениях датского яруса выделить ритмы (~65 м) по средним мощностям не представляется возможным, так как они накапливались в резко отличных фациальных условиях, и проведение верхней границы датских отложений весьма условно.

Ритмы мощностью ~65 м группируются в более крупные аналогично построенные ритмы, которые объединяют в себе отложения: готерива и баррема, апта и нижнего альба, среднего верхнего альба и нижнего-среднего сеномана, верхнего сеномана и турона с нижним коньяком, верхнего коньяка и сантона с нижним кампаном, верхнего кампана и маастрихта, соответствующие мезоциклокомплексам в понимании Ю. Н. Карогодина. В наиболее полной части разреза от готерива до маастрихта все мезоциклокомплексы состоят из 4 ритмов мощностью ~65 м.

В связи с тем что готерив-барремский мезоциклокомплекс выделяется уверенно, а в основании мелового разреза имеются два региональных несогласия, есть все основания считать, что берриас и валанжин составляют базальный мезоциклокомплекс мела, а их нижние ритмы в разрезе отсутствуют. Если же предположить, что датский век соответствует мезоциклокомплексу, то в течение мелового периода образовалось 8 мезоциклокомплексов. В этом случае продолжительность формирования мезоциклокомплекса может быть оценена в 8,25 млн. лет, исходя из продолжительности мелового периода 66 млн. лет. Тогда продолжительность формирова-

ния ритма (~ 65 м) составит в среднем около 2 млн. лет, а более мелких (~ 20 м) — 0,6—0,7 млн. лет.

Продолжительность датского века можно проверить исходя из того, что в кампан-маастрихтских и датских отложениях 4 ритма по ~ 65 м и плюс x датских, а абсолютный возраст верхней границы мела и нижней границы кампана известны.

Таблица 3

Продолжительность веков мелового периода

Отдел	Ярус	Мощности в полных разрезах, м	Количество ритмов	Средняя мощность ритма, м	Продолжительность веков, млн. лет
K ₂	d	240?	4?	60	8,2
	m	110	2	55	4,1
	cp	110	2	55	4,1
	s	135	2	67	4,1
	cn	141	2	70	4,1
	t	190	3	63	6,2
	c	214	3	71	6,2
Итого		900+240?	14+4?	64,2	37
K ₁	al	212	3	69	6,2
	a	198	3	66	6,2
	br	156	2	78	4,1
	h	140	2	70	4,1
	v	44	1+1?	44	4,1
	b	48	1+1?	48	4,1
Итого		798	12+2?	66,5	29
Всего		1698+240?	26+6?	65,2	66

По данным Г. Д. Афанасьева и С. И. Зыкова [3], из отдельных ярусов позднего мела лучше всего охарактеризован в геохронологическом отношении кампан, для которого имеется несколько определений возраста, полученных как по глаукониту из нижнего кампана-ганновера (82,8 млн. лет), так по биотиту и санидину из бентонита верхнего кампана Канады (75,2 млн. лет), а также по биотиту из липаритового порфира Азербайджана низов кампана — верхов сантона (83,4 млн. лет). Если принять возраст нижней границы кампана в 83 млн. лет, то на время образования кампанских, маастрихтских и датских отложений придется около 17 млн. лет,

так как верхняя граница мела определяется в 66 млн. лет. Вычтя из 17 млн. лет продолжительность кампана и маастрихта, составляющую примерно 8,25 млн. лет, получим 8,75 млн. лет — продолжительность датского века, что почти соответствует времени формирования мезоциклокомплекса. Следовательно, предположение о том, что датский век соответствует мезоциклокомплексу, верно. Вместе с тем вопрос о количестве ритмов, представленных в разрезе датских отложений, остается открытым, но это не мешает определению продолжительности веков мелового периода, которая приблизительно составит: датского 8 млн. лет; маастрихтского, кампанского, сантонского и коньякского по 4 млн. лет; туронского, сеноманского, альбского и аптского по 6 млн. лет; барремского, готеривского, валанжинского и берриасского по 4 млн. лет.

Полученная продолжительность формирования мезоциклокомплекса около 8 млн. лет подтверждается и тем, что ей кратны или почти кратны длительности палеоцена (8 млн. лет), эоцена и олигоцена вместе взятых (33 млн. лет), миоцена (16 млн. лет) и плиоцена (7—7,5 млн. лет).

Следует заметить, что границы стратиграфических подразделений не всегда совпадают с границами мезоциклокомплексов. Это касается, как видно по разрезу Северного Афганистана, границы между отделами меловой системы, где граница мезоциклокомплексов приходится на начало среднего альба, и границы между эоценом и олигоценом, продолжительность которого 12 млн. лет. Таким образом, намечающийся принцип кратности стратиграфических подразделений мезоциклокомплексам не всегда выдерживается.

Весьма интересна группировка ритмов в более высокие порядки. Так, ритмы ~65 м в готериве и среднем — верхнем альбе состоят из трех аналогично построенных ритмов по ~20 м, а мезоциклокомплексы состоят из 4-х ритмов по ~65 м. В свою очередь ритмы в 21—23 млн. лет, отмеченные для трансгрессий и климатических изменений по продолжительности, соответствуют трем мезоциклокомплексам, а периодичность климатических изменений продолжительностью 90 млн. лет содержит 4 ритма в 21—23 млн. лет. В связи с этим на вопрос, выдерживается ли такая (3—4—3—4...) группировка у ритмов более низкого порядка, ответить не трудно, проведя соответствующие исследования.

Данные по Северному Афганистану позволяют оптимистически смотреть на возможность уточнения шкалы абсолютного возраста, используя ритмичное строение осадочных толщ.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ТРАНСГРЕССИИ И ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Теперь, зная продолжительности веков меловой системы, можно определить возрасты максимальных трансгрессий и соответствующих им климатических оптимумов.

Возраст трансгрессии, происходящей во второй половине сантона (см. табл. 3), равен примерно 86 млн. лет., а в начале альбского века — 108 млн. лет.

Возраст трансгрессии в начале палеоцена определяется его нижним возрастным пределом (66 млн. лет) и временем около 1—2 млн. лет от начала до максимума трансгрессии. В среднем возраст палеоценовой трансгрессии и соответствующего ей климатического оптимума можно определить в 64—65 млн. лет.

Нижний возрастной предел олигоцена по Советской шкале 1964 г. и Международной шкале 1965 г., а также по «шкале в свете новых значений постоянных распада» [3] составляет 37 млн. лет. Начало позднего эоцена оценивается [3] в 46 млн. лет. Это дает возможность считать возраст позднеэоценовой максимальной трансгрессии не менее 37 млн. лет и не более 46 млн. лет, т. е. порядка 42—43 млн. лет.

Возраст следующего максимального потепления климата в среднем миоцене, соответствующего раннетортонской трансгрессии, определяется примерно в 20—21 млн. лет на основании следующих данных: для витрокластического липарит-дацитового туфа Закарпатья (Вышково) тортонского возраста получены значения абсолютного возраста 20,3 млн. лет [3], а для биотита из туфа Небраски, располагающегося в самых верхах нижнего миоцена, 21,75 млн. лет.

Из самых верхов среднего миоцена о-ва Северного (Новая Зеландия) по глаукониту получены значения абсолютного возраста в 20,2 млн. лет [3], а максимальное потепление климата там приходится на среднюю часть среднего миоцена.

Теперь, зная средние значения возраста климатических максимумов и соответствующих им трансгрессий, определим интервалы времени между ними. Тортонская трансгрессия отстоит от позднеэоценовой на 21—23 млн. лет, позднеэоценовая от раннепалеоценовой на 21—23 млн. лет, последняя от позднесантонской примерно на 22 млн. лет. Приведенные данные свидетельствуют о том, что периодичность климатических максимумов продолжительностью 21—23 млн. лет можно считать более или менее обоснованной. Поэтому есть все основания предполагать, что и оксфордский, тоарский и норийский климатические оптимумы также отстоят друг от друга на 21—23 млн. лет. Вместе с тем, если пользоваться шкалой абсолютного возраста 1964 г. и шкалой 1975 г. [3], мы получим значительные отклонения. Так, возраст оксфордской трансгрессии в этом случае определяется примерно в 147—150 млн. лет, тоарской, которая приходится на конец ранней юры, около 172—176 млн. лет и норийской порядка 198—200 млн. лет. Следовательно, оксфордская трансгрессия отстоит от альбской на 39—41 млн. лет, тоарская от оксфордской на 25—26 млн. лет и норийская от тоарской на 24—26 млн. лет. Чем объяснить такое отклонение в периодичности указанных климатических оптимумов от периодичности таковых в кайнозойе и в конце мезозоя?

Во-первых, нельзя исключать возможное увеличение периода климатических изменений в начале мезозое до 25 млн. лет (см. гл. 5). Во-вторых, как известно, геохронологические шкалы составлены с различной точностью для кайнозоя и мезозоя. Если для кайнозоя (66 млн. лет) с точностью до ± 2 млн. лет установлены не только границы систем, но даже и отдельных эпох, то границы между системами мезозоя установлены с меньшей надежностью, особенно между юрой и триасом. Вероятно, этой особенностью шкал и объясняются полученные результаты, когда в надежной части шкалы получились почти равные (21—23 млн. лет) периоды колебания климата, а в менее надежной крайние значения отличаются почти на 18 млн. лет. Следовательно, мы вправе считать, не забывая о возможном увеличении периода, что значительные отклонения в его продолжительности в начале мезозоя обязаны неточностям шкалы абсолютного времени, а промежутки времени между норийской, тоарской, оксфордской и альбской трансгрессиями приняты равными 21—23 млн. лет. В этом случае нижний возрастной предел мелового периода придется на 127—125 млн. лет, а нижний возрастной предел юры — примерно на 170—165 млн. лет. Тогда средняя продолжительность мелового периода составит 60—64 млн. лет, всего на 3—8% меньше, чем по шкале 1975 г. Продолжительность же юры уменьшится с 53 млн. лет по шкале 1975 г. до 40—43 млн. лет, т. е. почти на 20%, но и точность шкал в этом случае довольно низкая. При уменьшении продолжительности мелового периода до 60—64 млн. лет соответственно уменьшится и продолжительность образования каждого из 32 ритмов мощностью около 65 м, выделенных в Северном Афганистане, до 2 млн. лет. В соответствии с полученными уточнениями и дана шкала абсолютного времени на рис. 10. Как видим, исправления коснулись только самой наименее точной части шкалы.

Если периодичность потеплений и связанных с ними трансгрессий равна 21—23 млн. лет, то для трансгрессий наблюдается и еще одна в два раза более крупная периодичность около 44 млн. лет. Последняя проявляется наиболее отчетливо и соответствует времени между позднеюрской, сенонской и палеогеновой максимальными трансгрессиями, которые отчетливо выделяются на кривых для Северной Америки, Западной и Восточной Европы и Западной Сибири. На подобную периодичность указывал еще в 1949 г. Н. М. Страхов.

На графиках рис. 10 отчетливо видна и асимметрия изменения амплитуд трансгрессий, которая нарастает в течение 32—37 млн. лет и падает всего за 7—12 млн. лет. На различную продолжительность трансгрессий и регрессий обратил внимание еще в прошлом веке Э. Зюсс, на это же указывает и Д. П. Найдн [29].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что изменение площади водной поверхности было мощным климатообразующим фактором. Яркое проявление связи потеплений климата с трансгрессиями в мезозое и кайнозое свидетельствует о том, что астрономические факторы непосредственно играли менее значительную

роль в изменениях климата. Климатообразующая роль колебаний уровня Мирового океана состоит в увеличении или уменьшении альbedo Земли за счет изменения соотношений суши и моря и действия «биоокеанической машины», работа которой регулируется трансгрессиями. Эта «машина», вероятно, усиливает эффект потепления климата в начальные стадии трансгрессий за счет помутнения верхних слоев вод океана и снижает его в их конечные стадии благодаря изъятию CO_2 из атмосферы и океана.

По данным А. С. Мони́на [27], колебания климата с периодом больше нескольких недель будут иметь глобальные масштабы. Поэтому нет ничего удивительного в совпадении хода изменения температур вод бассейнов и климата Южного и Северного полушарий, отмеченного для кайноzoя. Проникновение этих изменений до глубин Мирового океана, выразившееся в параллельных колебаниях климата и компенсационной глубины накопления карбонатов в Океане, убеждает во взаимосвязанности глобальных явлений, характеризующих среду осадконакопления. Таким образом, колебания уровня Мирового океана отражают глобальные изменения среды осадконакопления. Этот вывод чрезвычайно важен для последующих построений, так как для палеозоя у нас нет возможности с такой же детальностью, как для мезозоя и кайноzoя, восстановить изменения климата, а характер развития трансгрессий, связанных с колебаниями уровня Океана, с той или иной точностью определить можно.

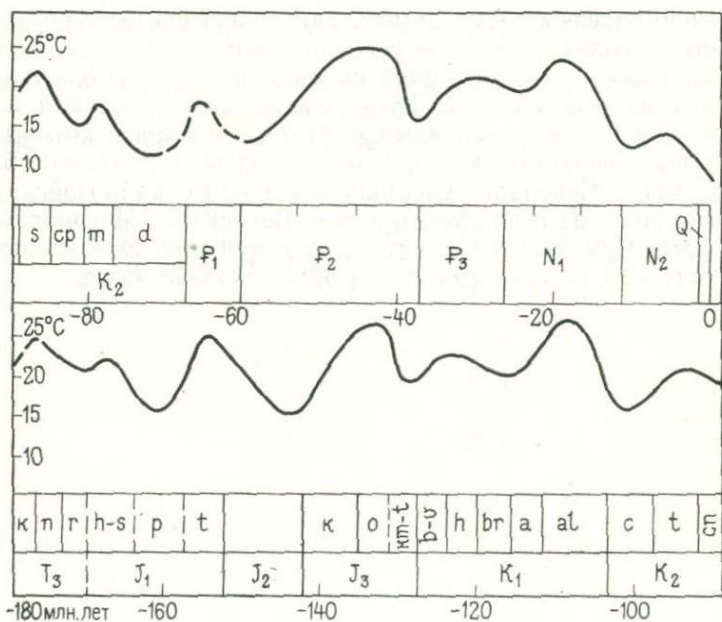


Рис. 17. Повторяемость климатических изменений в альпийском этапе развития Земли.

Уменьшение площади водной поверхности в конце кайнозоя в сочетании с астрономическими факторами, о чем говорилось ранее, было, вероятно, одним из главных причин оледенения.

Данные по Северному Афганистану (см. рис. 10) позволяют считать, что периодичность «биогенного» фактора равна примерно 7 млн. лет, так как возрасты пиков максимального количества ксерофитов в спорово-пыльцевых спектрах имеют следующие значения: 129, 122, 115 и 107 млн. лет. Наибольшая аридизация может осуществляться только при одновременном действии биогенного и регрессивного факторов. Такое действие мы вправе ожидать через каждые $2 \cdot 7 = 14$ млн. лет, так как периодичность регрессивного фактора 2 млн. лет. Если обратиться к кривой, характеризующей аридность в Северном Афганистане (см. рис. 10), можно заметить и эту 14-миллионную периодичность. Интересно, что вследствие близкого во времени действия обоих факторов аридности готеривский максимум аридности растянут. Полученная кривая пригодна и для описания изменений климата в средних широтах Северного и Южного полушарий, о чем свидетельствуют аналогичные изменения климата в Новой Зеландии, Северной Америке и Европе.

Если кривую изменения климата разделить пополам и полученные части сопоставить между собой (рис. 17), мы увидим их почти полное сходство, чем доказывается периодичность потеплений климата с периодом порядка 88—90 млн. лет. Полученная корреляция подтверждается и данными по стратиграфическому размещению полезных ископаемых. Так, например, основные запасы калийных солей в мезозое сосредоточены в отложениях титона, а в кайнозое — в отложениях нижнего и среднего олигоцена и нижнего—среднего миоцена. То же самое наблюдается и в размещении нефти и газа, основные мезозойские запасы которых сосредоточены в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Ближнего Востока и Северной Америки, а основные кайнозойские запасы — в олигоцене и нижнем миоцене Венесуэлы, Месопотамской низменности, Суматры и Северного Калимантана. Это касается и других полезных ископаемых, о чем будет сказано ниже.

Глава вторая

СИНФАЗНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ФАНЕРОЗОЯ

Синфазная стратиграфия — это корреляция разновозрастных объектов по одинаковым фазам развития геологических процессов, запечатленных в литосфере с целью увеличения количества полезной информации. При корреляции этапов развития Земли были использованы следующие критерии синфазности: ритмо-стратиграфический, палеоклиматический, литологический и палеонтологический. Хотя для палеозоя нет возможности составить детальную кривую изменений климата и по ней сопоставить этапы развития Земли, закономерности, выявленные по данным для мезозоя и кайнозоя, можно использовать и в дальнейших построениях. Например, найти примерно равноотстоящие друг от друга трансгрессии, с которыми связаны потепления, следующие в среднем через 22 млн. лет, и тем самым выделить ритмы, по которым можно сопоставить герцинский и каледонский этапы развития Земли с альпийским.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Гистограммы палеогеографических обстановок были составлены для Русской и Сибирской платформ и для Западно-Сибирской и Скифо-Туранской плит. Границы территорий, где производи-



Рис. 18. Границы структур, в пределах которых производились замеры площадей палеогеографических обстановок.

I — Русская платформа; *II* — Скифо-Туранская плита; *III* — Западно-Сибирская плита; *IV* — Сибирская платформа

лись замеры площадей палеогеографических обстановок, выделяемых на картах «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР», приведены на рис. 18. Замеры производились методом взвешивания. На кальку снимались контуры палеогеографических обстановок, после чего на высокоточных весах производилось взве-

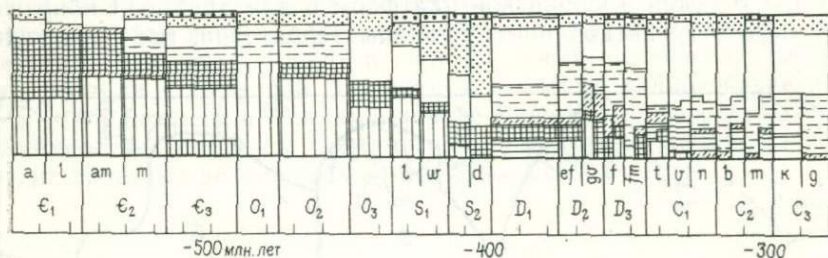
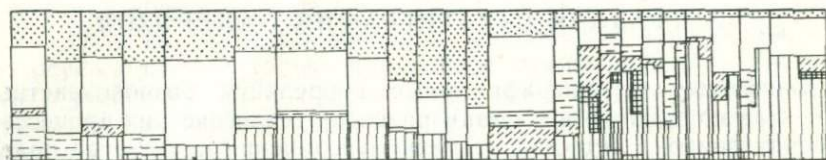
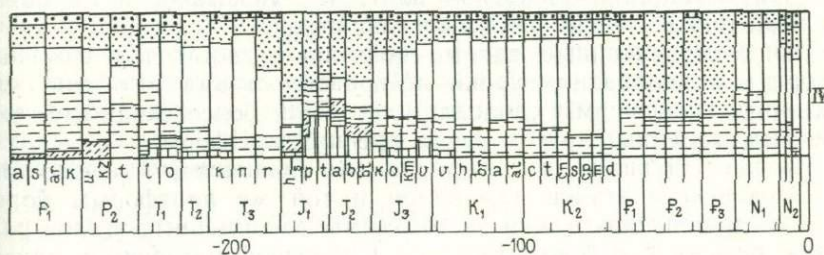
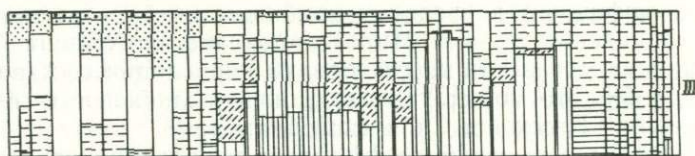
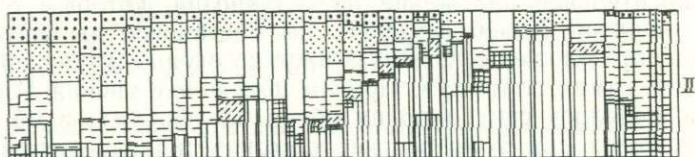
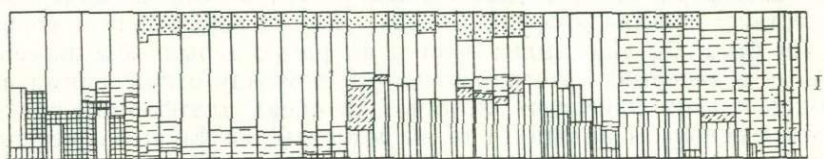


Рис. 19. Гистограммы палеогеографических обстановок (I—IV см. рис. 18). 1 — глубокая часть шельфа; 2 — мелкая часть шельфа и прибрежная область моря; 3 — ность; 5 — равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем; 6 — то же, низменная

шивание вырезанных фигур кальки, соответствующих суммарной площади той или иной палеогеографической обстановки. Затем определялись их весовые проценты для каждой территории и строились гистограммы палеогеографических обстановок (рис. 19), на которых по оси ординат откладывалось процентное соотношение площадей палеогеографических обстановок, а по оси абсцисс — абсолютное время по шкале 1975 г. [3].

Гистограммы палеогеографических обстановок для Русской и Сибирской платформ, несмотря на некоторые различия в соотношении морских фаций, довольно похожи друг на друга. Значимый коэффициент корреляции кривых, включающих фации всех бассейнов вместе с низменными аккумулятивными равнинами, в ка-



внутреннее море, залив, озеро с повышенной соленостью; 4 — то же, с пониженной соле-
аккумулятивная; 7 — равнина холмистая; 8 — равнина возвышенная, плато; 9 — горы

ледонской части гистограмм равен $+0,57$, а коэффициент корреляции герцинских частей гистограмм, которые включают все фации бассейнов и равнин, временно заливаемых морем, составил $+0,61$. Значимый коэффициент корреляции альпийских частей гистограмм Русской и Сибирской платформ, включающих фации всех бассейнов и низменных аккумулятивных равнин, равен $+0,54$. Это свидетельствует о существовании прямой линейной

корреляционной связи между соотношением палеогеографических обстановок на Русской и Сибирской платформах. Естественно, что соотношение палеогеографических обстановок на платформах зависит от относительного положения базиса эрозии. Следовательно, мы можем считать, что между изменениями Русской и Сибирской платформ относительно базиса эрозии в течение фанерозоя существует прямая корреляционная связь. Коэффициенты корреляции были бы еще выше, если в их расчеты были бы внесены данные о перерывах в осадконакоплении между отложениями периодов и эпох фанерозоя, которые на обеих платформах приходятся в основном на одни и те же моменты; но данные о перерывах являются не количественными, а качественными, и поэтому они не учитывались при определении коэффициентов корреляции. Относительное положение базиса эрозии, которым определяется соотношение палеогеографических обстановок на платформах, зависит от положения уровня Мирового океана и тектонических движений самих платформ. Причем положение уровня Мирового океана менялось синхронно на обеих платформах, а об изменениях положения платформ за счет тектонических движений можно судить исходя из следующих соображений. Если бы тектонические движения на Русской и Сибирской платформах были синхронны, то коэффициент корреляции приближался бы к единице, поскольку изменения уровня Мирового океана синхронны без всякого сомнения, а так как коэффициенты корреляции составляют только $+0,5 \div 0,6$, это может указывать на неодинаковость тектонических движений Русской и Сибирской платформ.

Наиболее высокий коэффициент корреляции кривых палеогеографических обстановок, равный $+0,88$, получен для Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит, что указывает и на более сходный тектонический режим их развития.

Эти количественные данные позволяют достаточно уверенно говорить о колебаниях уровня Мирового океана и о том, что тектонические режимы соседних плит были более сходными, чем режимы удаленных друг от друга древних платформ.

На рис. 19 видно, что гистограммы альпийского, герцинского и каледонского этапов для одной и той же платформы более похожи друг на друга, чем гистограммы одноименных этапов развития разных платформ. Если на Сибирской платформе максимумы распространения бассейнов осадконакопления смещены на начала каледонского (E_1), герцинского (D_2) и альпийского ($J_{1=2}$) этапов, то на Русской платформе эти максимумы приходятся на средние части этапов. Последнее указывает на то, что тектонические движения Сибирской платформы заключались в ее относительном общем поднятии примерно в средних частях этапов и опусканиях в их началах, а Русской платформы — в поднятиях, приходящихся на концы и начала этапов, и в опусканиях где-то в их средней части. Следовательно, Русская и Сибирская платформы испытывали несинфазные крупноамплитудные колебания, одинаковые фазы которых были значительно смещены во времени.

Имеющиеся кривые трансгрессий для Северо-Американской платформы (рис. 20) позволяют предполагать, что и другие территории испытывали колебания, одинаковые фазы которых были смещены во времени.

В связи с тем что нас в данном случае интересуют глобальные трансгрессии и связанные с ними климатические изменения, не-

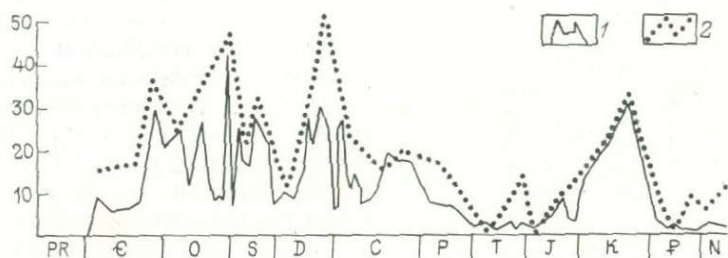


Рис. 20. Кривые трансгрессий для Северо-Американской платформы.
1 — полученная В. П. Казариновым в результате обсчета карт Ч. Шухерта [20]; 2 — по А. Л. Яншину [49]

обходимо попытаться выделить трансгрессии, обусловленные колебаниями уровня Мирового океана.

Естественно, что суммарная кривая трансгрессий, составленная для большей части территории платформ, будет полнее отражать ход колебаний уровня Мирового океана. В этом случае тектонические разнонаправленные движения будут при сложении взаимно гасить друг друга, а однонаправленные колебания уровня Мирового океана проявляться более четко. При ее построении (рис. 21) были использованы замеры соотношения суши и бассейнов осадконакопления для двух платформ, произведенные автором, и процентные соотношения суши и моря для Северо-Американской платформы, определенные В. П. Казариновым [20] по палеогеографическим картам Ч. Шухерта. При расчетах учитывались следующие площади платформ:

Русская (в пределах СССР)	4,5 млн. км ²
Сибирская	3,8 " "
Северо-Американская	22,0 " "
Всего	30,3 млн. км ²

К сожалению, по другим платформам пока еще нет приемлемых палеогеографических данных, сравнимых по детальности и точности с таковыми для Русской, Сибирской и Северо-Американской.

Полученная кривая (см. рис. 21) описывает соотношение бассейнов осадконакопления и суши в течение фанерозоя на большей половине платформенной территории Северного полушария.

Данные А. А. Пронина [32] позволяют дополнить кривую трансгрессий для трех платформ результатами количественного изуче-

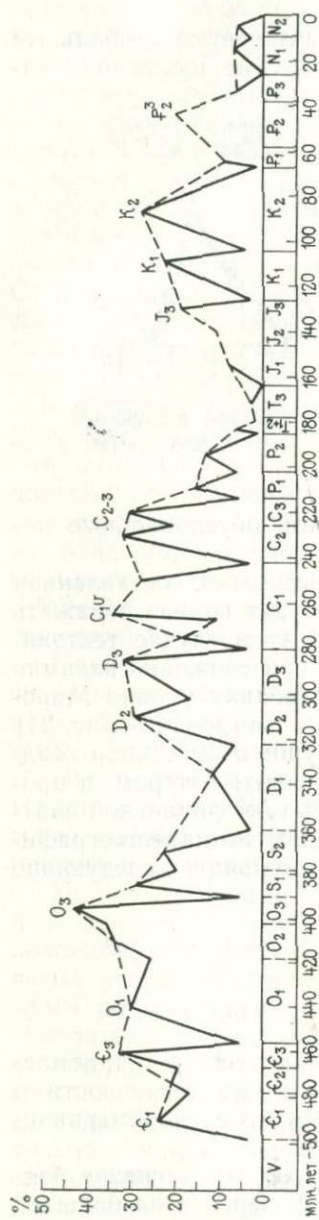


Рис. 21. Суммарная кривая трансгрессий (пунктирная линия) для территорий Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ

ния согласного и несогласного залегания отложений разных эпох фанерозоя (табл. 4).

С некоторой долей условности можно принять процентное соотношение крупных регионов с согласным и несогласным залеганием за такое соотношение площадей с согласным и несогласным залеганием отложений. Этот прием позволит восполнить пробел за счет отсутствия палеогеографических карт, по которым можно было бы определить площади согласного залегания отложений. Зная максимальную площадь распространения отложений той или иной эпохи и отношение площадей с согласным и несогласным залеганием отложений, можно определить и площади бассейнов осадконакопления в моменты регрессий. Например, если среднедевонские бассейны на территории трех платформ покрывали $9 \cdot 10^6$ км², или 28% их площади (см. рис. 21), а районы с согласным залеганием среднедевонских отложений составляют 24% (см. табл. 4), то площадь бассейнов в начале среднего — конце раннего девона может быть определена в $2,16 \cdot 10^6$ км², или ~7% от их площади.

Первая попытка реконструировать палеогеографические условия для геократических эпох палеозоя в масштабе всей суши ($149 \cdot 10^6$ км²) была предпринята А. А. Прониным [32]. Следует сказать, что определение соотношения площадей суши и моря А. А. Прониным было произведено с помощью палеогеографических карт мелкого масштаба, которые приложены к его работам.

Кривая трансгрессий для трех платформ, если она отражает колебания уровня Мирового океа-

Процентное содержание разрезов с перерывом
и без перерыва отложений в фанерозе

Стратиграфический уровень эрозионных и угловых несогласий	Общее число районов	Разрезы с перерывом	Разрезы без перерывов
Предкембрийский	180	85,9	14,1
Внутринижекембрий- ские	151	5,3	94,7
Предсреднекембрийский	111	23,5	76,5
Внутрисреднекембрий- ские	118	7,7	92,3
Предверхнекембрийский	109	25,7	74,3
Преднижеордовикский (Салаирский)	222	85,0	15,0
Внутрисреднеордовик- ские	179	20,0	80,0
Предверхнеордовикский	145	13,0	87,0
Внутриверхнеордовик- ские	165	7,3	92,7
Предсилурийский (Та- конский)	133	82,8	17,2
Внутринижесилурий- ские	116	13,0	87,0
Предверхнесилурийский	95	14,8	85,2
Внутринижелеудловские	109	0,9	99,1
Преддевонский	246	82,0	18,0
Внутринижедевонские	221	28,5	71,5
Предсреднедевонский	258	76,0	24,0
Внутрисреднедевонские	248	55,9	44,1
Предверхнедевонские	249	51,0	49,0
Внутриверхнедевонские	232	34,0	66,0
Предтурнейский (Бре- тонский)	266	82,0	18,0
Предвизейский	221	70,0	30,0
Внутривизейские	217	30,0	70,0
Предсреднекарбонный (Судетский)	197	88,0	12,0
Внутрисреднекарбон- ные	188	17,0	83,0
Предверхнекарбонный	172	29,0	71,5
Внутриверхнекарбон- ные	174	20,0	80,0
Преднижнепермский (Уральский)	263	66,1	33,9
Внутринижнепермские	203	18,3	81,7
Предверхнепермский	223	50,0	50,0
Внутриверхнепермский	204	29,0	71,0
Предтриасовый (позд- негерцинский)	1754*	94,0	6,0
Предюрский	5290	97,0	3,0
Преднижнемеловой	5240	92,0	8,0
Предверхнемеловой	2787	88,0	12,0
Предпалеогеновый	3189	93,0	7,0
Преднеогеновый	1043	97,3	2,7

* Здесь и ниже — количество разрезов.

на, в процентном соотношении, вероятно, близка к таковой для всей территории современной суши. Если это так, то соотношения суши и моря для геократических эпох (табл. 5), определенные с помощью кривой трансгрессий (см. рис. 21), и соотношения районов с согласным и несогласным залеганием отложений (см. табл. 4) будут близки к данным А. А. Пронина, определенным по картам.

Таблица 5
Акватории (в %) геократических эпох фанерозоя

Стратиграфический уровень	По рис. 21 и табл. 4	По А. А. Пронину [32]
Предкембрийский	4,0	5,0
Предордовикский	5,0	7,7
Предсилурийский	5,0	7,1
Преддевонский	2,5	3,9
Предтурнейский	3,0	4,0
Предсреднекарбонный	3,0	1,2
Преднижнепермский	4,0	2,0
Предтриасовый	1,0	1,5

Несмотря на то, что соотношение районов с согласным и несогласным залеганием могло отклоняться в любую сторону от соотношения их площадей, и кривая трансгрессий для трех платформ естественно тоже имеет отклонения от таковой для всей территории континентов, результаты получились вполне сравнимые (см. табл. 5). Поскольку они получены разными способами, это может свидетельствовать, во-первых, о достоверности геологических данных, используемых при построении кривой трансгрессий, и достоверности результатов, полученных А. А. Прониным, и, во-вторых, о несомненном наличии крупных колебаний уровня Мирового океана. В противном случае результаты были бы несравнимы.

В основном цифры А. А. Пронина выше полученных нами и только в двух случаях они ниже. Вероятно, это объясняется многими причинами, одной из которых является несколько большая средняя площадь районов с согласным залеганием отложений, принятых А. А. Прониным, чем средняя площадь районов с их трансгрессивным залеганием. Незначительные абсолютные отличия полученных цифр от данных А. А. Пронина позволяют считать примененный способ детализации кривой трансгрессий приемлемым и еще раз свидетельствуют в пользу достоверности полученной кривой трансгрессий, которая была положена в основу схемы корреляции альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли.

Используя полученную кривую трансгрессий для территории $30 \cdot 10^6$, км², можно попытаться очень грубо оценить размах колебаний уровня Мирового океана. Для этого допустим, что гипсо-

графическая кривая Земли в своей пологой части оставалась почти неизменной в течение фанерозоя. Максимальные трансгрессии во всех трех этапах захватывали не многим более 30% территории в $30 \cdot 10^6$ км². Для всей же площади Земли ($510 \cdot 10^6$ км²) 30-процентное сокращение площади суши ($149 \cdot 10^6$ км²) составит около 9%. Следовательно, суша, которая сейчас составляет около 29% всей поверхности Земли, в моменты максимальных трансгрессий составляла около 20% ее поверхности. По гипсографической кривой эта часть суши располагается чуть выше отметки +200 м, что можно принять за верхний предел колебаний уровня Мирового океана. Если за нижний предел принять среднюю глубину внешнего края шельфа — 130÷150 м, размах колебаний уровня Мирового океана, при принятых допущениях, можно оценить в 300—350 м.

Что касается нижнего предела колебаний уровня Мирового океана, то, как отмечает Шепард, он может быть еще ниже и достигать отметки —200 м. Вероятно, это предельная величина опускания уровня океана, свойственная только ледниковым эпохам, характерным для конечных и начальных стадий развития каледонского, герцинского и альпийского этапов. Тогда максимальный размах колебаний уровня Океана 300—400 м характерен только для сложных долгопериодических колебаний с периодом равным продолжительности этапов. На фоне этих долгопериодических колебаний существует целый спектр более мелких как по амплитуде, так и по периоду колебаний уровня Мирового океана. Средний размах колебаний уровня океана с периодом в $21 \div 23 \cdot 10^6$ лет, исходя из тех же допущений, может быть определен в 100—200 м.

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Анализ кривых трансгрессий альпийского (А), герцинского (Г) и каледонского (КЛ) этапов развития Земли (рис. 22) показывает, что в каждом этапе можно наметить максимумы трансгрессий, явно коррелирующиеся между собой. Первая линия корреляции соединяет позднеюрский (оксфордский), среднедевонский (живетский) и раннекембрийский (алданский) максимумы трансгрессий; вторая — раннемеловой (альбский), позднедевонский (фаменский) и позднекембрийский; третья — позднемеловой (сантонский), раннекарбонный (визейский) и раннеордовикский (аренгский); четвертая — позднеэоценовый, позднекарбонный и позднеордовикский (ашгильский) максимумы трансгрессий. Позднекарбонному максимуму было отдано предпочтение, так как он в герцинском этапе занимает такое же крайнее положение, как и позднеэоценовый и позднеордовикский максимумы в своих этапах, и так же как и они предшествовал крупной эпохе солеобразования.

Сопоставление кривых трансгрессий со сводным схематическим графиком изменения палеотемператур позволяет наметить еще три линии корреляции. Одну, соединяющую палеоэоценовый климатиче-

ский оптимум и соответствующую ему трансгрессию со среднекарибской (башкирской) и среднеордовикской (лланвирнской?) трансгрессиями, Другую, соединяющую среднемиоценовый, позднепермский (казанский) и позднесилурийский (лудловский) максимумы трансгрессий, — и третью, соединяющую тоарский климати-

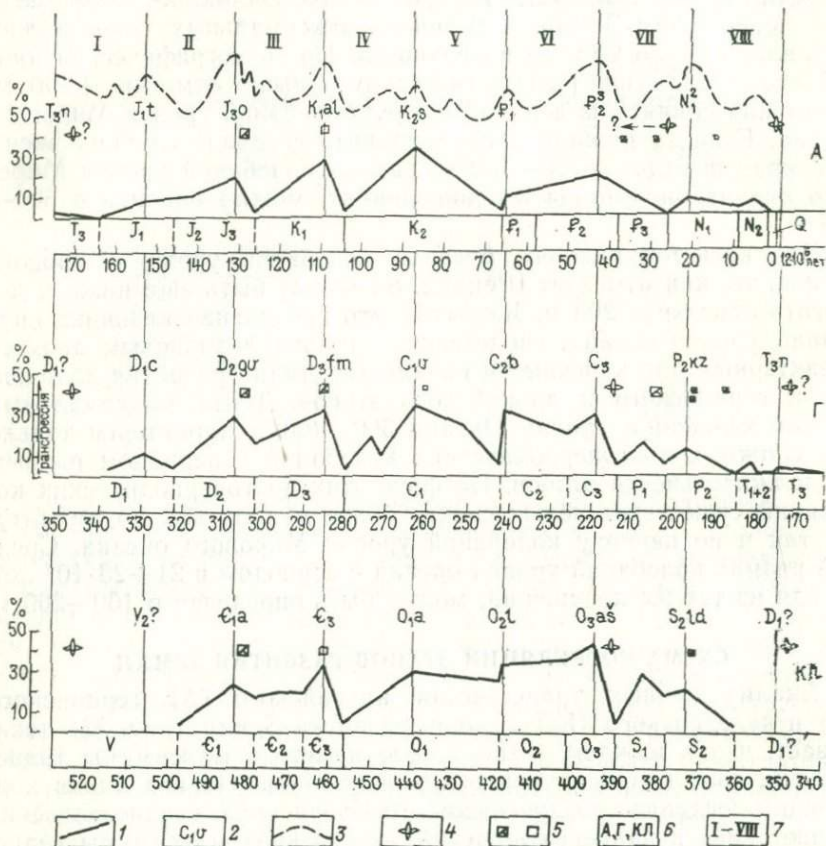


Рис. 22. Схема корреляции трех этапов развития Земли по кривым трансгрессий. 1 — суммарная кривая трансгрессий для территории трех платформ (30 млн. км²); 2 — индексы возраста максимальных трансгрессий; 3 — палеотемпературная кривая альпийского этапа; 4 — оледенения; 5 — крупнейшие эпохи солеобразования; 6 — большие ряды, соответствующие этапам развития Земли; 7 — группы ритмов больших рядов

ческий оптимум и небольшую соответствующую ему трансгрессию с раннедевонской (кобленцской?) и вендской (валдайской?) трансгрессиями.

Норийскому климатическому оптимуму с его небольшой трансгрессией, вероятно, соответствовала столь же небольшая трансгрессия в жединском веке, а также волынская трансгрессия на Русской платформе, в основании отложений которой залегают тил-

литы. Здесь следует добавить, что пермские ледниковые образования установлены в Австралии, а раннедевонские тиллиты известны на юге Африки и Южной Бразилии. Следовательно, триасовой, жединской и воынской трансгрессиям, расположенным на одной линии корреляции, предшествовали ледниковые эпохи.

Широко распространенные ледниковые образования известны в отложениях позднего ордовика, главным образом в ашгильском ярусе (Сахара, Южная Африка, Северная Америка и Европа), а также в отложениях позднего карбона (или C_3-P_1) в Южной Америке, Австралии, Южной Африке, Индостане, Антарктиде и Аравии. По данным А. С. Моница [27], ледниковый щит Антарктиды образовался в миоцене. Согласно Н. А. Богданову, в Новой Зеландии и на Северо-Востоке СССР марино-гляциальные и флювиогляциальные образования присутствуют в верхнепермских отложениях.

Приведенные данные подтверждают правильность корреляции позднего карбона с поздним ордовиком и миоцена с поздней пермью. Вместе с тем данные о ледниковых эпохах нельзя считать особенно надежными, так как не всегда ясна ледниковая природа тиллитов, а также в связи с большими трудностями определения возраста ледниковых образований.

Маркирующие линии корреляции, проходящие через максимальные трансгрессии, позволили получить основную канву схемы корреляции альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли.

Поскольку эволюция органического мира, ее направления, темп и условия находятся в теснейшей зависимости от состояния и направления развития факторов среды, которые легли в основу корреляции, полученная схема корреляции может быть проверена и обоснована палеонтологическими данными. С этой целью были использованы результаты подсчета количества видов криноидей в палеозое, мезозое и кайнозое Северной Америки, выполненные Моором и приведенные С. Н. Бубновым [8], (рис. 23). Объемы ярусов Миссисипской и Пенсильванской систем были приняты согласно «Геологическому словарю» (1973 г.).

Максимальное количество евразийских видов евразийских родов и евразийских видов космополитических родов криноидей, в какой-то мере отражающее связь континентов Америки и Евразии, приходится на эпохи трансгрессий и соответственно на одни и те же фазы этапов развития Земли. Этим подтверждается корреляция миоцена с поздней пермью и поздним силуром, позднего мела с ранним карбоном, раннего мела с поздним девоном и поздней юры со средним девоном. Исключение составляет небольшой среднетриасовый максимум (однако прямой зависимости между величиной трансгрессий и количеством видов морских лилий не наблюдается, что обусловлено, по-видимому, сложнейшим сочетанием условий, сопровождающих видообразование).

Геохронологическая шкала в схеме корреляции (см. рис. 22) получена исходя из средней продолжительности (около 22 млн.

лет) трансгрессивно-климатических ритмов. В результате получилась «тектоническая геохронологическая шкала», в которой продолжительность каждого этапа развития Земли равна 176 млн. лет. Если же принять максимальную продолжительность ритмов (24 млн. лет), то продолжительность этапов получится равной 192 млн. лет, а полученная шкала будет отличаться от существующих только омоложением рубежей карбона, перми и триаса.

В остальной части она будет почти полностью соответствовать шкале по новым константам [3].

Схема корреляции альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли по сути дела представляет собой ритмо-стратиграфическую схему корреляции разновозрастных событий по одинаковым фазам колебаний уровня Мирового океана и связанных с ними климатических изменений. В связи с этим корреляцию разновозрастных объектов можно назвать синфазной стратиграфией. Не исключено, что некоторые схемы корреляции внутри тех или иных стратиграфических подразделений, особенно основанные на

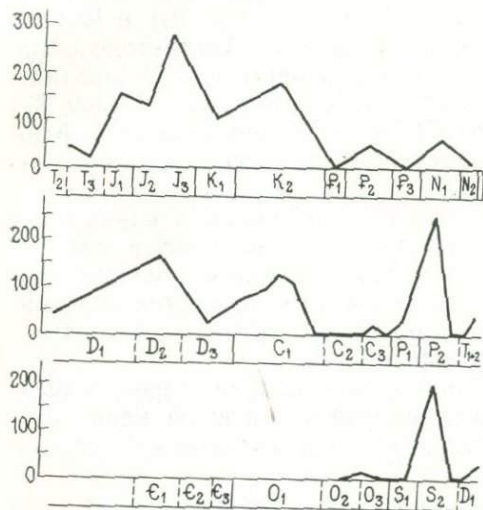


Рис. 23. Корреляция этапов развития Земли с палеонтологическими данными Северной Америки.

данных ритмо-стратиграфии, при смещении границ хотя бы на один ритм являются не синхронными, а синфазными. Это уже произвольная синфазная стратиграфия, когда вопреки желанию исследователя происходит корреляция разновозрастных образований.

Полученная схема корреляции этапов развития Земли представляет собой «Периодическую систему геологических событий фанерозоя». Подобно «Периодической системе химических элементов» Д. И. Менделеева в ней можно выделить группы и «периоды». «Периодам» примерно соответствуют этапы развития Земли. В каждом «периоде» выделено по восемь «элементов» — ритмов (I—VIII). Роль атомных весов химических элементов здесь играет время, поэтому «геологические элементы» уже сами собой выстроены по своим «атомным весам». Однако выделение самих «геологических элементов» здесь является наиболее трудной задачей. Пока удалось выделить в фанерозое «элементы геологической истории» средней длительностью 22 млн. лет. В дальнейшем можно будет выделить и более мелкие «элементы», тогда схема корреляции станет более детальной, а число групп в ней значи-

тельно увеличится. Надо сказать, что «элементы геологической истории» — трансгрессивно-климатические ритмы из одной и той же группы более близки по своим характеристикам, чем химические элементы, входящие в одну группу в «Периодической системе химических элементов» Д. И. Менделеева.

Корреляция палеотемпературных кривых двух половин альпийского этапа, о чем говорилось в конце первой главы, свидетельствует о возможности корреляции между собой и частей герцинского и каледонского этапов. Палеотемпературная кривая показывает, что ритмы левых четырех групп сопоставимы с ритмами четырех правых. Поместив их друг под другом так, чтобы ритмы нечетных групп находились на одних линиях, мы получим схему корреляции половин этапов (рис. 24), соответствующих рядам в Периодической системе Д. И. Менделеева.

Несмотря на то что характер кривой трансгрессий не способствует такой корреляции, данные о стратиграфическом размещении месторождений полезных ископаемых, как мы сможем убедиться ниже, ее подтверждают. Поэтому в дальнейшем вместе со схемой корреляции этапов развития Земли будет даваться и схема корреляции их половин — полуплатформ.

Термин «период», которым традиционно в геологии обозначаются интервалы времени, соответствующие системам относительной геохронологической шкалы, к сожалению, употреблен быть не может для обозначения интервала времени, примерно соответствующего этапу развития Земли, после которого геологические события повторяются. Кроме того, границы альпийского, герцинского и каледонского эта-

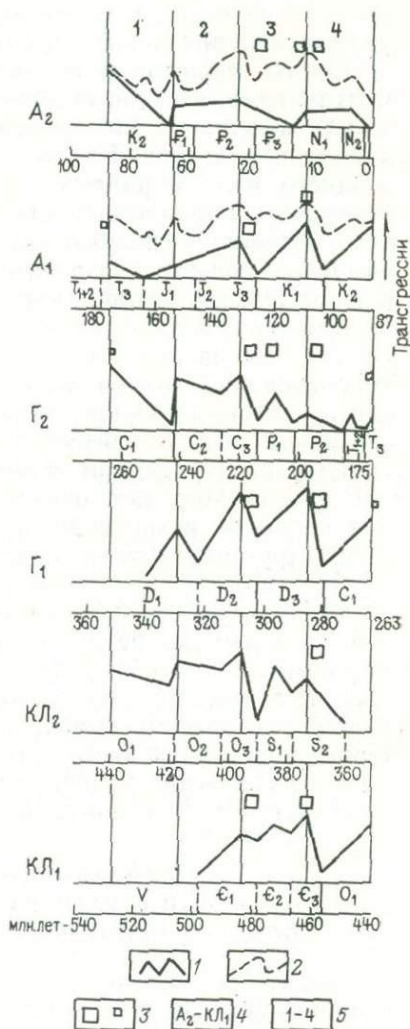


Рис. 24. Схема корреляции половин этапов развития Земли.

1 — суммарная кривая трансгрессий для трех платформ; 2 — палеотемпературная кривая; 3 — крупнейшие эпохи солеобразования; 4 — малые ряды ритмов (А₁ — раннеальпийский, А₂ — позднеальпийский, Г₁ — раннегерцинский, Г₂ — позднегерцинский, КЛ₁ — раннекаледонский, КЛ₂ — позднекаледонский); 5 — группы ритмов малых рядов

пов определяются не однозначно разными исследователями и проводятся по максимальным регрессиям, в результате чего начала I ритмов, приходящиеся на трансгрессии, хотя и близки к границам этапов, с ними не совпадают. Поэтому части этапов, состоящие из восьми ритмов и соответствующие периодам в «Периодической системе химических элементов», будем называть большими рядами ритмов, а их половины — малыми рядами.

Схемы корреляции могут быть построены и по мелким «элементам геологической истории» не только для всего фанерозоя, но и для отдельных его частей, таких, как поздний мел и ранний карбон или других. Вместе с тем составление схемы корреляции позднего мела и раннего карбона по «элементам геологической истории» продолжительностью в 2 млн. лет дело более трудоемкое, чем составление полученной схемы корреляции. В то же время оно будет полезно для решения некоторых вопросов стратиграфии и геологической истории карбона и мела.

Как было показано выше, по данным для кайнозоя, колебания уровня Океана связаны с глобальными изменениями среды осадкообразования как на континентах, так и в океанах. Трансгрессии и климат являются звеньями взаимообусловленной и взаимосвязанной цепи геологических явлений. Следовательно, в случае правильной корреляции этапов развития Земли по фазам колебаний уровня Мирового океана и изменений климата, месторождения полезных ископаемых должны располагаться в схеме корреляции друг под другом по определенным линиям — осям синфазности, т. е. быть синфазными.

Таким образом, есть возможность проверить и уточнить полученную схему корреляции данными из независимых источников информации о стратиграфическом размещении полезных ископаемых, т. е. многократно повторить эксперимент. Более того, появляется возможность выяснить надежность стратиграфических критериев поисков осадочных полезных ископаемых и наметить новые стратиграфические уровни, где имеются наибольшие перспективы нахождения тех или иных месторождений.

СИНФАЗНОСТЬ РУДОНОСНЫХ ЭПОХ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под синфазностью рудоносных эпох понимается их нахождение в одинаковых фазах развития этапов, в результате чего синфазные эпохи располагаются в схеме корреляции этапов или их половин по определенным линиям — осям синфазности. В тех случаях, когда рудоносные эпохи располагаются в схеме корреляции этапов, — они синфазны по этапу, а когда в схеме корреляции половин этапов (малых рядов), то по полуэтапу.

Во многих случаях возраст вмещающих пород не совпадает со временем образования месторождений. Это особенно ясно видно на примере нефтяных и газовых залежей. Однако их страти-

графическое положение не случайно и определяется комплексом факторов (наличием ловушек, коллекторов, покровов, исходной органики, *P-t* условий ее переработки, условий сохранности залежей и др.), связанных со всей геологической историей развития не только месторождения или региона, но и планеты в целом.

В большинстве случаев стратиграфическое положение залежей полезных ископаемых почти или полностью совпадает со стратиграфическим положением накоплений исходных полезных компонентов. Поэтому для наших построений вполне приемлемы данные о стратиграфическом положении залежей.

Дискретное распределение залежей полезных ископаемых в пространстве и времени свидетельствует о том, что локальные и глобальные условия их образования в отдельности являются необходимыми, но недостаточными. В противном случае не выделялись бы отдельные эпохи с максимумами рудоносности; или они бы характеризовались сплошным распространением залежей в тех или иных климатических зонах.

Одновременное воздействие всех факторов (часть которых имеет глобальную природу), необходимых и достаточных для образования залежей на том или ином стратиграфическом уровне, связано с определенными фазами этапов или полуступеней развития Земли.

Для проверки корректности схемы корреляции этапов развития Земли, полученной с помощью данных палеогеографии, необходимы сведения из независимых источников информации, например данные о стратиграфическом размещении полезных ископаемых, определенном с точностью до яруса или до части отдела.

Такая проверка позволит подтвердить имеющиеся стратиграфические критерии поисков этих месторождений, а также наметить новые еще не известные рудоносные эпохи.

Горючие сланцы. Горючие сланцы имеют очень широкое распространение по всему разрезу фанерозоя и встречаются на всех континентах, но процесс накопления органики происходил крайне неравномерно как во времени, так и в пространстве, что и обусловило наличие горючесланцевых эпох, когда интенсивность этого процесса усиливалась в сотни раз по сравнению с предыдущими эпохами.

В настоящее время не имеется научно обоснованного учета запасов горючих сланцев. Подсчет их ресурсов в разных странах осуществляется для разных глубин залегания, разных предельных мощностей рабочих пластов и разного качества сланцев, иногда только для отдельных месторождений или местных участков добычи внутри сланцевых бассейнов, запасы которых остаются неопределенными. Несмотря на это, имеющиеся данные позволяют составить некоторое представление о стратиграфическом размещении основных потенциальных запасов горючих сланцев Мира

(табл. 6) и выделить главнейшие горючесланцевые эпохи фанерозоя.

В каледонском этапе выделяются три горючесланцевые эпохи: ленско-амгинская, раннетремадокская и раннекарадокская.

С ленско-амгинской эпохой связано образование горючих сланцев Оленекского бассейна, приуроченных к куонамской свите, образовавшейся в течение ленского века раннего кембрия и первой

Таблица 6

Стратиграфическое положение горючих сланцев, по Д. Т. Кузнецову [23]

№ п/п (см. рис. 25)	Месторождения, сланцевые бассейны и формации	Возраст
Каледонский этап		
1	Оленёкский бассейн*	$E_{11}-E_{2am}$
2	Прибалтийский бассейн*	O_{1t}
3	То же	O_{2-3k}
Герцинский этап		
4	Кузнецкий бассейн*	D_{2ef}
5	Доманиковые сланцы Русской платформы	D_{3f}
6	Кендерлыкское месторождение	C_3
7	Горючие сланцы Припятского прогиба*	D_{3fm}
8	Месторождения центральной и восточной части США	D_3-C_1
9	Формация Ирати (Бразилия)	P_1^1
10	Формация Фосфория (США)	P_1^1
Альпийский этап		
11	Лейасовые сланцы (ФРГ)	J_1
12	Волжский сланцевый бассейн	J_{3V_1}
13	Тимано-Печорский бассейн	J_{3V_1}
14	Битуминозные мергели месторождения Махди (Марокко)	K_2
15	Формация Грин-Ривер (США)	P_{2-2}^1
16	Амударьинский и Кызылкумский бассейны*	P_2^1
17	Менилитовые сланцы Карпат	P_3^1
18	Месторождения Монтерей и Сискуок (США)	N_2

* Данные из книги «Запасы углей и горючих сланцев СССР» по состоянию на 1/1 1968 г.

половины амгинского века среднего кембрия. Сланценосные отложения непрерывно прослеживаются на площади более $130 \cdot 10^3$ км² [23]. С раннетремадокской эпохой связано накопление диктионовых сланцев, а с раннекарадокской — накопление кукерских слоев горючих сланцев.

В герцинском этапе отчетливо выделяются доманиковая (средняя часть франского яруса) и раннепермская горючесланцевые эпохи. Значительные потенциальные запасы горючих сланцев (~526 млрд. т) связаны с позднедевонскими и раннекарбонowymi отложениями центральной и восточных частей США, однако сведений о более точной стратиграфической привязке горючих сланцев не имеется. Площадь распространения доманиковых фаций на востоке Русской платформы превышает $100 \cdot 10^3$ км².

Это — одна из крупнейших горючесланцевых эпох фанерозоя.

С раннепермской горючесланцевой эпохой связаны гигантские (2540 млрд. т) потенциальные запасы сланцев формации Ирати, которая располагается в основании пермских отложений серии Пасо-Дайс на юге Бразилии. С этой эпохой также связаны значительные запасы (12—24 млрд. т) горючих сланцев формации Фосфория в Скалистых горах США.

В альпийском этапе выделяются ранневожжская, ранне-среднеэоценовая и раннеолигоценовая крупнейшие горючесланцевые эпохи и менее значительная плиоценовая. С ранневожжской эпохой связаны немалые запасы горючих сланцев Вожжского и Тимано-Печорского сланцевых бассейнов Русской платформы, а также сланцевые месторождения Забайкалья. С ранне-среднеэоценовой эпохой связано уникальное по своим масштабам накопление горючих сланцев в Скалистых горах США, приуроченное к средней и верхней частям формации Грин-Ривер, формировавшейся в раннем и среднем эоцене. Их потенциальные запасы составляют не менее $21 \cdot 10^{12}$ т. С этой же эпохой связаны и раннеэоценовые горючие сланцы кумской свиты Кавказа, Амударьинского и Кызылкумского бассейнов Средней Азии. С раннеолигоценовой эпохой связаны месторождения менилитовых битуминозных сланцев Карпат — формация, подобная формации Грин-Ривер. Если еще учесть огромное количество рассеянного органического вещества, заключенного в майкопской свите Северного Кавказа и Предкавказья, то по количеству накопленной органики раннеолигоценовая эпоха вполне может соперничать с ранне-среднеэоценовой. С плиоценовой эпохой связаны месторождения Монтерей и Сискуок в штате Калифорния США с суммарными запасами сланцев около $123 \cdot 10^9$ т.

Все главнейшие горючесланцевые эпохи (рис. 25) располагаются в III, VI и VII группах ритмов больших рядов. В ритмах III группы они смещены к их началу, в ритмах VI группы — к их середине, а в ритмах VII группы — опять к их началу, что свидетельствует о синфазности главнейших горючесланцевых эпох по этапу.

В малых рядах главнейшие горючесланцевые эпохи приурочены ко 2-й и 3-й группам ритмов. В ритмах 3-й группы все горючесланцевые эпохи приурочены к началам ритмов. Во 2-й группе ритмов крупные накопления горючих сланцев имеются не во всех ритмах, а через ряд, отсутствуя в ритмах II группы больших рядов, хотя месторождения горючих сланцев с небольшими запасами

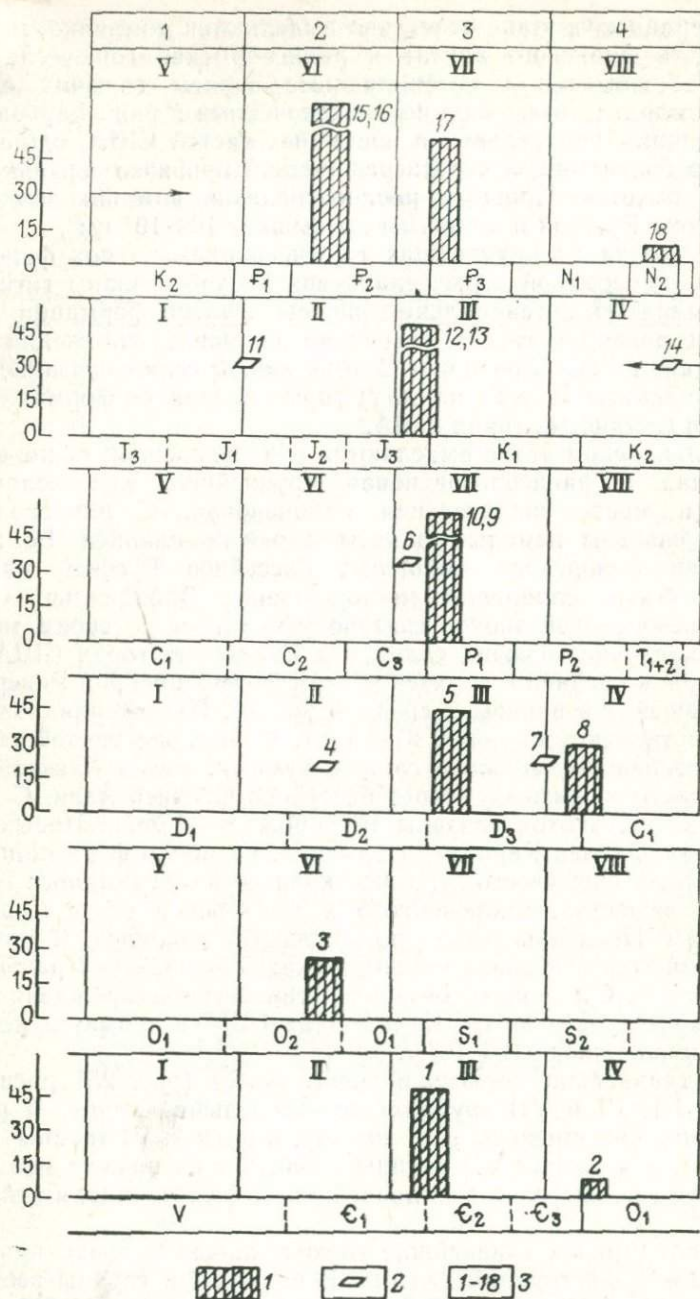


Рис. 25. Синфазность горючесланцевых эпох фанерозоя.

I—VIII — ритмы больших рядов (этапов); 1—4 — ритмы малых рядов (полуэтапов).
 1—2 — относительная величина запасов горючих сланцев (1 — бассейнов, 2 — месторождений); 3 — порядковый номер месторождений и бассейнов в табл. 6)

имеются в средней юре Кавказа и Тянь-Шаня и в эйфельском ярусе среднего девона в Кузбассе.

Раннеолигоценовые, волжские, раннепермские (Ирати), французские и раннеамгинские (оленьские) горючие сланцы располагаются в схеме корреляции почти на одной линии, проходящей через малые ряды 3-й группы ритмов. На этой линии находится начало раннего силура, в отложениях которого еще не обнаружено гигантских месторождений горючих сланцев. Вместе с тем эпоха огромного накопления органики в самом начале раннего силура проявила себя в граптолитовых горючих сланцах северо-запада Сибирской платформы, имеющих широкое распространение и значительные мощности.

В 4-й группе ритмов также имеются горючесланцевые эпохи, но, к сожалению, стратиграфическая привязка сланцевых месторождений, за исключением диктионемовых, не позволяет определить, на какую часть ритмов они приходятся.

В 1949 г. Н. М. Страхов показал, что строение отложений каждого осадочного ритма зависит от его положения в ритме более высокого порядка. Проанализируем с этих позиций расположение горючесланцевых эпох в ритмах больших и малых рядов. Как видим, в зависимости от положения малых рядов в больших находится сланценосность ритмов 2-й группы малых рядов, так как малые ряды, составляющие начала больших рядов, отличаются от других отсутствием гигантских месторождений горючих сланцев в ритмах 2-й группы. Следовательно, сланценосность ритмов зависит от их положения в малых рядах, где она максимальна в ритмах 3-й группы, и от положения самих малых рядов в больших. От этого же зависит и расположение горючесланцевых эпох внутри ритмов.

Таким образом, сланценосность ритмов зависит от фазы развития среды осадкообразования и максимальна в определенных группах больших и малых рядов ритмов, что подтверждает правильность произведенной корреляции этапов развития Земли по палеогеографическим данным.

Угли. По данным Н. Г. Железновой и А. К. Матвеева [19], стратиграфическое распределение мировых геологических запасов углей выглядит следующим образом: на девон приходится $0,2 \cdot 10^9$ т, на карбон $2890 \cdot 10^9$ т, на пермь $3780 \cdot 10^9$ т, на триас $6 \cdot 10^9$ т, на юру $2300 \cdot 10^9$ т, на мел $2900 \cdot 10^9$ и на палеоген+неоген $2121 \cdot 10^9$ т.

Имеющиеся данные хотя и не позволяют более детально определить стратиграфическое положение всех без исключения геологических запасов углей, но они дают возможность выделить эпохи с максимальной угленосностью. Сведения о запасах углей и их стратиграфическом положении по зарубежным странам получены из работ А. К. Матвеева [26]. Данные о запасах углей по известным бассейнам СССР и сведения о стратиграфическом положении их угленосных отложений получены из 5, 8 и 10 томов монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1973, 1964, 1962).

В карбоне максимум угленосности приходится на верхи намюра — средний карбон, так как заведомо на их долю приходится не менее $1500 \cdot 10^9$ т углей, которые слагаются из запасов Аппалачского, Иллинойского и Западного бассейнов США ($>800 \cdot 10^9$ т), угольных бассейнов Западной Европы вестфальского возраста ($575 \cdot 10^9$ т) и углей Донбасса.

Заведомо на ранний карбон (C_{1v}) приходится около $100 \cdot 10^9$ т (Камский, Карагандинский, Подмосковский, Экибастузский, Липовецко-Волынский и Кизеловский бассейны). Остальные $1300 \cdot 10^9$ т, относящиеся к карбону, если даже равномерно будут распределены по трем его отделам, хотя вероятней всего основная часть этих запасов тоже относится к среднему карбону, не сгладят среднекарбонного максимума, на который в этом случае придется не менее $1900 \cdot 10^9$ т.

Максимум пермского угленакопления приходится на конец ранней — начало поздней перми. Он определяется запасами углей этого возраста Тунгусского, Таймырского, Печорского и большей части запасов Кузнецкого бассейнов. Общая сумма запасов в этих бассейнах составляет не менее $3400 \cdot 10^9$ т. Значительные запасы углей в верхах нижней — низах верхней перми сосредоточены в Австралии ($16 \cdot 10^9$ т), в Монголии, Северном Китае, Индии ($100 \cdot 10^9$) и Южной Африке.

Следующий максимум угленосности связан с отложениями ранней — средней юры, и приходится в основном на среднюю юру. Он определяется запасами Канско-Ачинского, Иркутского, Тургайского, Южно-Якутского, Улукемского, Майкюбенского и Узгенского бассейнов СССР и Датунского месторождения КНР. Общая сумма запасов, относящихся заведомо к ранней — средней юре, составляет более $1500 \cdot 10^9$ т. Если оставшиеся $800 \cdot 10^9$ т юрских углей, не имеющих более детальной стратиграфической привязки, распределить поровну между отделами юры, то на позднюю юру придется только около $300 \cdot 10^9$ т. Таким образом, есть все основания выделять ранне-среднеюрский максимум угленосности.

Меловой максимум угленосности приходится на нижний мел — сеноман, так как заведомо на этот отрезок времени приходится не менее $2380 \cdot 10^9$ т углей, которые складываются из запасов углей Ленского, Усть-Енисейского, Зырянского и Буреинского бассейнов СССР и бассейнов Альберта Канады и Лисберн-Колвилл США.

Отмеченные среднекаменноугольный, пермский, ранне-среднеюрский и раннемеловой максимумы угленосности с подобными масштабами угленакопления были выделены Н. М. Страховым еще в 1960 г.

В кайнозое выделяется два максимума угленосности. Один связан со стратиграфическим диапазоном от верхов верхнего мела до среднего эоцена, и другой — с олигоцен-миоценом.

Первый выделяется уверенно, так как в верхах сенона палеоцене и в нижнем-среднем эоцене сосредоточено не менее $2000 \cdot 10^9$ т углей в бассейнах на Западе США. Вообще угленосные формации

этого возраста имеют широкое распространение в средних широтах Северного полушария, но даже взятые в сумме их запасы не идут ни в какое сравнение с тем угленакоплением, какое имело место на западе Северной Америки. Наибольшие запасы этого возраста в Европе связаны со «старой бурогольной формацией» ГДР.

Угли олигоцен-миоценового возраста имеют очень широкое распространение в Евразии, Австралии и Южной Америке, но их суммарные запасы составляют не более $200 \cdot 10^9$ т и складываются в основном из запасов углей средне-позднеолигоценного возраста бассейна Латроб-Вэлли ($85 \cdot 10^9$ т) Австралии, нижнемиоценовых углей Нижне-Рейнского района $60 \cdot 10^9$ т) ФРГ, олигоцен-нижнемиоценовых углей Боливии ($10 \cdot 10^9$ т), миоценовых углей «новой угленосной формации» ГДР, среднеолигоценных углей Жиланшинского бассейна СССР, среднемиоценовых углей Северо-Чешского бассейна, олигоценных и миоценовых углей Югославии.

По данным А. К. Матвеева, в верхнем течении Амазонки открыт новый угольный бассейн Альта-Амазона с геологическими запасами бурых углей $2200 \cdot 10^9$ т. Возраст угленосной толщи считается плиоценовым. Не исключено, что в дальнейшем запасы углей и их возраст будут пересмотрены. Более вероятным кажется олигоцен-раннемиоценовый возраст угленосной толщи, какой имеют угленосные толщи соседних угольных бассейнов Боливии.

Сопоставление запасов углей и их стратиграфического положения со схемой корреляции этапов развития Земли (рис. 26) показывает, что основные максимумы угленакопления синфазны, т. е. приходятся на одноименные фазы этапов. В каждом из трех последних малых рядов ритмов было по две эпохи максимального угленакопления, которые обладают своими особенностями, отчетливо проявляющимися при таком сравнении. Максимальной угленосностью отличаются отложения в начале ритмов 2-й группы и в конце 3-й группы.

Для угленосных эпох 2-й группы ритмов (C_2 , J_{1-2} , $P_1-P_2^{1-2}$) характерно почти полное отсутствие в синхронных отложениях галогенных образований, и, наоборот, для угленосных эпох 3-й группы (P_{1-2} , K_1 , P_3-N_1) характерно широкое развитие галогенных пород в синхронных отложениях. Угленосные формации ритмов 2-й группы развиты преимущественно в зонах, где галогенные толщи тех же этапов развития Земли присутствуют только в перекрывающих или подстилающих отложениях. Угленосные отложения среднего карбона Северной Америки и Европы располагаются в районах развития галогенных пород среднего девона и перми. Угленосные толщи ранней-средней юры Средней Азии и Кавказа вверх по разрезу сменяются галогенными отложениями верхней юры. Угленосные отложения палеоцена и раннего-среднего эоцена на Западе США сменяются галогенными образованиями неогена. Таким образом, главной отличительной особенностью угленосных формаций 2-й группы ритмов является их расположение в местах периодического появления аридных зон и образование в

моменты с максимально ослабленной зональностью климата планеты.

Для угленосных формаций 3-й группы ритмов характерно расположение вне синхронных им аридных зон, где в это время про-

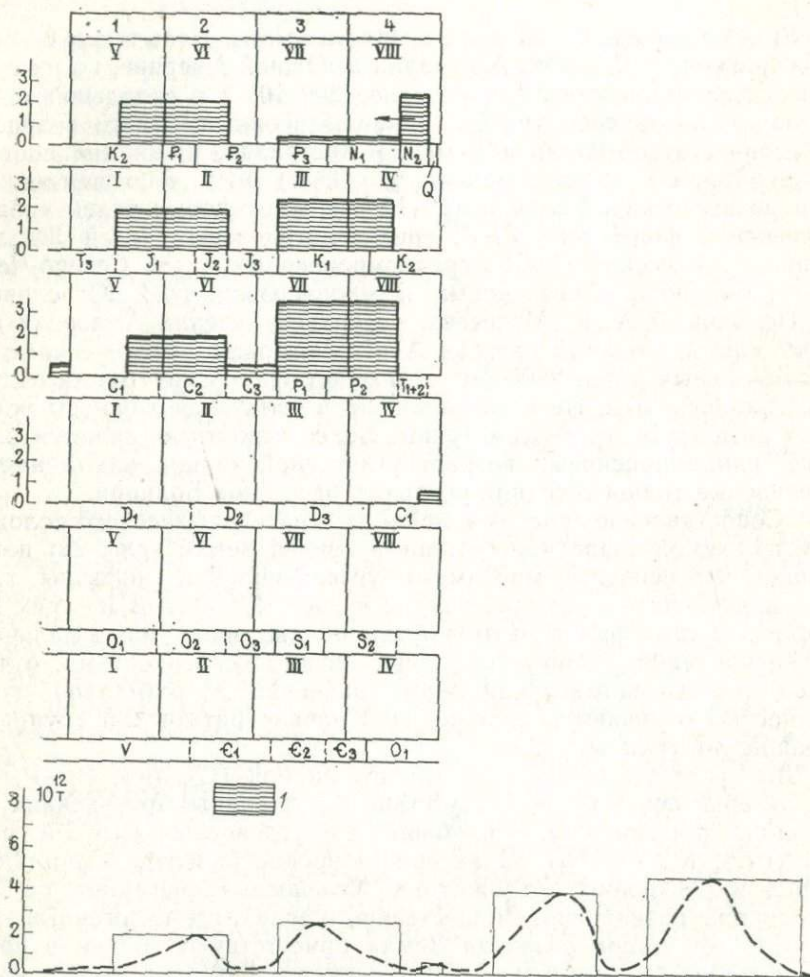


Рис. 26. Синфазность эпох углеобразования.

1 — относительная величина геологических запасов

исходило накопление солей, и образование в эпохи с резко выраженной зональностью климата. Колоссальные массы воды, испаряющиеся из гигантских солеродных бассейнов перми, поздней юры — раннего мела, олигоцена и миоцена, способствовали забо-

лачиванию гумидных зон и приводили к возникновению огромных угленосных толщ.

Эти особенности угленосных эпох 2-й и 3-й групп ритмов объясняют еще одно интересное свойство угленосных отложений — преимущественное развитие в одних и тех же регионах углей синфазных эпох. Основные запасы углей США сосредоточены в отложениях синфазных эпох — среднего карбона и палеоцена — среднего эоцена. Почти все запасы углей Австралии образовались в синфазные эпохи перми и олигоцена.

Основные запасы углей северной части Восточной Сибири находятся в пермских и в синфазных им нижнемеловых отложениях. На юге Восточной Сибири значительные запасы связаны с отложениями среднего карбона и с синфазными им отложениями ранней-средней юры.

Следовательно, синфазные эпохи углеобразования характеризуются не только максимальными запасами углей, но и весьма своеобразными условиями палеогеографической обстановки и сходным пространственным размещением угольных бассейнов. Эти свойства угленосных эпох периодически повторяются с периодом, равным половине длительности этапа развития Земли.

Вместе с отмеченной периодичностью угленакопления наблюдается и его необратимая эволюция, которая выражается в постепенном уменьшении роли в общем процессе углеобразования эпох с резко зональным климатом.

Если просуммировать данные о стратиграфическом положении мировых запасов углей в каждой группе ритмов больших рядов, то получится обобщенная характеристика интенсивности процессов угленакопления в течение идеализированного этапа развития Земли (см. пунктирную линию внизу рис. 26). На ней видно, что в течение этапа угленакопление происходит двумя парами крупных волн. Увеличение же волн, к концу этапа обусловлено не усилением процесса, а отсутствием значительного угленакопления в первой половине герцинского этапа в связи с поздним появлением растений углеобразователей.

По всей видимости, после открытия гигантского угольного бассейна в верховьях Амазонки в дальнейшем трудно ожидать подобных открытий.

Месторождения нефти и газа. В настоящее время во всем мире известно около 31 тыс. месторождений нефти и газа, однако основные запасы и добыча нефти и газа сосредоточены в небольшом числе месторождений. Так, по данным Р. Барка и Ф. Гарднера [30], 87,9% первоначальных запасов нефти сосредоточено в 71 крупнейшем месторождении капиталистических и развивающихся стран при общем числе открытых месторождений около 30 тыс.

По данным И. И. Нестерова, В. В. Потеряевой и Ф. К. Салманова [30], во всех известных, сравнительно хорошо изученных нефтегазоносных провинциях и областях выделяются зоны, в которых 90% и более запасов приурочены к одной из толщ осадоч-

ного чехла, содержащей крупные месторождения! Например, в районе Персидского залива на платформенном борту в юго-восточной части Аравийской плиты выделяется зона, в пределах которой основной толщей являются породы верхней юры (формация араб). К трещиноватым карбонатным коллекторам этой толщи приурочены наиболее крупные залежи месторождений Саудовской Аравии, Катара и Омана (Абу-Заби, Гхавар, Манифа, Абкаик, Хураис, Духан, Умм-Шейф и др.). Северо-восточнее и параллельно ей протягивается другая зона с основной терригенной апт-сеноманской толщей (формации бурган, шуайбо, зубейр), содержащей гигантские залежи месторождений нефти Кувейта, Южного Ирака и частично Саудовской Аравии: Большой Бурган, Вафра, Раудхатайн, Румейла и др. Третья зона почти совпадает с границами Месопотамского краевого прогиба. Здесь основной нефтегазоносной толщей являются олигоцен-нижнемиоценовые карбонатные породы свиты асмари, содержащие залежи месторождений Киркук, Бай-Гассан, Ахваз, Марун, Ага-Джари, Гечсаран и др.

Таким образом, распределение в разрезе запасов крупнейших месторождений отражает стратиграфическое размещение основной части мировых запасов нефти и газа, а максимумы нефтегазонакопления, обязанные крупнейшим месторождениям, не будут сглажены даже при равномерном распределении остальных запасов нефти и газа средних и мелких месторождений. Вместе с тем залежи мелких и средних месторождений в нефтегазоносных бассейнах располагаются в основном в тех же толщах, что и крупные.

Пока нет общепринятых градаций для классификации месторождений по величине. При характеристике зарубежных месторождений была принята классификация месторождений нефти и газа по величине их геологических запасов, предложенная И. И. Нестеровым и др. [30]. К группе крупных отнесены месторождения с геологическими запасами 200—1500 млн. т нефти и 100—750 млрд. м³ газа. К группе гигантских — месторождения с геологическими запасами от 1500 до 10 000 млн. т нефти и 750—5000 млрд. м³ газа. К группе супергигантов — месторождения с геологическими запасами более 10 000 млн. т нефти и более 5000 млрд. м³ газа.

Единственный максимум нефтегазонакопления в каледонском этапе приходится на вторую половину кембрия и низы ордовика и определяется запасами (2780·10⁶ т) гигантского нефтяного месторождения Хасси-Мессауд, расположенного в Северной Африке. В отложениях каледонского этапа известны два крупных нефтяных месторождения (Оклахома-Сити, Лима) и одно газовое (Огайо) в США и еще одно крупное месторождение нефти в Северной Африке — Рхурд-эль-Багель (табл. 7). К сожалению, более детальных сведений о стратиграфическом положении залежей этих месторождений нет.

Основные запасы нефти и газа герцинского этапа сосредоточены в отложениях верхнего девона, визейского яруса нижнего карбона, среднего-верхнего карбона, перми и триаса.

Возраст некоторых месторождений нефти и газа

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
------------------------------------	--------------------	---	-----------------------------

Кембрий — силур

Месторождения открытые до 1961 г.

Хаси-Месауд (С-Аф)	Н	2780	Є ₃ -O ₁
Оклахома-Сити (ЗВ)	Н	370	Є-O
Огайо (Апп)	Г	105	S
Лима (Мич)	Н	240	O
Рхурд-эль-Багель (С-Аф)	Н	400	Є-O

Девон

Месторождения открытые до 1961 г.

Ромашкинское (В-У)	Н	—	D ₃ f
Новоелховское (В-У)	Н	—	D ₃ f
Бавлинско-Туймазинское (В-У)	Н	—	D ₃ f
Шкаповское (В-У)	Н	—	D ₃ f
Брэдфорд (Апп)	Н	310	D ₃
Ледюк — Вудбенк (З-К)	Н	272	D ₃
Суон-Хиллс (З-К)	Н	500	D ₃
Редуотер (З-К)	Н	378	D ₃
Эджеле (С-Аф)	Н	310	D
Зарзантин (С-Аф)	НГ	1030	D

Месторождения открытые после 1960 г.

Рейнбу (З-К)	Н	390	D ₃
Альпар (С-Аф)	НГ	280	D ₂

Карбон

Месторождения открытые до 1961 г.

Манчаровское (В-У)	Н	—	C ₁ v
Арланское (В-У)	Н	—	C ₁ v
Мухановское (В-У)	Н	—	Є ₁ v
Павловское (В-У)	Н	—	C ₁ v
Покровское (В-У)	Н	—	C ₁ v
Кулешовское (В-У)	Н	—	C ₂ b—m
Батырбайское (В-У)	Н	—	C ₂ b
Анет (Ск. г)	Н	240	C ₂₋₃
Олд (В. Ил)	Н	320	C ₂₋₃
Келлиснайдер (Перм)	Н	530	C ₂₋₃
Рейнджля (Ск. г)	Н	280	C ₂₋₃
Голден-Тренд (ЗВ)	Н	240	C ₂₋₃
Шо-Вел-Там (ЗВ)	Н	430	C ₂₋₃
Шебелинское (Д-П)	Г	—	C ₃ —P ₁

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
------------------------------------	--------------------	---	-----------------------------

Месторождения открытые после 1960 г.

Чутырское (В-У)	Н	—	iC_{1V}
Вуктыльское (Т-П)	ГН	—	C_2-P_{1S-a}
Усинское (Т-П)	Н	—	$P_{1+С}$

Пермь

Месторождения открытые до 1961 г.

Иетс (Перм)	Н	620	Верх P_1 —низ P_2
Панхадл — Хьюготон (ЗВ)	ГН	2760	P_1
Гронинген (З-Е)	Г	1981	P_1
Джал-Юмонт-Харди (Перм)	Г	290	Р
Уоссон (Перм)	Н	280	Р
Спрайбери-Тренд (Перм)	Н	230	Р
Юнис — Маньюмент (Перм)	НГ	254	Р
Слотер (Перм)		250	Р
Голдсмит-Андектор (Перм)		330	Р
Коуден (Перм)		280	Р

Месторождения открытые после 1961 г.

Канган (А)	Г	4952	Р (св. хуфф)
Канган морское (А)	Г	3424	Р (св. хуфф)
Леман — Бэек (З-Е)	Г	340	P_1
Индефатигейбл (З-Е)	Г	225	P_1
Вайкинг (З-Е)	Г	113	P_1
Ефремовское (Д-П)	Г	—	P_1
Оренбургское (В-У)	ГК	—	P_{1S-a}
Гиджиэлпа (ВА)	Г	142	P_1
Муумба (ВА)	Г	142	P_1

Триас

Месторождения открытые до 1961 г.

Хасси-Туил (С-Аф)	Н	250	T_2
Хасси-Рмель (С-Аф)	Г	990	T_2
Шиюгу-Дунси (Сыч)	Г	220	T_2
Карамай (Джун)		290	T_1

Месторождения открытые после 1960 г.

Рхурд-Нусс (С-Аф)	Г	142	T_2
Хьюитт (З-Е)		112	T_1
Прудхо-Бей (С-Ал)	НГ	9830	Т
Кинг-Христиан (З-К)	Г	610	Т

Месторождения (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
------------------------------------	--------------------	---	-----------------------------

Юра

Месторождения открытые до 1961 г.

Фадили (А)	Н	480	J _{2b} -bt
Сан-Андрес (Мекс)	Н	370	J
Духан (А)	Н	1430	J ₃
Идди-эль-Шарги (морское)	Н	1170	J ₃
Манифа (А)	Н	5400	J ₃
Абу-Хадрия (А)	Н	480	J _{3k}
Хурсания (А)	Н	3420	J ₃
Эль-Катиф (А)	Н	4400	J ₃
Даммам (А)	Н	2690	J ₃
Абканк (А)	Н	5880	J ₃
Гхавар (А)	Н	37 000	J ₃
Хураис (А)	Н	3300	J ₃
Умм-Шейф (морское) (А)	Н	1230	J ₃
Люнньюсы (Сыч)	Н	280	J ₃
Лак (З-Е)	Г	250	J ₃

Месторождения открытые после 1960 г.

Статфьорд (З-Е)	Н	1300	J
Маастахское (Л-В)	Г	—	J ₁
Жетыбайское (Тур)	Н	—	J _{2b} -a
Узенькое (Тур)	Н	—	J _{2b} -J _{3k}
Уртабулакское (Тур)	Г	—	J ₃
Саман-Тепинское (Тур)	Г	—	J ₃
Мейдан-Мазан (А)	Н	650	J ₃
Абу-Сафа (А)	Н	3170	J ₃
Закум (А)	Н	550	J ₃
Берри (А)	Н	2880	J ₃
Сассан (А)	Н	770	J ₃
Хангирен (Тур)	Г;	500	J ₃ -K _{1nc}
Ходжа-Гугердак (Тур)	Г	102	J ₃ -K _{1h}
Ферейдун-Марджан (А)	Н	3450	J ₃ -K _{1al}
Дариус (морское) (А)	Н	660	J ₃ -K ₁

Мел

Месторождения открытые до 1961 г.

Газлинское (Т-К)	НГ	—	K _{1al} -K _{2c}
Малгобек-Вознесенское (Т-К)	Н	—	K ₁
Брагунокское (Т-К)	Н	—	K ₁
Зубейр (А)	Н	490	K ₁
Румейла (А)	Н	3460	K _{1br} -a
Раудхатайн (А)	Н	2000	K _{1br} -a
Сабрия (А)	Н	1010	K ₁

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения ²	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
Большой Бурган (А)	Н	16 800	K _{1a1} —K _{2c}
Минагиш (А)	Н	510	K ₁
Вафра (А)	Н	1 140	K ₁
Хафтжи-Саффания (морское) (А)	Н	6 370	K _{1br-a}
Мурбан (А)	Н	1 670	K ₁
Бахрейн (морское) (А)	НГ	1 176	K ₁
Амаль (С-Аф)	Н	2 950	К
Пис-Ривер (З-К)	А	30 000—40 000	Осн. K ₁
Атабаска (З-К)	А	85 000—100 000	Осн. K ₁
Тахинг (ОС)	Н	247	К
Картидж (Мекс)	Г	170	K ₁
Поса-Рика (Мекс)	Н	1 250	K ₁
Солт-Крик (Ск.г)	Н	240	K ₁ —K _{2c}
Бланко (Ск. г)	Г	311	К
Ист-Тексас (Мекс)	Н	1 220	Осн. K ₂
Хокинс (Мекс)	Н	250	Осн. K ₂
Смаковер (Мекс)	Н	250	К
Моно (Мекс)	Г	198	К
Эбано-Пануко (Мекс)	Н	440	К
Нараньо-Сьерра-Асул (Мекс)	Н	640	K _{1a1} —K _{2c}
Ла-Пас (Ма)	Н	750	К
Пембина (З-К)	Н	970	Низ. K ₂

Месторождения открытые после 1969 г.

Правдинское (З-С)	Н	—	K _{1h-br}
Мамонтовское (З-С)	Н	—	K _{1v-h}
Усть-Балыкское (З-С)	Н	—	K _{1b-br}
Западно-Сургутское (З-С)	Н	—	K _{1v-h}
Быстринское (З-С)	ГН	—	K _{1b-h}
Лянторское (З-С)	ГН	—	K _{1b-h}
Аганское (З-С)	Н	—	K _{1v}
Самотлорское (З-С)	ГН	—	K _{1v-a}
Вартовско-Советское (З-С)	Н	—	K _{1v}
Мыльджинское (З-С)	ГК	—	K _{1v-br}
Варь-Еганское (З-С)	НГ	—	K _{1v}
Новопортовское (З-С)	ГКН	—	K _{1br-al}
Пелятинское (З-С)	Г	—	K _{1v-h}
Федоровское (З-С)	Н	—	K _{1v-br}
Соленинское (З-С)	Г	—	K _{1v}
Ачакское (Тур)	Г	—	K _{1nc-a}
Беурдешикское (Тур)	Г	—	K _{1nc}
Шатлыкское (Тур)	Г	—	K _{1h-b}
Фуварис (А)	Н	370	K ₁
Умм-Гуданр (А)	Н	250	K ₁
Хоут (морское) (А)	Н	250	K ₁
Лулу-Исфандиар (А)	Н	5 000	K _{1nc}

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
Ростам (А)	Н	510	K ₁
Фатех (А)	Н	550	K ₁
Абу-Джиду (А)	Н	550	K ₁
Шейбах (А)	Н	480	K
Румейла-Северная (А)	Н	1270	K ₁ br-a
Самах (С-Аф)	Н	740	K
А-100 (С-Аф)	Н	570	K
Рагуба (С-Аф)	Н	570	K
Сарир (С-Аф)	Н	4540	K _{2c}
Фахуд (А)	Н	550	K _{1a1} -K _{2c}
Натих (А)	Н	330	K _{1a1} -K _{2c}
Кабинда «Б» (Окв)	Н	610	K
Аренк (Мекс)	Н	450	K
Вэнга-Пурское (З-С)	ГН	—	K _{2c}
Губкинское (З-С)	ГН	—	K _{2c}
Комсомольское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Северо-Комсомольское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Уренгойское (З-С)	ГКН	—	K _{2c}
Юбилейное (З-С)	Г	—	K _{2c}
Медвежье (З-С)	Г	—	K _{2c}
Ямбургское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Арктическое (З-С)	Г	—	K _{2c}
Тазовское (З-С)	ГН	—	K _{2c}
Заполярное (З-С)	ГКН	—	K _{2c}
Русское (З-С)	НГ	—	K _{2c}
Южно-Русское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Ямсовейское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Северо-Уренгойское (З-С)	Г	—	K _{2c}
Кирус (А)	Н	370	K _{2c} -K _{1a1}
Экофиск (З-Е)	Н	2780	K _{2d}
Фригг (З-Е)	Г	283	K _{2d}

Палеоген

Месторождения открытые до 1961 г.

Дахра (С-Аф)	Н	400	P
Зелген (С-Аф)	Н	1250	P
Эмерон-Мейрин (Окв)	Н	1000	P ₂
Сидигсон (Мекс)	Н	360	P
Ленху (Цайд)	Н	475	P
Мара (Ма)	Н	350	P
Конро (Мекс)	Н	280	P ₂
Кейти-Гэс (Мекс)	Г	170	P ₂
Сун (Инд)	Г	200	P ₁
Марн (Инд)	Г	142	P ₂
Лама (Ма)	Н	1340	P ₂
Мене-Гранде (Ма)	Н	280	P ₁₋₂
Боскан (Ма)	Н	750	P ₂₋₃
Ламар (Ма)	Н	980	P ₂

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
Боливар (ниж. продукт. гор.) (Ма)	Н	2730	P ₂
Ла-Сира-Инфантас (Мич)	Н	420	P ₂₋₃
Кенай (залив Кука)	Г	141	P ₂
Северо-Ставропольско-Пелагиадинское (Ск.)	Г	—	P ₃
Агуа-Далс-Страттон (Мекс)	ГН	230	P ₃
Хейстингс (Мекс)	Н	300	P ₃
Грета-Том-О'Коннор (Мекс)	Н	250	P ₃
Олд-Ошен (Мекс)	Г	141	P ₃
Санта-Роса (В. В.)	Н	300	P ₃

Месторождения открытые после 1961 г.

Идрис-А (С-Аф)	Н	850	P ₁
Фортиз (З-Е)	Н	600	P ₁
Идрис-Д (С-Аф)	Н	680	P ₁
Дефа (С-Аф)	Н	1100	P ₁
Гиало (С-Аф)	Н	1100	P ₁
Код (З-Е)	НГ	1660	P
Хелибет (В. А)	Н	270	P
Ваха (С. Аф)	Н	560	P ₂
Барракута (Гип)	Н	230	P ₂
Кингфиш (Гип)	Н	480	P ₂

Олигоцен—миоцен

Месторождения открытые до 1961 г.

Бай-Гассан (М)	Н	610	P ₃ —N ₁
Междид-и-Сулейман (М)	Н	990	P ₃ —N ₁
Нафт-Сафид (М)	Н	510	P ₃ —N ₁
Хефтгель (М)	Н	1020	P ₃ —N ₁
Ахвас (М)	НГ	3269	P ₃ —N ₁ ¹
Ага-Джари (М)	Н	4830	P ₃ —N ₁ ¹
Пазанун (М)	НГ	3196	P ₃ —N ₁ ¹
Гечсаран (М)	Н	4100	P ₃ —N ₁ ¹
Бинак (М)	Н	510	P ₃ —N ₁ ¹
Барганшар (М)	Н	650	P ₃ —N ₁ ¹
Киркук (М)	Н	7710	P ₃
Мата (В. В.)	Н	460	P ₃ —N ₁
Нипа (В. В.)	Н	410	P ₃ —N ₁
Чимире (В. В.)	Н	400	P ₃ —N ₁
Гуара (В. В.)	Н	470	P ₃ —N ₁
Офисина (В. В.)	Н	460	P ₃ —N ₁
Сараджех (Ц. Ир)	Г	142	P ₃ —N ₁ ¹

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
------------------------------------	--------------------	---	-----------------------------

Месторождения открытые после 1960 г.

Марун (М)	Н	5 380	P ₃ -N ₁ ¹
Кахрадж (М)	Н	660	P ₃ -N ₁ ¹
Бибхи-Хакиме (М)	НГ	2 463	P ₃ -N ₁ ¹
Фарис (М)	Н	1 530	P ₃ -N ₁ ¹
Раг-и-Сафид (М)	НГ	2 482	P ₃ -N ₁ ¹
Бушган (М)	Н	510	P ₃ -N ₁ ¹
Мансури (М)	Н	940	P ₃ -N ₁

Миоцен

Месторождения открытые до 1961 г.

Саут-Пасс (Мекс)	Н	360	N ₁
Рангау (С. С.)	Н	230	N ₁
Дури (С. С.)	Н	460	N ₁
Минас (С. С.)	Н	1 270	N ₁
Лимау (С. С.)	Н	260	N ₁
Форест-Резервз (В. В.)	Н	410	N ₁
Боливар (Ма)	Н	10 270	N ₁
Сериа (С. Калим)	Н	550	N ₁

Месторождения открытые после 1960 г.

Баркан (ОСз)	НГК	409	N ₁
Амаль (ОСз)	Н	1 220	N ₁
Эль-Морган (ОСз)	Н	1 220	N ₁
Ампа (С. Калим)	Н	310	N ₁

Неоген

Месторождения открытые до 1961 г.

Анастасиевско-Троицкое (Аз-К)	—	—	N
Имо-Ривер (Гв. з)	Н	300	N
Бому (Гв. з.)	Н	280	N
Бей-Мерчанд (морское) (Мекс)	Г	1 620	N
Уэст-Делта (частично морское) (Мекс)	Н	300	N
Элк-Хилс (Ка)	Н	610	N
Буэна-Виста (Ка)	Н	290	N
Мидуэй-Сансет (Ка)	Н	570	N
Уилмингтон (Ка)	Н	1 240	N

Месторождение (провинция, область)	Тип месторождения*	Геологические запасы (нефть + газ в пересчете на нефть), млн. т	Возраст основного комплекса
Лонг-Бич (Ка)	Н	420	N
Хантингтон-Бич (Ка)	Н	460	N
Санта-Фе-Сираингс (Ка)	Н	290	N
Керн-Ривер (Ка)	Н	290	N
Коалинга (Ка)	Н	310	N
Кетлмен-Хилс (Ка)	ГН	177	N

Месторождения открытые после 1960 г.

Мерен (Гв. з.)	Н	250	N
Окан (Гв. з.)	Н	250	N
Джонс-Крик (Гв. з.)	Н	510	N

Плиоцен

Месторождения открытые до 1961 г.

Балахано-Сабунчино-Романинское (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Биби-Эйбат (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Кюровдаг (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Нефтяные Камни (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Котур-Тепе (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
О. Песчаный (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Мишовдаг (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Карабаглы (Ю-К)	Н	—	N ₂ ²
Вентура (Ка)	Н	380	N ₂

Месторождения открытые после 1960 г.

Барса-Гельмес (Ю-К)	Н	—	N ₂
Саигачалы-Дуваны (Ю-К)	Н	—	N ₂

I. Нефтегазовые провинции (области) древних платформ. В-У — Волго-Уральская, Т-П — Тимано-Печорская, Д-П — Днепровско-Припятская, Л-В — Лено-Вилюйская, А — Аравийская, С-Аф — Северо-Африканская, Гв. з. — область Гвинейского залива, Ока — область Кванза, ОСз — область грабена Суэцкого залива и Красного моря, З-К — Западно-Канадская, Мич. — Мичиганская, В. Ил — Восточная Внутренняя (Иллинойская), ЗВ — Западная Внутренняя (США), Перм. — Пермская, ОС — область Суинляо (Китай), Сыч — Сычуанская (Китай), ВА — Восточная Внутренняя (Австралия).

II. Нефтегазовые провинции (области) эопалеозойских платформ. З-С — Западно-Сибирская, Ск — Скифская, Тур — Туранская, З-Е — Западно-Европейская, Мекс — Мексиканского залива, С-А — Северо-Аляскинская (Арктического бассейна), Гип — Гипсленд.

III. Нефтегазовые провинции (области) предгорных прогибов. Апп — Аппалачская, Джун — Джунгарская, Т-К — Терско-Каспийская, Аз-К — Азово-Кубанская, М — Месопотамская, Инд — Нижнеиндская, С.С. — Средней Суматры, В.В. — Восточно-Венесуэльская.

IV. Нефтегазовые провинции (области) межгорных впадин. Ю-К — Южно-Каспийская, Ск-г — Скалистых гор, Ка — Калифорнийская (Западных Кордильер), Ма — Мараканбская, Магд. — область р. Магдалены, С. Калим. — область Северного Калимантана (Саравакская), Цайд. — Цайдамская, Ц-Ир — Центрально-Иранская.

* Тип месторождения: Н — нефтяное, Г — газовое, ГН — нефтегазовое, А — асфальтовое.

Позднедевонский максимум нефтенакопления обусловлен запасами нефти в отложениях франского яруса Русской платформы и Северной Америки, визейский максимум — запасами месторождений Волго-Уральской провинции, основные залежи которых находятся в угленосных отложениях нижневизейского подъяруса. В отложениях среднего и верхнего карбона расположены месторождения с суммарными геологическими запасами более 2,5 млрд. т. Пермский максимум нефтегазонакопления обусловлен запасами гигантских газовых (Гронинген с прогнозными запасами 15 трл. м³, Панхандл — Хьюгтон, Канган и Морской Канган) и более мелких нефтяных месторождений. Геологические запасы нефти и газа (в пересчете на нефть) в пермских отложениях Северо-Американской и Австралийской платформ, Западно-Европейской нефтегазоносной провинции и на Ближнем Востоке составляют около 30 млрд. т. Более $\frac{2}{3}$ запасов нефти и газа сосредоточено заведомо в нижнепермских отложениях. Значительная часть остальных запасов, которые относятся просто к перми, вероятно, тоже сосредоточена в нижнепермских отложениях. Таким образом, пермский максимум нефтегазонакопления приходится на раннюю пермь.

В отложениях триаса находятся залежи двух гигантских месторождений: газового — Хасси-Рмель с геологическими запасами 990 млрд. м³ в Северо-Африканской нефтегазоносной провинции и газонефтяного — Прудхо-Бей с геологическими запасами (в пересчете на нефть) 9830 млн. т в Северо-Аляскинской провинции. Месторождение Прудхо-Бей было открыто в 1968 г. Часть месторождения находится в пределах акватории моря Бофорта. Основные запасы месторождения содержатся в триасовых песчаниках группы Прудхо-Бей. Имеются залежи и в песчаниках Купарук-Ривер (нижний мел) и известняках карбона. Крупные месторождения, связанные с отложениями триаса, имеются в Китае, в Канаде, в Северном море и в Северной Африке. Суммарные геологические запасы нефти и газа (в пересчете на нефть), сосредоточенные в триасовых отложениях, составляют около 10 млрд. т.

Крупные месторождения имеются во всех отделах систем альпийского этапа развития Земли, но основные запасы нефти и газа сосредоточены в отложениях верхов верхней юры, нижнего мела — сеномана и олигоцена-миоцена.

В отложениях ранней—средней юры открыты месторождения с суммарными геологическими запасами нефти и газа (в пересчете на нефть) порядка 3 млрд. т. Самое крупное из них — нефтяное месторождение Статфьорд, открытое в 1974 г., находится в Норвежском секторе Северного моря. Другие месторождения расположены на Мангышлакском п-ве, в Якутии и в Аравии.

В отложениях поздней юры сосредоточено огромное количество нефти и газа. Суммарные геологические запасы нефти, заключенные в коллекторах этого возраста, составляют порядка 79 млрд. т и газа около 11 трл. м³. Более 77 млрд. т нефти приурочено к карбонатным породам формации араб титонского возраста развитой в юго-восточной части Аравийской плиты. В ней содержатся за-

лежи одного супергигантского, 9 гигантских и 7 крупных нефтяных месторождений (см. табл. 7).

В отложениях меловой системы заключено более 82 млрд. т жидких и газообразных углеводородов, а с учетом геологических запасов асфальтовых месторождений Атабаска (~85—100 млрд. т) и Пис-Ривер (30—40 млрд. т) эта цифра составит более 200 млрд. т. Примерно 4% этих запасов не имеет более детальной стратиграфической привязки. Около 1,5% меловых запасов (3063 млн. т) нефти и газа заключено в датских известняках гигантского нефтяного месторождения Экофиск и крупного газового месторождения Фригг, расположенных в акватории Северного моря. Примерно 5% (~10 млрд. т) относится к нижнему мелу и не имеет более детальной стратиграфической привязки. Все остальные запасы приходятся на стратиграфический интервал — нижний мел+сеноман. Причем внутри этого интервала геологические запасы углеводородов тоже распределяются неравномерно.

Уникальные скопления тяжелой нефти находятся в Западной Канаде в базальных песчаниках нижнего мела (формации макмарри и вабискоу) месторождений Атабаска и Пис-Ривер. Суммарные геологические запасы этой нефти составляют порядка 120 млрд. т. С низами нижнего мела (K_1b-h) связаны залежи нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири, а также Шатлыкское газовое месторождение в Средней Азии и гигантское нефтяное месторождение Лулу-Исфандиар (K_1ps) на Аравийском полуострове. Таким образом, в низах нижнего мела сосредоточено не менее 120 млрд. т углеводородов, в то время как на остальную часть нижнего мела+сеноман приходится около 52 млрд. т нефти и газа (в пересчете на нефть). Из них около 39 млрд. т сосредоточено в альб-сеноманских отложениях и, таким образом, намечается альб-сеноманский горб позднеюрско-сеноманского максимума нефтегазонакопления.

Между позднеюрско-неокомским и альб-сеноманским горбами максимума нефтегазонакопления в баррем-аптских отложениях располагаются залежи трех гигантских месторождений нефти (см. табл. 7): Румейла, Раудхатайн, Хафтжи-Саффания и одного крупного — Румейла-Северная с суммарными геологическими запасами нефти около 13 млрд. т.

Общие геологические запасы нефти и газа (в пересчете на нефть) в отложениях палеогена и неогена составляют более 92 млрд. т. Из них около 4% (4055 млн. т) относится просто к палеогену и примерно 9% (8167 млн. т) — к неогену без более детальной стратиграфической привязки залежей нефти и газа.

Остальные 80 млрд. т в разрезе кайнозоя распределяются следующим образом: в палеоценовых отложениях сосредоточено 5,1 млрд. т, в эоценовых — 8,4 млрд. т, в олигоцен-миоценовых — 63,5 млрд. т и в плиоценовых — порядка 3 млрд. т.

С отложениями палеоцена связаны залежи 7 крупных месторождений, среди которых наиболее значительными являются: Зелтен (1250 млн. т), Идрис-А (850 млн. т), Идрис-Д (680 млн. т),

Дефа (1100 млн. т) и, вероятно, Гиало (1100 млн. т), расположенные в Ливии. Не исключено, что залежи гигантского газонефтяного месторождения Код (1660 млн. т), расположенного в Норвежском секторе Северного моря, тоже содержатся в отложениях палеоцена, как и у недалеко расположенного от него нефтяного месторождения Фортис (600 млн. т) в Британском секторе Северного моря. В этом случае просто на палеоген приходилось бы не более 1,3 млрд. т, или менее 1,5% всех запасов нефти и газа кайнозойских отложений.

С отложениями эоцена связаны залежи 11 крупных месторождений нефти и газа и часть геологических запасов нефти супергиганта — Боливар (~3 млрд. т). Среди 11 крупных месторождений с суммарными запасами ~7 млрд. т по своим геологическим запасам нефти выделяются месторождения: Эмерон-Мейрин (1000 млн. т) в Конго, Лама (1340 млн. т) и Ламар (980 млн. т) в Венесуэле, Ваха (560 млн. т) в Ливии и Кингфиш (480 млн. т) в Австралии.

Максимум кайнозойского нефтегазонакопления бесспорно приходится на олигоцен-миоцен. В отложениях этого возраста сосредоточено более $\frac{2}{3}$ всех геологических запасов нефти и газа, заключенных в кайнозойских отложениях. Более того, внутри олигоцен-миоценового стратиграфического интервала, содержащего 63,5 млрд. т углеводородов, $\frac{2}{3}$ запасов (~43 млрд. т) сосредоточено в отложениях олигоцена — нижнего миоцена. В карбонатных породах свиты асмари Месопотамского краевого прогиба (поздний олигоцен — ранний миоцен) содержатся залежи 4 гигантских нефтяных месторождений (Ага-Джари, Гечсаран, Марун, Фарис), 4 гигантских газонефтяных месторождений (Ахваз, Пазанун, Биби-Хакиме, Раг-и-Сафид) и других нефтяных месторождений (см. табл. 7).

К северо-западу в Ираке известняки свиты асмари замещаются рифогенной толщей свиты Кальхур (средний эоцен — олигоцен), в верхней части которой сосредоточены основные запасы нефти гигантского месторождения — Киркук (7710 млн. т) и крупного нефтяного месторождения — Бай-Гассан (610 млн. т). Всего в отложениях олигоцена — нижнего миоцена в Месопотамском прогибе заключено около 41,5 млрд. т углеводородов.

В отложениях олигоцена располагаются залежи газового месторождения — Северо-Ставропольско-Пелагиадинского в СССР, четырех крупных нефтяных и газовых месторождений провинции Галф-Кост в США и одно — в Венесуэле с суммарными геологическими запасами в пересчете на нефть 1440 млн. т.

С отложениями олигоцена — миоцена без более детального определения возраста вмещающих толщ связаны геологические запасы 5 крупных нефтяных месторождений Венесуэлы с суммарными геологическими запасами 2,2 млрд. т.

В отложениях миоцена располагается главная часть залежи супергигантского нефтяного месторождения — Боливар (10 270 млн. т) и 11 крупных нефтяных месторождений (см. табл. 7). Суммар-

ные геологические запасы нефти этих месторождений составляют около 17 млрд. т.

Данные о стратиграфическом положении основной (~90%) части мировых геологических запасов нефти и газа (в пересчете на нефть) показывают, что максимумы нефтегазоаккумуляции синфазны (рис. 27) и располагаются в определенных группах ритмов. Около 88% (376 млрд. т) всех геологических запасов нефти и га-

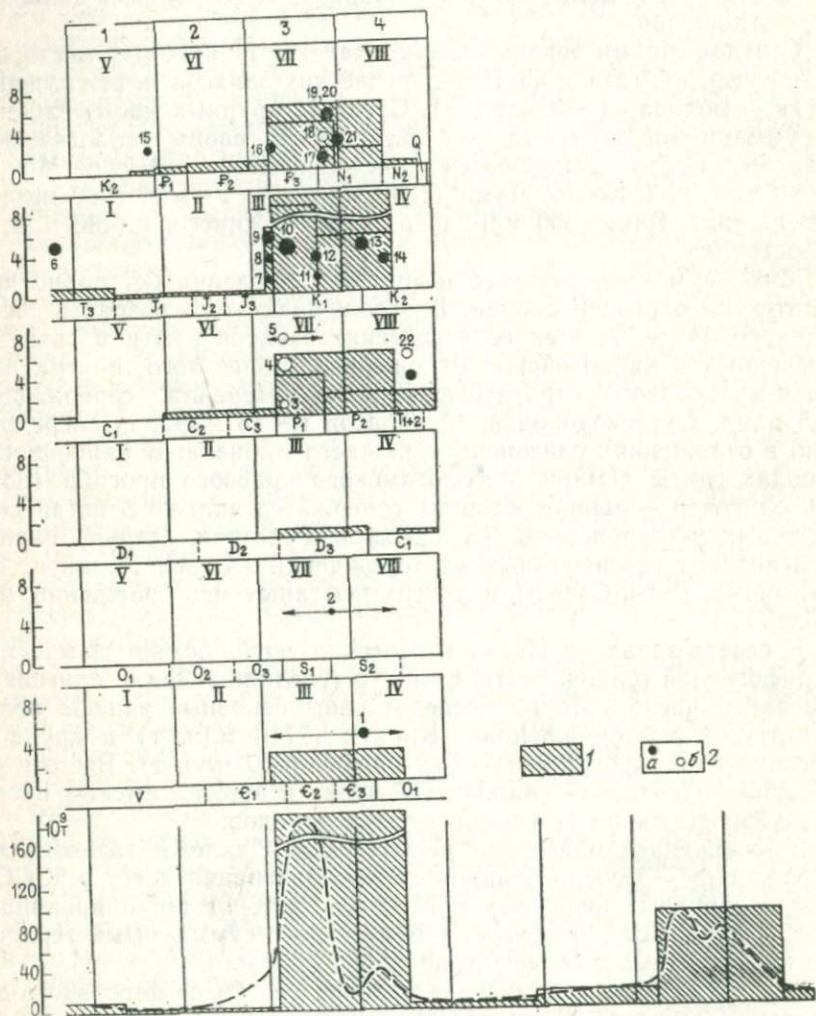


Рис. 27. Синфазность нефтегазоаккумуляции.

1 — геологические запасы нефти и газа в млрд. т в пересчете на нефть; 2 — гигантские и супергигантские месторождения нефти и газа (а — нефть, б — газ): 1 — Хасси-Мессауд, 2 — Огайо, 3 — Панхандл-Хьюгтон, 4 — Гронинген, 5 — Канган, 6 — Прудхо-Бей, 7 — Манифа, 8 — Абканк, 9 — Гхавар, 10 — Атабаска, 11 — Румейда, 12 — Лулу-Исфандиар, 13 — Большой Бурган, 14 — Сарир, 15 — Экофиск, 16 — Киркук, 17 — Ага-Джари, 18 — Пазанун, 19 — Гецсаран, 20 — Ахваз, 21 — Боливар, 22 — Хасси-Р'Мель

за, связанных с крупнейшими месторождениями, приходится на III, IV, VII и VIII группы ритмов больших рядов.

Как уже сообщалось, более $\frac{2}{3}$ запасов нефти и газа внутри олигоцен-миоценового, титон-сеноманского, пермского и позднедевонского максимумов нефтегазонакопления заведомо приходится на их ранние части: олигоцен — нижний миоцен, титон — низы нижнего мела, нижнюю пермь и франкий ярус верхнего девона. Следовательно, основные максимумы нефтегазонакопления располагаются во всех малых рядах в ритмах, входящих в 3-ю группу. На эту группу приходится более 62% всех геологических запасов нефти и газа. Таким образом, при прочих равных благоприятных условиях поисков, наибольшие перспективы нахождения крупнейших месторождений, вероятно, следует связывать с отложениями 3-й группы ритмов малых рядов: олигоцена — нижнего миоцена верхов верхней юры — низов мела, ранней и низов поздней перми, верхов среднего и низов позднего девона, раннего и низов позднего силура, верхов нижнего кембрия, среднего и низов верхнего кембрия.

Интересно, что во второй половине малых рядов возрастает относительная роль морских и частично морских нефтяных и газовых месторождений гигантов и супергигантов. Чтобы в этом убедиться, достаточно назвать в раннеальпийском малом ряду месторождение Экофиск, в позднеальпийском — частично морское супергигантское месторождение Боливар, а в позднегерцинском малом ряду — гигантское газовое месторождение у дер. Канган, супергигантское газовое месторождение Гронинген, расположенное ниже уровня моря, и частично морское почти супергигантское месторождение Прудхо-Бей. Эта особенность может быть учтена при поисках нефти в силурийских и средне-верхнеордовикских отложениях.

Чем объяснить относительно малое количество нефтяных и газовых месторождений в верхах среднего девона, в силуре и в кембрии — низах ордовика? Вероятно, здесь повинны два фактора, одним из которых является сохранность залежей нефти и газа. Другим фактором, несомненно, является относительно худшая изученность нефтегазонаосности отложений девона, силура и кембрия в Северной Африке, в Восточной Сибири и Южной Америке.

Теперь попытаемся проследить динамику открытий крупнейших месторождений (см. табл. 7) и выявить предсказуемость их открытий с помощью синфазной стратиграфии. До 1961 г. было открыто 3 супергиганта: Гхавар (J_3t), Большой Бурган ($K_1al = K_2c$) и Боливар (N_1), а также уникальное скопление тяжелой нефти в долине р. Атабаска (K_1nc). На этот же период падает открытие таких гигантских месторождений, как Панхандл — Хьюгтон (P_1), Абкаиик (J_3t), Киркук (P_3), Ага-Джари ($P_3 - N_1$), Гечсаран ($P_3 - N_1$) и др. С открытием этих месторождений наметилась высокая продуктивность отложений 3-й и 4-й групп ритмов малых рядов. Вообще, повышенная продуктивность отложений этих групп ритмов наметилась еще в прошлом веке, когда были откры-

ты битумы Атабаски (Кипс), крупное газовое месторождение Огайо (S) и месторождения Апшеронского полуострова (N^2_2). Все дальнейшие открытия гигантских и супергигантских месторождений были связаны в основном с отложениями 3-й и 4-й групп ритмов. Так, например, открытия, совершенные до 1961 г., позволяли наметить новый кембрийско-раннеордовикский уровень повышенной нефтегазоносности, в отложениях которого в 1966 г. было открыто гигантское месторождение нефти — Хасси-Мессауд. Другим примером может служить открытие почти супергигантского месторождения Прудхо-Бей в триасовых отложениях. Высокую продуктивность триасовых отложений можно было предполагать после открытия в синфазных им отложениях скоплений нефти на Апшеронском полуострове и в визейских отложениях Русской платформы. В отложениях турона — раннего сантона и аренинского яруса раннего ордовика пока не открыто гигантских месторождений нефти и газа, но их синфазность отложениям, содержащим гигантские залежи, позволяет надеяться на открытия крупнейших залежей и в них. Эти примеры можно было бы и продолжить.

Как было показано выше, основные запасы углей и горючих сланцев сосредоточены в отложениях 2-й и 3-й групп ритмов полуэтапов, т. е. приходятся примерно на те же отрезки геологического времени, что и максимальные скопления нефти и газа. Следовательно, основные запасы нефти и газа связаны с эпохами наибольшей биологической продуктивности биосферы, о чем свидетельствуют угли и горючие сланцы, в органическом происхождении которых сомневаться не приходится.

Максимумы нефтегазонакопления несколько смещены вверх по разрезу относительно максимумов накопления углей и горючих сланцев и как бы завершают каждый из максимумов продуктивности биосферы.

Синфазность нефтегазонакопления также свидетельствует о правильности произведенной корреляции этапов развития Земли.

Синфазность нефтегазоносных толщ не была бы такой отчетливой при большом размахе вертикальной миграции нефти и газа, что подтверждает предположение, высказанное И. И. Нестеровым, В. В. Потеряевой и Ф. К. Салмановым [30] о том, что «большинство их (крупнейших скоплений нефти и газа) являются, по-видимому, первичными по отношению к комплексу в целом, т. е. сформировались они, вероятно, за счет генерации углеводородов в породах этого комплекса».

Соли. Месторождения калийных солей в СССР имеются только в отложениях верхов среднего и нижнего миоцена, титона, кунгурского и фаменского ярусов и в верхах нижнего кембрия (табл. 8).

При нанесении этих месторождений на схему корреляции этапов развития Земли (рис. 28) получается, что на одной линии в малых рядах находятся месторождения калийных солей титона и верхов нижнего кембрия, на второй — месторождения калийных солей нижнего миоцена и кунгурского яруса, на третьей — фамен-

ские месторождения Припятского прогиба и тортонские залежи калийных солей Калуш-Гольинского района. На этих же линиях можно предположить наличие месторождений калийных солей в среднем девоне, который является аналогом средней и поздней юры и нижнего кембрия, а также в казанском и татарском ярусах верхней перми и в верхнем силуре, синфазных верхнему девону.

Данные о стратиграфическом размещении месторождений калийных солей [18] других стран (табл. 9) показывают, что они

Таблица 8

Возраст месторождений калийных солей СССР














































№ на рис. 28	Месторождение	Возраст	Основной минерал
1	Стебникское	N_1^1	Сильвинит, каинит
2	Калуш-Гольинское	Верхи. N_1^2	Сильвинит, карналлит, каинит
3	Гаурдак-Кугитангское	J_3km-t	Сильвинит
4	Месторождения Предуральяского прогиба	P_1k	Сильвинит, карналлит
5	Жилианское	P_1k	Сильвинит, полигалит
6	Месторождения Припятского прогиба	D_3fm	Сильвинит
7	Ангаро-Ленский бассейн	ϵ_1^1	„

располагаются в схеме корреляции на линиях, которые обозначились при рассмотрении месторождений Советского Союза.

Так, среднедевонские месторождения провинции Саскачеван в Канаде с запасами окиси калия 17,7 млрд. т синфазны в схеме корреляции этапов гаурдакским и нижнекембрийским месторождениям. Им же синфазны в малых рядах позднеэоценовые и среднеолигоценовые месторождения калийных солей Испании (Каталонский бассейн) и Франции (Эльзас) с суммарными запасами окиси калия около 1 млрд. т.

Крупнейшие цехштейновые месторождения калийных солей ГДР и ФРГ с общими запасами около 20 млрд. т синфазны в малых рядах верхнедевонским солям Припятского прогиба и тортонским солям Предкарпатского прогиба. Этим же отложениям синфазны и крупные верхнепермские залежи калийных солей Пермского бассейна США.

Таким образом, все промышленные залежи калийных солей мира располагаются в малых рядах по трем линиям, чем подтверждается правильность корреляции упомянутых стратиграфических подразделений (см. рис. 28). Синфазны также месторождения калийных солей нижнего миоцена и нижней перми, приуроченные к передовым прогибам. Интересно, что они не имеют себе

1		2		3		4	
V		VI		VII		VIII	
   		  		  		  	
K ₂		P ₁		P ₂		P ₃	
I		II		III		IV	
		  		  		  	
		J ₂		J ₃		K ₁	
V		VI		VII		VIII	
		 		  		 	
C ₁		C ₂		C ₃		P ₁	
I		II		III		IV	
				  		  	
D ₁		D ₂		D ₃		C ₁	
V		VI		VII		VIII	
 						 	
O ₁		O ₂		O ₃		S ₁	
I		II		III		IV	
				  		 	
V		€ ₁		€ ₂		€ ₃	
						O ₁	

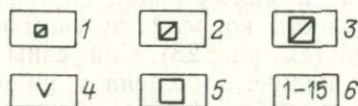


Рис. 28. Синфазность солеобразования.

1-3 — месторождения калийных солей; 4 — гипсы и ангидриты; 5 — галиты; 6 — порядковый номер месторождения в табл. 8 и 9

синфазных месторождений в малых рядах. Синфазны в больших рядах и весьма своеобразные соли, образовавшиеся в краевых частях эпиконтинентальных морей. Это соли гаурдакской свиты Средней Азии, морсовские галиты (D_2^2) Русской платформы, соли Саскачеванской провинции Канады и соли верхов нижнего кембрия Восточной Сибири. В связи с тем, что последние синфазны Среднеазиатским и Саскачеванским месторождениям калийных

Таблица 9

Важнейшие зарубежные месторождения калийных солей

№ на рис. 28	Соляные бассейны и месторождения	Возраст	Размеры м-ния, запасы K_2O в млн. т	Основной минерал
8	Эльзасское (Франция)	P_3^2	300	Сильвинит, карналлит
9	Месторождения района Бадена (ФРГ)	P_3^2	Крупные	Сильвинит
10	Каталонский бассейн (Испания)	P_2^3	600	Сильвинит, карналлит
11	Северо-Германский бассейн (ГДР и ФРГ)	P_2^{kz-t}	20 000	Карналлит, кизерит
12	Пермский (Делаварский) бассейн (США)	P_2	Крупные	Сильвинит, карналлит
13	Саскачеванский бассейн (Канада)	D_2^{gv}	17 700	Сильвинит
14	Мичигано-Предаппалачский бассейн (США)	S_2	Крупные	То же
15	Бассейн Парадокс (США)	S_3	Гигантские	Сильвинит, карналлит

солей, есть все основания предполагать наличие залежей калийных солей в галогенной толще нижнего кембрия Восточной Сибири.

На рис. 28 также показано стратиграфическое размещение калийных месторождений мира и большинства залежей галитов, гипсов и ангидритов на территории СССР (табл. 10), а также среднетриасовых каменных солей ГДР и ФРГ и каменных солей бассейнов Марштайм и Виллистон, располагающихся в верхней части миссисипских отложений Канады и США.

Все они приходятся на III—IV и VII—VIII группы ритмов больших рядов. Причем для III и IV групп ритмов характерны только месторождения хлоридных калийных солей, а в VII и VIII группах наряду с хлоридными солями присутствуют и месторождения сульфатных калийных солей. Таким образом, характер накопления калийных солей в 3-й и 4-й группах ритмов малых рядов зависит от их положения внутри больших рядов. В первой половине больших рядов образуются только калийные соли хло-

Стратиграфическое положение галогенных образований СССР,
по данным [18] и др.

Область распространения галогенной формации	Стратиграфическое положение	Мощность, м	Основные минералы
Ангаро-Ленский прогиб, Присаянский прогиб, Тасеевская впадина	$\in_2 I$	1400—1500	Каменная соль, ангидрит, прослои калийных солей
Березовская впадина	$\in I$	1000—1500	Каменная соль, ангидрит, гипс
Ангаро-Ленский прогиб, Присаянский прогиб и другие структуры Сибирской платформы	$\in_2 am$	20—30	Гипс
То же	\in_3	25	Каменная соль
Северо-Восточная часть Тунгусской синеклизы	O_1^1	1,5—10	Гипс
То же	$S_2 Id$	30—40	Гипс
Хатангская впадина	$D_2^?$	До 1000	Каменная соль, гипс, ангидрит
Верхнеколымская складчатая область	D_2	До 10	Гипс, ангидрит
Московская, Прибалтийская, Рязано-Саратовская синеклизы	$D_2 gv$	До 100	Каменная соль, ангидрит, гипс
Минусинская впадина	$D_2 gv$	До 10	Гипс, соляные источники
Чулымско-Енисейская впадина	$D_2 gv$	До 14	Гипс, ангидрит
Тувинская впадина	$D_2 gv$	До 370	Каменная соль, проявления калийных солей
Прибалтийская синеклиза	Низы $D_3 f$	2—5	Гипс
Сероговский район	$D—P$	Более 300	Каменная соль
Южный Туман	Самые верхи $D_3 f$	До 6	Гипс
Припятский прогиб	$D_3 fm$ (ливенские слои)	До 700	Каменная соль
То же	$D_3 fm$ (данково-лебедевские слои)	1000—1500	Ангидрит, гипс, каменная соль, калийные соли

Область распространения галогенной формации	Стратиграфическое положение	Мощность, м	Основные минералы
Юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины	D ₃ fm (данково-лебединские слои)	Более 500	Каменная соль
Московская синеклиза	Верхи D ₃ fm	До 200	Ангидрит, гипс
Чуйская синеклиза, Джезказган-Карсакапский район	Низы C ₁ t	До 100	Гипс
Чуйская синеклиза, Бет-Пак-Дала	Низы C ₁ t	Более 100	Гипс, соляные источники
Тянь-Шань, предгорья Кара-Тау и Киргизского хребта	C ₁	10	Гипс
Чимкентский район	C ₁ t	60	Гипс
Сибирская платформа, Оленекский район	D ₃ -C ₁	25—30	Гипс
Магнитогорский район	Верхи C ₂	До 100	„
Багарякский район	Верхи C ₂	До 37	„
Илийская впадина	C ₁₋₂	10—12	„
Тянь-Шань, район Кавактау	C ₂	300	„
Терской-Алатау	C ₂	До 450	„
Верхнелечорский и Верхнекамский бассейны	Верхи P _{1ar} -P _{1k}	До 600	Каменная и калийные соли
Сылвенско-Чусовской и Шумковский бассейны	Верхи P _{1ar} -P _{1k}	200	То же
Башкирский участок	P _{1k}	1000—1500	„
Стерлибашевский район	P _{1k}	700	„
Оренбургско-Актюбинский участок	P _{1k}	1000—1600	„
Прикаспийская синеклиза	P _{1k}	1000	„
Донецкий прогиб	P _{1s}	300—350	Галогенная толща с каменной солью

Область распространения галогенной формации	Стратиграфическое положение	Мощность, м	Основные минералы
Московская синеклиза, Двинско-Мезенская впадина	P ₁ k	До 100	Каменная соль
Московская синеклиза	Верхи P ₂ kz	До 16	Гипс
Волго-Уральская антеклиза	Верхи P ₂ kz	38—165	Гипс, ангидрит
Бугурусанская впадина	P ₂ kz	До 130	Каменная соль, ангидрит, гипс
Балтийская антеклиза	P ₂ kz (нижний цехштейн)	До 180	Каменная соль, полигалит, ангидрит, гипс
Предкарпатский прогиб (внешняя зона)	Низы J ₃	До 25	Ангидрит, гипс
Северный Кавказ	J ₃ t	500—600	Гипс, ангидрит, каменная соль
Юго-Западное Закавказье, Западная Грузия	J ₃ t	До 60	Гипс
Дагестан (вместе с галогенными отложениями в валанжине)	J ₃ t	117	Гипс, соляные источники
Дашкесанский прогиб	J ₃ t	4—6	Гипс
Куба-Даг	J ₃ t	До 80	„
Большой Балхан	J ₃ t	40	„
Копет-Даг	J ₃ t	93	„
Кугитанг-Гаурдакский район	J ₃ km-J ₃ t	400	Каменная соль, калийные соли, гипс, ангидрит
Мургабская впадина	J ₃ km-J ₃ t	До 1400	Ангидрит, каменная соль
Горные обрамления Таджикской впадины	J ₃ km-J ₃ t	100	Каменная соль, гипс, ангидрит, соляные источники
Таджикская впадина, Кулябский район	J ₃ km-J ₃ t	140—150	Каменная соль, гипс, ангидрит, признаки калийных солей
Туаркыр	K ₁ h	Мало	Гипс
Куба-Даг	K ₁ h	9—10	„
Западно-Гиссарская подвижная зона	K ₁ v	До 20	„
То же	K ₁ br	До 60	„
Таджикская впадина	Низы K ₂ c	30—40	„

Область распространения галогенной формации	Стратиграфическое положение	Мощность, м	Основные минералы
То же	Верхи K_2c	До 10	Гипс
"	Верхи K_2t	2—3	"
"	$K_2cn?$	До 100	"
"	$K_2d?$	До 200	Гипс, солепроявления
Бухарская впадина	Низы K_2C	10—15	Гипс
То же	K_2d	5	"
Зеравшанская долина	$K_2cn?$	50	"
То же	K_2d	50—60	"
Алайская система	$K_2m?$	40	Гипс, каменная соль
Памир	Низы K_2c	До 50	Каменная соль, гипс
Ферганская впадина	Низы K_2c	35—40	Гипс
То же	Верхи K_2c	10—20	"
"	K_2cn	2—3	"
"	K_2d	50—60	"
Бухаро-Хивинская впадина	$K_2d?$	20	"
Таджикская впадина	$K_2d?$	До 50	"
То же	P_2^3	25—30	Гипс
Зеравшано-Алайская горная система	K_2d	До 60	"
Заалайский хребет	P_2^3	До 30	Гипс
Ферганская впадина	P_1	До 80	"
То же	P_2^1	До 40	"
Предкарпатский прогиб	N_1^1	100—200	Каменная соль, калийные соли
То же	N_1^1 (нижневоротыщенская подсвета)	100—200	Каменная соль
"	Подощва N_1^2	150—500	Каменная соль, калийные соли
Азово-Кубанский прогиб	N_1^2 (подощва караганского горизонта)	5	Гипс
Терско-Каспийский прогиб	N_1^2 (чокракский горизонт)	5—10	Гипс, каменная соль
Рионская впадина	N_1^2 (караганский горизонт)	До 1	Гипс
Ереванская впадина	N_1^3	100—500	Каменная соль, гипс, калийные соли
Нахичеванская впадина	N_1^3	46—85	Каменная соль, гипс

Область распространения галогенной формации	Стратиграфическое положение	Мощность, м	Основные минералы
Узекдагская антиклиналь	N ₂ ² (кровля ачкагыльского яруса)	7—8	Каменная соль, тенардит, мирабилит, калийные соли
Таджикская впадина	N ₁ ¹	5—10	Гипс, соль (?)
Ферганская впадина	N ₁ ¹	100—200	Каменная соль, тенардит, мирабилит, глауберит и т. д.
Впадины Тянь-Шаня	N ₁ ¹	До 90	То же
Закаспийские районы	N ₁ ²	До 12	Гипс

ридной ветви, а во второй половине — калийные соли как хлоридной, так и сульфатной ветвей.

В 3-й и 4-й группах ритмов находятся почти все залежи каменных солей. Исключение составляют галиты верхов сенона Средней Азии и синфазные им галиты верхов Миссисипия Северной Америки. В каледонском этапе на синфазном им стратиграфическом уровне располагаются гипсы верхов нижнего и низов среднего ордовика Восточной Сибири.

Обращает на себя внимание малое количество галогенных образований в отложениях нижнего — среднего эоцена, нижней — средней юры, московского века среднего карбона, визейского века раннего карбона, первой половине среднего девона, аренигского и в первой половине карадокского веков ордовика. Это эпохи со слабо выраженной климатической зональностью, которые в малых рядах ритмов располагаются в ритмах 2-й группы.

Фосфориты. Данные о стратиграфическом распределении известных бассейнов и месторождений [13, 15, 34] приведены в табл. 11 и нанесены на схему корреляции этапов развития Земли (рис. 29).

Запасы фосфоритов в основном заключены в отложениях плиоценовой формации Бон-Вэлли во Флориде (5 млрд. т), в отложениях среднего миоцена Северной Каролины (10 млрд. т) и нижнего миоцена пустыни Сечура (департамент Пьюра в Перу) с перспективными запасами в 38 млрд. т, в отложениях раннего эоцена Марокканского и Алжир-Тунисского фосфоритоносных бассейнов (43 млрд. т), в кампан-маастрихтских отложениях Ближневосточного бассейна (1,5 млрд. т), в титон-валанжинских отложениях Вятско-Камского и Подмосковного бассейнов, в отло-

жениях формации Фосфория ($P_{1k}-P_{2kz}$) Скалистых гор США (28 млрд. т), в пакерортском горизонте (O_1t) Прибалтийского бассейна, в низах среднего кембрия Восточной Австралии (2,5 млрд. т), в основании кембрия Каратау и в низах нижнего кембрия Юньнаньского (КНР) и Хубсугульского (МНР) бассейнов (2 млрд. т). Фосфоритовые галечники формации Бон-Вэлли

Таблица 11

Возраст некоторых фосфоритов

№ на рис. 29	Фосфоритоносные бассейны и месторождения	Возраст
1	Флоридский, формация Бон-Вэлли (США)	N_2
2	Сечура (Перу)	Низы N_1
3	Марокканский	
4	Алжир-Тунисский	P_{21}
5	Ближневосточный (АРЕ, Сирия, Ирак, Израиль, Иордания)	P_{21}
6	Актюбинский (СССР)	K_2S
7	Днепроовско-Донецкий (СССР)	K_2c
8	Вятско-Камский (СССР)	$J_{3t}-K_{1v}$
9	Подмосковный (СССР)	$J_{3t}-K_{1v}$
10	Селеуцкое (СССР)	P_1s
11	Формация Фосфория Скалистых гор (США)	$P_{1k}-P_{2kz}$
12	То же	P_{2kz}
13	Штат Теннесси (США)	D_2
14	Прибалтийский (СССР)	O_1t
15	Гурьевское м-ние (СССР)	O_2
16	Восточно-Австралийский	Низы C_2
17	Каратауский (СССР)	
18	Юньнаньский (КНР)	Низы C_1
19	Хубсугульский (МНР)	

являются продуктами механического разрушения фосфатизированных пород свиты Хаутори (средний миоцен).

На рис. 29 видно, что фосфоритовые месторождения мира в малых рядах расположились по трем линиям. Во 2-й группе ритмов на одной линии находятся супергигантские месторождения раннеэоценового возраста Марокканского и Алжир-Тунисского бассейнов, гигантские месторождения фосфоритов Хубсугульского и Юньнаньского бассейнов раннекембрийского возраста, а также месторождения Каратауского бассейна того же возраста и фосфориты среднего ордовика Сибири. В средней юре, среднем карбоне, низах среднего девона и среднем ордовике пока не обнаружено гигантских месторождений.

В 3-й группе ритмов малых рядов выделяются две линии. На одной из них находятся крупнейшие месторождения фосфоритов титон-валлажинского возраста, Селеуцкое месторождение сак-

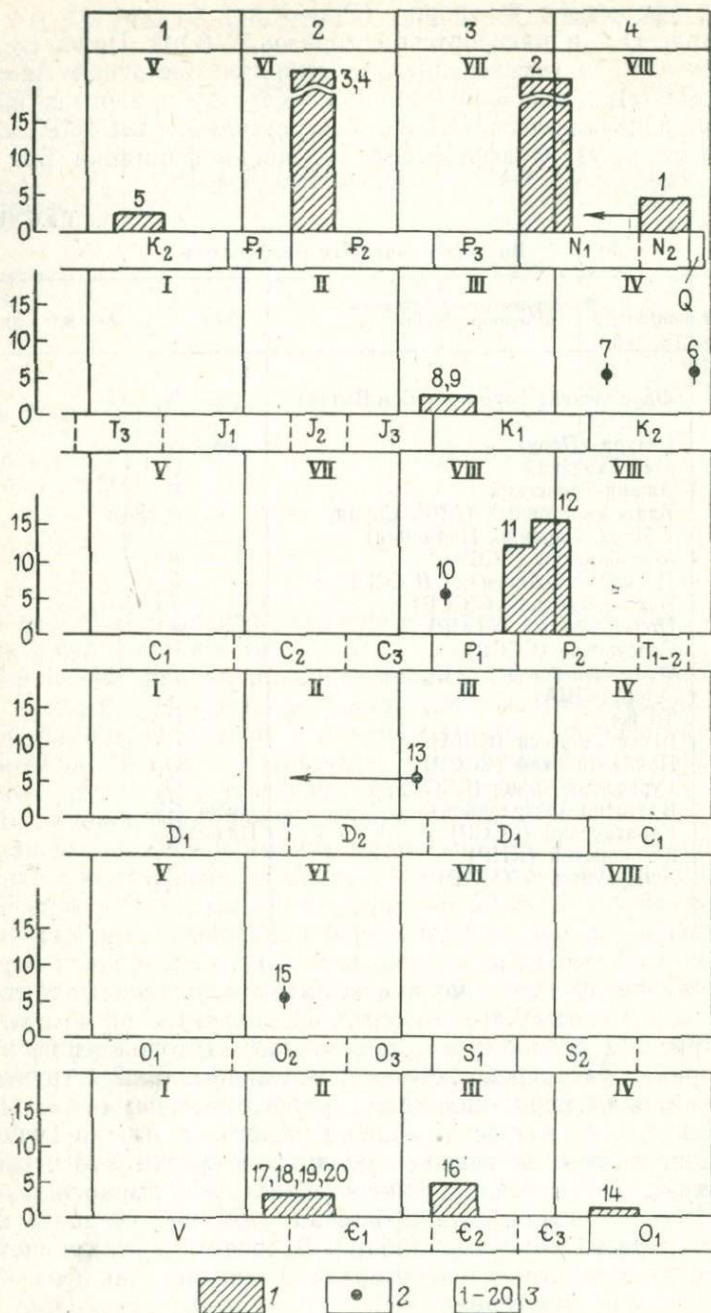


Рис. 29. Синфазность фосфоритонакопления.

1—2 — геологические запасы фосфоритов в усл. ед. (1 — бассейны, 2 — отдельные месторождения), 3 — номер бассейнов и месторождений в табл. 11

марского возраста, гигантские запасы фосфоритов Восточно-Австралийского бассейна среднекембрийского возраста. На другой линии располагаются супергигантские месторождения фосфоритов Сечуры раннемиоценового возраста и формации Фосфория позднекунгурско-казанского возраста.

Если фосфориты формации Бон-Вэлли связать с формацией Хауторн, за счет перемыва отложений которой они образовались, то появится еще одна линия в 4-й группе ритмов, соединяющая тремадокские фосфориты Прибалтики и среднемиоценовые — формации Хауторн.

Месторождений, синфазных кампан-маастрихтским фосфоритам Ближневосточного бассейна, пока не найдено, но они могут быть обнаружены в поздневизейских и аренигских отложениях.

Таким образом, более 90% всех известных общих запасов фосфоритов мира приходится на отложения 2-й и 3-й групп ритмов малых рядов и около 80% — на VI и VII группы ритмов больших рядов. Такое смещение накоплений фосфоритов к концам этапов может свидетельствовать о действительном усилении фосфоритообразования во второй половине этапов развития Земли, но может быть связано и с более близким к поверхности залеганием этих отложений. Последний фактор тоже играет немаловажную роль в открытии крупных месторождений фосфоритов.

Наиболее перспективными для нахождения месторождений фосфоритов на новых стратиграфических уровнях, исходя из этих построений, являются отложения среднего карбона, среднего ордовика и силура, синфазные супергигантским месторождениям VI и VII групп ритмов больших рядов, где же они могут быть найдены, если рассмотреть приуроченность синфазных им месторождений к климатическим зонам тех времен?

Марокканский и Алжир-Тунисский фосфоритовые бассейны образовались почти в самом центре аридного пояса в момент его сокращения. В центре аридного пояса в момент снижения аридности образовались и среднеордовикские фосфориты Гурьевского месторождения в Восточной Сибири. Хубсугульское месторождение располагается вблизи южной оконечности кембрийского Восточно-Сибирского соленосного бассейна и, несомненно, в аридной зоне каледонского этапа. Юньнаньский фосфоритоносный бассейн располагается вблизи предполагаемого восточного окончания Ирано-Пакистанского соленосного бассейна [18].

Итак, гигантские месторождения фосфоритов 2-й группы ритмов малых рядов образовались в аридных широтах в моменты их максимального сужения. Они располагаются территориально вблизи соленосных бассейнов, образовавшихся в ближайшее к ним время. В начале юры и среднем карбоне в этих широтах шло усиленное углеобразование.

В эпохи с резко выраженным зональным климатом, когда аридные зоны сильно расширялись, фосфоритообразование подобно угленакоплению смещалось на их периферию (к этому времени относится фосфоритообразование 3-й группы ритмов малых ря-

дов. Так, например, гигантские месторождения Сечуры располагаются на северной окраине южной аридной зоны. Титон-валанжинские фосфориты Русской платформы находятся на северной окраине северной аридной зоны в районе накопления горючих сланцев; подобное положение занимает и формация Фосфория, располагаясь на северной окраине аридной зоны в районе накопления горючих сланцев. Каратауский бассейн, согласно схеме Н. М. Страхова [36], занимал положение подобное месторождениям Перу, располагаясь на северной окраине южной аридной зоны своего времени. Что касается Восточно-Австралийского фосфоритоносного бассейна, то он расположен примерно в 400 км от соленосного бассейна Амадеус кембрийского возраста и, вероятно, тоже располагается на северной окраине южной аридной зоны своего времени.

Таким образом, синфазные эпохи фосфоритообразования характеризуются не только максимальными запасами фосфоритов, но и своеобразными условиями палеогеографической обстановки и сходным пространственным (относительно аридных зон) размещением гигантских месторождений. Эти свойства фосфоритоносных эпох периодически повторяются с периодом, равным длительности $1/2$ этапа развития Земли. Следовательно, для поисков крупных месторождений фосфоритов в отложениях 2-й группы ритмов наибольшими перспективами обладают аридные зоны соответствующих этапов, а для поисков крупных месторождений в отложениях 3-й группы ритмов — окраины аридных зон того времени.

Исходя из этих предпосылок, наибольшие перспективы нахождения крупных месторождений фосфоритов в отложениях среднего ордовика и среднего карбона нужно связывать с аридными широтами тех времен.

Как видим, приуроченность крупнейших месторождений фосфоритов к одноименным группам ритмов и их особенности пространственного размещения подтверждают правильность произведенной корреляции этапов развития Земли.

Марганцевые руды. Высокая миграционная способность марганца способствует тому, что максимумы его рудных накоплений сдвинуты на фациальном профиле к относительно глубоководным участкам бассейна седиментации, в связи с чем во вмещающих породах часто встречаются остатки фауны, позволяющие в большинстве случаев довольно точно определять возраст залежи.

В разрезе земной коры рудные концентрации марганца расположены крайне неравномерно. Например, в нижнеолигоценых отложениях заключено более 78% мировых запасов марганцевых руд, тогда как мезозойские и ордовикские отложения содержат не более 0,03% мировых запасов (табл. 12).

Наиболее молодые марганцевые месторождения четвертичного возраста в Африке и Индии связаны с процессами формирования

Стратиграфическое размещение
некоторых главнейших марганцевых месторождений

№ на рис. 30	Месторождения	Возраст	Геотектоническая принадлежность	Формация
1	Моанда (Габон)	Q	Древняя слабо-подвижная платформа	Марганцевые наложенные формации (коры выветривания)
2	Шимавага, Читалдург, Билари (Индия)	Q		
3	Сингхвхум, Кеондонхар, Банли (Индия)	Q		
4	Чиатурское (СССР)	P ₃ ¹	Срединный участок геосинклинальной области	Ортокварцито-глауконит-глинистая
5	Лабинское (СССР)	P ₃ ¹	Подвижная платформа	
6	Никопольское (СССР)	P ₃ ¹	Древняя платформа	
7	Больше-Токмакское (СССР)	P ₃ ¹	Подвижная платформа	
8	Мангышлакское (СССР)	P ₃ ¹		
9	Группа м-ний Северо-Уральского бассейна	P ₁ ¹	Платформа	Известково-доломитовая
10	Имини, Газдрем (Марокко)	K _{2c} -K _{2t}		
11	Бу-Арфа, М'Кузза (Марокко)	J ₁ ¹		
12	Улу-Телякское (СССР)	Низы P _{1k}		
13	Лохуа-Лопинь (КНР)	C ₃	Геосинклиналь	Ортокварцит-кремнисто-сланцевая карбонатная Вулканогенно-осадочная порфиривого ряда
14	Аккермановское (СССР)	C _{1t}		

№ по рис. 20	Месторождения	Возраст	Геотектоническая принадлежность	Формация
15	Атасуйская группа м-ний (СССР)	D ₃ fm		Вулканоогенно-осадочная
16	Джездинско-Улутауская группа м-ний (СССР)	D ₃ f		Вулканоогенно-осадочная порфирового ряда
17	Группа м-ний Магнитогорского района (СССР)	D _{1c} —D ₃ f		Вулканоогенно-осадочная зеленокаменная
18	Тимна (Израиль)	S ₂	Платформа	Ортокварцит-глауконит-глинистая
19	Усинское (СССР)	Є ₁ ²	Геосинклиналь	Известково-доломитовая
20	Южно-Хинганское (КНР)	Є ₁ ⁷		Джеспилитовая
21	Марганценосная формация Аппалачей (США)	Верхи Є ₁		Известково-доломитовая
22	Марганценосный комплекс Южного Урала и Северных Мугоджар (СССР)	Верхи O ₁₋₂		Вулканоогенно-осадочная
23	Арасанское (МНР)	Верхи V—низы Є		Известково-доломитовая

латеритных марганцевых кор выветривания [10] за счет вторичного обогащения первично убогих концентраций.

Подавляющее большинство олигоценых марганцевых месторождений юга европейской части СССР и ряда месторождений Болгарии, Турции и некоторых стран Средиземноморья принадлежит, по И. М. Варенцову, к ортокварцит-глауконит-глинистой (Никопольской) формации. Раннеолигоценый возраст имеет марганценосная толща майкопской свиты, развитая в районе Читурского, Чхари-Аджаметского и других марганцевых месторождений Грузии. Следует отметить также олигоценые марганце-

рудные отложения Лабинского месторождения (Северный Кавказ) и Мангышлака. Марганцевосные отложения Северо-Уральских месторождений имеют раннепалеоценовый возраст и с размывом залегают на разных горизонтах более древних пород.

Таким образом, в кайнозой марганцевые накопления приурочены только к трем стратиграфическим интервалам: раннему палеоцену (Северо-Уральская группа месторождений), раннему олигоцену (месторождения Украины, Грузии, Болгарии, Турции и Мангышлака) и четвертичному периоду (Африка и Индия).

Мезозойские отложения содержат весьма скромные запасы марганцевых руд, причем 90% из них сосредоточены в месторождениях Северной Африки. В полосе рудопроявлений, связывающих месторождения Имини и Таздрем, отложения сеноман-турона (инфрасенман) трансгрессивно залегают на древнем фундаменте, сложенном докембрийскими риолитами и андезитами, а на востоке кембро-силурийскими зелеными сланцами. Руды из месторождения Имини, как и многие марганцевые руды известняково-доломитовой формации (Марокканского типа), отличаются повышенным содержанием бария ($BaO - 1,5\%$) и свинца ($PbO - 1,0\%$).

Нижнелейасовые марганцевые месторождения Бу-Арфа, М'Кузза и другие, содержащие около $0,5 \cdot 10^6$ т марганца, характеризуются в общем таким же типом формации, как и сеноман-туронские. Марганцевые руды формаций Марокканского типа высококачественные, окисные.

В Марокко имеются также небольшие залежи марганцевых руд пермо-триасового возраста в районе Уждо, возраст которых к сожалению, более детально не определен. В Алжире известно небольшое месторождение марганца раннеюрского возраста вулканогенно-осадочного происхождения — Себабна.

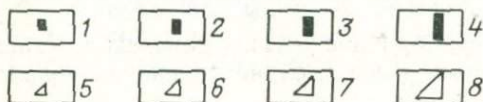
В мезозое образование промышленных марганцевых скоплений происходило в сеноман-туроне (месторождения группы Имини-Таздрем), нижнем лейасе (Бу-Арфа, М'Кузза и Себабна) и пермо-триасе (Уждо).

Марганцевые месторождения в отложениях герцинского этапа известны только в Советском Союзе и Китае. Самым молодым месторождением палеозойского возраста является Улу-Теляжское, где рудоносные отложения кунгурского яруса нижней перми с размывом залегают на неровной поверхности артинских известняков и гипсоносных пород. Улу-Теляжское месторождение относится И. М. Варенцовым к известняково-доломитовой формации Марокканского типа, в аридной природе которой он не сомневается.

Значительные запасы марганца ($12,0 \cdot 10^6$ т) приходится на долю платформенного месторождения позднего карбона Лохуа-Лопинь в Центральном Китае, отнесенного к группе ортокарцит-кремнисто-сланцевых карбонатных формаций.

Вулканогенно-осадочное Аккермановское марганцевое месторождение на Урале имеет позднеурнейский возраст. Горизонт, к

1		2		3		4	
V		VI		VII		VIII	
K ₂		F ₁		F ₂		F ₃	
I		II		III		IV	
T ₃		J ₁		J ₂		J ₃	
V		VI		VII		VIII	
C ₁		C ₂		C ₃		P ₁	
I		II		III		IV	
D ₁		D ₂		D ₃		C ₁	
V		VI		VII		VIII	
O ₁		O ₂		O ₃		S ₁	
I		II		III		IV	
V		ε ₁		ε ₂		ε ₃	
						O ₁	



которому приурочено марганцевое оруденение, представлен кремнистыми породами.

С верхнефаменскими вулканогенно-осадочными отложениями Казахстана связаны марганцевые залежи Атасуйской группы месторождений (Караджалское и др.), а также Джездинско-Улутауская группа месторождений. Оруденение приурочено к красноцветным терригенным толщам нижнефранского подъяруса.

С яшмами девонского возраста на восточном склоне Южного Урала связаны прерывистые, меридионально вытянутые полосы многочисленных точек марганцевого оруденения. Оруденение, по данным Н. П. Хераскова, связано со следующими горизонтами: уразовским (низы карамальсташской свиты, кобленцкий ярус D₁), бугулыгырским (низы эйфельского яруса), биккуловским (верхи живетского яруса) и мукасовским (низы франского — верхи живетского ярусов).

Таким образом, промышленные марганцевые месторождения герцинского этапа образовались в течение семи коротких промежутков геологического времени: в кунгурском веке ранней перми (Улу-Телякское месторождение), позднем карбоне (Аккермановское), в позднефаменском (Атасуйская группа месторождений) и раннефранском (Джездинско-Улутауская группа) веках позднего девона, в самом начале эйфельского века среднего девона (бугулыгырский горизонт Восточного Урала) и начале кобленцкого века (уразовский горизонт Восточного Урала).

В отложениях каледонского этапа сосредоточены значительные запасы марганца. Самым молодым месторождением этого этапа является Тимна. Во второй половине раннего кембрия образовалось Усинское месторождение. К верхним горизонтам нижнего кембрия относится и марганценосная известняково-доломитовая формация Аппалачского типа, которая простирается от Пенсильвании до южного окончания Аппалачей. Наибольшее число марганцеворудных проявлений известно в западной части Блю-Ридж (штат Теннесси).

Из сказанного выше следует, что почти все промышленные марганцевые месторождения фанерозоя сосредоточены в отложениях 16-ти эпох марганцерудообразования, возраст которых, за исключением месторождения в районе Тимны, определен с необходимой точностью.

В малых рядах (рис. 30) все они группируются в шесть линий синфазных эпох марганцерудообразования. С первой линией связаны раннепалеоценовые Северо-Уральские месторождения, относящиеся к ортокварцит-глауконит-глинистой формации; месторождения Марокко, заключенные в известняково-доломитовой формации низов лейаса, и кобленцкие месторождения Магнитогорского района вулканогенно-осадочного происхождения. Месторож-

Рис. 30. Синфазность эпох бокситообразования и марганцерудообразования. 1—4 — относительные размеры запасов марганцевых месторождений (номер около значка соответствует порядковому номеру в табл. 12); 5—8 — относительные размеры запасов бокситовых месторождений (номер около значка соответствует порядковому номеру в табл. 13)

дения низов палеоцена, кобленца и низов эйфеля располагаются ровно друг под другом на одной линии и являются идеально синфазными.

На второй линии марганцеворудных эпох находятся залежи бугулыгьрского горизонта Магнитогорского района и Арасанского месторождения МНР. Эта линия отстоит от первой на 10—12 млн. лет.

На третьей линии марганцеворудных эпох находятся месторождения раннеолигоценового возраста юга СССР, позднекарбонное месторождение Лохуа-Лопинь в Китае, относящееся к ортокварцит-кремнисто-сланцевой формации, и Усинское месторождение конца раннего кембрия в известняково-доломитовой марганценозной формации. Таким образом, синфазными оказались залежи марганца раннего олигоцена и верхов раннего кембрия.

На четвертой линии синфазных марганцеворудных эпох, удаленной от предыдущей примерно на 12 млн. лет, располагаются раннекунгурское Улу-Телякское месторождение, относящееся к карбонатно-доломитовой формации, и раннефранские месторождения вулканогенно-осадочного происхождения Джездинско-Улутауской группы.

С пятой линией синфазных марганцеворудных эпох, удаленной от предыдущей примерно на 10—12 млн. лет, связаны сеноман-туронские месторождения Марокко, приуроченные к известняково-доломитовой формации, вулканогенно-осадочные месторождения Атасуйской группы Казахстана позднефаменского возраста и позднесилурийское месторождение Тимна.

К последней шестой линии синфазных марганцеворудных эпох, отстоящей от пятой на 12—15 млн. лет, относятся крупнейшие залежи марганцевых руд Габона и Индии, связанные с современными корами выветривания, и вулканогенно-осадочные руды поздне-турнейского возраста Аккермановского месторождения.

Как видим, месторождения синфазны вне зависимости от нахождения их в платформенной или геосинклинальной области и от того, к какой формации они относятся. Следовательно, приуроченность марганцевых месторождений к тем или иным формациям или тектоническим областям определяется только локальными факторами.

Синфазность эпох, содержащих марганцевые руды, показывает, что благоприятная для образования марганцевых месторождений обстановка возникала в определенные моменты, и этот критерий, если им пользоваться с необходимым критическим подходом, может оказать существенную пользу. Для таких ископаемых, как марганцевые руды, которые распространены на определенных стратиграфических уровнях, часто в узком интервале и преимущественно на ограниченных территориях, стратиграфический критерий, полученный с помощью синфазной стратиграфии, особенно важен. Примечателен тот факт, что синфазными оказались залежи марганца нижнего олигоцена юга СССР и нижнего кембрия Усинского месторождения.

Благодаря унаследованности тектонического развития отдельных территорий марганцевые залежи одного малого ряда ритмов бывают сосредоточены в одном районе, на синфазных стратиграфических уровнях. Так, например, все марганцевые залежи мезозоя сосредоточены в Северной Африке, а все девонские и нижнекаменноугольные залежи находятся в Северном Казахстане и примыкающих к нему территориях. Нижнелейасовые месторождения Марокко синфазны нижнеэйфельским Магнитогорского района, а сеноман-туронские (Имини, Таздрем) — верхнефаменским месторождениям Атасульской группы. Синфазных нижнефранским залежам Казахстана в Северной Африке нет, но их наличие может предполагаться в низах апта—альба.

Все крупные накопления марганца приходятся на 3-ю и 4-ю группы ритмов малых рядов, в связи с чем более высокие перспективы нахождения марганцевых месторождений логичнее связывать с отложениями этих групп ритмов. Синфазность эпох марганцерудообразования подтверждает возможность их выделения и позволяет наметить новые стратиграфические уровни, где марганцевые месторождения еще не обнаружены.

Бокситы. Месторождения бокситов имеются в отложениях всех систем фанерозоя. Сведения о распространении бокситов в разрезе земной коры получены из работ Г. И. Бушинского [9] и Паттерсона [50], приведены в табл. 13 и нанесены на рис. 30.

Бокситы, как правило, залегают с крупным стратиграфическим несогласием на подстилающих породах и согласно или с небольшим перерывом перекрываются породами кровли, поэтому возраст бокситовых залежей, как правило, определялся по возрасту пород кровли. В этом отношении они сходны с базальными слоями, которые принято относить к вышележащим толщам. Кроме того, несогласная пестрота возрастного состава подстилающих пород и частое совпадение в разных залежах возрастов пород кровли, отвечающих в мезозое и кайнозое твердо установленным потеплениям климата (ранний — средний эоцен, турон — сантон, альб, ранняя юра), свидетельствуют о том, что время образования залежи ближе к времени отложения пород кровли, чем подошвы. Разумеется, при таком подходе не исключена возможность ошибочного определения возраста некоторых залежей.

В Африке, Австралии и Южной Америке сосредоточено более 8 млрд. т бокситов. Однако только 2 млрд. т бокситов имеют, по всей вероятности, эоценовый возраст [9]. Возраст остальных бокситов, залегающих на поверхности или перекрытых современными осадками, не ясен и может быть в пределах от палеоцена до ныне.

Общие запасы заведомо ранне-среднеэоценовых бокситов составляют около 600 млн. т, причем значительная их часть высокого качества. Количество платформенных и геосинклинальных залежей примерно одинаковое.

В кайнозое имеется еще один стратиграфический уровень, на котором известно несколько мелких месторождений. Это верхний миоцен — нижний плиоцен Северной Ирландии.

**Стратиграфическое положение
некоторых основных бокситовых месторождений Мира**

№ на рис. 30	Месторождение, бассейн, группа месторождений	Перекрывающие породы	Подстилающие породы
1	Бокситы Либерийского щита	Залегают на поверхности или перекрыты четвертичными осадками	Долериты, сланцы, граниты, базальты PR—PZ
2	Австралия		То же, PR
3	Карибский бассейн		Известняки P—N ₁
4	Южная Америка		Кристаллические сланцы PR
5	Шт. Орегон и Вашингтон (США)		Базальты N ₁
6	Северная Ирландия	Базальты N ₁₋₂	То же, N ₁₋₂
7	Бокситы Декана	Лежат на поверхности или перекрыты известняками эоцена	" K ₂
8	Шт. Арканзас, Алабама и Джорджия (США)	Песчаники, глины P ₂	Глины, лигниты P ₁
9	Эоценовые бокситы Югославии	Известняки, мергели P ₂ ²	Известняки T—K ₂
10	Шт. Дхамму и Кашмир (Индия)	Угленосные отложения P ₂	Известняки P ₁
11	Эоценовые месторождения Венгрии	Угленосные и карбонатные отложения P ₂ ¹⁻²	Доломиты и известняки T ₃
12	Сан-Джованни-Родондо (Италия)	Известняки P ₂	Известняки K ₁
13	Южная Украина	Углистые глины P ₂ ²	Основные породы PR
14	Амангельдинская группа м-ний (СССР)	Аллиты, песчаники и глины P ₂	Глины K ₂
15	Бокситы Енисейского края (СССР)	Углистые глины P ₂	Известняки PR
16	Северная Испания	Известняки K _{1a-a1}	Карбонатные породы T ₃ —J ₂
17	Бокситы Власеницы и Боснии (Югославия)	Известняки и конгломераты K ₂ ср-м	Известняки T ₃
18	Аксеки и Сейдишехир (Турция)	Известняки K _{2сп}	То же, K _{2t}
19	Аманос-Даг (Турция)	То же, K _{2сп}	K _{2t}
20	Месторождения в горах Баконь и Вертеш (Венгрия)	Лигнитовые глины K _{2сп}	Доломиты, известняки T
21	Австрия	Песчаники, сланцы K _{2сп}	Известняки T
22	Районы гор Парнас, Геликон (Греция)	Известняки K _{2t}	То же, K ₁
23	Мугоджарские месторождения (СССР)	Песчано-глинистые отложения K _{1a1}	P ₂ кора выветривания габбро

№ на рис. 30	Месторождение, бассейн, группа месторождений	Перекрывающие породы	Подстилающие породы
24	Деп. Бош-де-Рон (Франция)	Известняки K_2	Известняки, доломиты K_1
25	Юг Франции	Известняки K_{2c} - K_{1a}	Доломиты, известняки K_1 и J
26	Зонгулдаг (Турция)	Песчаники K_{1al}	Известняки K_1
27	О-в Сардиния (Италия)	Известняки K_{1al}	То же, K_1
28	Каталония (Испания)	То же, K_{1al}	„ K_1
29	Бокситы горы Баконь (Венгрия)	„ K_{1a}	„ T_3
30	Гора Харшаньхедь (Венгрия)	„ K_{1h}	„ J_3
31	Месторождение Бихор (Румыния)	„ K_{1v}	„ J_3
32	Нижнемеловые бокситы (Югославия)	„ K_{1v}	„ J_3 - T_3
33	Верхне-Тобольский район (СССР)	Лигниты K_{1a} - a_1	Pz кора выветривания порфиров
34	Кушмурунский район (СССР)	Лигниты K_{1a} - a_1	Pz кора выветривания базальтов
35	Таунсорский район (СССР)	Аллиты, сиаллиты K_{1a} - K_{2c}	K_1 глины на порфирах
36	Алапаевский район (СССР)	Глины K_{1a} - K_{2c}	Глины K_1
37	Чадобецкий район (СССР)	Аллиты и глины K_{1a} - K_{2c}	Кора выветривания K_1
38	Бокситы Черногории (Югославия)	Известняки J_3	Известняки J_{1-2}
39	То же	Известняки J_2	Известняки J_1
40	„	То же J_1	То же, T_3
41	Крым (СССР)	Известняки, песчаники J_{3t}	„ J_{30}
42	Карпаты (СССР)	То же, J_2	„ T_3
43	Восточная Фергана (СССР)	Угленосные отложения J_1	„ C_1
44	Волчанское и Богословское м-ния (СССР)	Аллиты и сиаллиты T_3	„ P
45	Гиссарский хребет (СССР)	Глины $T_{3г}$	Сланцы и эффузивы Pz
46	Обл. Лика и Черногория (Югославия)	Известняки $T_{3к}$	Известняки T_2
47	Массив Мендерес (Турция)	То же, P_2	То же, P_1
48	Аэшир (Шотландия)	Угленосные отложения C_2	Лавы Pz
49	Пров. Хубэй, пласт «А» (КНР)	Основание угленосных отложений P_2	Угленосные отложения P_1
50	Пров. Сычуань (КНР)	Основание сланцев P_1	Сланцы S_2
51	Пров. Ляоси, пласт «С» (КНР)	Угленосные отложения C_{2m}	Известняки O_2

№ на рис. 30	Месторождение, бассейн, группа месторождений	Перекрывающие породы	Подстилающие породы
52	Пров. Шаньдун и Шаньси (КНР)	Угленосные отложения C_2m	Известняки O_2
53	Пров. Гуйчжоу (КНР)	Глинистые сланцы C_1v_1	То же, C_3
54	Пров. Юньнань (КНР)	Угленосные отложения C_1v_1	Известняки D
55	Северо-Онежская группа месторождений (СССР)	Глины C_1v_1	Глины D
56	Тихвинское м-ние (СССР)	Глины C_1v_1	То же D_3
57	Бокситы КМА (СССР)	Известняки C_1v_1	Сланцы PR
58	Шт. Пенсильвания (США)	Угленосные отложения C_2	Сланцы PR
59	Северный Урал, суб-ровский горизонт (СССР)	Известняки D_2ef	Известняки D_1
60	Сев. Урал, богословский горизонт (СССР)	То же D_3gv	То же D_2
61	Южный Урал, орловский горизонт (СССР)	„ D_3f	„ D_3
62	Средний Тиман (СССР)	Вулканогенно-осадочные породы D_3f	Мергели и эффузивные породы PR
63	Салаирский кряж (СССР)	Вулканогенно-осадочные породы D_2ef	Известняки P_1
64	Обл. Леон (Испания)	То же D_2	Сланцы D_2
65	Восточные Саяны (СССР)	Доломиты, верхняя, низы E_1	Доломиты PR

В мезозое максимумы накопления бокситов и их крупнейшие месторождения приходятся на турон-сантон и апт-альб. Общие запасы коньяк-сантонских преимущественно геосинклинальных залежей около 230 млн. т, апт-альбских — более 200 млн. т, причем примерно половина из них приурочена к платформенным территориям. Между этими двумя максимумами располагается еще один, обусловленный крупными бокситовыми залежами Греции с запасами не менее 100 млн. т. Покрышкой этих залежей являются известняки турона.

На других стратиграфических уровнях в мезозое не известны крупные (более 50 млн. т) месторождения бокситов. Средние (от 5 до 50 млн. т) известны под валанжинскими известняками в Румынии (Бихор) и в Югославии (Черногория и Истрия). Бокситопроявления широко распространены в основании рэта и нижней—средней юры. Они известны в Средней Азии, на Северном

Урале, на Русской платформе и на Карпатах, а также в Черногории, в которой залежи бокситов перекрываются известняками нижней юры. Там же находятся залежи, перекрытые известняками карнийского яруса верхнего триаса. Все юрские и триасовые промышленные месторождения связаны с геосинклинальными областями.

Как видим, в мезозое бокситы встречаются в основании всех трансгрессивных серий, но их основные запасы связаны с аптальбом и турон-сантоном, для которых установлены максимальные потепления климата.

В герцинском этапе четко выделяются четыре максимума накопления бокситов. Самый молодой из них приходится на начало поздней перми, отложения которой перекрывают крупные залежи бокситов на горном массиве Мендерес в Турции и в провинции Хубэй в Китае. В обоих случаях бокситы залегают на отложениях ранней перми. Другой максимум обусловлен залежами в основании угленосных отложений среднего карбона Китая (пласт «G»), содержащих остатки фузулинид и другой фауны, характерной для московского яруса. Небольшие залежи бокситов на этом же стратиграфическом уровне также известны в Средней Азии, Шотландии (Аэршир) и Пенсильвании.

Следующий максимум бокситонакопления связан с основанием угленосных отложений визейского яруса. Самые крупные месторождения находятся в Китае, в центральной части провинции Гуйчжоу и в провинции Юньнань. Месторождения этого возраста также имеются на севере и в центральной части Русской платформы.

Наиболее древний максимум бокситонакопления в герцинском этапе отмечен в основании эйфельского яруса среднего девона и обязан в основном субровскому горизонту Северного Урала. На этом же стратиграфическом уровне располагаются и бокситовые месторождения Салаира, связанные с бердским и обуховским горизонтами, синхронность которых с субровскими была доказана Г. С. Хариным на основании находок остатков ранней эйфельских кораллов и брахиопод в близкой кровле обуховского горизонта. Скорее всего на этом же уровне находится небольшое среднедевонское месторождение в области Леон Северо-Западной Испании. Все месторождения девонского возраста, подобно юрским и триасовым, приурочены к геосинклинальным областям.

Кроме четырех перечисленных стратиграфических уровней, с которыми связаны основные герцинские максимумы бокситонакопления, следует отметить месторождения в основании нижней перми провинции Сычуань и латеритные бокситы Среднего Тимана, залегающие в основании франского яруса. Небольшие отложения бокситов связаны с орловским горизонтом в основании верхнефранского подъяруса западного склона Южного Урала и с богословским горизонтом в основании живетского яруса восточного склона Среднего Урала.

Единственным известным месторождением бокситов каледонского этапа является Боксонское месторождение. О других месторождениях в отложениях каледонского этапа пока нет сведений.

Таким образом, выделяется более 24 стратиграфических уровней, на которых располагаются бокситовые месторождения мира с суммарными запасами около 11,5 млрд. т. Основная масса бокситов (11,2 млрд. тонн) связана с 9 из них (см. табл. 13). Это крупные месторождения бокситов, залегающие на поверхности или в основании современных осадков (1), в основании отложений раннего — среднего эоцена (2), коньяк-сантона (3), апт-альба (4), верхней перми (5), московского яруса среднего карбона (6), визейского яруса нижнего карбона (7), эйфельского яруса среднего девона (8) и в основании нижнего кембрия (9). В схеме корреляции малых рядов (см. рис. 30) на одной линии находятся крупнейшие месторождения, коньяк-сантонского и ранневизейского веков, на другой — крупные месторождения поздней перми, а также бокситы орловского горизонта Южного Урала, и на третьей — крупнейшие месторождения низов эоцена, московского яруса среднего карбона, низов эйфеля и низов кембрия, а также средние по запасам месторождения низов юры. Намечается и еще одна линия, соединяющая в схеме месторождения низов валанжина (Румыния и Югославия), низов ранней перми (Китай) и низов франского яруса (Тиман). Таким образом, все известные месторождения бокситов мира в малых рядах образуют четыре линии синфазных эпох. Как видим, (см. рис. 30) все промышленные месторождения бокситов связаны с отложениями 2-й, 3-й и 4-й групп ритмов. Во 2-й группе они смещены на начало ритмов, в 3-й группе бокситовые месторождения имеют место как в начале, так и в конце ритмов, а в 4-й группе — только в конце ритмов. Таким образом, стратиграфическое положение бокситов внутри ритмов зависит от положения последних в малых рядах, а ритмы одноименных групп характеризуются определенным внутри них расположением эпох бокситообразования.

Это дает возможность выбрать из большого количества бокситопроявлений на разных стратиграфических уровнях самые перспективные. Так, например, для Урала наиболее перспективными после субровского горизонта (основание эйфельского яруса) являются основания франского и фаменского ярусов и в особенности последнего, так как он синфазен апт-альбу.

Самые древние месторождения вплоть до каменноугольных связаны исключительно с геосинклинальными областями, поэтому может создаться мнение, что платформенные месторождения в отложениях каледонского этапа искать бесполезно. Однако это не совсем так, поскольку с геосинклинальными областями связаны только месторождения начала каждого из трех этапов. Это касается юрских, триасовых, девонских и кембрийских месторождений. Для остальных частей этапов характерны и платформенные, и геосинклинальные месторождения. В связи со сказанным есть основание ожидать нахождения крупных платформенных и гео-

синклинальных месторождений бокситов в основании верхнего кембрия, который является аналогом апт-альба, нижнего ордовика (аналог визейского яруса), ландейлского яруса среднего ордовика (аналог эйфельского яруса среднего девона, московского яруса среднего карбона и раннего — среднего эоцена), а также верхнего силура (аналога верхней перми).

Таким образом, синфазная стратиграфия позволяет подтвердить поисковое значение уже установленных эпох бокситонакопления, выделить из них наиболее перспективные (P_2 ; K_2 sp-s; K_1 a-al; J_{1-2} ; P_2 ; C_2 ; C_{1V} ; D_2 ef; D_3 f; E_1) и наметить новые стратиграфические уровни, перспективные для поисков крупных месторождений бокситов (S_2 ; O_2 ; O_1 ; E_3).

Из четырех отмеченных выше линий синфазных эпох бокситообразования особенно выделяются две, с которыми связаны самые крупные месторождения бокситов мира. Это линии, синфазные плиоцен-четвертичному времени и началу эоцена. С этой точки зрения к наиболее перспективным могут относиться отложения основания визейского яруса нижнего карбона и московского яруса среднего карбона, а также основания среднего и нижнего ордовика (аренига) и нижнего кембрия.

* * *

Стратиграфическое размещение месторождений горючих сланцев, углей, солей, фосфоритов, бокситов, марганцевых руд, нефти и газа показывает, что все они закономерно расположились внутри соответствующих групп ритмов по определенным линиям, и это подтверждает правильность произведенной корреляции этапов и полуступеней развития Земли. Предварительные данные о стратиграфическом размещении других месторождений осадочных полезных ископаемых (серы, урана, полиметаллов, меди и железа) также свидетельствуют о правильности произведенной корреляции. Однако типичные геосинклинальные формации (аспидная, флишевая и молассовые) не обязательно должны быть синфазны, так как тектонические движения скользят во времени и пространстве.

ОБОБЩЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИТМОВ ОДНОИМЕННЫХ ГРУПП

Для того чтобы выделить полезный сигнал, в теории информации пользуются методом накопления сигналов. Он заключается в многократной передаче одного и того же сигнала. Каждый из принятых сигналов отличается от остальных за счет случайных помех. Но если принятые сигналы просуммировать, то помехи будут гасить друг друга, тогда как полезный сигнал проступит более четко. Этот метод в том виде, как он будет применен, носит название «метода наложения эпох», и впервые еще в двадцатых годах был применен А. Л. Чижевским [44].

Для того чтобы получить обобщенную картину рудообразования в течение этапа развития Земли, произведем суммирование всех данных о стратиграфическом размещении запасов полезных ископаемых и дополним полученную картину палеотемператур-

ными данными альпийского этапа (рис. 31).

Ритмы I группы характеризуются низким положением уровня Мирового океана, зональным климатом, относительно низкими температурами морских вод и преимущественно терригенным ти-

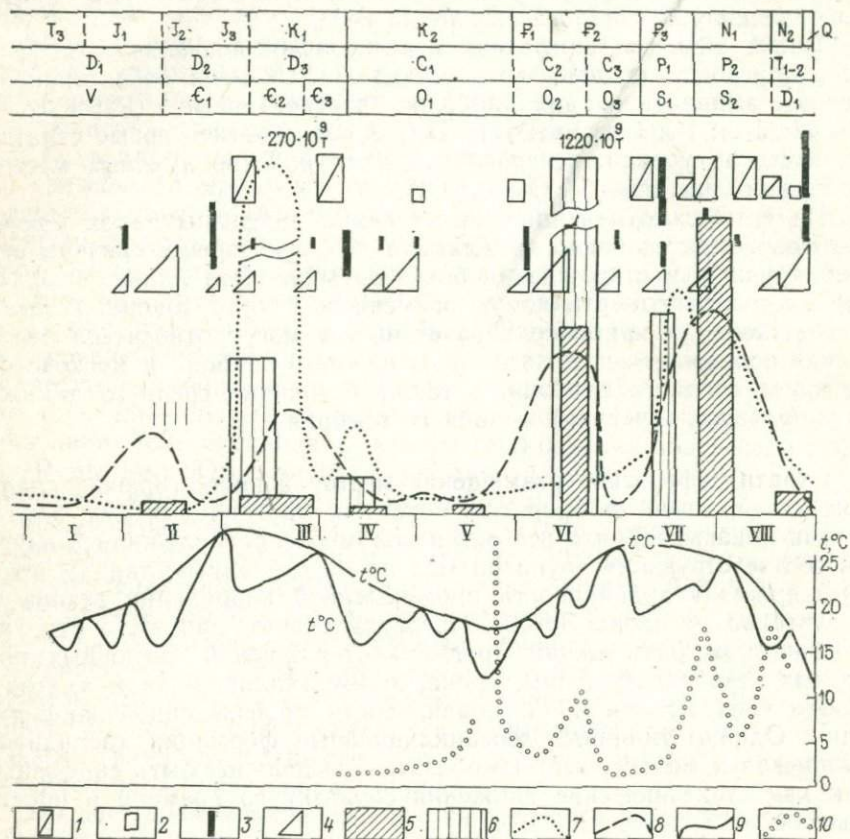


Рис. 31. Обобщенная (суммарная) картина распределения полезных ископаемых в одном из фанерозойских этапов развития Земли.

1 — калийные соли; 2 — галиты; 3 — марганцевые руды; 4 — бокситы; 5 — фосфориты; 6 — горючие сланцы; 7 — нефть и газ; 8 — каменные угли; 9 — палеотемпературная кривая альпийского этапа развития Земли; 10 — компенсационная глубина (кг) накопления карбонатов в Мировом океане, по Бенсону и др. [29]

пом осадков, часто залегающих в основании платформенных чехлов. Эти ритмы относительно обеднены нефтью и газом, горючими сланцами, фосфоритами и калийными солями. Только в конце ритмов этой группы имеются эпохи образования месторождений бокситов и марганцевых руд, что происходит на фоне повышения палеотемператур и активности наземной растительности. Отсутствие каменных углей в каледонском этапе и их незначительное количество в девоне не отрицает возможного наличия мощной

растительности на континентах того времени, так как углеобразование связано с появлением специфических растений углеобразователей. Следовательно, мы не сделаем грубой ошибки, если кривую интенсивности углеобразования будем считать характеристикой продуктивности наземной флоры в течение этапа развития Земли.

Ритмы II группы существенно отличаются от ритмов I группы более высоким положением уровня Мирового океана, слабозональным климатом в их начале и усилением зональности в конце ритмов, более высокими палеотемпературами морских вод, которые резко повышаются к концам ритмов. Для начальных стадий ритмов характерны преимущественно терригенные, а для конечных стадий — карбонатные осадки. На первую половину ритмов II группы приходится мощное усиление продуктивности наземной растительности и образование крупнейших месторождений бокситов и фосфоритов, а также небольших залежей горючих сланцев. В конце ритмов этой группы отмечается эпоха боксито- и марганцерудообразования. Особенностью ритмов II группы является почти полное отсутствие в них галогенных образований. С ритмами этой группы связаны сравнительно ограниченные запасы нефти и газа.

Ритмы III группы отличаются от соседних более высоким средним положением уровня Мирового океана, самыми высокими палеотемпературами морских вод на фоне резко выраженной зональности климата планеты и преобладанием в средней части ритмов терригенных осадков. На ритмы этой группы приходится максимумы накопления нефти и газа, горючих сланцев и фосфоритов, что является главной отличительной особенностью ритмов III группы, которые характеризуются мощным увеличением биопродуктивности на континентах и морях. Причем в морях это происходило несколько раньше, чем на суше. Для ритмов III группы, как уже говорилось выше, характерно особое пространственное размещение месторождений углей и фосфоритов на поверхности Земного шара. На начала ритмов III группы приходится первая в этапах развития Земли крупная эпоха солеобразования. В начальной и конечной стадиях ритмов отмечаются эпохи бокситообразования, синхронные с эпохами образования марганцевых руд.

Ритмы IV группы характеризуются резким понижением уровня Мирового океана в их средней части и значительным его подъемом в их конце, зональным климатом на фоне резкого понижения палеотемператур морских вод и терригенно-карбонатным типом осадков. Начала ритмов отмечены эпохами образования значительных месторождений калийных солей, нефти и газа, горючих сланцев, марганцевых руд и фосфоритов. В конце ритмов отмечается небольшая вспышка продуктивности растительности на суше и крупная эпоха бокситообразования, которой предшествовала еще одна — менее значительная. В течение обеих эпох бокситообразования происходило образование и марганцевых место-

рождений. В то же время марганцеворудная эпоха в начале ритмов не сопровождалась соответствующей эпохой бокситообразования.

Обобщенные характеристики ритмов следующих групп (V, VI, VII и VIII) в значительной степени повторяют свойства предыдущих групп ритмов, но имеют и некоторые особенности.

Ритмы V группы по относительной бедности месторождениями полезных ископаемых подобны ритмам I группы. Так же, как и в I группе, здесь в самом конце ритмов отмечается активизация растительности на суше и синхронные эпохи образования бокситов и марганцевых руд. В отличие от ритмов I группы на это же время приходится образование небольших залежей галитов, а в средней части ритмов отмечается эпоха фосфоритообразования. Но такое отличие не очень существенно, и по содержанию полезных ископаемых между ритмами больше сходства, чем различия. Интересно, что сходство в распределении полезных ископаемых в ритмах I и V групп происходит на фоне разных типов осадконакопления. В I группе — на фоне преимущественно терригенного осадконакопления при низком положении уровня Океана, а в V группе — на фоне преимущественно карбонатного осадкообразования и при значительно более высоком уровне Океана. Чем это объясняется, пока не ясно.

Ритмы VI группы по характеру расположения эпох образования полезных ископаемых и относительным масштабам их залежей, а также по их пространственному положению в аридных широтах представляют собой полное повторение ритмов II группы. В то же время масштабы накопления горючих сланцев и фосфоритов здесь крупнее. На первую половину ритмов II и VI групп приходится максимальная биопродуктивность и максимумы боксито- и фосфоритообразования. Вместе с тем, несмотря на максимальную продуктивность биоса, ритмы II и VI групп характеризуются относительно скромными запасами нефти и газа. Главной особенностью ритмов VI группы, как и ритмов II группы, является слабая зональность климата планеты в их первой половине.

Ритмы VII группы по высоким палеотемпературам морей, резкой зональности климата планеты и набору полезных ископаемых, а также масштабам их накопления, кроме марганцевых руд, которых здесь много больше, аналогичны ритмам III группы. Однако имеются и некоторые отличия, к которым относятся наличие четырех (вместо одной в III группе) эпох накопления калийных солей и более значительное отставание, чем в ритмах III группы, эпох фосфоритообразования и углеобразования от эпох образования горючих сланцев. Нужно отметить, что появление четырех эпох образования калийных солей обусловлено не ошибкой в корреляции ритмов, а наличием двух эпох с гигантскими месторождениями калийных солей в VII ритме герцинского этапа и трех эпох образования калийных солей в VII ритме альпийского этапа. Главной отличительной особенностью ритмов VII группы, как и III, является максимальное накопление в их отложениях горючих

сланцев, фосфоритов, нефти и газа.

Для ритмов VIII группы, как и для ритмов IV группы, характерно резкое понижение температур морских вод на фоне зонального климата планеты, наличие в начале ритмов крупных скоплений фосфоритов, каменных углей, калийных солей, нефти и газа, а в конце ритмов — крупной эпохи образования бокситов, сопряженной с образованием марганцевых руд, рядом с которой имеется эпоха накопления небольших залежей каменных солей. Крупной эпохе бокситообразования тоже предшествовала эпоха накопления небольших бокситовых месторождений. В начале ритмов VIII группы выделяется, хотя и не так уверенно как в ритмах IV группы, марганцеворудная эпоха, не сопряженная с бокситообразованием. Вместе с тем ритмы VIII группы отличаются от таковых из IV группы наличием в них еще одной эпохи образования месторождений калийных солей, приходящейся на среднюю часть ритмов, и отсутствием одной марганцеворудной эпохи, сопряженной с бокситообразованием (см. рис. 31). Появление эпохи фосфоритонакопления во второй половине ритмов VIII группы обусловлено фосфоритами формации Бон Вэлли, которые образовались за счет перемыва отложений формации Хаутон среднемиоценового возраста. Поэтому эпоха фосфоритообразования была не в раннем плиоцене, а в среднем миоцене, т. е. в начале ритма, как и в IV группе. Как видим, по набору полезных ископаемых и характеру их размещения внутри ритмов наблюдается значительное сходство между ритмами VIII и IV групп. Однако это сходство проявляется на фоне более низкого положения уровня Мирового океана в VIII группе и преимущественно терригенного типа осадков, особенно во второй половине ритмов.

Наиболее возможная и грубая ошибка при корреляции этапов могла произойти при смещении этапов на ритм. Если бы это произошло, то на суммарной характеристике распределения месторождений полезных ископаемых не выделились бы ритмы, не содержащие эпох образования калийных солей (I, II, V и VI), а максимумы накопления углей, фосфоритов, горючих сланцев, нефти и газа были бы размазаны. Не получилось бы и такой удивительно повторяющейся даже в деталях картины чередования эпох осадочного рудообразования в двух половинах больших рядов ритмов.

На суммарной характеристике этапа развития Земли четко выделяются четыре максимума угленакопления и фосфоритообразования (II, III, VI, VII ритмы), два максимума накопления нефти и газа (III, VII ритмы). Горючие сланцы во всех случаях связаны с максимумами угленакопления. Таким образом, в течение одного этапа развития Земли выделяется два двугорбых максимума биологической продуктивности биосферы. В свою очередь горбы этих максимумов представляют собой отдельные максимумы полупериодов. Эта парность максимумов продуктивности биосферы аналогична наблюдаемой ныне парности максимумов развития океанского фитопланктона.

Глава третья БИОСФЕРНЫЕ РИТМЫ

ОСОБЕННОСТИ КРУГОВОРОТА ФОСФОРА И УГЛЕРОДА В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

В настоящее время многими геологами принимается с некоторыми добавлениями хемогенная гипотеза образования фосфоритов, наиболее полно развитая А. В. Казаковым [15]. Согласно этой гипотезе, глубокие воды морских бассейнов (начиная с 200 м) служат главными резервами растворенных фосфатов, а основным агентом, переводящим фосфаты отмерших организмов в раствор, является углекислота. Когда эти глубокие воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5 (до 300—600 мг/м³), подводятся глубоководными течениями в область шельфа, уменьшается парциальное давление CO_2 . В связи с этим система равновесия нарушается, воды становятся пересыщенными по отношению к фосфатным минералам, которые начинают выпадать обычно по соседству с карбонатом кальция.

Ряд фактов заставил меня в своей практической деятельности отойти от этой гипотезы и полностью разделить мнение Г. И. Бушинского, Г. Н. Батурина [6] и Н. М. Страхова [36] о том, что в осаждении P_2O_5 , SiO_2 и CaCO_3 «решающую роль играет непосредственно биологическое извлечение их из воды и отложение в виде раковинного материала или продуктов разрушения органического вещества».

Для P_2O_5 , явно недосыщающей верхние 300 м морской воды [34], дело обстоит еще более жестко. Вряд ли можно сомневаться в способности фитопланктона быстро справиться почти с любыми количествами поступающих растворенных питательных веществ, так как рост популяции организмов без вмешательства сдерживающих факторов был бы аналогичен атомному взрыву. Известно, что диатомовая водоросль может за четыре дня дать потомство численностью 140 млрд. особей. Следовательно, хемогенное фосфатообразование в зоне фотосинтеза маловероятно и не происходит в современных морях и океанах [6]. В то же время, все известные залежи фосфоритов образовались на небольшой глубине в зоне фотосинтеза в окраинных частях бассейнов осадконакопления или вблизи локальных поднятий. С другой стороны, Н. М. Страхов [36] убедительно показал, что в современных осадках «рудные накопления железа, марганца и фосфора развиваются на прибрежном конце фациального профиля их кларков, на фоне пониженных кларковых величин» и тяготеют к пес-

кам и алевролитам, в то время как их кларки и содержание $C_{орг}$ возрастают от песков к пелитам.

«Рядом исследователей,— как пишет А. И. Смирнов [34, с. 163],— на основании анализа огромного фактического материала установлено, что осадочные породы типично биогенного происхождения — органогенные известняки, диатомиты, каменные угли, а также битуминозные сланцы, как правило, содержат меньше фосфора, чем среднее содержание фосфора в осадочных породах. Эти данные показывают, что минерализация органического вещества в морских осадках переводит фосфор в легко-растворимые формы, удаляющиеся при процессах литогенеза». Далее А. И. Смирнов пишет, что удаление фосфора происходит в ненасыщенную фосфатами придонную воду. С этим нельзя не согласиться, но ведь отжим иловых вод происходит и в соседние проницаемые горизонты, в которых давление, в отличие от плохо проницаемых пород, меньше и близко к гидростатическому. В связи с этим в проницаемых горизонтах создается поток иловых вод, отжатых из глинистых, карбонатных или кремнистых осадков, который движется к зоне разгрузки, находящейся в прибрежной части бассейнов. Так формируется реально существующий элизионный гидродинамический режим [21]. Причем эта латеральная миграция пластовых (иловых) вод, богатых CO_2 и P, происходит струйно по наиболее проницаемым, промытым зонам, а усиленная разгрузка вод осуществляется в наиболее пониженных участках выходов проницаемых горизонтов, расположенных на минимальных расстояниях от зон питания. В местах разгрузки иловые воды, богатые CO_2 и P (до 7500 мг/м^3), на геохимических барьерах теряют фосфат (рис. 32). Не исключена и латеральная миграция вод в самих толщах глинистых, карбонатных и кремнистых осадков.

Аргиллиты, глинистые и кремнистые породы, присутствующие в разрезах фосфоритных серий, потеряли с начала своего образования огромные объемы вод, в 3—5 раз превышающие их современный объем, так что количество иловых и пластовых вод, отжимаемое в зоны разгрузки, вполне достаточно для образования залежей фосфоритов и зависит от мощности осадочных толщ. Тем самым масштабы фосфоритообразования ставятся в зависимость от размеров осадконакопления и количества органического вещества в осадках. Приуроченность месторождений фосфоритов к окраинным частям крупных бассейнов осадконакопления отмечены Б. М. Гиммельфарбом [15] для Русской платформы, а для крупных фосфатопоявлений — нами на Сибирской платформе. С позиций предлагаемой гипотезы связь фосфоритов с трансгрессиями объясняется периодическим включением элизионного режима в моменты усиленного осадконакопления, связанного с трансгрессиями, и последующим переывом и обогащением образовавшихся фосфоритов. С этих позиций легко объяснить известные закономерности фосфоритообразования, в том числе и зависимость его масштабов от объема осадков и количества захороненной органи-

ки, парагенезис фосфоритов с марганцевыми и железными рудами, частое обогащение фосфоритов ураном и другими редкими элементами. В случае окисления восходящих глеевых пластовых вод, несущих P, Fe, Mn и CO₂, и потери ими CO₂ на геохимическом барьере образуются совместные или близко расположенные друг к другу рудные концентрации этих элементов. При окислении восходящих вод, богатых CO₂ и P, не несущих халькофиль-

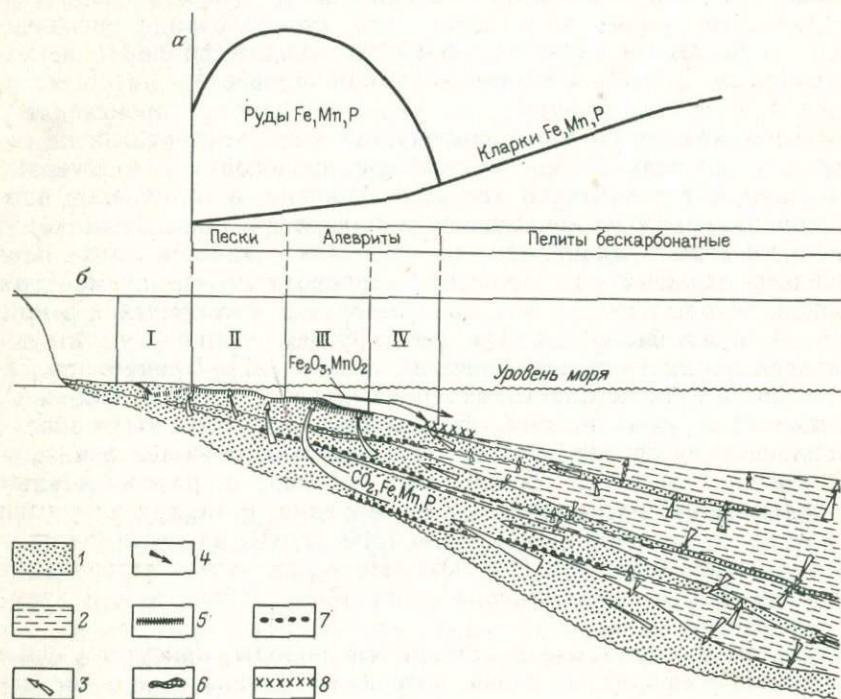


Рис. 32. Схема фосфоритообразования в зонах разгрузки иловых вод, отжатых из осадков.

a — соотношения высоких концентраций Fe, Mn, P с их рассеянными содержаниями, по Н. М. Страхову; *б* — схема фосфоритообразования из иловых вод: I — зона образования фосфоритов, обогащенных U, внутри проницаемых пород; II и IV — зоны ослабленного фосфоритообразования; III — зона активной разгрузки иловых вод и усиленного фосфоритообразования. 1 — проницаемые породы; 2 — слабопроницаемые, сильноуплотняющиеся породы; 3 — направления движения иловых вод; 4 — направления движения кислородных вод; 5 — образование фосфоритов, 6 — погребенные фосфориты in situ; 7 — переотложенные фосфориты; 8 — руды Fe и Mn

ных элементов, и потере ими CO₂, на геохимическом барьере образуются фосфориты, часто обогащенные U и другими редкими элементами. Такие воды, по данным А. И. Перельмана [31], образуются при эпигенетических процессах восстановительного сульфидного ряда в условиях аридного климата. При встрече этих вод и нисходящих кислородных вод, согласно эпигенетической теории образования экзогенных урановых месторождений [31], в 120

условиях аридного климата происходит обогащение ураном и другими редкими элементами зоны фосфатонакопления. Легко объясняются с помощью этой гипотезы и факты, явно противоречащие хемогенной гипотезе. К ним относится высокая степень изоморфного замещения фосфора углеродом у фосфатных минералов, которая часто в 10—30 раз превышает соответствующую концентрацию CO_2 в океанской воде [34] и высокое содержание асфальтов в фосфоритах из большинства месторождений мира, что их коренным образом отличает от сланцев. Последнее может быть объяснено только участием в фосфоритообразовании пластовых вод. Элизионная гипотеза образования фосфоритов представляет интерес для поисков фосфоритов, но ее изложение не является самоцелью данной работы, поэтому здесь приведены только основные ее положения, объясняющие связи фосфоритообразования с накоплениями органического вещества и возникновение дефицита CO_2 по отношению к Р в биосфере.

Захоронение органики и связанного с ней фосфора, ее последующее частичное разложение в осадках с растворением органического и части минерального фосфата и последующий вынос части органического вещества и всех или почти всех органических фосфатов вместе с частью минеральных фосфатов в придонные воды бассейнов, благодаря вертикальной и латеральной (с частичной потерей фосфора) миграции отжатых из осадков вод, создают особый круговорот биогенных веществ. Особенность его состоит в том, что для фосфора он полный, по сути дела, без больших потерь, так как потери на образование рудных концентраций, по всей видимости, не превышают сумму минерального фосфора, извлекаемого из осадков, а для углерода этот круговорот происходит со значительными потерями. В результате при широком развитии эпиконтинентальных морей образуется дефицит CO_2 по отношению к фосфору, азоту и другим биогенным элементам, который возрастает по мере прогрева вод Мирового океана и извлечения из них все больших и больших количеств CO_2 , входящих в состав карбонатов и захороненной органики. Удаленный из биосферы в осадки углерод может быть в нее возвращен благодаря метаморфизму и «углекислому дыханию» земной коры (без учета человеческой деятельности) через сотни миллионов лет [35].

ВОЛНЫ ЖИЗНИ

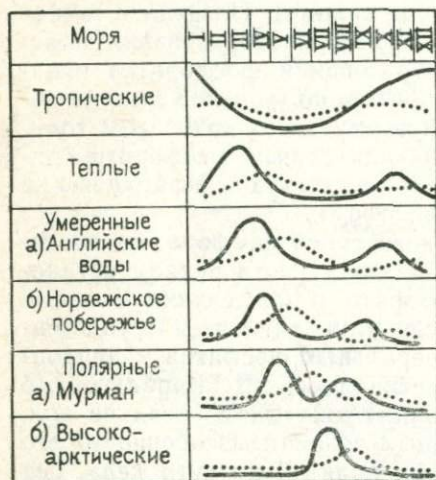
*Развитие фитопланктона во всех широтах Океана (кроме самых высоких и низких) происходит в виде двух ярко выраженных волн — весенней и осенней (рис. 33), в то время как большинство внешних природных воздействий на Океан носит в той или иной степени периодический характер, связанный с годовым ходом поступления солнечной энергии. Последний имеет четко выраженный годовой период и может быть описан синусоидальной кривой. Система, реакции которой имеют иной период, чем внеш-

ние воздействия, относятся к нелинейным. Таким образом, мы можем предполагать, что двойные волны жизни этапов развития Земли и их половин есть ни что иное, как результат реакции местной нелинейной системы — биосферы на внешние периодические воздействия.

На изменения активности биосферы в течение этапов развития Земли подобное воздействие оказывали периодические изменения уровня Океана и связанные с ними изменения климата. В пользу этого свидетельствуют климатические максимумы поздней юры и позднего эоцена, разделяющие волны жизни (см. рис. 31). На них приходится и максимумы подъема уровня Океана. Вообще, огибающие максимумов на кривой трансгрессий и на палеотемпературной кривой представляют собой синусоидальные кривые с периодом, равным длительности 1/2 этапа. Кроме того, намечаются и более длительные изменения климата и колебаний уровня Мирового океана с периодом, равным этапу развития Земли между максимальными регрессиями и оледенениями в их концах и началах.

Рис. 33. Волны развития океанского планктона на разных широтах в течение года, по В. Г. Богорову.

Сплошная линия — фитопланктон, пунктирная — зоопланктон



Таким образом, кажется удастся увидеть аналогию между годичным ходом развития морского фитопланктона и ходом развития биосферы в течение этапов и полуступей развития Земли, но для выявления более глубокой аналогии было бы интересно знать, какими изменениями в содержании биогенных элементов в атмосфере и океане сопровождаются наблюдаемые ныне волны жизни.

Нас в данном случае больше всего интересуют годовые колебания содержания Р в морской воде и CO_2 в атмосфере (рис. 34).

По данным Ч. Килинга [11], минимальные концентрации CO_2 в атмосфере соответствуют летним месяцам. Причем уменьшение содержания CO_2 сопровождается уменьшением содержания легкого изотопа углерода (^{12}C), так как в результате фотосинтеза углерод автотрофных организмов обогащается изотопом ^{12}C . Аналогичным образом меняется и содержание Р в зоне фотосинтеза. Минимальные его концентрации тоже соответствуют летним месяцам [36, т. I, с. 63].

Максимальная продуктивность фитопланктона в умеренных широтах приходится на весенние (март—апрель) и осенние (ок-

тябрь—ноябрь) месяцы. Причем весенний максимум в Северном полушарии совпадает с осенним в Южном, и наоборот. Таким образом, зимний минимум продуктивности фитопланктона, вызванный уменьшением освещенности, соответствует максимуму Р в воде и CO_2 в атмосфере, а летний минимум, когда освещенность максимально способствует развитию фитопланктона, приходится на минимум содержания Р в воде и CO_2 в атмосфере.

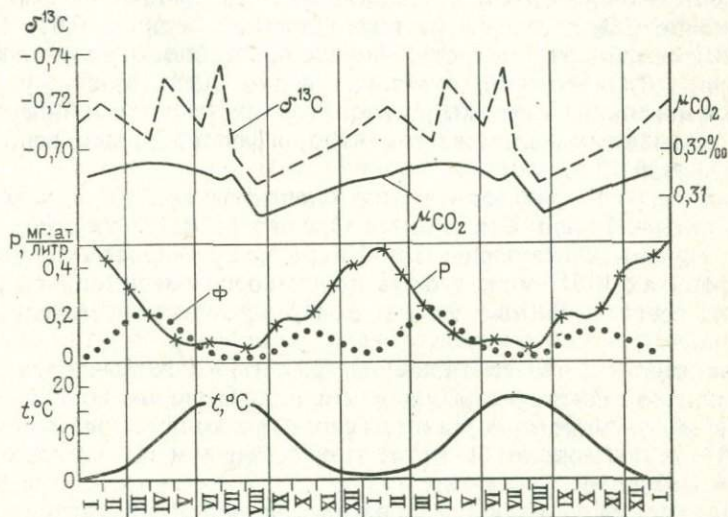


Рис. 34. Годичные колебания продуктивности фитопланктона (Ф), средней температуры воздуха на уровне моря, содержания Р в зоне фотосинтеза; вариации концентрации и изотопного состава атмосферной CO_2 .

Содержание легкого изотопа углерода, хотя в общем изменяется подобно содержанию CO_2 в атмосфере, подвержено более частым изменениям. Известно, что между углеродом гидросферы в любой из форм и углеродом углекислоты атмосферы происходит непрерывный изотопный обмен, а при образовании карбонатов происходит их обогащение на 0,5% тяжелым изотопом углерода. Вероятно, летней вспышкой карбонатообразования объясняется июнь-июльское уменьшение содержания тяжелого изотопа углерода в атмосфере, которое мы видим на графике, и последующее резкое снижение количества CO_2 в атмосфере.

Таким образом, летнее снижение количества CO_2 в атмосфере и Р в зоне фотосинтеза океанов, несомненно, имеет биогенное происхождение, а перерыв в развитии фитопланктона связан с временным истощением питательных веществ, когда их вынос из зоны фотосинтеза превышает поступление.

Проводя аналогию между современным характером развития взаимосвязанных процессов в биосфере с таковыми процессами в геологическом прошлом, мы подходим к построению актуалисти-

ческой модели геологического прошлого биосферы как динамической системы. Работы в этой области непочтатый край, так как даже современные связи в названной системе изучены еще слабо. Имеющиеся данные позволяют лишь в первом приближении построить стационарную модель системы «осадки — океан — атмосфера», что было выполнено Р. М. Гаррелсом [12]. По его мнению, масштабы флуктуации давления CO_2 в атмосфере должны быть значительно больше, чем давления O_2 , и что в течение фанерозоя содержание CO_2 в атмосфере колебалось в пределах 0,01—0,09%.

Попытаемся рассмотреть поведение в биосфере углерода и фосфора. Для этого надо количественно оценить ввод и вывод этих элементов из системы и характер их распределения между тремя ее главными элементами — гидросферой, живым веществом и атмосферой.

Количество Р в Океане можно оценить в $142 \cdot 10^9$ т, исходя из содержания 0,1 мг/л Р и объема Океана $1420 \cdot 10^6$ км³. Это количество Р, соответствующее 10—15-кратному мировому запасу Р в фосфоритах [15], может быть получено из современного речного стока всего за 60 тыс. лет, т. е. в геологическом смысле слова мгновенно.

Если считать, что соотношение $C_{\text{орг}}$ и Р в живых организмах в среднем соответствует 50 : 1, как в планктоне, то содержание Р в живом веществе составит, исходя из количества в нем $C_{\text{орг}}$ $0,54 \cdot 10^{12}$ т [11], около $11 \cdot 10^9$ т, т. е. более чем на порядок меньше, чем в Океане.

Значительное количество растворенного Р находится в подземных водах, объем которых около 61×10^6 км³, а концентрация в них Р не менее чем в 5 раз превышает таковую в морской воде. Исходя из этого, можно считать, что в подземных водах содержится около 30×10^9 т фосфора. Таким образом, основные запасы Р в биосфере заключены в Океане и восполняются очень быстро.

Оценить вынос Р из системы не представляется возможным, так как значительная его часть в осадочных толщах имеет терригенное происхождение и не была вынесена непосредственно из биосферы. «Мгновенное» восполнение ресурсов Р в Океане и небольшое его количество в фосфоритах может свидетельствовать о слабом выносе этого элемента из системы.

Обменный фонд углерода на Земле составляет около $44,5 \times 10^{12}$ т [11]. Он складывается из углерода Мирового океана (растворенное органическое вещество $2,15 \times 10^{12}$ т и $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} = 37 \times 10^{12}$ т), современных осадков ($4,1 \times 10^{12}$ т) и углерода внутриконтинентальных водоемов (растворенное органическое вещество $3,2 \times 10^9$ т, $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} = 0,1 \times 10^{12}$ т).

Как видим, основной резерв важнейших биогенных элементов — Р и С сосредоточен в гидросфере. Естественно, что сумма и распределение количеств этих элементов между гидросферой, атмосферой и живым веществом не оставались постоянными и менялись в геологическом прошлом в больших пределах, чем наблюдаемые в течение года. Перераспределение Р происходило

между гидросферой и живым веществом, а углерода — между тремя названными членами системы. Следовательно, углерод является главным связующим их звеном.

На колоссальный вынос углерода из системы указывает его огромное количество (более 80×10^{15} т), законсервированное в фанерозойских отложениях, что в 1800 раз превышает его современный обменный фонд [33]. Причем почти весь углерод заключен в морских осадочных (главным образом карбонатных) породах (71×10^{15} т) и в органическом веществе морских отложений (9×10^{15} т). Поступление углерода в биосферу происходит в результате его реконсервации при метаморфизме осадочных пород и горючих полезных ископаемых и в результате «дыхания» мантии [35]. Дать количественную оценку этому процессу пока невозможно, но судя по тому, что в фанерозое наблюдается тенденция к увеличению продуктивности биосферы, общее поступление углерода в систему нарастает, компенсируя его общий вынос.

Поступающая в систему эндогенная углекислота содержит углерод с изотопным составом, характеризующимся величиной $\delta^{13}\text{C}$, равной минус 0,7%. Такой же изотопный состав углерода имеет CO_2 атмосферы. Эндогенная углекислота, поступающая в больших количествах в атмосферу, в ней почти не удерживается и переходит в Океан. Океан при равновесии газообмена с атмосферой способен поглотить приблизительно в 100 раз больше углекислого газа (который переходит в воде преимущественно в связанные состояния), чем его может удержать атмосфера. Таким образом, допускается, что из каждых 100 объемов углекислого газа, выброшенных в атмосферу, в ней остается около одного объема, а остальное попадает в Океан. Следовательно, куда бы ни поступала эндогенная углекислота, она всегда в больших количествах накапливается в Океане.

Интенсивность метаморфизма и углекислого дыхания земной коры не постоянна и зависит от характера развития тектонических процессов на планете. Как было показано ранее [25], между интенсивностью гранитообразования и трансгрессиями существует обратная зависимость, а общая связь регрессий с увеличением тектонической активности сейчас общепризнана. Таким образом, получается, что поступление углекислоты в биосферу из литосферы максимально при низком положении уровня Океана, а ее вынос из системы минимальный, о чем можно судить по относительно низкому количеству захороненной органики и карбонатного материала, приходящегося на такие эпохи (D_1 , T_3). По-другому обстоит дело во время высокого положения уровня Океана, когда поступление углекислоты в биосферу минимально, а ее вынос в литосферу максимален, о чем свидетельствует огромное количество карбонатных пород, образовавшихся в трансгрессивные эпохи (C_1 , O_1 , D_2 , J_3 , K_2). Естественным результатом такого несовпадения максимумов поступления и выноса углекислоты из биосферы должны быть резкие колебания общего содержания CO_2 в атмосфере и Океане.

Значительные порции фосфора и других биогенных элементов биосфера также получает из Океана при трансгрессиях. Попытаемся сделать хотя бы грубую оценку возможного количества фосфора, возвращаемого таким способом в зону фотосинтеза.

В современных океанах [36] выделяются четыре горизонта с различным содержанием фосфора: 1) поверхностный слой — до глубины 50 м с низкой концентрацией от «биологического нуля» (менее 1 мг/м^3) до $10\text{--}20 \text{ мг/м}^3$; 2) переходный горизонт в несколько сотен метров, в котором содержание фосфора резко увеличивается с глубиной; 3) горизонт максимальных концентраций фосфора, достигающих до $150\text{--}200 \text{ мг/м}^3$ (глубины $500\text{--}1500 \text{ м}$); 4) мощный пояс глубинных вод — содержание фосфора ниже, чем в третьем горизонте, и мало зависит от глубины.

При крупных трансгрессиях, связанных с подъемом уровня Мирового океана от кромки шельфа, водная поверхность увеличивается почти на $20\text{--}30\%$ (поверхность Мирового океана $361 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, поверхность суши — $149 \cdot 10^6 \text{ км}^2$). В связи с этим растягивается и сокращается толщина слоя воды, обедненного фосфором, а глубинные воды, содержащие огромные запасы фосфора и CO_2 , начинают подниматься выше шельфа и проникать дальше в глубь материков, удобряя на своем пути огромные жизненные пространства. Чем больше будет объем воды вновь образовавшихся морей, тем выше поднимутся слои, богатые фосфором. Объем их зависит от амплитуды подъема уровня Океана и выравнивания континентов, которые он захватывает.

Максимальный размах колебаний уровня Океана, как уже говорилось, можно оценить в $300\text{--}400 \text{ м}$. При таком подъеме уровня Океана в условиях выровненных континентов самые богатые фосфором слои воды ($500\text{--}1500 \text{ м}$) поднимутся до глубины 300 м и выйдут на шельф, который теперь будет находиться на глубине $450\text{--}500 \text{ м}$. В это время воды верхней 200-метров пленки жизни пополнятся примерно 80-метров слоем воды (около $50 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) из нижележащей зоны с содержанием фосфора около 100 т/км^3 . Кстати, для этого не обязателен подъем уровня Океана на $300\text{--}400 \text{ м}$, он может составлять и 200 м . Общая масса фосфора, естественно удобрившая жизненную пленку, составит в этом случае около 5 млрд. т , что соответствует примерно $11,2 \text{ млрд. т } \text{P}_2\text{O}_5$.

Какой же эффект может произвести такое дополнительное количество P_2O_5 ? Известно, что прирост урожая сахарной свеклы и картофеля на 1 т внесенного P_2O_5 составляет $40\text{--}55 \text{ т}$. Прирост планктона, вероятно, еще выше, так как фосфор в зоне фотосинтеза расходуется почти весь, и повышенное развитие планктона в настоящее время возникает в устьях рек и на участках интенсивных восходящих движений воды, подносящих снизу вверх биогенные элементы. Уचितый постепенную подачу фосфора в ходе трансгрессии и перемешивание океанских вод в верхних 200 м , можно считать, что поступающий в верхнюю пленку жизни фосфор почти нацело будет потребляться организмами. В этом слу-

чае прирост $C_{орг}$ будет примерно соответствовать соотношению $C_{орг}$ и P в живых организмах. Это соотношение в планктоне составляет 46:1, в моллюсках 80:1, в рыбах 16:1 [36]. Если даже принять минимальный прирост, равный 20—30 т $C_{орг}$ на 1 т P , получим дополнительно не менее $100 \div 150 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$. Эта цифра почти в 100 раз больше современного количества $C_{орг}$, заключенного в биомассе океана, составляющей $34 \cdot 10^9$ и отличающейся наивысшей продуктивностью.

Таким образом, каждая, даже небольшая трансгрессия (200 м) способствует активизации жизни не только за счет потепления климата и выравнивания его широтных различий, но и благодаря дополнительно привнесу фосфора и CO_2 в сферу усиленной жизнедеятельности. В свою очередь увеличение количества CO_2 в атмосфере усиливало эффект потепления климата. Такая мобилизация биогенных элементов из Океана вместе с потеплением и выравниванием климата планеты приводила к одновременной активизации жизни в Океане и на суше, тем более, что продуктивность растений прямо пропорциональна содержанию CO_2 в атмосфере.

Мощная вспышка развития фитопланктона и наземной растительности способствовала огромному выносу питательных веществ из зоны фотосинтеза и захоронению их в осадках эпиконтинентальных водоемов. Благодаря особенностям круговорота биогенных элементов в эпиконтинентальных бассейнах, это наибольшим образом сказывалось на дефиците CO_2 в Океане и атмосфере. Потеря CO_2 Океаном приводила к смещению карбонатного равновесия и усилению карбонатообразования. Свидетельством тому служат мощные толщи карбонатных пород в заключительных стадиях осадкообразования во второй группе ритмов малых рядов ($J_3, D_2, E_1, P_2, S_3, O_3$). Резкое снижение количества CO_2 в атмосфере увеличивало ее прозрачность для длинноволнового излучения, что приводило на материках к значительному уменьшению радиационного баланса — разности между поглощенной коротковолновой радиацией и длинноволновым эффективным излучением с земной поверхности. На радиационном балансе океанов дефицит CO_2 в атмосфере сказывался слабо благодаря высокому содержанию паров воды. Считается, что в среднем 88% от радиационного баланса поверхности Океана расходуется на испарение. В результате, как уже говорилось в первой главе, создавались условия для образования резко зонального климата. Причем дефицит CO_2 в атмосфере на фоне климатического оптимума мог приводить к весьма сложному расположению зон аридного осадкообразования, больше связанного с формой и размерами материков, чем с широтной зональностью. Таким образом, дефицит CO_2 , возникший из-за непомерного аппетита растений, приводил к резкому снижению накопления углеродистых отложений и усилению карбонатообразования. Последнее еще больше увеличивало дефицит CO_2 , что незамедлительно сказывалось на аридизации климата и возникновении солеродных бассейнов. Солеродные же

бассейны действовали «на свою погибель». Работая как мощные насосы, они вытягивали на континенты из океанских глубин воды, богатые CO_2 и другими биогенными элементами. Более того они же выдавали в атмосферу огромные количества CO_2 за счет высвобождения ее при образовании гипса благодаря переходу кальция из карбонатного резервуара в сульфатный [12]. В этом процессе участвовали десятки миллионов кубических километров океанских вод. Так, например, при образовании каменных солей Восточно-Сибирского бассейна, объем которых, по М. А. Жаркову [18], составляет не менее $1,16 \cdot 10^6$ км³, было выпарено более $50 \cdot 10^6$ км³ океанских вод. Количество, сравнимое с объемом глубинных вод, вовлекаемом в зону фотосинтеза при трансгрессиях. В это время приход CO_2 в атмосферу и зону фотосинтеза Океана превышал его потребление. Происходило накопление CO_2 , в то время как других биогенных элементов, благодаря особенностям их круговорота в эпиконтинентальных бассейнах, было достаточно. Начинается новая волна жизни.

На пути движения океанских вод к солеродным бассейнам происходило массовое накопление «горючих сланцев». Так образовались горючие сланцы волжского яруса Русской платформы, ленско-амгинские сланцы куонамской свиты Сибирской платформы, сланцы формации Фосфория в США и свиты Ирати в Бразилии и другие сланцы 3-й группы ритмов малых ядов. Они расположены, как правило, по соседству с синхронными им солеродными бассейнами. Чуть запаздывая, начинается новая волна угленакопления, которая достигает максимума во второй половине ритмов 3-й группы, когда зональность климата несколько ослабла по сравнению с эпохой образования горючих сланцев. Таким образом, в разделении во времени максимумов накопления горючих сланцев и углей в 3-й группе ритмов повинна, по всей видимости, жестокая аридность климата.

Что касается фосфоритов, то они занимают во всех волнах жизни примерно одинаковое положение, сопровождая максимумы расцвета флоры. Во 2-й группе ритмов они образовывались почти одновременно с горючими сланцами, а в 3-й группе накопление горючих сланцев их опережало.

Впервые указал на совпадение в геологической истории максимумов фосфатонакопления и углеобразования А. В. Хабаков. На этом основании он сделал предположение, что «лишь некоторые определенные эпохи истории Земли и жизни были особенно благоприятны для накопления и сохранения огромных масс органических веществ» [42, с. 488], которое полностью подтверждается.

ПОВЕДЕНИЕ БИОСФЕРЫ КАК СИСТЕМЫ В КАЙНОЗОЕ

Данные А. Б. Ронова [33] об относительном содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадочных породах (рис. 35) также свидетельствуют о двух крупных волнах накопления органического вещества в альпийском этапе развития Земли, но они не позволяют выделить более

мелкие волны. В результате при сравнении кривых процентного содержания $C_{орг}$ и $C_{карб}$ получается противоречивая картина. В двух случаях (T_2 , K_2) минимумам на первой кривой соответ-

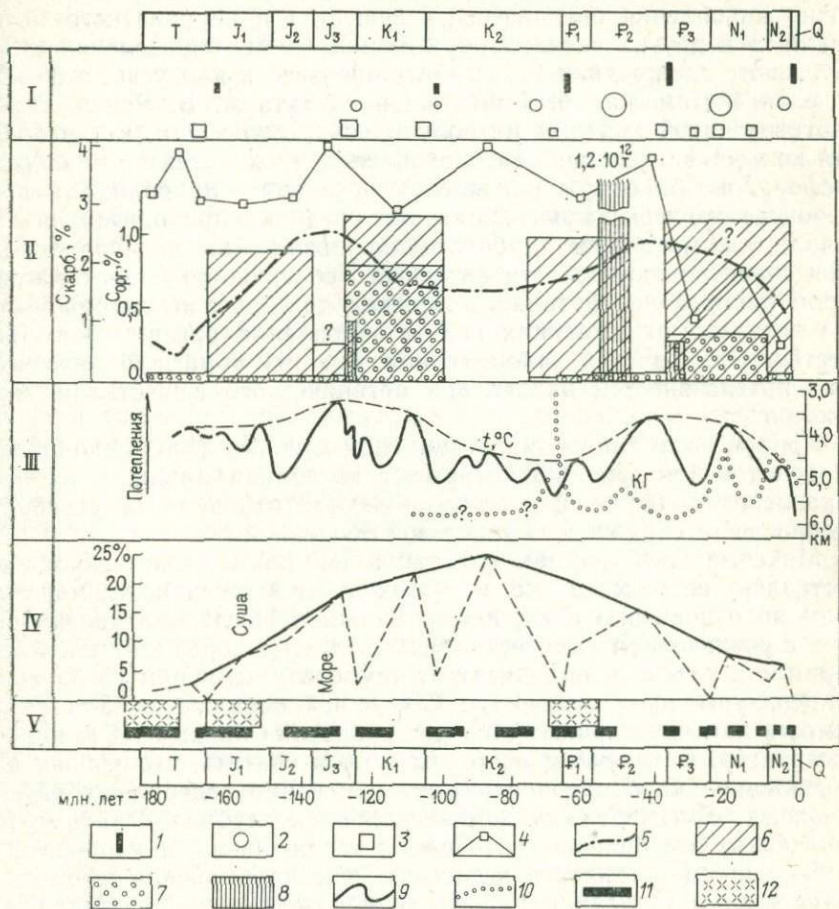


Рис. 35. Биосферные ритмы альпийского этапа.

I — стратиграфическое положение марганцевых (1), фосфоритовых (2) и соленосных (3) месторождений; II — среднее содержание карбонатного (4) и органического (5) углерода в осадочных породах, по [33], и стратиграфическое распределение мировых запасов каменных углей (6), нефти и газа (7) и горючих сланцев (8); III — изменение палеотемператур (пунктир — огнивающая максимумов) вод морей Северного полушария (9) и компенсационной глубины (кг) карбонатообразования в Океане (10); IV — кривая трансгрессий для территории трех платформ (30 млн. км²); V — фазы складчатости (11), по М. М. Рубинштейну, и трапповый магматизм (12)

ствуют максимумы на другой, и в двух других случаях (J_3 , P_2) максимумы на обеих кривых совпадают. Естественно, что процентное содержание $C_{орг}$ и $C_{карб}$ в осадочных породах отражает интенсивность процессов накопления органического вещества и кар-

бонатного материала, и чем мощнее волна жизни, тем интенсивнее идут эти процессы. В результате при подсчетах этих величин для крупных отрезков времени в отдельных случаях, приходящихся на мощные волны жизни, получается прямая зависимость величин накопления органического вещества и карбонатного материала, а в других случаях обратная. Если бы определения относительного содержания $S_{орг}$ и $S_{карб}$ произвести попарно, а не для отделов систем, как был вынужден сделать А. Б. Ронов, такой противоречивой картины не получилось. Дело в том, что в поздней юре максимум карбоната накопления приходится на келловей-оксфорд, а максимум накопления органики — на волжский век. В эоцене же максимум накопления органики приходится на его начало, а максимум карбоната накопления — на поздний эоцен. При сравнении кривой относительного содержания $S_{карб}$ с характером распределения запасов горючих полезных ископаемых, более детально отражающих волны накопления органического вещества, наблюдается закономерная картина обратной зависимости интенсивностей накопления органического вещества и карбонатов.

Кривая колебаний компенсационной глубины (КГ) накопления карбонатов (см. рис. 35) отражает колебания нижнего предела накопления кокколитов — остатков кокколитофорид — жгутиковых водорослей с наружной кальцитово-оболочкой.

Максимальный размах колебаний КГ накопления кокколитов составляет не менее 2 тыс. м и зависит от агрессивности морской воды по отношению к карбонату кальция. Последняя увеличивается с увеличением количества углекислоты в водах Океана. Растворимость CO_2 в воде зависит от температуры, и при увеличении температуры воды количество CO_2 в ней понижается. Эта зависимость наглядно проявляется при сравнении кривых КГ и палеотемператур. В конечном счете мы можем считать, что кривая КГ накопления карбонатов отражает изменения содержания CO_2 в океане, т. е. чем больше компенсационная глубина карбонатообразования, тем больше углекислоты терял Океан, и наоборот.

В конце маастрихта и в датском веке ларамийская эпоха тектонической активизации привела к понижению уровня Мирового океана, значительному охлаждению его вод и большому поступлению углекислоты из литосферы в атмосферу и Океан, в результате чего компенсационная глубина карбонатообразования поднялась выше 3000 м (см. рис. 35). Судя по кривой КГ, насыщенность Океана углекислотой на рубеже мела и палеогена была даже больше, чем в плиоцене и голоцене.

По данным А. А. Пронина [32], ларамийская тектоническая эпоха охватывает интервал от середины маастрихтского века до конца раннего эоцена. Следовательно, в течение всего этого времени, сначала постепенно нарастая и затем постепенно угасая, происходило усиленное поступление углекислоты в Океан и атмосферу. Кроме этого, в начале палеоцена в результате начавшейся трансгрессии и потепления климата Земли происходил прогрев

океанских вод с потерей углекислоты, о чем свидетельствует характер кривых КГ и палеотемператур. Значительное увеличение количества CO_2 в атмосфере акцентировало потепление климата и снижение его аридности, вызванные увеличением водной поверхности.

На фоне потепления климата и усиленного поступления биогенных элементов в зону фотосинтеза происходил экспотенциальный рост биомассы растений и животных до определенного, эквифинального уровня, когда на некоторое время устанавливалось равенство между поступающим количеством питательных веществ и их выводом из зоны фотосинтеза. Продуктивность фитомассы и ее размеры на материках были в это время максимальными.

Небольшое снижение поступления реконсервированной углекислоты на фоне огромной фитомассы на суше и в эпиконтинентальных бассейнах при обилии других биогенных элементов и теплом климате неизбежно должно было привести хотя бы на короткое время к резкому снижению количества CO_2 в атмосфере и Океане и усилению аридности климата позднего эоцена, но благодаря максимальной трансгрессии в это время и связанному с ней климатическому оптимуму аридность климата не была очень жесткой. Однако вывод из Океана и атмосферы большого количества углекислоты фотосинтезом в условиях максимального прогрева океанских вод привел к усиленному карбонатообразованию в океанах и эпиконтинентальных бассейнах позднего эоцена. Для этого времени, как видно по кривой КГ, характерна максимальная для кайнозоя глубина накопления карбонатов в Океане, и карбонатообразование происходило на огромных территориях.

Карбонатообразование в позднем эоцене, усиливая само себя, способствовало выносу из биосферы огромных количеств CO_2 . Причем к концу позднего эоцена поступление реконсервированной углекислоты в систему могло быть значительно меньше, чем в его начале. Все это привело к еще большему снижению количества CO_2 в атмосфере, вследствие чего преолигоценная регрессия, хотя она и была не очень большой, привела к образованию резко зонального климата. Произошло сочетание двух факторов аридности климата — регрессивного и «биогенного». С концом эоцена связано образование первого в кайнозое крупного Каталонского соляного бассейна с запасами калийных солей около 600 млн. т. Климат в это время, несмотря на его резкую зональность, оставался теплым. Это пример теплового зонального климата в отличие от холодного зонального, который господствует сейчас, и, вероятно, был в датском веке. На существование этих двух типов климата неоднократно указывал Ю. М. Шейнманн [46 и др.]. Аридизация климата в начале олигоцена происходила на фоне первых фаз позднеальпийской тектонической эпохи и связанного с ней поступления CO_2 в атмосферу и гидросферу. Более того, сами эвапоритовые бассейны раннего олигоцена высвобождали огромные количества углекислоты и работали как мощные насосы, вытягивая на континенты глубинные воды Океана, что также способст-

вовало обогащению зоны фотосинтеза и атмосферы углекислотой. Таким образом, процесс солеобразования, в отличие от процесса карбонатообразования, сам создавал условия, неблагоприятные для своего развития.

Относительно высокая температура вод Океана в олигоцене не способствовала накоплению в нем поступающей углекислоты, и она, задерживаясь в атмосфере, усиливала фотосинтез. В результате одновременно или почти одновременно с солями происходило накопление огромных количеств «горючих сланцев», которые образовывались по соседству с солеродными бассейнами. В условиях резко зонального климата новая волна жизни началась с расцвета морского биоса, так как условия жизни на суше были менее благоприятны. В это же время начинается новая волна угленакпления, которая достигает своего максимума только в неогене, когда зональность климата несколько ослабла. Вообще, строение второй (олигоцен-неогеновой) волны жизни более сложное, чем первой (палеоцен-среднеэоценовой). Наличие четырех эпох образования калийных солей (в позднем эоцене, в среднем олигоцене, раннем миоцене и верхах среднего миоцена) и двукратное изменение компенсационной глубины карбонатообразования в Океане свидетельствует о более сложном строении олигоцен-неогеновой волны жизни. Это, вероятно, обусловлено колебаниями поступления из литосферы углекислоты на фоне постепенного похолодания климата и ее накопления в Океане.

При развитии первой волны жизни временные спады в поступлении углекислоты из литосферы компенсировались за счет дегазации прогреваемых вод Океана, а при развитии второй волны жизни в связи с прогрессирующим похолоданием климата Океан сам становился потребителем углекислоты. Об этом может свидетельствовать последовательное ослабление процесса солеобразования от позднеэоценовой эпохи соленакопления к среднемиоценовой. Это ослабление происходило, несмотря на усиление регрессивного фактора аридности. Следовательно, действие «биогенного» фактора аридности, обусловленного фотосинтезом и карбонатообразованием, в течение неогена значительно снижалось, а поэтому можно допустить и уменьшение активности фотосинтеза и карбонатообразования, приводящих к дефициту CO_2 в атмосфере.

Связь эпох мощного солеобразования с крупными волнами жизни является естественным следствием максимальной продуктивности биосферы. Последнее наводит на мысль об одной из причин современного расширения пустынь в Африке. Вероятно, интенсивное сельское хозяйство в средних широтах и цветение водоемов в результате их загрязнения приводят к усиленному извлечению CO_2 из атмосферы в летнее время. Атмосфера получает CO_2 из Океана, снижая его парциальное давление в верхних слоях морской воды, пересыщенной CaCO_3 , что приводит к его усиленному хемогенному и биогенному осаждению. В свою очередь этот процесс еще больше снижает количество CO_2 в зоне карбо-

натообразования, и ее количество резко падает в атмосфере, что сразу сказывается на усилении летней аридности климата. Таким образом, в результате увеличения производства CO_2 , интенсификации сельского хозяйства и загрязнения озер и морей в Европе колебания содержания CO_2 в атмосфере Африки стали более резкими, что сказалось на росте пустынь. Это предположение легко проверить данными о скорости карбонатообразования в Средиземном море за последние 50 лет.

В первых волнах жизни, приходящихся на II и VI группы ритмов больших рядов, наблюдается одновременный расцвет жизни на суше и в море, что связано с увеличением подачи питательных веществ на фоне потепления и выравнивания климата.

Во вторых волнах жизни, приходящихся на III и VII группы ритмов, максимальное накопление морских горючих сланцев опережает угленакопление, что связано с возобновлением запасов CO_2 в атмосфере и Океане на фоне резко зонального теплого климата, когда условия жизни на суше были менее благоприятны, чем в море. Со вторыми волнами жизни связаны основные запасы нефти и газа. Последнее может быть обусловлено и более широким размахом накопления морской органики, которая в начале ритмов III и VII групп была основным потребителем питательных веществ, поступающих в зону фотосинтеза.

Максимумы фосфатонакопления приходятся на время высокого содержания CO_2 в атмосфере или на самое начало снижения его количества, но не на его минимум, когда шло усиленное карбонатообразование. Крупнейшие скопления фосфоритов образовались до того, как содержание CO_2 достигло своего минимума в эпохи усиленного карбонатообразования. Их образование происходило в эпохи накопления горючих сланцев или слегка запаздывало от них, так как погребенное органическое вещество являлось не только накопителем фосфора в осадках, но и способствовало его выносу, благодаря вертикальной и латеральной миграции иловых и пластовых вод.

Итак, парные волны жизни этапов и полуэтапов подобны годовым волнам жизни Океана и являются, так же как и они, нелинейной реакцией биосферы на внешние циклические воздействия, что вызывается временными исчерпаниями жизненных ресурсов и их последующими возобновлениями. Наличие парных волн жизни в этапах и полуэтапах развития Земли, аналогичных парам волн жизни в годовом периоде развития фитопланктона Океана, может указывать на существование целого спектра таких парных волн — результата нелинейной реакции биосферы на внешние периодические воздействия разного порядка. Так, например, Т. К. Баженова и др. (1974 г.), изучая углеродистые толщи Сибирской платформы, пришли к выводу, что в рифее, венде, кембрии и силуре эпохи их формирования (13 эпох) отвечали трансгрессивным и регрессивным стадиям крупных циклов, тогда как инундационные и эмерсивные стадии были не благоприят-

ны для накопления органического вещества. Их данные говорят о существовании в рифее и венде целого спектра биосферных ритмов, подобных фанерозойским. Другим примером нелинейной реакции местных экосистем на внешние среднечастотные (в геологическом понимании) периодические воздействия может служить ритмичность угленосных отложений, в большинстве которых наблюдается парность угольных пластов и их пачек.

Подобное строение ритмов во всех одноименных группах полуэтапов однозначно свидетельствует об аналогичном поведении биосферы в течение всего фанерозоя.

Волны жизни вызывают периодические изменения в трех главных элементах системы — в гидросфере, живом веществе и атмосфере, образуя глобальные биосферные ритмы — закономерные и соразмерные по качеству изменений колебания свойств биосферы, повторяющиеся в истории Земли.

Схематическое строение биосферных ритмов можно представить в следующей форме: накопление углеродистых толщ — карбонатообразование — солеобразование. Солеобразование первого биосферного ритма совпадает с началом накопления углеродистых толщ следующего, который имеет более сложное строение, чем первый. Эта схема выдерживается как между парами биосферных ритмов полуэтапов, так и между парами биосферных ритмов этапов развития Земли. Наиболее простым примером строения биосферного ритма является юрский: ранняя-средняя юра — накопление углеродистых толщ, оксфордский век — мощное карбонатообразование, завершившееся мощным титонским солеобразованием и одновременным накоплением горючих сланцев следующего биосферного ритма.

В связи с тем, что соли являются естественным членом биосферных ритмов и следствием предшествующих вспышек продуктивности биосферы, можно допустить, что отсутствие крупных накоплений солей в докембрии обусловлено менее контрастным типом биосферных ритмов в то время.

Современное потребление углекислоты растительностью суши примерно в 3—4 раза больше, чем фитопланктоном Океана. Хотя в отдельные трансгрессивные эпохи фанерозоя можно допустить более высокое потребление углекислоты морским фитопланктоном по сравнению с наземной флорой, ее роль в формировании биосферных ритмов весьма значительна. Следовательно, подобие каледонских биосферных ритмов альпийским и герцинским может свидетельствовать в пользу существования на кембрийских континентах развитой флоры. Поэтому вполне вероятно, что главные отличия фанерозоя от докембрия связаны с появлением в начале фанерозоя развитой континентальной флоры, изменившей тип биосферных ритмов в сторону их контрастности.

Связь основной массы полезных ископаемых с крупными биосферными ритмами, так отчетливо проявляющаяся при системном подходе к геологической истории фанерозоя, наглядно иллюстри-

рует справедливость «закона Вернадского» [31, с. 44]. «Миграция химических элементов на земной поверхности и в биосфере в целом осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же она протекает в среде, геохимические особенности которой (O_2 , H_2O , H_2S и т. д.) преимущественно обусловлены живым веществом, как тем, которое в настоящее время входит в состав данной системы, так и тем, которое было на Земле в течение всей геологической истории».

Глава четвертая

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ

Поскольку в каждой динамической системе существует своя временная метрика, определяемая количеством событий в этой системе, можно выделить астрономическую, физическую, тектоническую и биологическую шкалы времени. Астрономическую и физическую шкалы времени, которые благодаря устойчивости астрономических параметров близки друг к другу, можно считать для граничных интервалов физического времени однозначными.

Концепция биологического времени выделена в начале нашего века В. И. Вернадским в особую категорию. Метрикой биологического времени, имеющего форму особой, присущей биологическим системам статистической закономерности, мы оперируем при выделении биостратиграфических категорий типа различных зон, а также при определении временного объема геохронологических подразделений.

Тектонические процессы, если нет автоколебаний в их системе, как это будет показано ниже, развиваются по астрономическому (физическому) времени, а процессы в биосфере, которые обладают нелинейной реакцией на внешние циклические воздействия, развиваются по биологическому времени.

Периодическая система геологических событий фанерозоя, с точки зрения системного подхода, представляет собой статическую, вероятностную систему продуктов на выходе динамической системы — биосферы. Последнее важно для изучения биосферы как динамической системы, что связано с проблемой охраны окружающей среды и поисками полезных ископаемых. Данная система позволяет не тривиально подойти к изучению необратимой эволюции осадкообразования, проследив его в одинаковых фазах развития, а также может быть применена как модель при изучении осадкообразования в докембрии.

Периодическая система геологических событий сама по себе представляет самостоятельный предмет изучения и, вероятно, обладает многими еще не выявленными свойствами. Главным ее свойством является отражение эволюции биосферы, так как осадочная оболочка Земли вместе с полезными ископаемыми представляет собой в основном продукт деятельности трех главных элементов последней — атмосферы, живого вещества и гидросферы.

В отличие от предшествующих схем подобного рода (см. Предисловие) данная система состоит из равновеликих по времени

трансгрессивно-климатических ритмов — элементов системы. В альпийском, герцинском и каледонском этапах развития Земли нами выделено по восемь трансгрессивно-климатических ритмов (20—24 млн. лет в кайнозое и по 20—35 млн. лет в мезозое и палеозое) средней длительностью около 22 млн. лет, что позволило

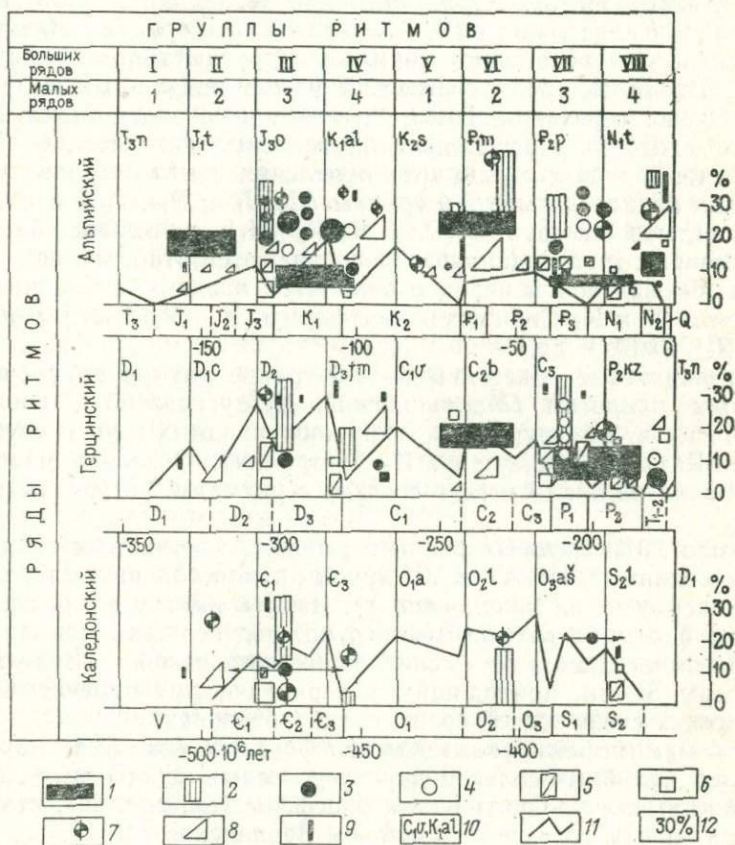


Рис. 36. Периодическая система геологических событий фанерозоя.

1—9 — крупнейшие месторождения (1 — углей, 2 — горючих сланцев, 3 — нефти, 4 — газа, 5 — калийных солей, 6 — каменных солей, 7 — фосфоритов, 8 — бокситов, 9 — марганцовых руд); 10 — индексы возрастов максимальных трансгрессий; 11 — кривая трансгрессий для территории трех платформ (30 млн. км²); 12 — относительные площади морских бассейнов

представить названные этапы и их половины в виде больших и малых рядов ритмов и построить Периодическую систему геологических событий фанерозоя (рис. 36), в которой свойства ритмов (трансгрессии, климат, полезные ископаемые, их размещение внутри ритмов и др.) повторяются с периодами, равными длительности этапов развития Земли и их половин.

Здесь важно отметить, что С. П. Максимов, Н. Я. Кунин и Н. М. Сардонников пришли к выводу, что величина 44 млн. лет может быть использована в качестве главной статистической константы периодичности тектонических процессов.

У малых рядов ритмов проявляется свойство периодичности рядов. Например, сульфатные калийные соли и солеобразование в передовых прогибах характерны для последних ритмов герцинского (Р) и альпийского (P_3-N_1) рядов, а в группах ритмов малых рядов они разобщены ритмами с другим типом солеобразования. По характеру трансгрессий малые ряды похожи друг на друга тоже через ряд. Вместе с тем малые ряды имеют значительное сходство в распределении полезных ископаемых. Например, основные максимумы угленакпления в малых рядах приходятся на начала ритмов 2-й группы ($C_2, J_{1-2}; P_1-P_2^2$) и на окончания ритмов 3-й группы ($P_{1-2}; K_1 P_3-N_1$), а угольные бассейны одноименных групп одинаково располагаются относительно палеоклиматических зон и нередко находятся в одних и тех же районах (угли Р и K_1 Сибирской платформы, Р и P_3 Австралии, C_2 и $P_1-P_2^2$ США и др.).

Фосфоритовые бассейны во 2-й группе ритмов приурочены к аридным широтам (Марокканский, Хубсугульский и Юньнаньский), а в 3-й группе — к окраинам аридных зон (Сечурский, Вятско-Камский, Фосфория, В. Австралия). Основная часть мировых запасов нефти и газа связана с ритмами 3-й группы малых рядов.

Около 90% мировых запасов горючих ископаемых заключено в отложениях II, III, VI и VII групп ритмов больших рядов. При чем максимумы их накопления тяготеют к началу четных и окончаниям нечетных ритмов этих групп, подтверждая наличие глобальных «вспышек» и «спадов» биологической продуктивности биосферы Земли, приводящих к периодическим изменениям геохимических свойств всей среды осадкообразования.

Все максимумы накопления фосфоритов, бокситов, марганцевых руд, калийных солей и других полезных ископаемых связаны с максимумами продуктивности биосферы (см. рис. 36), что находится в полном согласии с «законом Вернадского» [31].

Проведенная корреляция альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли подтверждает известную периодичность (цикличность) геологических событий, равную продолжительности геологического этапа. По геохронологической шкале фанерозоя в свете новых значений постоянных распада [3] продолжительность альпийского этапа (Q—J) составляет 185 млн. лет, герцинского (T—D₁C) 203 млн. лет и каледонского (D₁g—E) 182 млн. лет. Эти цифры близки к продолжительности аномалистического периода движения Солнечной системы в Галактике (галактическому году, по Б. Л. Личкову), равной, согласно П. П. Паренаго [25], 176 млн. лет, а важнейшие геологические границы между этапами близко или почти точно совпадают во времени с прохождением Солнечной системой перигалактия.

Применив выведенное им уравнение для потенциала Галактики, П. П. Паренаго вычислил приближенно элементы орбит некоторых звезд, и в том числе вычислил и построил приближенную орбиту Солнца. При этом он показал, что Солнце движется вокруг центральных масс Галактики по закону, очень близкому к закону относительного движения планет вокруг Солнца, выявленному Кеплером, т. е. приблизительно по эллиптическим орбитам. П. П. Паренаго получил следующие величины для элементов галактической орбиты Солнца: период обращения 212 млн. лет, время между двумя последовательными прохождениями через перигалактий (или апогалактий) *, так называемый аномалистический период галактического движения Солнца, 176 млн. лет. Момент последнего прохождения Солнца через апогалактий был 76 млн. лет назад, через перигалактий — будет спустя 12 млн. лет. Указанное движение в плоскости Галактики сочетается с гармоническими колебательными движениями Солнца по Z-координате в направлении, перпендикулярном к галактической плоскости с периодом, величина которого в два раза меньше галактического года. Это — так называемый «драконический период». В течение каждой половины драконического периода Солнечная система движется с одной стороны галактической плоскости и в течение каждых $22 \cdot 10^6$ лет то удаляется, то приближается к ней.

Трансгрессивно-климатические ритмы — это «колебания маятника тектонических часов» с периодом, определенным по физической метрике, равным около $22 \cdot 10^6$ лет.

Естественно, предположить, что продолжительности этапов развития Земли должны совпадать с длительностью галактического года и расхождение между ними связано, скорее всего, с неточностью имеющейся геохронологической шкалы. Ведь все наблюдаемые ныне циклические процессы на Земле имеют астрономическую причину.

При сравнении моментов геологической истории с положением Солнечной системы в Галактике выяснилось, что геологические события будут вписываться в движение Солнечной системы вокруг ее центральных масс при условии, если все мезозойские, герцинские и каледонские ритмы будут равны по продолжительности своим кайнозойским аналогам. Эта предпосылка была использована нами при составлении периодической геохронологической шкалы фанерозоя (табл. 14). Возрастные рубежи периодов и эпох принимались согласно схеме корреляции полуэтапов развития Земли.

Одинаковая продолжительность отрезков времени с подобной геологической историей была основным принципом, на котором базировалось определение продолжительности отдельных периодов и эпох.

* Перигалактий — кратчайшее расстояние от центра Галактики до Солнца, апогалактий — наибольшее расстояние между ними.

Периодическая геохронологическая шкала фанерозоя

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)		Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	По шкале 1975 г.	
					начало, млн. лет	продолжи- тельность, млн. лет
Четвертичный	Плейстоценовая		1,5—2	1,5—2	1,5—2	1,5—2
Неогеновый	Плиоценовая	поздняя	7	7,5—7	7	7,5—7
		средняя	9		9	
	Миоценовая	поздняя	13	16	13	16
		средняя	18		18	
		ранняя	25		25	
		поздняя	32	12	32	12
Палеогеновый	Олигоценая	средняя	37			
		ранняя				
		поздняя	46	21	46	21
Эоценовая	средняя	50	50			
	ранняя	58		58		
	Палеоценовая	поздняя	62	8	62	8
		ранняя	66		66	
Меловой	Позднемеловая		105	39	100	34
	Раннемеловая		126	21	132	32
Юрский	Позднеюрская (Мальм)		137	42	(153)	53
	Среднеюрская (Доггер)		149		(168)	
	Раннеюрская (Лейас)		163		185	
Триасовый	Позднетриасовая		(178)	20	210	50
	Среднетриасовая				(220)	
	Раннетриасовая		188		235	
Пермский	Позднепермская		202	29	255	45
	Раннепермская		217		280	
Карбоновый	Позднекарбоновая		226	66	300	65
	Среднекарбоновая		242		320	
	Раннекарбоновая		283		345	
Девонский	Позднедевонская		302	80	360	55
	Среднедевонская		322		376	
	Раннедевонская		363		400	

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)	Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	По шкале 1975 г.	
				начало, млн. лет	продолжи- тельность, млн. лет
Силурийский	Позднесилурийская Раннесилурийская	378	29	(415)	35
		392		435	
Ордовикский	Позднеордовикская Среднеордовикская Раннеордовикская	402	66	450	55
		418		(475)	
		458		490	
Кембрийский	Позднекембрийская Среднекембрийская Раннекембрийская	466	42	515	80
		478		545	
		500		570	
Вендский		539 (?)	39 (?)		

За «эталонные» принимались продолжительности отрезков геологического времени кайнозоя и конца мезозоя, определенные методами абсолютной геохронологии с наибольшей точностью и достоверностью.

Как известно, геохронологические шкалы составлены с различной точностью для кайнозойской, мезозойской и палеозойской частей. Для кайнозоя (66 млн. лет) с точностью ± 2 млн. лет установлены не только границы периодов, но даже границы между отдельными эпохами. Возрастные границы между периодами мезозоя установлены с меньшей надежностью, особенно между юрой и триасом, а также триасом и пермью. Надежность обоснования возрастных границ между периодами палеозоя является недостаточной.

Геохронологическая шкала в свете новых значений постоянных распада [3], хотя коренным образом не отличается от шкал, предлагаемых разными исследователями в течение последних 15 лет, все-таки ближе по своим значениям к периодической геохронологической шкале. Так, например, начало ордовикского периода по ней 490 млн. лет, а по периодической 456 млн. лет. Отличие составляет всего около 7%. Наибольшие отклонения в сравниваемых шкалах касаются рубежей триаса, перми и карбона. Интересно, что и все другие шкалы на этих рубежах имеют максимальное относительное варьирование от 9 до 16%, в то время как для остальных систем относительный размах варьирования не превышает 7% [3, с. 38].

Таким образом, изменения, которые вносит периодическая шкала, касаются главным образом наименее обоснованной части всех геохронологических шкал, основанных на опорных точках. Для составления геохронологической шкалы в свете новых значений по-

стоянных распада Афанасьевым и Зыковым было отобрано 446 опорных точек, которые были разделены на три категории. К категории реперных проб отнесено 158 точек, к категории подтверждающих проб — 218 и к категории противоречащих проб — 70 точек. Хотя последних оказалось относительно немного, нет никаких критериев их отбраковки, и нельзя достоверно сказать, что значения противоречащих проб менее соответствуют истине, чем значения реперных. В отсутствии критериев отбраковки противоречащих значений опорных точек можно видеть кризисное положение метода составления геохронологических шкал по опорным точкам. Такое положение усугубляется и малым количеством опорных точек. Совпадения или небольшие отклонения рубежей периодов и эпох в шкалах разных авторов вряд ли говорят в пользу достоверности самих шкал, так как они составлены одним и тем же методом по мало отличающемуся набору опорных точек.

Некоторым подтверждением достоверности шкалы по новым значениям постоянных распада [3] в интервале последних 100 млн. лет может служить почти правильная периодичность трансгрессий и климатических оптимумов, которая получается в ее масштабе.

Следует добавить, что полученная периодическая геохронологическая шкала подтверждается 248 опорными точками из списка, приведенного Г. Д. Афанасьевым и С. И. Зыковым [3].

Предварительная проверка периодической геохронологической шкалы была осуществлена предложенным мной в 1963 г. [25] корреляционным методом построения геохронологической шкалы. Этот метод, в основе которого лежит известная связь регрессий с горообразованием, состоит в корреляции кривых трансгрессий с кривыми распределения абсолютных возрастов синорогенных интрузий.

Кривые распределения абсолютных возрастов гранитоидных массивов указывают возраст орогенезов без их положения в относительной шкале, на кривых же трансгрессий, наоборот, есть относительный возраст всех регрессий, но нет их абсолютного возраста. Скоррелировав эти кривые, получим относительный возраст орогенезов и абсолютный возраст регрессий, т. е. геохронологическую шкалу.

При построении кривой распределения возрастов гранитоидных массивов нами были взяты значения абсолютного возраста, полученные по породе, биотиту и мусковиту гранитоидов с использованием постоянных распада ^{40}K : $\lambda_{\text{K}} = 5 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda_{\text{B}} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$. В тех случаях, когда для одного массива приводились два, три или больше замеров, или был дан возрастной интервал, использовались среднеарифметические значения возрастов.

Очевидно, что кривые распределения возрастов гранитоидных интрузий характеризуют интенсивность интрузивной деятельности.

Значительное количество (406) замеров позволило при построении кривой распределения возрастов (рис. 37) выбрать интер-

валы в 5 млн. лет. На кривой намечается периодичность интенсивности образования гранитоидных тел в 80—90 и 170—180 млн. лет, равная длительности галактического полугодия и года, что может свидетельствовать о зависимости гранитообразования от времени галактического года. Все моменты прохождения Солнечной системы через три апогалактия и два перигалактия отмечены резкими всплесками интрузивной деятельности, после которых следовал период в 20—25 млн. лет с минимальной активностью интрузив-

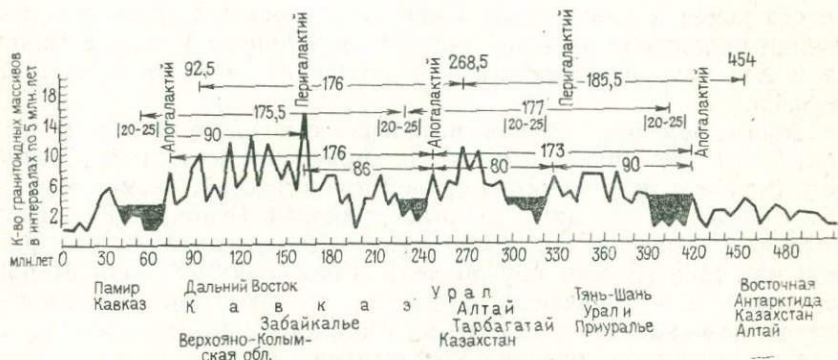


Рис. 37. Изменение интенсивности интрузивной деятельности в зависимости от периодов галактического года

ной деятельности, соответствующий самым трансгрессивным и самым теплым эпохам.

Таким образом, по данным определений абсолютного возраста намечается периодичность, близкая к 88 и 176 млн. лет (галактическое полугодие и год), совпадающая с расчетными данными П. П. Паренаго.

На кривой интенсивности интрузивной деятельности (см. рис. 37) максимум, соответствующий позднеолигоценовой — раннемиоценовой регрессии в интервале от 25 до 35 млн. лет, целиком обязан памирским интрузиям, а максимум, приходящийся на апогалактия (70—75 млн. лет) и соответствующий предатской регрессии — дальневосточным интрузиям. Другой максимум (90—95 млн. лет), соответствующий предсантонской регрессии, дают интрузии Памира, Дальнего Востока и Кавказа. Небольшой максимум в интервале от 100 до 105 млн. лет, который соответствует регрессии на границе раннего и позднего мела, полностью обязан интрузиям Дальнего Востока. Максимум в интервале от 110 до 115 млн. лет, соответствующий предатской регрессии, обусловлен интрузивной деятельностью на Дальнем Востоке и Кавказе. Максимум (125—130 млн. лет), соответствующий регрессии в конце юры — начале мела, дают интрузии Верхояно-Колымской области, Дальнего Востока и Кавказа. Максимум в интервале 135—140 млн. лет, соответствующий регрессии на границе средней и

поздней юры, обязан в основном интрузиям Верхояно-Колымской области.

В общем, каждый район дает 1—2 и в редких случаях 3—4 максимума на кривой распределения возрастов гранитоидных интрузий и только суммарная кривая интенсивности интрузивной деятельности многих районов похожа на перевернутую кривую трансгрессий. Максимумы интенсивности интрузивной деятельности закономерно смещаются от начала галактического года в каледонском этапе через промежуточное положение в герцинском на его конец в альпийском этапе, что, вероятно, связано с изменением положения районов Тянь-Шаня, Южного Урала, Казахстана и Алтая по отношению к оси вращения Земли в течение фанерозоя.

Таким образом, кривая интенсивности интрузивной деятельности, которую можно считать и характеристикой горообразования, сходна с перевернутой кривой трансгрессий, несмотря на то, что каждый из упомянутых выше районов (Кавказ, Тянь-Шань, Урал и др.) развивался по-своему. Это свидетельствует еще раз о том, что трансгрессии обусловлены колебаниями уровня Мирового океана, а тектонические движения, происходящие в различных местах, отражаются в изменении емкости Мирового океана.

Механизм этого явления можно представить следующим образом. При подъеме гранитоидных тел по соседству с ними образуются компенсационные прогибы, которые в основном заполняются океанической водой, что приводит к понижению уровня океана. Если считать, что объем Земли и гидросферы постоянен в течение хотя бы ограниченного отрезка времени, то объем поднятий должен быть равен объему погружений, а объем поднявшихся над водой горных сооружений — приращению емкости океана. В этом случае можно примерно оценить вероятную величину изменения уровня Мирового океана, определив объем современных горных сооружений. Расчеты показывают, что даже объем горных сооружений, расположенных на 1000 м выше уровня океана, составляет 80 млн. км³, что эквивалентно понижению уровня океана на 200 м. Это реально возможная, получающаяся и по другим данным (см. гл. II) величина подъема уровня океана над современным, которая приблизительно соответствует высоте распространения эоценовых отложений на платформах. Вместе с тем известно, что в эоцене почти не было крупных горных сооружений.

В интервале последних 70 млн. лет, где все шкалы абсолютно возраста мало отличаются друг от друга и наиболее обоснованы, всем регрессивным этапам соответствуют максимумы на кривой распределения возрастов гранитоидных массивов, а всем трансгрессивным — минимумы. Совершенно невероятно, чтобы в кайнозой интрузивная деятельность и трансгрессии были связаны одной зависимостью, а в мезозой и палеозой — другой. Эта по сути дела давно известная закономерность выдерживается и при сравнении кривой распределения возрастов гранитоидных массивов с мезозойской и палеозойской частями кривой трансгрессий, пост-

роенной в масштабе периодической геохронологической шкалы (рис. 38), в то время как в других шкалах закономерность нарушается.

На рис. 39 видна довольно хорошая корреляция кривых распределения возрастов гранитоидных массивов трех последних этапов развития Земли. Эти кривые коррелируются и отрезками в 180 млн. лет, но значительно хуже, чем отрезками в 175 млн. лет.

Чтобы получить наиболее полную характеристику интенсивно-

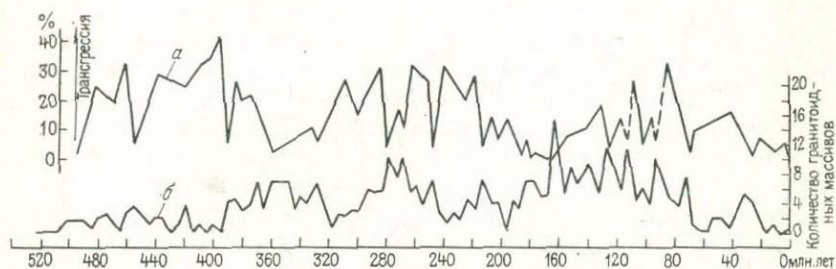


Рис. 38. Сопоставление кривой трангрессий (а) и кривой распределения возрастов гранитоидных массивов (б)

сти процесса образования гранитоидных интрузий в течение галактического года в целом, можно воспользоваться методом наложения эпох и построить суммарную кривую распределения возрастов гранитоидов, отнеся все замеры к одному галактическому году, или, другими словами, произвести сложение кривых трех галактических лет (рис. 39). Получившаяся кривая более рельефна, чем каждая из ее составляющих, что доказывает сходный характер изменения интенсивности интрузивной деятельности в течение каждого из трех галактических лет. Понятно, что, если бы кривые распределения возрастов гранитоидных массивов галактических лет не коррелировались, суммарная кривая была бы менее рельефна. На этой кривой основные минимумы интрузивной деятельности, соответствующие трангрессиям, следуют друг за другом через 25 млн. лет в начале, через 22,5 — в средней части и через 20 млн. лет в конце галактического года. Возможно, в начале галактического года ритмы были несколько продолжительнее, чем в конце?

М. М. Рубинштейн (1967 г.) на основании обработки нескольких тысяч определений абсолютного возраста фанерозойских гранитоидов и метаморфических пород пришел к выводу, что «основные этапы гранитообразования и метаморфизма, увязывающиеся, по-видимому, с наиболее значительными орогеническими фазами общепланетарного значения, отделены друг от друга промежутками времени в $15 \div 20 \cdot 10^6$ лет».

Следует обратить внимание на то, что М. М. Рубинштейн использовал данные советских и зарубежных лабораторий, а также

вместе с возрастaми гранитоидов учитывал и возрастa метаморфических пород, т. е. не было произведено необходимой отбраковки данных. В результате получился довольно большой разброс цифр.

Только по гранитоидам, хотя тоже без должной отбраковки данных, разброс значений возрастa орофаз получается меньше ($20 \div 25 \cdot 10^6$ лет). При построении кривой распределения возрастa

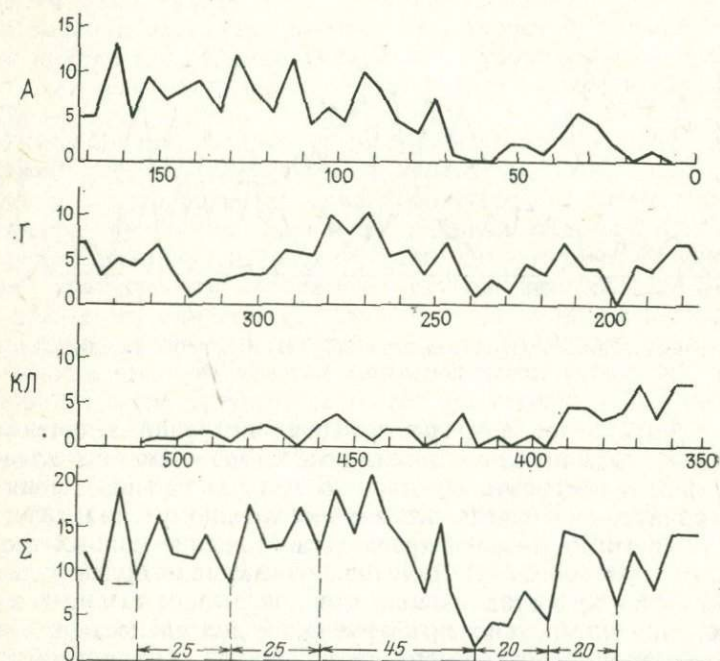


Рис. 39. Корреляция кривых распределения возрастa гранитоидных массивов каледонского (КЛ), герцинского (Г) и альпийского (А) этапов развития Земли; суммарная характеристика (Σ) интенсивности интрузивной деятельности

гранитоидных массивов мной использовались значения возрастa, полученные разными лабораториями по породе, биотиту и мусковиту гранитоидов, что должно было привести к увеличению фона и сглаживанию пиков. Несмотря на это, периодичность в $20 \div 25 \cdot 10^6$ лет спадов активности гранитообразования выявляется, свидетельствуя о чрезвычайно резкой выраженности периодичности гранитообразования в истории Земли.

При использовании значительного количества определений возрастa гранитоидов, полученных в одной лаборатории, проводя соответствующую отбраковку данных, периодичность гранитообразования может быть определена более точно.

Таким образом, периодическая геохронологическая шкала, в основу которой был положен принцип равной продолжительности отдельных отрезков времени, имеющих подобную геологическую историю, подтверждается данными абсолютной геохронологии. Здесь следует обратить внимание на некоторые преимущества корреляционного метода построения геохронологической шкалы перед существующим методом — по опорным точкам. Эти преимущества заключаются главным образом в значительно большем количестве информации, заложенной в шкалу, построенную корреляционным методом. Количество этой информации неограниченно и постоянно возрастает, в то время как количество интрузивных пород и эффузивных тел с точно определенным стратиграфическим положением ограничено и возрастает медленно.

Получив более дробную геохронологическую шкалу, можно привязать геологическую историю к различным моментам нахождения Солнечной системы в Галактике. Так, согласно полученной шкале, на перигалактий приходится средний — поздний триас, начало кобленцкого века (зиген) и какая-то часть позднего докембрия. Эти моменты отмечены характерными вспышками интрузивной деятельности и соответствуют началам альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли. Следовательно, крупные геологические этапы соответствуют галактическим годам, как это отмечалось ранее Б. Л. Личковым, В. Д. Наливкиным и др. [25].

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ПЕРИОДИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ДИАХРОННАЯ И РЕГИОНАЛЬНО-СИНХРОННАЯ ПЕРИОДИЧНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ТРАНСГРЕССИЙ

В настоящее время как у нас, так и за рубежом геологи уже не сомневаются в существовании колебаний уровня Мирового океана, но в оценке их роли в развитии трансгрессий и регрессий нет единогласия.

Одна группа геологов, признающая ведущую роль колебаний уровня Океана в развитии трансгрессий, считает, что геотектоническое состояние Земли в каждый конкретный отрезок времени определялось ее развитием как единого целого, а трансгрессии или регрессии проявлялись одновременно, хотя их масштабы на отдельных территориях сильно варьировали, отражая региональные особенности развития последних.

Другая группа геологов полагает, что трансгрессии и регрессии обусловлены в основном тектоническими движениями, а не колебаниями уровня Океана, и не синхронны на разных материках и на отдельных их частях, так как геотектоническое состояние планеты было разным в ее частях.

Наиболее аргументированно и определенно в последнее время высказались на эту тему Д. П. Найдин [29] и В. П. Казаринов [20], с одной стороны, и А. Л. Яншин [49], — с другой. В их статьях исчерпывающе освещена история проблемы и содержится почти полная библиография работ, ей посвященных. Поэтому здесь нет смысла останавливаться на разборе большого количества работ, посвященных данной проблеме. Надо заметить, что основная масса исследователей является сторонниками синхронности трансгрессий на разных материках, и только небольшая группа геологов, точку зрения которых наиболее обоснованно высказал А. Л. Яншин, утверждает, что часто трансгрессиям на одних платформах соответствуют регрессии на других. Обе точки зрения базируются на одном и том же материале — палеогеографических кривых (кривых трансгрессий), построенных для территорий платформ, материков или их частей.

Действительно, кривые трансгрессий Русской и Северо-Американской платформ для всего фанерозоя, а также кривые трансгрессий названных платформ, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит для мезозоя и кайнозоя подтверждают точку зрения о синхронности основных трансгрессий в пределах этих террито-

рий и свидетельствуют о наличии колебаний уровня Мирового океана. Однако если даже не принимать во внимание палеогеографические кривые, приводимые А. Л. Яншиным для Японских островов, Австралии и Южной Америки, как недостаточно обоснованные по заключению В. П. Казаринова, то все равно остается бесспорным пример асинхронности трансгрессий (равно и регрессий) на Сибирской платформе и указанных выше территориях. В пределах Сибирской платформы максимум мезозойских трансгрессий приходится на лейас и догер, а регрессии — на мальм и мел, в то время как в Северной Америке, Европе, Средней Азии и Западной Сибири на лейас и догер приходится только самое начало мезозойских трансгрессий, которые достигли своего максимума в мальме и мелу. Таким образом, в природе наблюдаются и синхронность, и асинхронность трансгрессий. Противоположные же точки зрения в данном случае отражают единство противоположностей проявления во времени и пространстве трансгрессий и регрессий — результата интерференции тектонических движений и колебаний уровня Океана.

Автором данной работы сделана попытка объяснения наблюдаемой картины синхронности и асинхронности проявления трансгрессий и регрессий на разных территориях Северного полушария.

В главе 2 показано, что гистограммы палеогеографических обстановок альпийского, герцинского и каледонского этапов развития Земли для одной и той же платформы более похожи друг на друга, чем гистограммы одноименных этапов развития разных платформ. Если на Сибирской платформе максимумы распространения бассейнов осадконакопления смещены на начала каледонского (E_1), герцинского (D_2) и альпийского (J_{1-2}) этапов, то на Русской платформе эти максимумы приходятся на средние части этапов. Таким образом, несмотря на то, что наличие прямой корреляционной связи между изменениями базиса эрозии на обеих платформах несомненно ($r_{yx} = +0,5 \div 0,6$), имеются тектонические составляющие, снижающие коэффициент корреляции. Эти движения для Сибирской платформы заключались в ее относительно общем поднятии примерно в средних частях этапов и опусканиях в их началах, а для Русской платформы — в поднятиях, приходящихся на концы и начала этапов, и в опусканиях в их средней части. Следовательно, Русская и Сибирская платформы испытывали несинфазные крупноамплитудные колебания, одинаковые фазы которых были значительно смещены во времени.

Кроме того, имеющиеся данные позволяют наметить некоторое омоложение максимумов трансгрессий с запада на восток от Сибирской платформы с максимумом мезозойских трансгрессий в лейасе к Северной Америке с максимумом в туроне, затем к Русской платформе с максимумом мезозойской трансгрессии в сантоне, Средней Азии и Западной Сибири с максимумами в сантон-кампане и эоцене, в результате чего можно сделать предположение о наличии скользящей с запада на восток волны тектонических движе-

ний, последовательно изменяющей положение разных блоков земной коры относительно условной уровенной поверхности геоида.

Для проверки этого предположения на график были нанесены усредненные значения абсолютных возрастов гранитоидов и метаморфических пород, по М. М. Рубинштейну (см. гл. 4), и усредненные значения долгот складчатых областей Северного полушария (рис. 40). Каждая точка на графике представляет собой сред-

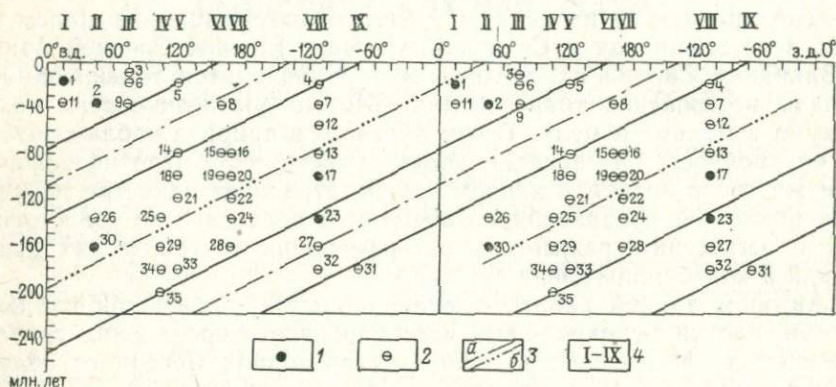


Рис. 40. Распределение возрастов фаз гранитообразования и метаморфизма по современным долготам в Северном полушарии.

1 — многочисленные определения многих объектов; 2 — неоднократные определения немногих объектов; 3 — центральные части зон с повышенной (а) и пониженной (б) тектонической активностью; 4 — складчатые области (I — Южной Европы, II — Кавказа, III — Тянь-Шаня и Памира, IV — Забайкалья и Восточной Монголии, V — Восточной, Юго-Восточной и Южной Азии, VI — Камчатки, Курильских островов и Сахалина, VII — Северо-Востока СССР, VIII — Кордильер, IX — Аппалачей)

нюю часть интервала магматической активизации региона. При построении графика были использованы наиболее информативные данные, включающие «неоднократные определения немногих объектов» и «многократные определения многих объектов». Не были использованы «единичные определения» возрастов гранитоидов и метаморфических пород. В пределах последних 200 млн. лет разница между крайними значениями возрастов, объединенных М. М. Рубинштейном в один интервал магматической активизации, постепенно возрастает от 1—4 млн. лет в неогене до 15 млн. лет в начале мезозоя. Все аргоновые цифры возрастов (несколько тысяч) М. М. Рубинштейном были рассчитаны по константам: $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Необходимо отметить, что до последнего времени не было обобщений, соразмерных по охвату количества геохронологических определений с работой М. М. Рубинштейна.

Как видим, в пределах ближайших 200 млн. лет почти все точки на рис. 40 располагаются по диагональной полосе, соответствующей восточному смещению зоны усиленной тектонической активности в литосфере Северного полушария, и только 4 точки, три

из которых относятся к мезозойским гранитоидам Северной Америки, попадают в полосу с пониженной тектонической активностью. Если учесть западный дрейф Северной Америки и поместить ее у долготы Западной Европы, как она находилась около 130 млн. лет назад, то по сути дела только одна точка (Камчатско-Курильский регион) останется в полосе с пониженной тектонической активностью. Здесь следует сказать, что для палеозоя в современных координатах подобные полосы не выделяются, что, видимо, связано с иным расположением континентов в то время.

Осевая линия полосы с максимальным количеством точек абсолютных возрастов гранитоидов и метаморфических пород пересекает ось абсцисс около 45° в. д., указывая на современное долготное положение центральной части зоны усиленной тектонической активности. Нулевой меридиан она пересекает между -195 и -200 млн. лет и около -20 млн. лет, свидетельствуя о смещении этой зоны с запада на восток со средней скоростью, немного большей или равной 2° долготы за 1 млн. лет. Скольжение зоны тектонической активности с запада на восток с такой скоростью создаст одинаковую периодичность тектонических движений (без учета дрейфа континентов), равную длительности тектонического этапа развития Земли ($\sim 175-180$ млн. лет) в любой точке на поверхности Земного шара, но все точки (блоки земной коры) в зависимости от своего долготного положения находятся одновременно в разных фазах волны тектонических движений. Это явление, подобное диахронному ходу суточной освещенности планеты, когда все фазы циклического процесса можно наблюдать одновременно, можно назвать «скользящей», или диахронной, периодичностью.

Хотя при построении графика на рис. 40 использовано несколько тысяч геохронологических определений, он носит предварительный характер, так как к настоящему времени накопилось большое количество определений абсолютного возраста, которые могут быть без усреднения нанесены на подобный график в виде полей точек. Вместе с тем, несмотря на предварительность полученных результатов, в них все-таки присутствует некоторая доля истины, и мы вправе пользоваться ими при дальнейших построениях. Проверка значимости полученных построений по методу Пирсона хи-квадрат без учета выборочного поворота показала, что восточное смещение зоны усиленной тектонической активности выявляется на 95%-ном уровне значимости. Более того имеются и другие сведения о восточной миграции тектонической активности на Дальнем Востоке СССР и Западе США. Так, по данным В. А. Красилова, мощный меловой вулканизм от позднего альба до позднего сеномана (турона) продвинулся от Малого Хингана до Сихотэ-Алиня, а в начале датского века достиг Сахалина, а по утверждению Д. Гиллули [14], «миграцию тектонической активности можно последовательно проследить в меловое время от восточной части Невады, через западную часть штата Юта на восток штата Айдахо и в штат Вайоминг, а в эоцене — уже на востоке Кордильер и в олигоцене — в южной части Скалистых гор». Масштаб

этой миграции на восток, по его заключению, превысил 1500 км, если считать от побережья Тихого океана.

Как это видно на графике (см. рис. 40), центральная часть зоны усиленной тектонической активности примерно за 175—180 млн. лет прошла через все Северное полушарие, начала следующий круг 20 млн. лет назад и сейчас находится в районе 45° . За время своего движения она пересекла разные сочетания материковой и океанической кор, что должно было как-то сказаться на емкости Мирового океана и его уровне. Для того чтобы определить, какие соотношения материковой и океанической кор прошла центральная часть зоны тектонической активности, будем возвращать ее на запад от 45° в. д., определяя соотношения названных кор через каждые 15° долготы на отрезках меридианов от Северного полюса до экватора. Время прохождения центральной части зоны через меридианы будем определять согласно графику на рис. 40. В результате мы сможем определить соотношения материковой и океанической кор на разных меридианах, которые последовательно прошла центральная часть зоны тектонической активности за последние 200 млн. лет, и выразить это в виде кривой, помещенной в левой части рис. 41. Исходя из полученных данных, без поправки на дрейф континентов центральная часть названной зоны находилась в Тихом океане от 140 до 80 млн. лет назад и в Атлантическом — от 60 до 20 млн. лет назад, а на материках — от 200 до 140 (Евразия) и от 80 до 60 млн. лет назад (Северная Америка). Интервалы времени от -140 до -80 млн. лет (J_3-K_2 ср) и от -60 до -20 млн. лет (P_2-N_1) соответствуют высокому положению уровня Океана, а интервалы времени от -200 до -140 млн. лет ($T-J_{1-2}$) и от -80 до -60 млн. лет (K_2 d— P_1) — его низкому уровню. Таким образом, при прохождении зоны тектонической активности через материки уровень Океана понижается, а при прохождении ее через океаны — поднимается, т. е. скользящие тектонические движения отрицают свою диахронность, изменяя емкость Океана, и приводят к синхронным колебаниям его уровня.

Для того чтобы увидеть, как реализуется процесс интерференции скользящих тектонических движений и колебаний уровня Океана в виде трансгрессий и регрессий на континентах, дополним наш график на рис. 40 кривыми трансгрессий для различных участков материков согласно их долготному положению (см. рис. 41). Кривые трансгрессий для Западной Европы, Русской платформы, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит поместим соответственно на меридианы 5 , 35 , 55 и 75° в. д., проходящие через их центральные части. Кривую трансгрессий для Сибирской платформы поместим на меридиан 120° в. д., так как мезозойские трансгрессии там происходили вблизи этого меридиана. Кривую трансгрессий для Северо-Американской платформы также поместим на меридиан 90° з. д., проходящий через ее центральные части. В итоге получается весьма любопытная картина, кажется, увязывающая тектонические движения и колебания

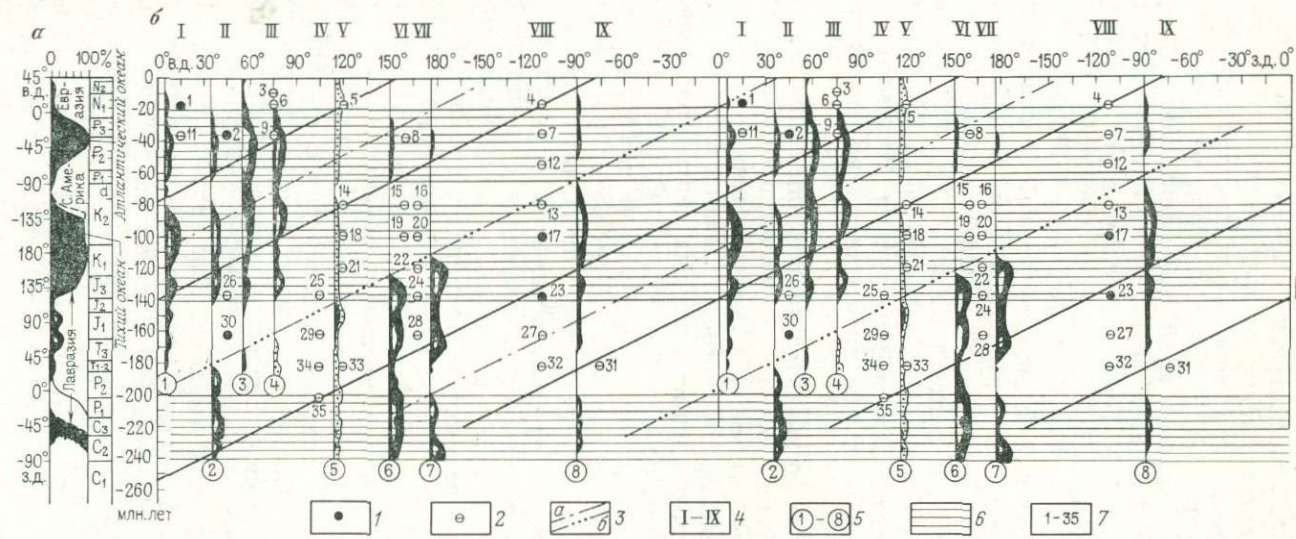


Рис. 41. Зависимость трансгрессий эпиконтинентальных морей и положения уровня Мирового океана от восточного скольжения волны тектонических движений.

a — соотношение океанской и материковой кор на разных меридианах Северного полушария в %; *б* — восточное скольжение орофаз и трансгрессии в Северном полушарии за последние 200 млн. лет. 1—4 — см. рис. 40; 5 — кривые трансгрессий — относительные размеры бассейнов осадконакопления (1 — Западная Европа, 2 — Русская платформа, 3 — Скифско-Туранская плита, 4 — Западно-Сибирская плита, 5 — Сибирская платформа, 6 и 7 — Северо-Восток СССР, 8 — Северо-Американская платформа); 6 — высокое положение уровня Мирового океана; 7 — номера точек наблюдения (определений)

уровня Океана с трансгрессиями на континентах и объясняющая особенности развития трансгрессий на разных материках.

Прежде всего при рассмотрении кривых трансгрессий на рис. 41 обращает на себя внимание диагональная полоса, обусловленная восточным смещением момента смены трансгрессий регрессиями, которая совпадает с осевой линией, отвечающей восточному смещению центральной части зоны тектонической активности. На эту линию приходится регрессии на Русской платформе в начале триаса, на Скифско-Туранской плите в эрете, в Западной Сибири в лейасе, на Сибирской платформе в мальме, в Северной Америке в палеоцене и в Западной Европе в плиоцене. Причем предшествующее низкое положение территорий относительно базиса эрозии сменяется их высоким положением в четырех случаях (в Западной Европе, на Русской платформе, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плитах) на фоне низкого положения уровня Океана, а на Сибирской и Северо-Американской платформах регрессии совпадают с подъемом уровня Мирового океана, который способствовал развитию трансгрессий на других территориях.

Таким образом, судя по характеру изменения положения платформ относительно базиса эрозии во время прохождения через них зоны тектонической активности, можно сделать вывод о резком подъеме самих платформ, который начинается примерно за 10—15 млн. лет до прохождения через них центра тектонической активности. Кроме того, наличие трансгрессий, предшествующих прохождению центра активности, на Русской платформе, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плитах во время низкого положения уровня Океана свидетельствует о значительном опускании территорий, которое предшествовало их резкому подъему. Следовательно, волна тектонических движений с периодом около 180 млн. лет состоит из длительного опускания порядка 160 млн. лет и «кратковременного» примерно в течение 20 млн. лет «резкого» подъема блоков земной коры. Причем самое низкое положение блоков земной коры предшествует подъему, а самое высокое их положение приходится на начало опускания.

Понятно, что самые крупные трансгрессии могут происходить, когда низкое положение платформы совпадает с высоким уровнем Мирового океана. Такому сочетанию условий соответствуют палеогеновые трансгрессии в Европе и Западной Сибири, средне-позднекарбоновые трансгрессии на Русской платформе и меловые трансгрессии Северной Америки. Как видим на рис. 41, Сибирская платформа, благодаря своему особому долготному положению, в течение последних 200 млн. лет ни разу не попала в оптимальные условия для развития трансгрессий, но дважды в ранней и средней юре и в миоцене сама значительно опускалась. Этим и объясняется особенность мезозойских трансгрессий на Сибирской платформе, когда в отличие от других территорий, где максимумы трансгрессий приходится на мальм и поздний мел, на ней максимальная трансгрессия была в лейасе.

Естественно, что высокому положению территорий при низком уровне Океана должны соответствовать регрессии, продолжительность которых зависит от времени совместного действия этих двух факторов. Такому действию соответствуют: регрессия в Северной Америке в течение всей поздней перми и раннего—среднего триаса, регрессия на Русской платформе от начала триаса до второй половины доггера, регрессия на Скифско-Туранской плите в течение рэта и лейаса и регрессия в Западной Сибири в течение лейаса и доггера. Наиболее продолжительное время совместного действия названных факторов испытала Западная Европа, где относительная регрессия, которая отчетливо наблюдается в ее платформенной части, продолжалась от конца цехштейна до начала мальма. Однако благодаря своему положению на окраине континента она и в это время была покрыта значительными морями.

Как видим, трансгрессии на платформах происходят или во время высокого положения уровня Океана при их невысоком положении, или в моменты их максимального опускания даже при низком уровне Океана. Оптимальные же условия для развития трансгрессии возникают при совместном действии скользящих с запада на восток максимумов опускания платформ и глобальных подъемов уровня Океана.

Здесь следует сказать, что в левой части рис. 41 приведена периодическая геохронологическая шкала, которая почти не отличается от геохронологической шкалы фанерозоя [3] в пределах последних 140 млн. лет, но в ней значительно омоложены рубежи начала юры (на 20 млн. лет) и триаса (на 40 млн. лет). Как видим, отмеченные закономерности в масштабе предложенной нами периодической шкалы выдерживаются в пределах 200 млн. лет, а в масштабе принятых шкал—только в пределах последних 140 млн. лет, что может служить еще одним подтверждением ее справедливости.

Попытаемся определить по рис. 41 относительные величины трансгрессии на блоках материков, расположенных на меридианах 150 и 175° в. д. (Северо-Восток СССР), а затем проверить наши предположения с помощью Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Итак, согласно схеме на рис. 41 блок земной коры на меридиане 150° в. д. в течение среднего—позднего карбона и ранней перми (от —240 до —200 млн. лет) должен был испытать значительную трансгрессию, так как на это время приходится высокое положение уровня Океана и сам блок в это время был уже значительно опущен. Затем уровень Океана резко снижается, но и блок продолжает опускаться, поэтому в поздней перми и раннем—среднем триасе (от —200 до —180 млн. лет) можно ожидать относительно небольшую регрессию, которая должна смениться значительной трансгрессией за счет продолжающегося опускания блока земной коры в течение позднего триаса и ранней—средней юры (от —180 до —140 млн. лет). Максимальную трансгрессию можно предполагать согласно рис. 41 в средней части поздней юры, когда максимум опускания блока,

расположенного на меридиане 150° в. д., приходился на высокое положение уровня Океана.

В конце поздней юры в связи с резким подъемом территории должна была произойти крупная регрессия, которая продолжалась минимум до сенона, несмотря на высокое положение уровня Океана в это время. В сеноне на меридиане 150° в. д. была возможна небольшая трансгрессия, которая должна была смениться мощной регрессией, связанной с падением уровня Океана в датском веке на фоне еще относительно высокого положения территории. Продолжающееся опускание территории в палеогене должно было привести на фоне высокого положения уровня Океана к значительной трансгрессии, которая могла смениться регрессией в неогене за счет падения уровня Океана на фоне еще небольшого опускания территории.

На меридиане 174° в. д. можно предполагать те же самые трансгрессии, что и на 150° в. д., но с некоторыми отличиями. Во-первых, регрессия в поздней перми и раннем—среднем триасе могла быть значительнее. Во-вторых, максимум трансгрессии должен был быть не в средней части поздней юры, а в ее конце и начале раннего мела, когда на меридиане 150° в. д. уже происходила регрессия. В-третьих, сенонской трансгрессии вообще не должно было бы быть, а палеогеновая трансгрессия начиналась не в палеоцене, а позже.

Теперь в профиле меридианов 150 и 174° в. д. на отрезках от 72 до 60° с. ш. по серии литолого-палеогеографических карт определим суммарную длину меридианов, занятую морскими бассейнами в разные века и эпохи от среднего карбона до плиоцена, и выразим это в процентах, приняв длину отрезка меридиана от 72 до 60° с. ш. за 100% . В результате получим кривые трансгрессий, характеризующие изменения соотношения суши и моря в профиле указанных меридианов, проходящих через Колыму и Чукотку. Поместив эти кривые на рис. 41, увидим, что все наши предположения подтвердились, за исключением небольшой трансгрессии на меридиане 150° в. д. в конце сенона, которая вопреки нашим предположениям не проявилась. Здесь следует сказать, что изученность закрытой территории Колымо-Индибирской впадины, где могла проявиться сенонская трансгрессия, еще слабая, и возможность обнаружения ее следов не исключена.

Другим интересным примером ретросказательной функции схемы на рис. 41 может служить определение времени открытия и закрытия Тургайского пролива, расположенного вблизи 65 -ого меридиана. Согласно схеме на рис. 41 меридиональный пролив, соединяющий Западно-Сибирское и Туранское моря, мог возникать в Тургайском прогибе в конце сенона и в эоцене. И действительно, он открывался только в кампанском веке и в эоцене. Здесь примечательно то, что этот пролив открывался не во время максимальной сантонской трансгрессии, а позже — в кампане, когда территория прогиба была уже значительно опущена.

Теперь, зная приблизительный профиль волны тектонических движений с периодом около 180 млн. лет и ее путь в течение последних 200 млн. лет, можно сказать, что при прохождении гребня этой волны через океаны уровень их поднимается, а при прохождении его через материки — падает. В течение тектонических этапов развития Земли гребень волны последовательно проходит материковое и океаническое полушария, создавая тем самым колебания уровня Мирового океана с периодом около 180 млн. лет. Крупнейшие регрессии и усиленная тектоническая активность на материках, разделяющие этапы развития Земли, по всей видимости соответствуют времени прохождения гребня этой волны через материковое полушарие.

На рис. 40 и 41 видны фазы складчатости в Северном полушарии, следующие друг за другом через 15—25 млн. лет, которые проявлялись синхронно или почти синхронно в пределах большей части полушария, но не по всему полушарию, следовательно не глобально, как полагал М. М. Рубинштейн.

Приведенные данные позволяют думать, что крупная периодичность метаморфизма и гранитообразования в разных тектонически активных регионах почти одинаковая (~180 млн. лет), но процесс начинается и заканчивается в разное время, постепенно смещаясь на восток. На фоне этой диахронной периодичности тектонических движений наблюдаются фазы складчатости, которые синхронны в пределах большей части полушария. Присущую им периодичность по характеру проявления в пространстве и времени можно назвать регионально-синхронной. Региональность фаз складчатости и диахронность крупных тектонических движений приводят к регионально-синхронному, а не глобальному проявлению их периодичности, затушевывая глобальную составляющую трансгрессий — колебания уровня Мирового океана.

Полученные выводы имеют пока предварительный характер, но некоторые следствия, вытекающие из них, достаточно привлекательны. Во-первых, появляется возможность ретросказаний относительной величины трансгрессий и регрессий на тех или иных территориях. Во-вторых, общий рисунок кривой трансгрессий для территории всех платформ, отражающий характер колебаний уровня Мирового океана, по всей видимости, зависит от взаимного расположения и конфигураций материков и их положения относительно оси вращения Земли. Вероятно, поэтому и не получается для палеозоя в современных координатах закономерная картина смещения зоны тектонической активности, какая вырисовывается для мезозоя и кайнозоя. Наконец, появляется некоторая надежда на возможность контроля получаемых палеогеографических мобилистских реконструкций характером развития трансгрессий на континентах и данными абсолютной геохронологии с использованием намеченных закономерностей.

МЕХАНИЗМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА

После того как удалось хотя бы в первом приближении определить форму скользящей волны тектонических движений, состоящей из длительного (~ 160 млн. лет) опускания блоков земной коры и их относительно кратковременного (~ 20 млн. лет) подъема, мы можем предположить и механизм ее воздействия на емкость Океана. Как видно на рис. 41, при прохождении через материка крутой части волны уровень Океана опускается, т. е. емкость его увеличивается, а при прохождении ее через океаны емкость их уменьшается, а уровень Мирового океана поднимается. Сразу напрашивается вывод о том, что активизация тектонических движений в Океане уменьшает его емкость и повышает его уровень. Этому мнению придерживаются многие зарубежные и советские геологи, в том числе и Д. П. Найдин [29], в статьях которого читатель найдет анализ основных существующих взглядов на возможные причины изменения уровня Океана. Однако мне кажется, что механизм преобразования тектонических движений в колебания уровня Океана несколько иной.

Дело в том, что, если представить Землю, целиком покрытую Океаном, то любые тектонические движения, не изменяющие объема планеты и не выводящие горные сооружения выше поверхности вод, не в состоянии изменить уровень Океана, так как поднятия на его дне будут компенсироваться опусканиями. Уровень Океана будет опускаться только в том случае, когда блоки земной коры будут выведены выше его и перестанут вытеснять воду, которой заполняются сопряженные с ними опускания. Этот процесс должен идти с ускорением, поскольку падение уровня Океана еще больше увеличивает объем блоков земной коры, находящихся выше поверхности воды. Обратный процесс опускания блоков земной коры под уровень Океана, хотя и усиливается эрозией, сам себя должен замедлять благодаря подъему уровня Океана. Вероятно, это одна из причин медленного постепенного развития трансгрессий и относительной скоротечности следующих за ними регрессий. Кроме того, неодинаковая скорость развития трансгрессий и регрессий может быть обусловлена и самой формой скользящей волны тектонических движений, так как поднятия, снижающие уровень Океана, совершаются примерно в 8 раз быстрее, чем опускания.

Если бы уровень Океана поднимался за счет поднятий на дне океанов, то благодаря асимметричному строению волны тектонических движений трансгрессии совершались бы быстрее, чем регрессии, но это противоречит известному характеру развития мезозойских и кайнозойских трансгрессий. Поэтому более вероятной кажется причина колебаний уровня Мирового океана, связанная с тектоническими движениями на материках, сопряженными с тектоническими движениями дна морей и океанов. В пользу такого взгляда на причину колебаний уровня Океана говорит и давно

замеченная связь крупных орогенических фаз с регрессиями, а тектонически спокойных эпох на материках с трансгрессиями. Как видим, эта закономерность легко объясняется движением волны тектонической активности через материки и океаны и подтверждается фактом обратной корреляционной связи кривой трансгрессий и кривой интенсивности интрузивной деятельности (см. рис. 38).

Исходя из данных предпосылок, увеличение емкости Океана должно быть равно объему блоков земной коры, поднявшихся выше уровня Океана, по соседству с которыми образуются прогибы или впадины, заполненные водой или осадками, двигавшимися в Океан. В случае постоянного объема Земли и гидросферы, хотя бы в течение ограниченного отрезка времени, есть возможность оценить примерную величину изменения уровня Океана, определив, например, объем современных горных сооружений, основная масса которых возникла после эоцена. Расчеты показывают, что объем современных горных сооружений, расположенных выше отметки +1000 м, составляет около 80 млн. км³, что эквивалентно понижению уровня Океана на 200 м. Следует заметить, что такая же цифра получается и по другим данным (см. гл. 2), кроме того, она приблизительно соответствует высоте распространения эоценовых отложений на платформах.

Таким образом, кажется весьма вероятным, что изменения уровня Океана и тектонические движения связаны следующей простой зависимостью:

$$\Delta h = \Delta V/S,$$

где Δh — величина изменения уровня Океана; ΔV — величина изменения объемов блоков земной коры, расположенных выше уровня Океана; S — переменная величина площади Мирового океана.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ДИАХРОННОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ

Для объяснения эффекта скольжения тектонических движений (их диахронной периодичности) может быть привлечен механизм непрерывной перестройки фигуры геоида, вызванный долгопериодическими петлеобразными перемещениями полюсов Земли, подобных ныне наблюдаемым Чандлеровским движениям полюсов.

Впервые этот механизм для объяснения тектонических движений предложил в 1936 г. Р. Спиталер. В настоящее время подобный механизм для объяснения сети разломов и периодичности осадкообразования предлагает К. Ф. Тяпкин [39 и др.]. По его заключению «поступательные движения полюса приводят к изменению кривизны уровенной поверхности: в двух противоположных квадрантах, в направлении которых происходит перемещение полюса, кривизна уменьшается, в двух других — увеличивается». Вместе с тем К. Ф. Тяпкин почему-то ограничивает воздей-

люсов, называются полярными изменениями. К ним относятся изменения широты с 14-месячным периодом (430 суток — Чандлеровский период), годовым и полугодовым. На рис. 42 приведена траектория движения Северного полюса Земли в течение 1910—1916 гг., когда амплитуда полюса достигала наибольшего размаха. Кроме того, наблюдается и вековое движение полюса (см. рис. 42) в направлении меридиана 70° — 75° з. д. со скоростью около $0,0035''$ в год (10 см/год). Если предположить, что вековое движение среднего полюса строго постоянно как по величине, так и по направлению, то Северный полюс примерно через 60 млн. лет будет вблизи Вашингтона. Следовательно, пользуясь принципом актуализма, можно предположить и крупноамплитудные (15° — 20°) долгопериодические смещения тела Земли относительно оси вращения с периодами, равными галактическому году и галактическому полугодию.

По мнению А. С. Моница [27], рассмотревшего движение полюсов в модели Максвелла, наиболее интересной возможностью их движения является та, когда «полюс должен гоняться с некоторым отставанием за движущейся точкой, определяемой меняющимся распределением континентов» (с. 63).

Перемещение магнитных полюсов Русской и Сибирской платформ в течение фанерозоя, по данным Ю. М. Шейнманна [46], Мк. Элхинни, П. Барека и А. Н. Храмова (рис. 43) привело к тому, что Северный полюс с ранней юры до наших дней, проходя с запада на восток, описал почти замкнутую кривую со средним диаметром не менее 1000 км, что соответствует смещению оси вращения Земли более чем на 20° .

Сравним теперь полученную ранее картину восточной миграции тектонических движений в Северном полушарии (см. рис. 40) с ходом движения полюса. В течение юры (от -165 до -125 млн. лет по периодической шкале) Северный полюс переместился от 60° в. д. до 160° в. д. За это же время центр тектонической активности переместился с 75° в. д. на 150° в. д. В течение мела (от -125 до -66 млн. лет) полюс прошел от 160° в. д. до 60° з. д. То же самое, как это видно на рис. 41, произошло и с центром тектонической активности, который сместился от 150° в. д. до 90° з. д. В течение палеогена полюс и центр тектонической активности прошли долготы Атлантики, и только в неогене пересекли нулевой меридиан. Такое согласованное движение полюса и центра тектонической активности вряд ли случайно и свидетельствует о том, что диахронная периодичность тектонических движений может быть обусловлена перестройкой фигуры геоида в связи с петлеобразными смещениями оси вращения Земли. Более того, благодаря совпадению направления движения полюса с движением центра тектонической активности, который находился все время в направлении смещения полюса, можно определить, что зоны с повышенной тектонической активностью связаны с уменьшением кривизны уровенной поверхности геоида.

Уменьшение или увеличение уровенной поверхности геоида в связи со смещением полюса не одинаково на разных широтах. Оно максимально около параллелей $\pm 45^\circ$, где разница длин соседних радиусов наибольшая (табл. 15). Так, разница длин радиусов на широтах 40 и 60° , соответствующая среднему диаметру

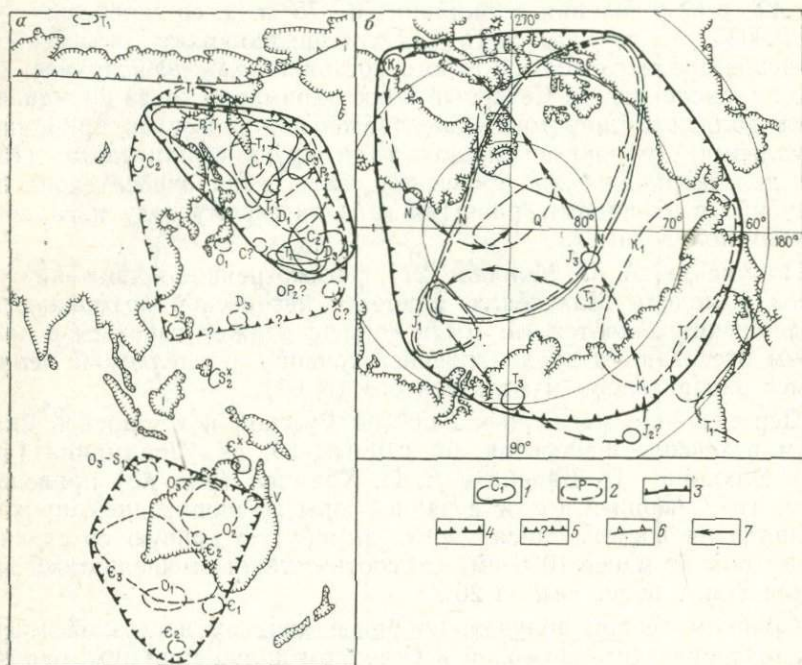


Рис. 43. Перемещение магнитных полюсов Русской и Сибирской платформ, по [46].

a — в палеозое, включая ранний триас; *b* — в мезозое и кайнозое. 1 — область полюса Русской платформы для указанных эпох; 2 — то же, Сибирская платформа; 3 — область «блуждания» полюса, Русская платформа; 4 — то же, Сибирская платформа; 5 — предполагаемая область блуждания полюса, Сибирская платформа, вторая половина палеозоя; 6 — примерная граница полярной области «блужданий»; 7 — направление движения полюса внутриальпийской области «блуждания»

петли, описанной полюсом в альпийском этапе, составляет 7,2 километра.

На рис. 44 показаны предполагаемые напряжения в однородной литосфере и перемещения вещества астеносферы от зон с уменьшением кривизны к зонам с увеличением кривизны уровенной поверхности геоида. В зонах с уменьшением кривизны уровенной поверхности происходит как-бы уменьшение радиуса геоида, сжатие литосферы и отток вещества астеносферы, а в зонах с увеличением кривизны — увеличение радиуса геоида и растяжения в литосфере, которые компенсируются подтоком вещества астеносферы. Следовательно, по периферии зон, где происходит

сжатие литосферы, за счет оттока вещества астеносферы должны возникать растяжения земной коры, а по периферии зон, в которых происходит растяжение литосферы, — сжатие земной коры за счет подтока вещества астеносферы. В однородной литосфере названные зоны имели бы формы, близкие к окружностям с цент-

Таблица 15

Приращение длин радиусов земного сфероида

Широта	Радиусы сфероида, км	Приращение длин радиусов, км		
0	6378,5	0,2	0,7	2,6
5	6378,3	0,5		
10	6377,8	0,8	1,9	
15	6377,0	1,1		
20	6375,9	1,3	2,8	6,3
25	6374,6	1,5		
30	6373,1	1,7	3,5	
35	6371,4	1,8		
40	6369,6	1,9	3,7	7,2
45	6367,7	1,8		
50	6365,9	1,8	3,5	
55	6364,1	1,7		
60	6362,4	1,6	2,8	4,8
65	6360,8	1,2		
70	6359,6	1,1	2,0	
75	6358,5	0,9		
80	6357,6	0,4	0,6	
85	6357,2	0,2		
90	6357,0			

рами около параллелей $\pm 45^\circ$. Естественно, что неоднородности в строении литосферы и астеносферы могут значительно изменять их форму.

Скольжение центра тектонической активности в литосфере Северного полушария со скоростью около 2° долготы за 1 млн. лет свидетельствует о том, что напряжения, вызванные более высокочастотными перемещениями полюсов, например с периодом в 22 млн. лет, разрешаются во внешних геосферах, не успевая оказывать существенного влияния на мантию, но в сочетании с первыми стимулируют орогенические фазы, которые следуют друг за другом, как это видно на рис. 40, через 15—25 млн. лет.

Можно допустить существование и более долгопериодических перемещений полюсов с периодом порядка 1800 млн. лет, так как

известно, что полюс за 500—600 млн. лет проделал путь от Австралии до его современного положения. Причем он двигался вблизи меридиана, на котором располагается большая ось геоида, и прошел за указанное время около 100° широты. Следовательно, двигаясь с этой же скоростью, полюс сможет замкнуть полный круг за 1800—2000 млн. лет.

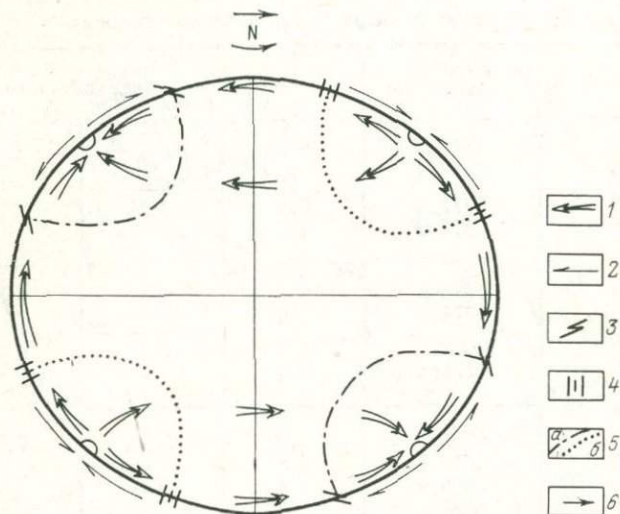


Рис. 44. Схема распределения напряженных зон в литосфере и направлений перемещения вещества мантии, возникающих при изменении положения оси вращения в теле Земли.

1 — направления перемещений вещества мантии; 2 — напряжения в литосфере; 3 — зоны надвигания в литосфере; 4 — зоны раздвигов в литосфере; 5 — границы зон сжатия (а) и растяжения (б) в литосфере; 6 — направление движения Северного полюса

Весьма любопытно, что круговыми движениями оси вращения Земли с периодом 1800—2000 млн. лет может быть объяснена крупнейшая периодичность геологических событий, составляющая около 0,9—1,1 млрд. лет и соответствующая длительность архея (от —3,7 до —2,6 млрд. лет), афебия (от —2,6 до —1,6 млрд. лет) и рифея (от —1,6 до —0,6 млрд. лет). Ведь за период полного оборота полюсов одноименные зоны напряжений пересекут все широты дважды.

При близком прохождении одноименных зон напряжений, созданных движениями полюсов с периодами 1800—2000 и 175—180 млн. лет тектонические движения могут усиливаться, а в случае наложения разнозначных зон — ослабляться.

Меридиональная направленность движения полюсов в течение фанерозоя обусловила последовательное прохождение друг за другом зон растекания и стягивания вещества астеносферы через Тихий и современный Атлантический океаны. В каледонском этапе в соответствии с областью блуждания полюсов (см. рис. 43)

зона, к которой происходило стягивание вещества астеносферы, располагалась в современной Арктике, а зона, в которой оно растекалось,— в районе Индонезии. Такое положение зон способствовало стягиванию материков в течение каледонского этапа в район Арктики и Северной Атлантики, а также в район, расположенный в противоположном квадранте, где сейчас находится Антарктида.

В результате длительного блуждания полюса в одной области фигура геоида должна была перестроиться в соответствии с каледонской областью блуждания полюса. Однако в конце каледонского этапа область блуждания полюса резко переместилась в сторону Камчатки примерно вдоль 160-ого меридиана почти на 60° широты, что должно было привести к весьма существенной перестройке фигуры геоида. В результате такого смещения полюса максимальные увеличения радиусов (~ 19 км) находились на 20° широты перед палеополюсами девона, а максимальные уменьшения радиусов (19 км) — в районе десятых палеопараллелей. Для того чтобы геоид приобрел равновесную фигуру вращения относительно герцинской области блуждания полюса, в зонах, где произошло увеличение радиуса вращения, он должен был уменьшиться, а в зонах, где произошло уменьшение радиуса,— увеличиться. Время такой перестройки зависит от вязкости вещества астеносферы и, вероятно, составляет десятки миллионов лет.

Зоны, где происходило уменьшение радиуса вращения и растекание вещества астеносферы, располагались в девоне в Охотском море и у южного окончания Южной Америки (имеется в виду их современное положение), а зоны, к которым происходил подток вещества астеносферы,— у Азорских островов и южнее Большого Австралийского залива. Таким образом, в течение всего палеозоя зона растекания вещества астеносферы проделала путь от Индонезии до Охотского моря, а зона его стягивания — от Арктики до Азорских островов. Такое длительное (около 350 млн. лет) нахождение разнозначных зон в противоположных полушариях должно было привести к формированию в течение палеозоя континентального и океанического полушарий Земли, что подтверждается всеми глобальными палеогеографическими реконструкциями [27]. Более того, в районах палеозойского нахождения зон растекания вещества астеносферы в западной части Тихого океана и на западе Южной Атлантики возраст океанической коры наиболее древний.

Установившаяся форма геоида, соответствующая герцинской области блуждания полюса, была нарушена в триасе резким перемещением полюса из района Японских островов в район Карского моря примерно на 40° широты. Это привело к тому, что в ранней юре зоны растекания вещества астеносферы оказались в районе Шпицбергена и в Антарктиде в районе Земли Уилкса, а зоны его стягивания в Южной Атлантике в районе Бразильской котловины и в Тихом океане в районе о. Мариус (150° в. д. и

24° с. ш.). Такое положение зон растекания вещества астеносферы должно было привести согласно предлагаемой модели к раскрытию Северной Атлантики и отрыву Австралии от Антарктиды. Однако в течение ранней и средней юры полюса двигались вспять своему предыдущему движению примерно в сторону своих прежних герцинских областей блуждания, что не способствовало быстрому дрейфу континентов. Последний начал усиливаться с поздней юры и достиг своего максимума в позднем мелу, когда Северный полюс пришел на юг Гренландии (см. рис. 43), а зоны растекания находились в районе Ньюфаундлендской банки и между Австралией и Антарктидой. Зоны же его стягивания находились в это время у южных берегов Южной Америки и в Желтом море. Такое положение зон способствовало раскрытию Южной Атлантики за счет южного дрейфа Южной Америки и ее разворота против часовой стрелки, а также сближению Азиатского материка с Аляской.

В палеогене, когда полюс смещался в сторону своего современного положения, т. е. примерно в направлении, обратном своему предшествующему движению, скорость дрейфа континентов уменьшалась.

Сравним теперь предполагаемые нами движения континентов с детальным описанием реконструкций раскрытия Северной Атлантики, выполненных У. Питменом и М. Тальвани [27]. Отодвижение Африки от Северной Америки по их данным началось около 180 млн. лет назад. По периодической шкале это начало позднего триаса, когда по палеомагнитным данным происходило резкое перемещение полюса из района Камчатки в район Таймыра. Примерно до 148 млн. лет назад, т. е. до конца ранней юры пока полюс находился в начальном пункте своей альпийской петли, это движение сохранялось, и Африка смещалась относительно Европы на юго-восток. Затем до конца сенона, около 80 млн. лет назад, Африка повернулась на 32° против часовой стрелки вокруг полюса вращения, располагавшегося около Копенгагена (за это же время, а точнее, по-видимому, за период 135—110 млн. лет назад Испания повернулась относительно Европы приблизительно на 35° против часовой стрелки путем рифтового раскрытия Бискайского залива, как об этом свидетельствуют линейные магнитные аномалии на его дне).

Примерно 80 млн. лет назад, когда Северный полюс пришел на юг Гренландии, а зона растекания вещества астеносферы оказалась между Европой и Северной Америкой, началось отодвижение Европы от Северной Америки. В это время, примерно до 63 млн. лет назад, в Северной Атлантике происходило раздвижение Лабрадорского моря между Северной Америкой и Гренландией. Начиная с 53 млн. лет назад отодвижение Европы от Северной Америки замедлилось и сравнялось с отодвижением Африки, вследствие чего в период до 9 млн. лет назад между Европой и Африкой происходило лишь сжатие, описываемое, как поворот Африки против часовой стрелки на 7° вокруг полюса разд-

вижения, располагавшегося около Танжера (в раннем миоцене от южной Франции был отодвинут и развернут блок Корсики и Сардинии). После чего вращение Африки прекратилось, и она просто сдвигалась на север.

До начала палеоцена (—63 млн. лет) вся описанная картина дрейфа континентов просто объясняется наличием зоны растекания вещества астеносферы в районе Ньюфаундлендской банки. Эта зона была обусловлена еще триасовым межэтапным резким смещением полюса и усилена меловым почти однонаправленным его движением.

В палеоцене, как видно на рис. 40 и 41, в Атлантику вошла зона растекания вещества астеносферы, сопровождавшая альпийское петлеобразное движение полюса. В результате сближения двух зон растекания вещества астеносферы его движение могло сильно усложниться, что вместе с дальнейшей миграцией полюса в сторону, обратную его меловому движению, могло сказаться на замедлении отодвижения Европы от Северной Америки.

Отодвижение и разворот блока Корсики и Сардинии в раннем миоцене совпадает с прохождением в это время через нулевой меридиан зоны растекания вещества астеносферы, сопровождающей альпийское петлеобразное движение полюса.

Как видим, с помощью предлагаемой модели можно объяснить не только восточную миграцию тектонических движений, но и время и направления движений материков, наличие океанического и материкового полушарий Земли в фанерозое, положение большой оси геоида, S-образную форму Атлантического океана и место его образования, а также периодичность тектонических процессов.

Согласно схеме на рис. 40 центр зоны растекания вещества астеносферы находится в настоящее время в районе Кавказа. Интересно, что его долготное положение, определенное по данным о возрастах гранитоидов и метаморфических пород, совпадает с долготным положением в Северном полушарии центра восходящих потоков в мантии (рис. 45), по О. Г. Сорохтину [27], который его помещает в район Африканского Рога. Другой центр восходящих потоков в мантии он располагает в Южном полушарии у о. Пасхи в Тихом океане. Этот центр тоже располагается в зоне растекания вещества астеносферы по предлагаемой нами модели. Положение восходящих потоков в мантии определено О. Г. Сорохтиным в соответствии с данными геофизики и палеогеографических реконструкций.

Совпадение центров восходящих потоков в мантии с современным положением зон растекания вещества астеносферы, с одной стороны, свидетельствует о том, что геологические и геофизические эффекты, приписываемые восходящим потокам в мантии, могут быть объяснены не конвективными течениями, а растеканием вещества астеносферы при зональном уменьшении кривизны геоида, и с другой стороны, если конвективные ячейки существуют, о том, что движение полюсов, конвективные ячейки в

мантии и дрейф континентов взаимосвязаны и взаимообусловлены. Эта тройная система не может быть закрытой, так как находится в гравитационном поле Солнечной системы и Галактики. Хотя гравитационное воздействие Галактики на Солнечную систему весьма слабое, однако оно за миллионы лет однонаправленного действия может приводить к существенным результа-

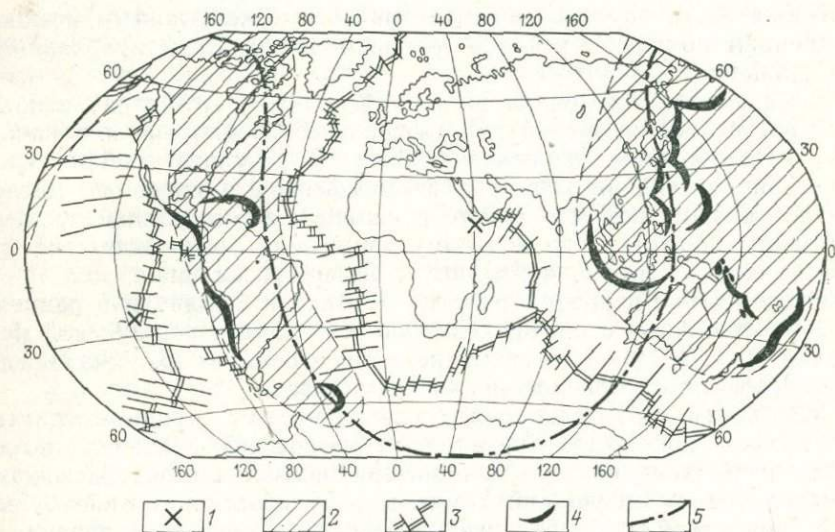


Рис. 45. Схема возможного расположения восходящих и нисходящих мантийных потоков, по [27].

1 — центры восходящих потоков; 2 — области нисходящих потоков; 3 — рифтовые зоны; 4 — современные развивающиеся геосинклинальные зоны; 5 — экваториальная линия по отношению к центру восходящего потока в Африке

там — изменениям ротационного режима планет и их положений относительно собственных осей вращения. Поэтому резкие межэтапные смещения оси вращения в теле Земли, приходящиеся на перигалактии, по всей вероятности, являются результатом действия гравитационного поля Галактики, а области блуждания полюсов в течение этапов развития Земли обусловлены движением континентов и вещества мантии.

Движения полюсов в областях блуждания в течение галактических лет могут быть осложнены восемью петлями или резкими ускорениями их движения, обусловленными колебаниями Солнечной системы относительно галактической плоскости по Z-координате (см. гл. 5). Резкими смещениями оси вращения в теле Земли в перигалактиях могут быть объяснены крупные тектонические перестройки на границах этапов развития Земли. Крупными петлями, которые описывают полюсы в течение этапов развития Земли (галактических лет), объясняется диахронная периодичность тектонических движений и вызываемые ими крупные

колебания уровня Мирового океана, а восемью движениями полюса, осложняющими эту петлю,—периодичность орофаз и связанных с ними колебаний уровня Океана.

Усиления тектонических движений в апогалактиях, которые приходится на средние части этапов развития Земли, возможно обусловлены резкими смещениями в это время полюсов внутри своих областей блуждания в направлениях, совпадающих с их межэтапными перемещениями (позднемеловое резкое смещение полюса на юг Гренландии).

Таким образом, периодичность тектонических движений и колебаний уровня Мирового океана с периодами около 176,88 и 22 млн. лет может быть объяснена соответствующими смещениями тела Земли относительно оси вращения, которые стимулируются гравитационным полем Галактики.

Все сказанное может быть подытожено замечательным высказыванием А. П. Карпинского (1888 г.) о том, что «при образовании континентов и горных краев преобладают внутренние процессы Земли, результаты которых совершенно затемняют то влияние, которое, быть может, оказывает на это образование вращательное движение Земли или внешние астрономические причины. Наконец, возможно, что ось Земли не всегда имела то положение, какое она имеет в настоящее время». Нам же, благодаря изучению периодичности геологических процессов, которая, образно говоря, является общим членом всех «геологических уравнений», удалось наметить возможное влияние на геологические процессы «вращательного движения Земли» и «астрономических причин».

В связи с тем что колебания уровня Океана являются мощным климатообразующим фактором, а поступление в биосферу реконсервированной углекислоты определяется интенсивностью тектонических движений, крупные колебания климата планеты, обусловленные трансгрессиями и изменениями содержания CO_2 в атмосфере, имеют такую же галактическую периодичность, как тектонические движения и трансгрессии, но на эти колебания климата накладываются его собственные автоколебания и климатические изменения, связанные с биосферными ритмами.

На циклические колебания климата, поступления питательных веществ, размеров площадей акваторий, обусловленных тектоническими движениями, биосфера, нарушая их циклический (галактический) рисунок, отвечает, как нелинейная динамическая открытая система, глобальными «вспышками» и «спадами» своей биологической продуктивности, приводящими к соответствующим закономерно повторяющимся изменениям геохимических свойств всей среды осадкообразования — биосферным ритмам.

Таким образом, синхронность и асинхронность, глобальность и региональность геологических процессов представляются в следующем виде.

Тектонические движения, обладая диахронным циклическим (синусоидальным) типом периодичности, благодаря астрономиче-

ским причинам, скользят с запада на восток и проявляются асинхронно и регионально-синхронно. Проходя через материк и океаны, они создают колебания уровня Мирового океана и колебания притока реконсервированной углекислоты, которые проявляются глобально, воздействуя на биосферу. Однако тектонические дви-

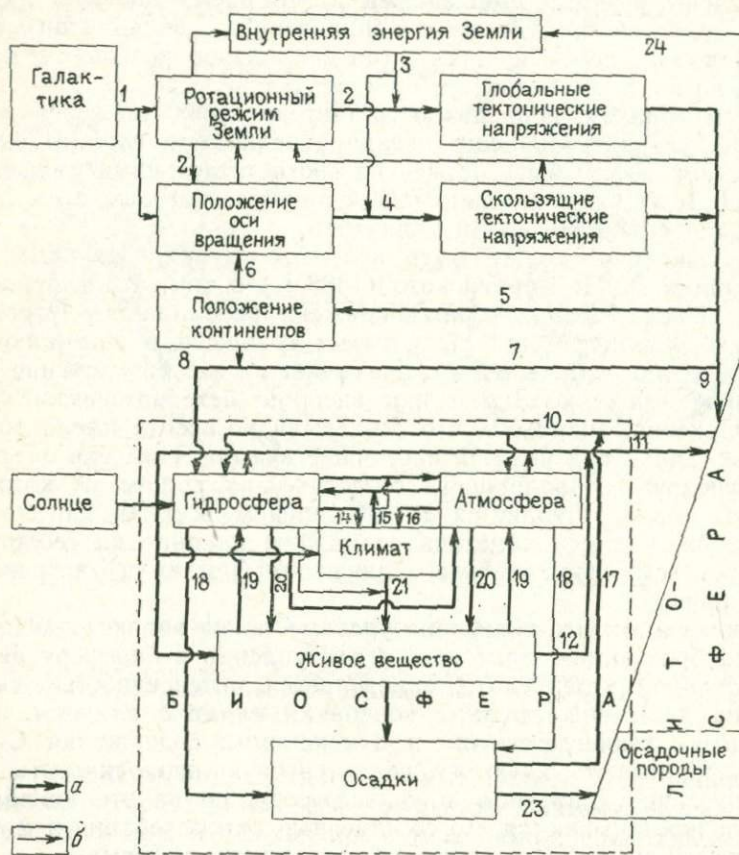


Рис. 46. Схема причинно-следственных связей.

1 — слабые воздействия гравитационного поля Галактики на Солнечную систему и Землю, приводящие к циклическому изменению скорости вращения Земли; 2 — изменения сплюснутости Земли; 3 — кинетическая, гравитационная и тепловая энергии; 4 — перемещения геоида относительно оси вращения; 5 — движения вещества мантии; 6 — дрейф континентов, вновь создающий неравновесность геоида относительно оси вращения; 7 — вертикальные движения в литосфере, изменяющие уровень Мирового океана; 8 — дрейф континентов, обуславливающий характер трансгрессий и регрессий; 9 — магматизм, метаморфизм и движения вещества литосферы; 10 — продукты разрушения литосферы и дегазации литосферы и мантии; 11 — факторы выветривания; 12 — деструктивная функция живого вещества; 13 — приток солнечной энергии; 14 — трансгрессии и регрессии; 15 — влияние климата на образование эвапоритов и нераспределение вещества между гидросферой и атмосферой; 16 — «тепличный» эффект атмосферы; 17 — возвращение в гидросферу и атмосферу воды, CO_2 , P_2O_5 и других веществ в результате перемыва, диагенеза и уплотнения осадков; 18 — абиогенное вещество осадков (обломки горных пород, эвапориты и др.); 19 — возвращение биогенных веществ в результате деятельности гетеротрофов; 20 — потребление биогенных веществ; 21 — среда обитания организмов; 22 — органическое и неорганическое биогенное вещество осадков; 23 — переход осадков в ископаемое состояние (вывод биогенов из биосферы); 24 — аккумулярованная солнечная энергия. Связи: α — сильные, β — слабые. Пунктиром показан контур биосферы

жения, накладываясь на колебания уровня Океана, затушевывают их глобальное синхронное выражение, и они проявляются в виде трансгрессий и регрессий регионально-синхронно, хотя и на огромных территориях.

В свою очередь эпохи осадко- и рудообразования, связанные с глобальными биосферными ритмами, проявляются синхронно в пределах эпох, но не повсеместно, а регионально, так как зависят и от местных условий осадкообразования (климатическая зональность, тектоника, состав более древних пород и др.).

Все это заставляет признать, что ритмичность осадочных толщ прямо не отражает, как это часто принято считать, тектонические процессы. В ней закодированы как местные тектонические движения, так и глобальные последствия всей суммы тектонических движений на Земле вместе с нелинейной реакцией на них биосферы. В зонах с активным тектоническим режимом в осадочных толщах более ярко проявляется ритмичность тектонических движений, на платформах — колебания уровня Океана и биосферных ритмов, а в аридных широтах даже при активном тектоническом режиме — биосферные ритмы разных порядков.

Причины периодичности геологических процессов можно проиллюстрировать рис. 46. Хотя эта схема характеризует значительную сложность причинно-следственных связей, она все же является далеко не полной. В ней не показаны влияния уровня Океана, климата и осадкообразования на ротационный режим планеты, не учтены оледенения, связанные почти со всеми ее частями, а также роль ноосферы, подземных вод и эпигенеза. На схеме не удалось отдельно показать среду осадконакопления, обусловленную геохимическими свойствами всех составляющих биосферы, от которой во многом зависит состав осадков, но ее роль подразумевается включением осадков в блок биосферы.

В связи с тем что полный круговорот углерода в системе «биосфера—литосфера» составляет порядка 1 млрд. лет, осадочные породы последних 500—600 млн. лет с некоторыми допущениями можно рассматривать как статическую систему продуктов на выходе динамической системы, что и было сделано при попытке изучения биосферы как динамической системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ приведенных данных с позиций синфазной стратиграфии позволяет сделать, хотя и с разной долей уверенности, следующие основные выводы.

Потепления климата связаны с подъемами уровня Мирового океана и повторяются с периодами ~ 22 , 90 и 180 млн. лет.

Свойства трансгрессивно-климатических ритмов длительностью ~ 22 млн. лет (трансгрессии, климаты, полезные ископаемые и т. д.) повторяются с периодами, равными продолжительности этапов развития Земли (~ 180 млн. лет) и их половин (~ 90 млн. лет).

В масштабе периодической геохронологической шкалы все геологические события вписываются в движение Солнечной системы вокруг центральных масс Галактики, т. е. геологические события зависят от времени галактического года. Основной причиной такой зависимости, вероятно, являются периодические возмущающие движения Солнечной системы (ускорения и замедления движения по орбите, отклонения от плоскости Галактики и т. д.), приводящие к периодическим изменениям угловой скорости вращения планет. Эти изменения стимулируют смещения геоида относительно оси вращения. Последние заставляют перестраиваться фигуру геоида в соответствии с его новым положением относительно оси вращения. В результате происходит региональное увеличение или уменьшение длин радиусов земного сфероида в зависимости от расположения регионов относительно направления движения полюсов. Изменения длин радиусов земного сфероида происходят за счет перетока вещества астеносферы, что вызывает дрейф континентов и другие тектонические процессы, вновь нарушая равновесность фигуры геоида относительно оси вращения. Петлеобразное смещение полюсов с запада на восток с галактической периодичностью создает смещение тектонических напряжений в этом же направлении и с такой же периодичностью. Скользящие с запада на восток тектонические движения, проходя через материки, периодически снижают уровень Мирового океана и увеличивают интенсивность «углекислого дыхания» земной коры и, наоборот, проходя через океаны поднимают их уровень и ослабляют интенсивность «углекислого дыхания». На циклические колебания поступления питательных веществ, размеров площадей акваторий и изменения климата, связанных с тектоническими движениями, биосфера, нарушая их циклический рисунок, отвечает как нелинейная динамическая система глобальными «вспышками» и «спадами» своей биологической продуктивности, приводящими к закономерно повторяющимся изменениям геохимических

свойств всей среды осадкообразования — биосферным ритмам.

Тектонические движения, трансгрессии, климат, образование месторождений полезных ископаемых, биологическая продуктивность биосферы, геохимические свойства среды осадкообразования и их периодичности находятся в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности. Результаты этих явлений, запечатленные в стратиферу фанерозоя, сведены в «Периодическую систему геологических событий фанерозоя», которая с точки зрения системного подхода представляет собой статическую систему продуктов на выходе динамической системы — биосферы. Она отражает глобальные циклические последствия тектонических движений и реакцию на них биосферы — биосферные ритмы, с которыми связаны эпохи накопления основных запасов осадочных полезных ископаемых.

Сравнительное изучение специфики геологических процессов по синфазным эпохам — необходимое условие при изучении их эволюции, так как только в этом случае появляется возможность проследить развитие одного и того же периодически повторяющегося процесса.

Синфазная стратиграфия и полученная с ее помощью «Периодическая система геологических событий фанерозоя» позволяют увеличивать количество информации об исследуемых объектах с привлечением сведений по синфазным эпохам. В этом и заключается основной смысл и прогностические возможности синфазной стратиграфии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Среднекембрийские фосфориты бассейна Джоржина, Квинсленд, Австралия. — Экспресс-информация. Серия IV, вып. 2. М., ОЦНТИ ВИЭМС, 1974, с. 19—41.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I—IV. Гл. ред. А. П. Виноградов. М., 1967—1969.
3. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., Наука, 1975. 99 с.
4. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, Наукова думка, 1966. 168 с.
5. Баринов Г. В. Биоокеанические тепловые машины и проблемы сохранения температурного оптимума в современной биосфере. — В кн.: Биологические исследования в тропической зоне океана. Киев, 1975, с. 97—106.
6. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океана. М., Наука, 1978. 126 с.
7. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., Недра, 1969. 207 с.
8. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., изд. МГУ, 1960. 233 с.
9. Бушинский Г. И. Геология бокситов. 2-е изд., испр. и дополн. М., Недра, 1975. 411 с.
10. Варенцов И. М. О главнейших марганцевосных формациях. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., 1962, с. 93—115.
11. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., Недра, 1968. 224 с.
12. Гарелс Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. — XV чтения им. В. И. Вернадского. М., Наука, 1975. 48 с.
13. Герасимов Е. К. Эпохи фосфоритонакопления и их межрегиональное сопоставление. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, 1974, с. 13—18.
14. Гиллули Д. Тектонические движения, связанные с эволюцией горных хребтов. — В кн.: Природа твердой Земли. М., Мир, 1976, с. 225—251.
15. Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., Недра, 1965. 307 с.
16. Проблемы палеоклиматологии. М., Мир, 1968. 448 с.
17. Горшков М. М. О приливной теории солнечной активности. — В кн.: Солнце, электричество, жизнь. М., изд. МГУ, 1972, с. 34—35.
18. Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации Мира. М., Недра, 1973. 392 с.
19. Железнова Н. Г., Матвеев А. К. Мировые запасы углей. — Советская геология, 1973, № 1, с. 76—85.
20. Казаринов В. П. На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, т. 51, вып. 2, с. 5—33.
21. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., Недра, 1969. 150 с.
22. Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, Наука, 1974. 260 с.
23. Кузнецов Д. Т. Горючие сланцы. М., Недра, 1975. 368 с.
24. Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1963, с. 129—144.
25. Малиновский Ю. М. Зависимость продуктивности биосферы Земли от положения Солнечной системы в Галактике. — В кн.: Влияние некоторых космических и геофизических факторов на биосферу Земли. М., Наука, 1973, с. 7—25.
26. Матвеев А. К. Угольные месторождения зарубежных стран. М., Недра, 1966—1974.
27. Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977. 228 с.

28. *Наливкин В. Д.* О цикличности геологической истории.— В кн.: Географический сборник, 1962, № 15, с. 15—26.
29. *Найдин Д. П.* Эпейрогенез и эвстазия.— Вестн. МГУ, серия IV, 1976, с. 3—17.
30. *Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М., Недра, 1975. 278 с.
31. *Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергеза). 3-е изд. М., Недра, 1968. 331 с.
32. *Пронин А. А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л., Наука, 1973. 318 с. То же. Мезозой. 1973. 224 с. Герцинский цикл тектонической истории Земли. 1969. 195 с. Каледонский цикл тектонической истории Земли. 1969. 231 с.
33. *Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
34. *Смирнов А. И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., Недра, 1972. 196 с.
35. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гиммельфарб Г. Б.* Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— «Советская геология», 1973, № 5.
36. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
37. *Тейс Р. В., Найдин Д. П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973. 255 с.
38. *Тихомиров С. В.* Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1972, № 3, с. 3—35.
39. *Тяпкин К. Ф.* Тектоника плит и новая ротационная гипотеза формирования структур в земной коре.— Геол. журн. АН УССР, 1974, № 4, с. 3—16.
40. *Унифицированные стратиграфические схемы юрских и меловых отложений Средней Азии.*— В кн.: Материалы к Среднеазиатскому стратиграфическому совещанию, 1970 г. М., 1969. 116 с.
41. *Фирсов Л. В.* Галактическая периодичность в развитии органического мира Земли.— В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых (тезисы докл. Всес. конф.). Новосибирск, 1975, с. 15—17.
42. *Хабаков А. В.* О неравномерности накопления и об основных периодах развития органогенных фаций.— В кн.: Междунар. геол. конгр., 17 сессия. Т. 5. М., 1940.
43. *Хаин В. Е.* Цикличность и тектоника.— В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., Наука, 1977, с. 213—221.
44. *Чижевский А. Л.* Земное эхо солнечных бурь. М., Мысль, 1973. 348 с.
45. *Шараф Ш. Г., Будникова Н. А.* Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 291—293.
46. *Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 48, вып. 5, с. 5—29.
47. *Шекина Н. А.* История развития растительности юга европейской части СССР в позднем палеогене и неогене.— В кн.: Палинология кайнофита. М., Наука, 1973, с. 76—92.
48. *Эйгенсон М. С.* Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеониздат, 1963. 274 с.
49. *Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.
50. *Patterson S. H.* Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World.— U. S. Geol. Survey Bull., 1967, N 122, 178 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая. Периодичность трансгрессий и изменение климата	8
Астрономические факторы изменения климата	8
Трансгрессии и климат на континентах Северного полушария в мезозое и кайнозое	11
Ритмичность меловых отложений Северного Афганистана и продолжительность веков мелового периода	43
Периодичность мезозойских и кайнозойских трансгрессий и изменений климата	46
Глава вторая. Синфазная стратиграфия фанерозоя	51
Колебания уровня Мирового океана	51
Схема корреляции этапов развития Земли	59
Синфазность рудоносных эпох и стратиграфические критерии поисков некоторых осадочных месторождений	64
Обобщенная характеристика ритмов одноименных групп	113
Глава третья. Биосферные ритмы	118
Особенности круговорота фосфора и углерода в эпиконтинентальных бассейнах	118
Волны жизни	121
Поведение биосферы как системы в кайнозое	128
Глава четвертая. Периодическая геохронологическая шкала фанерозоя	136
Глава пятая. Возможные причины периодичности геологических процессов	148
Диахронная и регионально-синхронная периодичности тектонических движений и трансгрессий	148
Механизм преобразования тектонических движений в колебания уровня Океана	158
Возможные причины диахронной периодичности тектонических движений и дрейфа континентов	159
Заключение	172
Список литературы	174

Юрий Михайлович Малиновский

Синфазная стратиграфия фанерозоя

Редактор издательства *В. И. Макеев*
 Переплет художника *В. Строганова*
 Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
 Технические редакторы *А. В. Трофимов, Т. А. Герчикова*
 Корректор *Е. В. Мухина*

ИБ № 4561*

Сдано в набор 06.04.82. Подписано в печать 28.06.82. Т-13435. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага типогр. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,0.
 Усл. кр.-отт. 11,25. Уч.-изд. л. 12,6. Тираж 700 экз. Заказ 631/8665—1. Цена 2 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский пр., 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3873

2руб.

НЕДРА