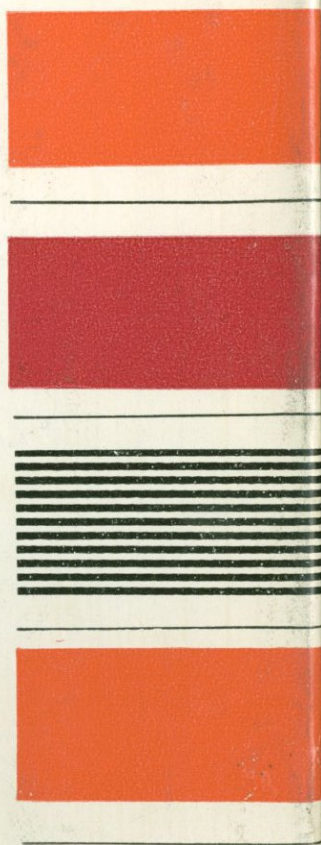
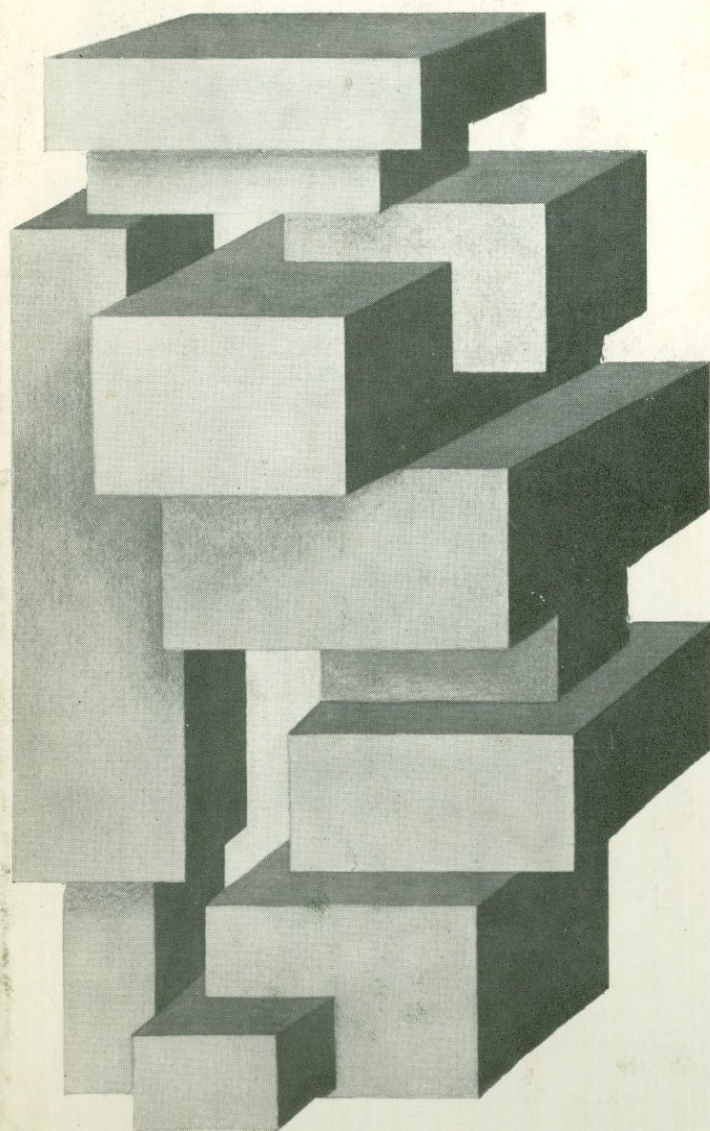


# ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИИ



НЕДРА · 1976

# ПЕРИОДИЧЕСКИЕ процессы в геологии

---

551.3

# ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИИ

Под редакцией Н. В. ЛОГВИНЕНКО

2057



ЛЕНИНГРАД. „НЕ Д Р А“  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ. 1976



**Периодические процессы в геологии.** Под ред. Н. В. Логвиненко. Л., «Недра», 1976. 264 с. Авт.: Н. В. Логвиненко, А. И. Айнемер, М. И. Ритенберг и др.

Рассмотрена периодическая повторяемость геологических процессов как один из главных и всеобщих законов развития Земли. Дан анализ сущности и соподчиненности периодических явлений, приведена их терминология и методы исследований (геологические, литологические, математические). Описаны причины периодических процессов, связанных с изменениями солнечной активности, климата и тектонических движений.

Основная часть работы посвящена периодичности осадконакопления в различных физико-географических условиях (речные водотоки, озера, паралические, мелкозаливные, прибрежно-морские и морские режимы). Рассмотрена периодичность режимов осадконакопления, выраженная в смене осадочных формаций и формационных рядов; дан сравнительный анализ периодичности в группах одновозрастных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся осадочными породами.

Табл. 15, ил. 52, прил. 3, список лит. 355 назв.

Авторы: Н. В. Логвиненко, А. И. Айнемер,  
М. И. Ритенберг, Э. И. Сергеева, В. Н. Шванов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Представление о периодических геологических процессах появилось одновременно с возникновением геологии как науки. Понятие о «геологическом годе» дал Ч. Лайель, учение о геологических циклах (лито-, оро-, глиптогенеза) развивали Э. Ог, Д. Н. Соболев, Б. Л. Личков и др. Периодичность геотектонических процессов изучали Г. Штилле, Л. Кобер, С. Н. Бубнов, Р. Штауб, В. В. Белюсов, В. Е. Хаин и многие другие. О ритмах трансгрессий и регрессий мы находим указания в трудах А. П. Карпинского, Э. Зюсса, А. Д. Архангельского, Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова.

Понятие о циклах седиментации (осадконакопления) ввел в 1872 г. И. Ньюберри. Это учение развивали С. Уэллер, Х. Ванлесс, Р. Мур. У нас в стране учение о циклах седиментации в угленосных толщах разрабатывали Ю. А. Жемчужников и его ученики: А. П. Феофилова, Л. Н. Ботвинкина, М. И. Ритенберг, П. П. Тимофеев, а также Г. А. Иванов, Н. В. Логвиненко и др.

Ритмичность флиша исследовали Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм, Н. В. Логвиненко, С. И. Романовский, И. А. Вылцан и др. Периодичность осадконакопления, связанную с сезонными и многолетними изменениями климата, изучали Г. Де Геер, Ю. А. Жемчужников, Г. Ритхер-Бернбург, Р. Андерсен, Н. Н. Форш, Н. В. Логвиненко, М. И. Ритенберг и др.

Периодичность геологических процессов имеет огромное теоретическое и практическое значение, и поэтому на протяжении более 100 лет она постоянно привлекала к себе внимание ученых. В 1948 г. на 18-й сессии Международного геологического конгресса в Лондоне вопрос о ритмичности осадконакопления был предметом обсуждения на специальной секции. В 1963 г. в Канзас-Сити (США) был проведен симпозиум, посвященный циклической седиментации.

Первая сводная работа по циклическости осадконакопления принадлежит П. Даффу, А. Халламу и Э. Уолтону [61]. Редактор русского перевода этой книги проф. В. Е. Хаин в своем предисловии писал [61, с. 5]: «Во-первых, проблема циклической седиментации действительно представляет собой одну из наиболее запутанных и сложных проблем геологической науки. В ней все спорно. . . Во-вторых, в мировой литературе до появления данной книги не существовало сводной работы, которая освещала бы проблему циклической седиментации в целом, для толщ любого

возраста, происхождения и регионального положения. . . Однако, как указывают в предисловии сами авторы, большим пробелом в их сводке является недостаточное использование русской, точнее, советской, литературы».

Среди геологических процессов лучше всего изучена периодичность осадконакопления. Имеется огромная литература, посвященная этому вопросу, подробная библиография содержится в Бюллетене Канзасской геологической службы, т. 169 [328] и в монографии П. Даффа и др. [61, 294].

Предлагаемая вниманию читателя книга содержит общий обзор периодических процессов, специальной терминологии и номенклатуры, методики выявления периодичности и применения математического анализа для этой цели. Рассмотрены космические, физико-географические и геотектонические факторы, обуславливающие периодичность процессов. Основная, большая, часть книги посвящена периодичности осадконакопления, которая рассматривается по режимам или формациям.

Книгу написали проф. Н. В. Логвиненко (предисловие, гл. 1, 3, 8, 10, 11, заключение), доц. В. Н. Шванов (гл. 2, 4, 5, 11, 12), ст. науч. сотр. ВСЕГЕИ М. И. Ритенберг (гл. 9), ст. науч. сотр. СЕВМОРГЕО А. И. Айнемер (гл. 2) и ассист. Э. И. Сергеева (гл. 6, 7).

Многие факты, изложенные в книге, допускают различное толкование, поэтому во всех случаях, где это было возможно, рассматриваются альтернативные точки зрения. Авторы сознают незавершенность своей попытки обобщить огромный материал по периодическим процессам в геологии, однако надеются, что и в таком виде книга будет полезной для широкого круга геологов.

Авторы приносят глубокую благодарность зав. кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ чл.-кор. АН СССР проф. Н. Б. Вассоевичу, зав. лабораторией палеогеографии Института земной коры ЛГУ проф. В. М. Синицыну и коллегам по работе за советы, просмотр рукописи и ценные замечания. Авторы будут признательны всем приславшим отзывы и замечания по адресу: 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9, ЛГУ, кафедра литологии и морской геологии геологического факультета.

Периодическая повторяемость многих геологических процессов — явление широко распространенное. Периодичность наблюдается в поднятиях и опусканиях земной поверхности, в складчатости и горообразовании. Существует периодичность землетрясений и вулканических извержений. Однако эти геологические процессы в таком аспекте изучены еще слабо. Особенно наглядно периодичность проявляется в осадочной оболочке земной коры — стратиферее — в виде ритмов и циклов разного масштаба и типа. Периодическая повторяемость процессов — один из основных и всеобщих законов развития Земли, и если причины не всегда достаточно ясны, то сам факт наличия периодичности не вызывает сомнений.

Создание общей теории Земли и восстановление истории развития земной коры невозможно без детального изучения явлений периодичности. Исследование периодических процессов помогает выяснять историю геологического развития отдельных регионов, крупных структурных элементов земной коры — геосинклиналей и платформ, восстанавливать палеогеографическую обстановку и геотектонический режим, решать вопросы стратификации осадочных толщ и т. п. В настоящее время изучение периодических процессов получило прочную основу — шкалу абсолютного летоисчисления и методы определения абсолютного возраста горных пород.

Характер периодичности, ее масштабы и причины возникновения сложны и многообразны. Особенно сложны и во многом еще не ясны причины геотектонических процессов вообще и причины их периодического проявления в частности. Имеется ряд геотектонических гипотез, но большинство из них, к сожалению, еще недостаточно обосновано. Это связано в значительной мере с тем, что причины геотектонических движений заложены в процессах, происходящих в мантии и недоступных непосредственному наблюдению. Большое значение имеют размеры и свойства Земли как планеты, ее вращение вокруг своей оси и вокруг Солнца, а также изменения скорости вращения, наклона оси и параметров орбиты во времени. Многие периодические геологические и физико-географические процессы обусловлены этими явлениями.

Значительно яснее причины периодичности, проявляющиеся в осадочной оболочке Земли в виде слоистости осадков и осадочных пород, в виде ритмов и циклов разного типа и масштаба и т. п. Причиной образования слоистости в самом общем виде является нестационарный режим осадконакопления: изменения количества и качества поступающего в бассейн седиментации обломочного и растворенного материала, динамики среды, чередование периодов

размыва и осадконакопления и т. д. Причиной появления ритмов и циклов в осадочных толщах являются главным образом изменения климата, обусловленные космическими и астрономическими факторами, и геотектонические процессы.

Наблюдается более или менее определенная соподчиненность периодических геологических процессов. Наиболее крупные изменения на Земле связаны со складчатостью и горообразованием, которые проявлялись через 0,5—1,0 млрд. лет в докембрии и 150—250 млн. лет в фанерозое (эры складчатости), причем самые древние эры в архее были глобальными для всего земного шара, более поздние в фанерозое проявлялись не по всей территории. Если рассматривать фанерозой, для которого имеются наиболее достоверные данные, то кроме эр складчатости (каледонской, герцинской, альпийской) устанавливаются эпохи складчатости, проявляющиеся через каждые 40—70 млн. лет, и фазы складчатости примерно через 20 млн. лет.

Тектонические движения земной коры учащаются и убыстряются от древних времен к современному периоду. Эры складчатости в протозое проявлялись значительно реже, чем в неогее. В фанерозое выделяется 5 тектонических циклов [30], причем по продолжительности каждый последующий составляет 2/3 предыдущего.

| Цикл               | Продолжительность,<br>млн. лет |
|--------------------|--------------------------------|
| Древнепалеозойский | 185                            |
| Неопалеозойский    | 115                            |
| Древнемезозойский  | 85                             |
| Неомезозойский     | 65                             |
| Древнетретичный    | 35                             |

Складчатость, как правило, завершается магматизмом и метаморфизмом, причем наиболее интенсивно эти процессы проявляются в эры складчатости.

Колебательные движения земной коры происходят постоянно с разной периодичностью от 100—150 млн. лет [13] до десятков тысяч и даже сотен и десятков лет. И. А. Одесский [151] на основании математического анализа разрезов осадочных толщ мезозоя Туранской и Западно-Сибирской платформ установил периоды 66—61, 57—51, 45—39, 35—29, 22—17, 13—8; 5 и 2,3 млн. лет. Более мелкие периоды этим методом не фиксируются, но это не значит, что их не существует. О периодичности землетрясений и вулканических извержений мы знаем очень мало, вернее, только предполагаем ее существование. Судя по данным за исторический период, периодичность этих явлений (более мелких) от десятков—сотен до тысяч—десятков тысяч лет (табл. 1).

Значительно больше известно о периодичности осадконакопления. Здесь также наблюдаются явления разного масштаба. Следуя от более крупных к более мелким, можно утверждать, что существует периодичность рядов формаций; ледниковых форма-

ТАБЛИЦА 1  
СООТНОШЕНИЕ ПЕРИОДИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

| Процессы   | Продолжительность, лет |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
|--|------------------------|-----------------|-------------------|----------|-------------|---------------|--------|-------|---------|---------|
|  | миллиарды              | сотни миллионов | десятки миллионов | миллионы | сотни тысяч | десятки тысяч | тысячи | сотни | десятки | единицы |
| Космические и астрономические  |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Ядерный цикл Солнца  | +                      |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Изменение количества солнечной радиации                              | +                      |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Оборот Солнечной системы по галактической орбите (галактический год) |                        | +               |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Сезоны галактического года   |                        |                 | +                 |          |             |               |        |       |         |         |
| Изменения солнечной активности:                                      |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| долгопериодические   |                        | +               | +                 |          |             |               |        |       |         |         |
| среднепериодические  |                        |                 |                   | +        | +           | +             |        |       |         |         |
| короткопериодические   |                        |                 |                   |          |             |               | +      | +     | +       | +       |
| Изменение эксцентриситета орбиты Земли, наклона эклиптики, прецессии |                        |                 |                   |          |             | +             |        |       |         |         |
| Изменение приливообразующей силы Луны                                |                        |                 |                   |          |             |               | +      |       |         |         |
| Климатические  |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Изменения климата:   |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| долгопериодические ледниковые эпохи                                  |                        | +               |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| чередование периодов гумидного и аридного климата                    |                        |                 | +                 |          |             |               |        |       |         |         |
| среднепериодические  |                        |                 |                   | +        | +           | +             |        |       |         |         |
| короткопериодические по сезонам года                                 |                        |                 |                   |          |             |               | +      | +     | +       | +       |
| Тектонические  |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Мегахроноциклы протогей  | +                      |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| Геотектонические циклы неогей и эпинеогей                            |                        | +               | +                 | +        |             |               |        |       |         |         |
| Колесательные движения:  |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         |         |
| долгопериодические   |                        | +               | +                 |          |             |               |        |       |         |         |
| среднепериодические  |                        |                 |                   | +        | +           | +             |        |       |         |         |
| короткопериодические   |                        |                 |                   |          |             |               | +      | +     | +       | +       |
| собственные колебания Земли  |                        |                 |                   |          |             |               |        |       |         | +       |
| Землетрясения и извержения вулканов                                  |                        |                 |                   |          | +           | +             | +      | +     | +       | +       |

| Процессы   | Продолжительность, лет |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
|--|------------------------|----------------------|----------------------|----------|-------------|---------------|--------|-------|--------------------|---|
|  | миллиарды              | сотни мил-<br>лионов | десятки<br>миллионов | миллионы | сотни тысяч | десятки тысяч | тысячи | сотни | десятки<br>единицы | ↙ |
| Осадконакопление   |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| Периодичность осадочных и вул-<br>каногенно-осадочных форма-<br>ций: |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| серии рядов  | +                      |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| ряды   |                        | +                    |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| малые ряды   |                        |                      | +                    |          |             |               |        |       |                    |   |
| Периодичность формаций:  |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| ледниковых   |                        | +                    |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| угленосных   |                        |                      | +                    |          |             |               |        |       |                    |   |
| соленосных   |                        |                      | +                    |          |             |               |        |       |                    |   |
| Угленосные формации:   |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| циклы высших порядков  |                        |                      | +                    | +        |             |               |        |       |                    |   |
| элементарные циклы (I по-<br>рядка)                                  |                        |                      |                      |          | +           |               |        |       |                    |   |
| Карбонатные формации:  |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| циклы высших порядков  |                        |                      | +                    | +        |             |               |        |       |                    |   |
| элементарные циклы   |                        |                      |                      |          | +           |               |        |       |                    |   |
| Соленосные формации:   |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| циклы высших порядков  |                        |                      |                      | +        | +           | +             |        |       |                    |   |
| элементарные циклы   |                        |                      |                      |          | +           | +             | +      |       |                    |   |
| Флиш и молассы:  |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| микроциклы высших по-<br>рядков                                      |                        |                      |                      |          | +           | +             |        |       |                    |   |
| элементарные микроциклы  |                        |                      |                      |          |             | +             | +      |       |                    |   |
| Ленточные глины, эвапориты,<br>озерные илы:                          |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    |   |
| ритмы высших порядков  |                        |                      |                      |          |             |               | +      | +     | +                  | + |
| элементарные ритмы   |                        |                      |                      |          |             |               |        |       |                    | + |

ций (200—250 млн. лет), которая, возможно, связана с галактическим годом — полным оборотом Солнечной системы по галактической орбите; угленосных и соленосных формаций, которая, по-видимому, связана с сезонами галактического года (100—120 и 40—70 млн. лет) и, естественно, с проявлением геотектонических процессов (эпохи и фазы складчатости и периоды колебательных движений); осадочных и вулканогенно-осадочных формаций геосинклиналей и платформ в полном геотектоническом цикле развития этих структурных элементов.

Такая периодичность признается не всеми, и ее причины и характер еще недостаточно ясны. Так, например, Н. С. Шатский и др. [87, с. 161—162] утверждают следующее: «Внутри осадочных

формаций периодичность осадочного породообразования есть явление очень широко распространенное. Подобная периодичность или ритмичность проявляется особенно резко в таких образованиях, как флиш, ленточные глины или мощные угленосные серии паралических бассейнов. . . Если такая мелкая периодичность осадкообразования представляет явление обычное и повсеместное, то повторяемость в проявлении формаций есть явление ограниченное как во времени, так и в пространстве, а периодичность рядов формаций наблюдается редко, причем эти ряды не бывают вполне сходными».

Периодичность более мелкого масштаба, проявляющаяся регионально — в пределах какого-либо структурного элемента земной коры или в отдельных осадочных формациях, наблюдается часто, и существование ее признается большинством исследователей. Она отмечается в виде циклов трансгрессий и регрессий на территории всего структурного элемента земной коры или его части. Основными причинами такой периодичности являются колебательные и волновые движения поверхности литосферы, изменение климата Земли и эвстатические колебания уровня Мирового океана.

Периодичность мелкого масштаба проявляется также в виде циклов и ритмов в различных осадочных толщах. Периодичность волновых и колебательных движений (и изменения климата) является причиной образования циклов разного порядка угленосных и подобных им формаций. Периодические изменения климата, связанные с изменением солнечной активности, наклона эклиптики и эксцентриситета земной орбиты, а также колебательные движения и землетрясения являются причиной образования ритмов разного порядка флишевых и флишоидных (и, вероятно, молассовых) формаций. С годовыми (сезонными) изменениями климата связаны ритмы ленточных глин, солей, озерных илов, аллювиальных, дельтовых и морских осадков. Многолетние изменения климата (десятки и сотни лет), вызванные колебаниями солнечной активности, приводят к образованию в этих отложениях ритмов высших порядков. Чередование моренных горизонтов и слоев погребенных почв и торфяников в отложениях ледниковых и приледниковых формаций обусловлено более длительными (тысячи и десятки тысяч лет) изменениями климата (потепления, похолодания).

Близкую систему осадочных циклов и их соподчиненности дает В. Е. Хаин [245]. Им выделяются текторитмы: мегациклы продолжительностью 100—200 млн. лет (соответствующее геохронологическое подразделение — эра), макроциклы 20—40 млн. лет (период), мезоциклы 4—6 млн. лет (век), циклы 0,4—0,8 млн. лет (зона), макроритмы — десятки тысяч лет, микроритмы 500—1000 лет. Среди климатических ритмов он отмечает 55-, 23-, 11-летние и годовые. Позднее [247] В. Е. Хаин изменил и развил систему циклов, выделив циклы 15 порядков по продолжительности, сохранив при этом названия мегацикл, цикл и субцикл только для

крупных тектонических периодов и циклотема (без разделения на порядки) для отложений молассы, угленосных формаций и флиша (табл. 2). Новая система циклов, как иллюстрация представлений об иерархии циклов, имеет большое значение.

ТАБЛИЦА 2

СИСТЕМА ЦИКЛОВ (ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ) [247]

| Продолжительность циклов, лет            | Стратиграфический эквивалент | Тектонический период     | Отражение в осадконакоплении                 | Коррелятивное астрономическое явление                          |
|--|------------------------------|--------------------------|--|--|
| 500—600 млн.                             | Надгруппа                    | Мегацикл                 | Серия формационных рядов                     | Полупериод обращения Солнечной системы по галактической орбите |
| 150—200 млн.                             | Группа                       | Цикл                     | Формационный ряд                             |  |
| 30—60 млн.                               | Система                      | Субцикл                  | Формация и ее малые ряды                     | Полупериод пересечения Солнечной системой плоскости Галактики  |
| 10—20 млн.<br>4—7,5 млн.<br>1,5—2,0 млн. | Отдел<br>Ярус<br>Подъярус    | Эпоха<br>Фаза<br>Подфаза | Субформация<br>»<br>Цикл молассовой формации |  |
| 350—500 тыс.                             | Зона<br>(горизонт)           |                          |  | Изменение наклона эклиптики                                    |
| 85—140 тыс.<br>25—40 тыс.                | То же<br>Пачка               |                          | Циклотема угленосной и соленосной формации   |  |
| 6—15 тыс.                                | Пакет                        |                          | Циклотема (ритм) флиша                       | Изменение приливообразующей силы Луны (?)                      |
| 1,5—4,0 тыс.                             | Пласт<br>(многослой)         |                          |  |  |
| 400—600                                  | Слой                         |                          | Микроритм                                    | Колебания солнечной активности                                 |
| 170—200<br>35—50                         | Слоек<br>Микрослоек<br>Варвы |                          |  |  |
| 11                                       |                              |                          |  | Обращение Земли вокруг Солнца                                  |

Широкое распространение осадочных циклов объясняется, вероятно, действием каких-то глобальных причин. Основными причинами, по нашему мнению, являются геотектонические процессы и изменения климата Земли. Геотектонические и климатические

факторы действуют то порознь \*, то совместно, усложняя характер периодичности. Часто на периоды мелкого масштаба накладываются периоды более крупного масштаба, а на последние — еще более крупного. Все это приводит к тому, что большинство геологических процессов являются не просто периодическими, а сложнопериодическими. Масштаб и характер этих процессов в некоторых случаях поддаются не только качественной характеристике, но и более точному количественному анализу.

Периодичность также проявляется в жизни органического мира. Во всяком случае нельзя отрицать того факта, что периодичность геологических процессов влияет на развитие органического мира — на появление, расцвет и вымирание фаун и флор.

В настоящее время наиболее полно изучена периодичность осадконакопления, хотя ее причины не всегда до конца раскрыты. Существуют также представления, что в некоторых осадочных толщах (например, флише) имеется только периодичность по форме, т. е. чередование различных типов пород, а во времени наблюдается процесс аperiodический [190]. Следует отметить, что нет и не может быть строгой периодичности геологических процессов, подобной периодичности физических или технических явлений (период электромагнитной волны, ход поршня в цилиндре двигателя), так как причина и следствие часто имеют очень сложные взаимоотношения. Причина (а часто несколько причин одновременно), вызывающая периодичность, может действовать не непосредственно, а через другие связанные с ней явления; возможно запаздывание из-за инертности какой-то системы, которая должна начать действовать, чтобы проявилось следствие, и т. д.

Дальнейшему изложению целесообразно предпослать рассмотрение терминологии и номенклатуры. Совершим небольшой экскурс в область филологии для того, чтобы уяснить значение терминов «период», «периодичность», «цикл», «цикличность», «ритм», «ритмичность».

В «Толковом словаре русского языка» под редакцией Д. Н. Ушакова [237] имеются следующие определения.

**Период** (periodos, греч.) — промежуток времени, в течение которого заканчивается какой-нибудь повторяющийся процесс (т. III, с. 228).

**Периодичность** — повторяемость (какого-нибудь) явления через определенные промежутки времени (т. III, с. 229).

**Цикл** (kuklos, греч., буквально колесо) — совокупность каких-то явлений, процессов, работ, совершающих законченный круг развития в течение какого-нибудь промежутка времени (т. IV, с. 1222).

**Цикличность** — отвлеченное имя существительное к циклический — совершающийся циклами (т. IV, с. 1223).

---

\* Вернее, всегда совместно, но в одних случаях ведущим является тектонический фактор, а в других — климатический.

**Ритм** (rhythmos, греч.) — равномерное чередование каких-нибудь элементов (ускорения и замедления, натяжения и ослабления в движении или течении чего-нибудь).

**Ритмичность** — отвлеченное имя существительное к ритмичный или ритмический — правильно повторяющийся, равномерный (т. III, с. 1362).

В латинском языке термины период, цикл и ритм заимствованы из греческого и имеют такое же значение, как и в греческом. В английском языке имеются менее строгие определения, которые допускают смешение понятий цикла и периода.

Period — период, промежуток времени, круг, цикл.

Cycle — цикл, круг, в технике круговой процесс, совершать цикл развития.

Rhythm — ритм, размер (стиха) (Англо-русский словарь. Составитель В. К. Мюллер. 1969, с. 500, 191, 647).

Таким образом, из самого латинского определения значения этих слов следует, что период и периодичность являются временными понятиями, означающими промежутки времени (определенные, но не обязательно равные), в течение которых заканчивается какой-либо повторяющийся процесс. В физике, астрономии, технике эти промежутки времени строго определенные, например периоды волн, вращения планет, работы поршня и т. д. В геологии, как правило, они не могут быть такими строгими, точными (разве что для соляных варв и ленточных глин, где имеются сезонные отложения слоев осадка разного состава).

Цикл — это сама совокупность явлений (осадки, породы и т. п.), совершающих законченный круг развития в течение какого-то промежутка времени; циклический (циклический) означает, что процесс совершается циклами, т. е. предполагается ряд (повторение) циклов.

Термин ритм подчеркивает равномерное чередование каких-либо элементов, т. е. речь идет о размере и соразмерности. При этом следует отметить, что нет заметного различия в терминах ритм и ритмичность [39].

Переводя это на язык букв и цифр, можно показать, что угольные циклы могут быть чередованием типа  $ABC-ABCD-ABCD-ABCD-ABCD-ABCD$ , флишевые ритмы —  $AB-AB, BC-BC, ABC-ABC-ABC$ , ритмы эвапоритов и ленточных глин —  $AB-AB-AB$ . В случае чередования  $ABC-ABC$  и  $AB-AB-AB$  мы говорим об асимметричном строении, в случае  $ABCD-ABCD-ABCD-ABCD-ABCD-ABCD$  — о симметричном. Циклы могут быть асимметричные и симметричные, ритмы всегда асимметричные.

Термин цикл применяется геологами со времен И. Ньюберри, особенно широко он используется при изучении угленосных толщ. В этом случае речь идет о закономерном чередовании различных фаций в разрезе. Угольные циклы бывают асимметричные и симметричные, однако редко встречаются циклы одинаковой мощности и строго одинакового набора фаций, т. е. наблюдается

чередование типа  $ABC-ABC$ ,  $ABCD-ABCD$ ,  $ABCBA-ABCBA$ ,  $ABCDBA-ABCDCBA$  и т. д. Например, в разрезах угленосных толщ можно встретить следующую очередность фаций.

| Цикл | Слой     | Породы                              | Фации                     |
|------|----------|-------------------------------------|---------------------------|
| I    | 7        | Алевролит                           | Аллювий А                 |
|      | 6        | Песчаник                            |                           |
|      | 5        | Аргиллит                            | Озерные С                 |
|      | 4        | Уголь                               | Болотные В                |
|      | 3        | Аргиллит                            |                           |
|      | 2        | Алевролит                           | Аллювий А                 |
| 1    | Песчаник |                                     |                           |
| II   | 8        | Алевролит                           | Аллювий А                 |
|      | 7        | Песчаник                            |                           |
|      | 6        | Известняк                           | Морские D                 |
|      | 5        | Аргиллит                            | Прибрежно-морские С       |
|      | 4        | Уголь                               | Болотные В                |
|      | 3        | Аргиллит                            |                           |
|      | 2        | Алевролит                           | Аллювий А                 |
|      | 1        | Песчаник                            |                           |
| III  | 8        | Аргиллит                            | Центральной части лагун В |
|      | 7        | Алевролит                           | Прибрежной части лагун А  |
|      | 6        | Алевролит мелкозернистый            |                           |
|      | 5        | Аргиллит крупнозернистый            | Центральной части лагун В |
|      | 4        | Известняк                           |                           |
|      | 3        | Аргиллит с фауной опресненного моря | Морские С                 |
|      | 2        | Алевролит мелкозернистый            | Центральной части лагун В |
|      | 1        | Алевролит крупнозернистый           |                           |
|      |          |                                     | Прибрежно-лагунные А      |

Термин ритм широко применяется при изучении флишевых и подобных им формаций. В этом случае речь идет о чередовании более узкого набора пород (фаций?) типа  $ABC-ABC$ ,  $AB-AB$ ,  $BC-BC$ , т. е. флишевые ритмы всегда асимметричные, однако отличаются друг от друга и мощностью и набором элементов. В разрезах флишевых формаций часто встречаются следующие простые типы ритмов.

|   |   |            |     |       |   |            |
|---|---|------------|-----|-------|---|------------|
| I | 6 | Аргиллит В | } А | или I | 4 | Аргиллит В |
|   | 5 | Алевролит  |     |       | 3 | Песчаник А |
|   | 4 | Песчаник   |     |       | 2 | Аргиллит В |
|   | 3 | Аргиллит В |     |       | 1 | Песчаник А |
|   | 2 | Алевролит  |     |       |   |            |
|   | 1 | Песчаник   | } А |       |   |            |

|    |   |             |             |           |        |   |   |          |   |
|----|---|-------------|-------------|-----------|--------|---|---|----------|---|
| II | { | 6           | Глина или   |           | или II | { | 4 | Аргиллит | С |
|    |   |             | аргиллит    | С         |        |   | 3 | Мергель  | В |
|    |   |             | Мергель     | В         |        |   | 2 | Аргиллит | С |
|    |   |             | Известковый |           |        |   | 1 | Мергель  | В |
|    |   |             | песчаник    | А         |        |   |   |          |   |
|    |   |             | 3           | Глина или |        |   |   |          |   |
|    | 2 | аргиллит    |             |           |        |   |   |          |   |
|    | 1 | Мергель     |             |           |        |   |   |          |   |
|    | 1 | Известковый |             |           |        |   |   |          |   |
|    |   | песчаник    | А           |           |        |   |   |          |   |

Таким образом, эти последовательности не строго отвечают значению термина ритм. Лучше всего термин ритм подходит к чередованию элементов в ленточных глинах и эвапоритовых варвах.

И наконец, имеется еще один термин — циклотема, введенный американскими геологами специально для угленосных отложений пенсильванской системы Северной Америки. Циклотема — это серия слоев, образовавшихся в течение седиментационного цикла такого типа, который преобладал в пенсильванском периоде [351, 352]. В настоящее время термин циклотема применяется к отложениям разного возраста, заметно отличающимся по литологической характеристике от пенсильванских отложений Северной Америки. П. Дафф и др. [61] считают, что термины цикл, ритм, циклотема являются синонимами (хотя последний применяется только по отношению к осадочным породам). С этим нельзя согласиться. Более корректно говорить о циклах угленосных и им подобных толщ, о циклах (а не ритмах) флиша и о ритмах ленточных глин и эвапоритов. Циклотема нам кажется излишним термином.

Итак, подведем итог нашему экскурсу в область филологии. Термин период и периодичность, по нашему мнению, следует оставить термином свободного пользования и более широкого значения, применяемым во временном смысле, тем более, что в геологических процессах явления строгой периодичности, вероятно, встречаются очень редко.

Термин цикл и цикличность в строгом понимании слова (*sensus stricto*) следует относить к явлениям, наблюдаемым в угленосных и аналогичных им формациях. Повторение отложений трансгрессий и регрессий и рядов осадочных формаций в разрезах можно называть также цикличностью, но не строгой, а вариабельной. Циклами следует именовать и флишевые ритмы, на что снова обратили внимание Н. Б. Вассоевич и Е. Г. Гладкова [39] \*. Однако флишевые циклы значительно мельче угольных и некоторых дру-

\* Отметим, что мы не можем согласиться с авторами, отождествляющими понятия повторяемости и цикличности.

гих, поэтому, вероятно, их следует называть микроциклами с указанием порядка.

Термин ритмичность, предполагающий равномерное чередование каких-либо элементов, может быть сохранен только для ленточных глин, эвапоритов, озерных илов и пр. Называть годичную пару их слоев ритмом, как справедливо заметили Н. Б. Вассоевич и Е. Г. Гладкова, нельзя. Однако, учитывая традиции и то обстоятельство, что здесь действительно проявляется ритмичность (равномерное чередование), условно будем именовать их ритмами (табл. 3). (Ритмичность — это явление, а то, что равномерно чередуется, требует особого наименования.)

ТАБЛИЦА 3  
НОМЕНКЛАТУРА И СОПОДЧИНЕННОСТЬ ТЕРМИНОВ



Мы рассмотрели только простейшие (элементарные) циклы и ритмы. Вместе с тем имеются циклы более высоких порядков, в которые объединяются по определенному признаку элементарные циклы. А. П. Феофилова [238] в угленосной формации Донбасса выделяет три типа элементарных циклов по фациям начала и конца цикла (угольный пласт — болотную фацию — она помещает в середине цикла): трансгрессивные — с более мористыми осадками над углем, однородные — с осадками одинаковой степени мористости под и над углем, регрессивные — с более мористыми

осадками под углем. Набор элементарных циклов: трансгрессивного, однородного и регрессивного — объединяется в цикл II порядка, или мезоцикл. Регрессивным называется мезоцикл при указанном соотношении элементарных циклов, трансгрессивным — при обратном их порядке. Таким же образом выделяются циклы III порядка, или макроциклы; циклы IV порядка, или мегациклы, и т. д. К настоящему времени в угленосных толщах выделены циклы от I до VII порядка.

Циклы высокого порядка возникают благодаря значительным колебаниям (волновым движениям) поверхности литосферы, имеют большую мощность и соответствуют зоне или более крупному подразделению стратиграфической шкалы. Так, циклы VII порядка угленосной толщи Донбасса соответствуют отделу, VI порядка — ярусу, V порядка — подъярусу, IV порядка — свите, III и II порядка — части свиты.

Аналогичная система ритмов предложена Н. В. Логвиненко и М. И. Ритенберг [113, 115] для флишевых формаций. Ритмы высших порядков выделяются по степени асимметрии: отношению мощностей зернистых и пелитовых пород. Ритмы II порядка прослеживаются в разрезе по значению коэффициента асимметрии: от наибольшего до наименьшего в ряду соседних ритмов. Таким же способом в ряду ритмов II порядка выделяют ритмы III и более высокого порядка. Выявить ритмы высшего порядка можно также путем анализа разрезов методами математической статистики. Во флишевых формациях Кавказа, Крыма, Карпат и Динарид от триаса до палеогена выделены ритмы шести порядков [113, 114]. По мощности ритм IV порядка флиша соответствует циклу I порядка угленосных толщ.

И. А. Вылцан [51] в разрезах флишевых формаций выделяет ритмогамму (цикл II порядка), состоящую из нескольких (от 1—2 до 4—5) элементарных ритмов; ритмосерию (ритм III порядка), ритмогоризонт (ритм IV порядка), ритмопачку (ритм V порядка), ритмоподсвиту (ритм VI порядка). Принципы выделения недостаточно ясны.

Не все исследователи придерживаются одинаковой последовательности в систематике ритмов; некоторые относят самые крупные циклы (ритмы) к I порядку, а более мелкие — к II, III и т. д. О неправильности такого подхода писали М. Г. Бергер и Н. Б. Вассоевич [16] и др. Не всегда рационально называют циклы и не всегда при этом учитывают предшествующие работы. Так, мегацикл у А. П. Феофиловой отвечает зоне [238], а у В. Е. Хаина целой группе [245].

Неясность и некоторую неопределенность номенклатуры угольных циклов отмечают П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон [61] в английской и американской литературе. Эти авторы пишут, что разумно было бы тонкие циклы называть микроциклами, циклы среднего размера — циклами, а более мощные разрезы — мегациклами. Однако для термина мегацикл (или цикл циклов) в Аме-

рике уже есть другое значение: набор ряда циклов разного строения [329]. Кроме того, не ясно, предлагается ли различать циклы по мощности (тонкий, средний, мощный) или одновременно с мощностью учитывать наличие ряда элементарных циклов. Р. Мур [329] подразумевает, вероятно, именно последнее.

Последовательности слоев более крупные, чем мегацикл Р. Мура, названы гиперциклами и магнациклами. Термином гиперцикл Дж. Уэллер [352] обозначает цикл мегациклов, а термин магнацикл Д. Мериам [327] применил для обозначения толщ пород, образование которых отражает основные события в истории земной коры, примером магнацикла являются пермско-пенсильванские отложения Канзаса. Несогласованность терминологии иллюстрирует термин мегацикл (табл. 4). Судя по описаниям, мегациклы американских исследователей отвечают нашим циклам II порядка угленосных толщ (мезоциклам), гиперциклы — циклам III или IV порядка (макро- и мегациклам). О значении термина магнацикл, охватывающего разрез в две системы, судить трудно. Вероятно, он близок к мегациклу В. Е. Хаяна в формулировке 1954 г. Такая несогласованность терминологии делает невозможным применение терминов мезо-, макро-, мега- и магнациклы.

2057

ТАБЛИЦА 4  
СООТНОШЕНИЕ ОБЪЕМА ТЕРМИНА МЕГАЦИКЛ У РАЗНЫХ АВТОРОВ

| В. Е. Хаин [245]   | А. П. Феофилова [238]  | П. Дафф, А. Халлам, Э. Уолтон [61]   | Р. Мур [329]   |
|--|--|--|--|
| Соответствует эре (группе), 100—200 млн. лет (каледонская и герцинская и альпийская) | Цикл IV порядка угленосной толщи Донбасса мощностью 250—300 м, соответствует свите или ее части (зоне или подзоне стратиграфической шкалы) | Более мощные разрезы, чем микро- (тонкие) и обычные (среднего размера) циклы | Набор нескольких циклов разного строения (цикл циклов) |

Терминология циклов и ритмов в отложениях других формаций разработана слабо. При описании их в настоящей книге мы придерживались общего правила: наиболее мелкие (малой мощности и простые по строению) циклы именовали элементарными или I порядка, а более крупные — высшего порядка. Проявление более крупной периодичности (ряды формаций) пока не имеет специальной терминологии. Попытка несколько упорядочить систему циклов и ритмов иллюстрируется табл. 5.



ТАБ  
СИСТЕМА ЦИКЛОВ

|   |                              |
|---|------------------------------|
| Наблюдаемое явление (термины, утвердившиеся в литературе)   | Мощность, м                  |
| Ряд формаций  | Десятки тысяч, тысячи        |
| Малый ряд формаций  | Несколько тысяч, тысячи      |
| Осадочная формация, ритмы трансгрессий и регрессий, цикл VII порядка угленосных формаций  | Первые тысячи                |
| Осадочная формация, ритмы трансгрессий и регрессий, цикл VI порядка угленосных формаций   | Тысячи, сотни                |
| Осадочная формация или ее часть, ритмы трансгрессий и регрессий, цикл V порядка угленосных формаций   | Сотни                        |
| Часть осадочной формации, ритмы трансгрессий и регрессий, цикл IV порядка угленосных формаций   | Сотни                        |
| Часть осадочной формации, цикл III порядка угленосных формаций, ритм VI порядка флишевых формаций, ритмы высшего порядка карбонатных формаций             | Сотни, десятки               |
| Часть осадочной формации, цикл II порядка угленосных формаций, ритм V порядка флишевых формаций, ритмы (элементарные, или I порядка) карбонатных формаций | Десятки                      |
| Цикл I порядка угленосных формаций, ритм IV порядка флишевых формаций, ритмы высшего порядка соленосных формаций, циклы аллювия и др.                     | Первые десятки               |
| Ритм III порядка флишевых формаций, циклы-ритмы высших порядков соленосных формаций   | Десятки, единицы             |
| Ритм II порядка флишевых формаций, цикл-ритм соленосных формаций с карбонатным элементом  | Единицы                      |
| Ритм I порядка флишевых формаций, ритм соленосных формаций (бескарбонатных)   | Единицы, десятые доли        |
| Ритм многолетний ленточных глин, эвапоритов, озерных илов и пр.   | Первые единицы, десятые доли |
| Ритм годичный ленточных глин, эвапоритов, озерных илов и пр.  | Сотые, тысячные доли         |

\* С последующей детализацией.

ЛИЦА 5  
ОСАДРОНАКОПЛЕНИЯ

|                                   |   |   |
|-----------------------------------|---|---|
| Продолжительность, лет            | Лито-стратиграфические эквиваленты геохронологических подразделений | Масштаб и наименование циклов и ритмов (новые обобщенные термины *, предлагаемые авторами)                              |
| Сотни миллионов                   | Группа  | Группоцикл, изогруппоцикл   |
| Первые сотни миллионов            | Система   | Системоцикл, изосистемоцикл   |
| Десятки миллионов                 | Отдел   | Отделоцикл, изоотделоцикл   |
| Десятки миллионов                 | Ярус  | Ярусоцикл, изоярусоцикл   |
| Первые десятки миллионов          | Подъярус  | Подъярусоцикл, изоподъярусоцикл   |
| Миллионы                          | Зона  | Зоноцикл, изозоноцикл   |
| Первые миллионы, сотни тысяч      | Подзона   | Подзоноцикл, изоподзоноцикл   |
| Сотни тысяч                       | Пачка   | Пачкоцикл   |
| Первые сотни тысяч                | Пакет из серии пластов  | Пакетоцикл (цикл элементарный угольный, или I порядка; микроцикл IV порядка флишевый; циклы высших порядков соленосные) |
| Первые сотни тысяч, десятки тысяч | Несколько пластов   | Микроцикл III порядка флишевый, циклы высших порядков соленосные  |
| Десятки тысяч                     | Единицы пластов   | Микроцикл II порядка флишевый, цикл I порядка соленосный  |
| Первые десятки тысяч, тысячи      | Пласт (многослой)   | Микроцикл элементарный флишевый, или I порядка; цикл I порядка соленосный   |
| Тысячи, сотни, десятки            | Пласт (многослой)   | Ритмы высших порядков   |
| Сезоны года                       | Микрострома или варва   | Ритм элементарный, или I порядка  |

Выявление периодичности геологических процессов основывается, с одной стороны, на непосредственном наблюдении явлений природы, доступных человеку в историческое время, с другой — на изучении геологических объектов, где мерой времени служит их положение в геологических разрезах. Исторический период несоизмеримо мал в сравнении с геологическим временем, в сферу непосредственных наблюдений попадают лишь некоторые частные с геологической точки зрения факты периодичности, не позволяющие оценить ни истинных масштабов, ни причин геологических явлений, ни их повторяемости во времени. Поэтому при изучении периодичности геологических явлений главными остаются геологические методы.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

К периодическим явлениям, доступным непосредственному наблюдению, относятся солнечная активность, колебательные движения земной поверхности, проявления сейсмичности, вулканизма, движений атмосферы и гидросферы, изучаемые визуально и инструментальными методами. Геологическими методами исследования периодичности служат петрографический, минералогический, геохимический, метод фаций и формационный анализ. Особое место занимают геоморфологические методы, опирающиеся на анализ форм рельефа и состава осадков, участвующих в образовании этих форм. Поскольку формы рельефа являются историческим отражением тектонических движений, изменений климата, движений атмосферы и гидросферы, геоморфологические методы позволяют устанавливать периодичность этих процессов, протекающих в настоящее время или проявившихся в недавнем геологическом прошлом. Ведущая роль в формировании рельефа принадлежит тектоническим движениям, поэтому геоморфологические методы служат основным средством установления пульсационных однонаправленных или колебательных современных и новейших движений земной коры.

Очевидно, что повторяемость геологических объектов в вертикальных разрезах может проявляться в разных масштабах и изучаться геологическими методами на разных уровнях организации вещества. Геологические объекты в порядке повышения уровня организации представляют ряд: элементы — минералы — горные породы — породные ассоциации (геологические формации) — ряды геологических формаций.

На нижних уровнях организации основным методом изучения является установление сочетаний пород, сменяющих друг друга по вертикали, и повторений этих сочетаний с теми или иными изменениями в вертикальном разрезе. Выделение пород как элементарных единиц повторяемости лежит в основе анализа периодичности геологических процессов; данный метод исторически преобладал всем остальным и в настоящее время является основным в полевой геологической работе.

Геохимический и минералогический методы также служат выявлению периодичности, но они относятся к вспомогательным, поскольку и геохимические и минералогические признаки являются отражением изменений петрографического и фациального состава отложений.

Изучение минералогии флишевых ритмов Кавказа (В. А. Гроссгейм), угольных циклов Донбасса (Н. В. Логвиненко), аллювиальных циклов неогена Таджикской депрессии (В. Н. Шванов), фаций современного аллювия р. Волга (В. Е. Рясина) и другие наблюдения показывают, что разные типы современных осадков и осадочных пород, даже связанные совместным залеганием, характеризуются разным минералогическим и геохимическим составом, а поэтому та периодичность, которая устанавливается по минеральным ассоциациям, в том числе по тяжелым минералам и отдельным элементам и их ассоциациям, в большинстве случаев отражает периодическую повторяемость одинаковых или близких по составу горных пород.

Изучение крупных геологических объектов на низших уровнях организации вещества, несомненно, представляет интерес для решения многих теоретических и практических вопросов, однако служит лишь частным задачам. Основным при изучении геологических объектов вообще и периодических процессов в частности является метод, основанный на соподчиненности выбранного уровня организации вещества масштабу явления. Поэтому исследование элементарной периодичности базируется на анализе горных пород; явлений периодичности более крупного порядка, отвечающих осадочной толще, — на анализе породных ассоциаций разного порядка; еще более крупных по масштабу явлений, отвечающих этапу или стадии развития основных геоструктурных блоков, — на анализе геологических формаций; общая же история земной коры прослеживается на основе сравнительного анализа отдельных этапов или стадий исторического развития, отраженных в осадочных, магматических и метаморфических формационных рядах.

Анализ периодичности имеет две стороны: обнаружение периодических явлений в вертикальном разрезе и установление их масштабов по площади. Размеры вертикального и горизонтального проявлений периодичности тесно связаны между собой: чем крупнее элементы повторяемости и чем длительнее время их образования, тем большие площади они захватывают.

Наиболее простым и наименьшим по масштабам проявлением периодической повторяемости является слоичатость внутри сравнительно однородной породы, связанная с вариациями гранулометрического состава, степенью цементации, распределением органического вещества и различных примесей. Проявление повторяющихся слоев, видимых визуально или под микроскопом, ограничивается небольшими участками породы. Развитие слоичатости объясняется кратковременными периодическими изменениями в осадкообразующей среде: пульсациями мгновенных скоростей, изменениями химического состава, колебаниями температуры и т. д.

Следующим уровнем отражения периодичности является повторяемость определенных наборов пород в вертикальном разрезе осадочной толщи. Анализ периодичности (даже без выполнения фацеального анализа), включающий выявление повторяющихся наборов пород, составляющих элементарные циклы, выделение типового цикла и его вариаций, наблюдения над изменениями элементарных ритмов по вертикали, позволяет обнаружить цикличность и ритмичность первого и более высоких порядков. При детальном исследовании проводится послойное описание толщи или ее отдельных частей с указанием мощности каждого слоя. К графическим материалам, облегчающим сравнение отдельных частей одного разреза или разных разрезов, относятся послойные стратиграфические колонки, ритмограммы, гранулометрические кривые и другие способы изображения состава.

Состав слоев элементарного цикла и порядок смены данного слоя другим по вертикали отвечают общей направленности изменения условий осадконакопления под действием одного или нескольких осадкообразующих факторов. Площадь проявления ограничивается зоной действия этих факторов: мутьевого потока для флиша, палеореки для аллювиальной толщи, озера, лагуны или отдельных их участков для эвапоритов и т. д. Направленные изменения элементарных циклов и периодическая повторяемость таких изменений отвечают более общим, стабильным условиям седиментации, поэтому периодичность (ритмичность или цикличность) более высоких порядков охватывает большие площади, обычно связанные с единой (общей) площадью сноса. На границе районов, питавшихся из разных областей сноса, периодичность высоких порядков может коренным образом меняться даже в пределах единого бассейна седиментации, что, в частности, сильно ограничивает возможности ритмостратиграфического метода корреляции стратиграфических разрезов.

Фацеальный метод анализа периодичности оперирует уже не отдельными породами и слоями, а системами породы — среда формирования, образующими фации как «совокупность видоизменений отложений, выражающуюся в том или ином петрографическом (состав, структура, окраска), геогностическом (стратификация, мощность) или палеонтологическом их отличии» [36, с. 16], а также более крупными категориями: генетическими (фацеальными) ти-

нами, группами и комплексами. Основой фациального метода является выделение закономерно построенных по вертикали рядов фациальных типов отложений, образующих элементарные циклы в угленосных и иных полифациальных толщах. Определенная повторяющаяся тенденция в изменении характера циклов (составе фаций, их мощностей, смене одних фаций другими) обуславливает появление цикличности и более высоких порядков, отражающей общие периодические изменения климата и тектонического режима в области седиментации и прилежащих областей сноса. Режим в областях сноса, по-видимому, является определяющим в развитии цикличности высоких порядков и контролирует выдержанность тех или иных циклов по площади.

Фациальный метод является основным при анализе сложных полифациальных геологических формаций: угленосных, пестроцветных, морских моласс, континентально-морских в межгорных впадинах и т. д. При изучении же флиша, аспидных, граувакковых и некоторых других формаций, не отличающихся фациальным разнообразием, основным методом является петрографический, основанный на выделении породных сочетаний, фациальную природу которых можно установить не всегда.

Разновидностью фациального метода является метод выделения осадочных серий, разрабатываемый В. П. Казариновым и его сотрудниками. Под осадочной серией в данном случае понимается толща осадков, отвечающая седиментационному циклу, который начинается с поднятия прилежащих областей размыва и продолжается до каких-то конечных, обычно значительных степеней их выветривания. Поэтому осадочная серия начинается существенно терригенными фациальными комплексами осадков [89] (В. П. Казаринов называет их формациями) и завершается существенно хемогенными.

С явлениями периодичности крупного масштаба связаны представления о тектоно-магматических циклах, которые охватывают все стороны геологического развития: осадочный и магматогенный процессы, складчатость, метаморфизм, металлогению, изменения органического мира, гидросферы и атмосферы. Анализ тектоно-магматических циклов в пространстве и во времени является основным методом познания структуры земной коры и ее исторического развития. В цепи геологических событий формирования современной структуры земной коры главным звеном являлось развитие геосинклиналей, поскольку «только геосинклинальное состояние, которое влечет за собой накопление мощных толщ сиалита, создает возможность перехода в состояние поднятого кратона области, которая прежде была погруженным кратоном. Тем самым проблема роста континентов превращается в проблему возникновения и прежде всего локализации ортогеосинклиналей» [270, с. 208].

Изучение полного цикла развития геосинклинальной области включает следующие исследования.

1. Анализ осадочных формаций, образующих для каждой крупной стадии развития Земли определенные формационные ряды. Характер рядов и состав слагающих их формаций менялись от цикла к циклу на протяжении геологической истории, сохраняя одну общую особенность: формации погружения начальных этапов сменялись формациями поднятия конечных этапов.

2. Исследование направленности магматических проявлений в геосинклинальном цикле, что позволило сформулировать понятие магматических рядов, которые, по мнению Г. Штилле, образуют некоторый типовой ряд, складывающийся из инициального основного вулканизма и ультраосновного плутонизма ранних стадий, кислого синорогенного (высоко- и позднеорогенного) плутонизма средних стадий, субсеквентного сиалического и базальтового вулканизма финальных стадий.

3. Анализ тектонических движений, выраженных вертикальными перемещениями ранних стадий, следующими за ними горизонтальными (с надвигами и шарьяжами) и вновь вертикальными движениями поздних стадий [32]. Цикличность движений в геологической истории проявлялась на фоне усиления линейной складчатости, надвигов, шарьяжных перекрытий и сгущения несогласий.

4. Изучение метаморфизма, обнаруживающее подчиненность метаморфических процессов стадиям геосинклинального развития. Эти процессы, согласно А. А. Маракушеву [125], проявляются в развитии натрового метаморфизма начальных догранитных стадий (спилитовые, зеленокаменные, глаукофановые, эроцит-амфиболитовые, эклогит-гранулитовые, амфиболитовые, серицит-зеленосланцевые формации), следующего за ним калий-натрового метаморфизма зрелых стадий внедрения плагιοгранитов (плагιοмигматиты, плагιοгнейсы, сланцы) и заключительного калиевого метаморфизма, сопровождающего внедрение калиевых гранитов (калиевые мигматиты, гнейсы, сланцы, гранатовые чарнокиты и некоторые другие формации).

Цикличность развития получает отображение в металлогении складчатых зон. Ранние этапы [126] характеризуются месторождениями и рудопроявлениями ртути, меди, мышьяка, сурьмы, золота, серебра, хрома, талька, асбеста; этапы гранитного магматизма — проявлениями олова, вольфрама, молибдена, золота; и наконец, в консолидированных структурах возможно образование ртутных и сурьмяных поясов, месторождений никеля, меди, полиметаллов и других полезных ископаемых.

Вследствие сопряженности развития геосинклинальных и платформенных структур геотектонические циклы проявляются в платформенных областях специфическими закономерно построенными формационными рядами. Анализ формаций, сочетающийся с наблюдениями над перерывами и несогласиями, позволяет устанавливать проявления тектоно-магматических циклов в пределах платформ и переходных структур.

Установление повторяемости и цикличности, ритмичности и периодичности в строении и образовании осадочных отложений является одним из важнейших эмпирических обобщений осадочной геологии. Оно было достигнуто путем неоднократной констатации этих явлений при изучении самых разнообразных осадочных толщ многочисленными исследователями почти повсюду. За долгие годы исследования сложились определенная понятийная база и терминология, образующие совместно с основными принципами и методами изучения этих явлений основу науки или теории «О периодическом (циклическом) осадконакоплении», как называл ее Ю. А. Жемчужников [70, с. 16, 17]: «Циклическое осадконакопление — это не только эффективный способ восприятия и охвата многообразных фактов в единой общей концепции, но и новый острый метод познания».

Почти одновременно со становлением основных принципов этой новой научной области разрабатывались и методы обнаружения и изучения явлений цикличности и периодичности, среди которых наряду с собственно геологическими определенное и с каждым годом все более значительное место занимает математический метод. Опыт развития и использования математики в современном естествознании свидетельствует о том, что существует три этапа математизации науки [3].

Первый этап — это обычно количественная обработка эмпирических данных. Он характеризуется выявлением разнообразных функциональных зависимостей в экспериментах с рассматриваемыми объектами и их свойствами. Сюда относятся анализ частостей различных признаков, дифференцирование и интегрирование разнообразных параметров процессов и объектов, установление функциональных и стохастических корреляций между ними. В методологическом плане важнейшая особенность этого этапа заключается в том, что он протекает полностью в рамках старой понятийной и терминологической базы. Состояние и развитие математических методов в геологии до самого недавнего времени характеризовалось признаками именно этого первого этапа.

В последнее время в различных областях геологии отмечаются попытки строгого, вполне формализованного математического построения объектов и явлений. Эти попытки знаменуют переход ко второму этапу математизации — этапу моделирования. Моделирование в науке играет особую роль и представляет собой такой способ познания, который, опираясь на некоторые уже установившиеся теоретические представления, воссоздает образ объекта или явления на основе накопившегося эмпирического материала.

«Под моделью понимается такая мысленно представляемая или материально реализованная система, которая, отображая или воспроизводя объект исследования, способна замещать его так, что ее изучение дает нам новую информацию об этом объекте»

[272, с. 19]. «Модель, построенную на принципах математической теории и реализуемую с помощью математических средств, и называют математической моделью» [3, с. 10]. Основной специфической чертой второго, «модельного», этапа математизации является пересмотр понятийно-терминологической базы: попытка более строгой формализации понятий и введения однозначных терминов. С этим же связана и некоторая ревизия теоретических концепций.

От успеха второго этапа решающим образом зависит переход к третьему этапу математизации, а именно к созданию полной математической теории того или иного объекта или явления. Нет нужды доказывать, что в геологии ни для одного из ее разделов не наступил этот завершающий этап математизации знаний. Пока мы не имеем ни одного примера построения математической теории объектов или явлений.

Реальная ситуация, сложившаяся в геологии, представляет собой сочетание первых двух этапов с постепенным преобладанием второго — модельного. Не составляет исключения в этом плане и комплекс математических методов, применяемый для анализа цикличности и периодичности осадочных образований. Основная часть разработанных методов была направлена на установление эмпирических закономерностей, вытекающих из рассмотрения разрезов осадочных толщ, их структурных характеристик. В меньшем объеме при выявлении цикличности и периодичности использовалось математическое моделирование процессов осадконакопления.

В определенной степени такое положение было связано с недостаточно содержательным геологическим уяснением явлений цикличности и периодичности. Несмотря на многочисленные яркие примеры этих явлений, понятийная основа формировавшегося научного направления оставалась весьма нестройной, а терминологическая база эклектичной. В последние годы наряду с установлением новых эмпирических закономерностей, выявлением новых фактов цикличности строения осадочных толщ и периодичности процессов их образования особенно усилились попытки научного осмысления и обобщения этих явлений, становления понятийной базы, «ужесточения» терминологии [39, 152 и др.].

### Приемы изучения повторяемости

Для обнаружения явления повторяемости практически не требуется применять специальные математические методы. В относительно несложных осадочных толщах это явление очевидно и легко обнаруживается. Лишь для разрезов со сложным чередованием и многопородным составом уместно привлечение некоторых математических приемов, позволяющих удостовериться в наличии повторяемости тех или иных пород, мощностей слоев или каких-либо иных свойств. В качестве такого приема можно рекомендо-

вать частотный анализ встречаемости в разрезе интересующего объекта: высокая частота свидетельствует о наличии повторяемости.

**Кодирование признаков осадочных пород.** Разрезы осадочных толщ для осуществления какой-либо математической обработки обычно представляют в виде числового ряда, каждое число которого соответствует либо значению того или иного измеренного свойства, либо наименованию пород. Цифровой код пород выбирают исходя из некоторых целей. В частности, для удобства сглаживания предложен ряд чисел, каждое из которых кратно семи [45, 47]; для наглядности изображения разрезов выбран код с числовыми значениями, постепенно нарастающими в соответствии с увеличением размера слагающих породу кластических зерен [154]; сходный код предложен для выявления колебательных тектонических движений [151].

В основу кода наименований пород был положен принцип отражения степени «различия и сходства между процессами переноса и динамики захоронения осадка» [45]. Таким образом, соответствие численных характеристик физической природе исследуемых процессов следует признать отправным моментом при выборе кода, который в этом смысле будем называть естественным. Основу предлагаемого ниже кода составляет структурная классификация обломочных пород, базирующаяся на предположении, что размеры зерен пород достаточно полно отражают основные черты терригенного седиментогенеза при формировании гранулометрической структуры отложений. Это предположение существенно упростило задачу кодирования, позволив отнести ее к разряду однопараметрических.

Вся подлежащая кодированию совокупность пород отчетливо разбивается на ряд групп, различающихся по диаметру зерен на десятичный порядок; внутри каждой группы породы распределяются относительно равномерно. В этих условиях естественно принять в качестве кодирующей связи десятичный логарифм диаметра частиц, слагающих породу. Так как качественные различия пород не связаны с изменением знака кодирующих чисел, целесообразно выбрать их все положительными, предусмотрев сохранение этой особенности и для пород с диаметром зерен меньше нижнего предела, например для хемогенных [198].

Предлагается следующий вид зависимости, устанавливающей связь между кодовым обозначением  $N$  и наименованием породы:

$$N = 5 + \lg d,$$

где  $d$  — нижняя граница диаметров зерен (мм), отвечающая принятой структурной классификации обломочных пород.

Первая цифра кодового числа определяет порядок группы, вторая — расположение кодируемой породы внутри группы.

## ЦИФРОВОЙ КОД НАИМЕНОВАНИЙ ПОРОД

|            |     |         |     |
|------------|-----|---------|-----|
| Глины:     |     | Гравий: |     |
| коллоидные | 1,0 | мелкий  | 5,3 |
| мелкие     | 1,3 | крупный | 5,7 |
| крупные    | 2,0 | Галька: |     |
| Алевриты:  |     | мелкая  | 6,0 |
| мелкие     | 2,7 | средняя | 6,4 |
| крупные    | 3,0 | крупная | 6,7 |
| Пески:     |     | Валувы: |     |
| тонкие     | 3,7 | малые   | 7,0 |
| мелкие     | 4,0 | средние | 7,4 |
| средние    | 4,4 | крупные | 7,7 |
| крупные    | 4,7 |         |     |
| грубые     | 5,0 |         |     |

Следует отметить, что, не изменяя структуры кода, на основе указанной формулы в него можно внести необходимые дополнения для более углубленной классификации обломочных пород или для кодирования иных типов пород (например, хемогенных) по размеру слагающих их зерен.

## Приемы изучения ритмичности

Основной целью изучения ритмичности строения осадочных толщ является определение равновеликих интервалов повторяемости какого-либо признака в разрезе \* (во времени или в пространстве). Разрезы осадочных толщ представляются числовыми совокупностями, задаваемыми в виде последовательности результатов наблюдений. Выбираемый метод исследования обычно определяется некоторыми априорными сведениями о характере рассматриваемой последовательности. При изучении геологических разрезов подобных априорных сведений, как правило, нет. Возникает необходимость описания свойств числовых рядов, имеющиеся сведения о которых недостаточны для выбора метода анализа. Как характеризовать особенности строения, и в первую очередь ритмичность, такого ряда?

В общем случае легко устанавливается три характеристики числовой совокупности  $a$ : интервал  $U$  изменения независимой переменной  $u$ , наибольшее  $a_{\max}$  и наименьшее  $a_{\min}$  значения заданного ряда. Разность  $a_{\max} - a_{\min}$  определяет размах изменения функции на исследуемом интервале  $U$ , отношение  $(a_{\max} - a_{\min})/U$  дает возможность судить о средней скорости этого изменения. Для более глубокого изучения совокупности естественно распространить этот прием анализа на отдельные участки заданного множества чисел, дополнительно фиксируя те значения независимой переменной  $u$ , при которых достигаются экстремумы функции  $a$ . Если эти участки выбирать не произвольно, а разбивая исследуе-

\* Ритмичность, как и иные периодические в широком смысле слова особенности, можно изучать и на других объектах: рельефе, структурном плане, разнообразных геологических телах и пр.

мый интервал  $U$  на равные промежутки и выполняя подобный анализ при различной длине частных интервалов, то можно ставить задачу выявления ритмичности изучаемой последовательности. Для уточнения результатов этого анализа определяют частоты признаков, обнаруженных в осредненных рядах, по наблюдениям соответствующих характеристик в отдельных частных интервалах исследуемого ряда.

Таким образом приходим к приему анализа, названному «простым методом обзора числовых совокупностей» [134], который в основной части алгоритма совпадает с методом выделения скрытых периодичностей, предложенным Бюи-Балло [248]. Однако эти методы и существенно различаются. В методе Бюи-Балло принимается предположение, что анализируемая совокупность воспроизводится линейной комбинацией гармонических составляющих. В методе обзора числовых совокупностей на основе оценки частот исследуемых особенностей по всему ансамблю частных интервалов делается вывод только о наличии равновеликих интервалов повторяемости, т. е. о наличии ритмичности чередования этих особенностей.

Как и метод Бюи-Балло, метод обзора предусматривает расположение заданного набора чисел исследуемой совокупности  $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$  в таблице, содержащей  $m$  столбцов и  $p$  полных строк ( $mp \leq n$  — ближайшее к  $n$  целое число;  $m$  изменяется от 2 до  $\lfloor n/2 \rfloor$ ). В таблице значения суммируются по столбцам и для суммарного ряда определяется величина

$$\Delta S_m = \frac{1}{2p} (S_{\max}^{(m)} - S_{\min}^{(m)}),$$

где  $S_{\max}^{(m)}$  и  $S_{\min}^{(m)}$  — наибольшее и наименьшее значения в суммарном ряду с числом членов, равным  $m$ .

Затем для всех столбцов  $m$  строится график

$$\Delta S_m = f(m),$$

который в соответствии с принятой в методе Бюи-Балло терминологией называется периодограммой. Суть метода Бюи-Балло заключается в том, что наибольшее значение  $\Delta S_m$  имеет место в том случае, когда число столбцов  $m$  равно периоду одной из составляющих гармоник.

График  $\Delta S_m$  представляет собой нарастающую осциллирующую кривую. Легко установить, что значения ее заключены в интервале между нулем и величиной

$$\Delta S_n = \frac{1}{2} (a_{\max} - a_{\min}),$$

где  $a_{\max}$  и  $a_{\min}$  — соответственно наибольшее и наименьшее значения исследуемого ряда.

Рассмотрим два крайних случая.  
 $m = 1$ . Очевидно, что при этом суммарный ряд представляется одним членом

$$S = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n a_k$$

и, следовательно,

$$\Delta S_1 = 0.$$

$m = n$ . В этом случае суммарный ряд совпадает с исходной (заданной) совокупностью и величина  $\Delta S_n$  определяется приведенным выше соотношением. Кроме того, очевидно, что

$$a_{\max} \geq \frac{1}{p} S_{\max}^{(m)} = \frac{1}{p} \sum_{j=0}^{p-1} a_{k+jm};$$

$$-a_{\min} \geq -\frac{1}{p} S_{\min}^{(m)} = -\frac{1}{p} \sum_{j=0}^{p-1} a_{k+jm};$$

индекс  $k$  отвечает номеру члена в первой строке, при котором достигаются соответственно наибольшее и наименьшее значения суммарного ряда. Отсюда при любом  $m$

$$\begin{aligned} \Delta S_n &= \frac{1}{2} (a_{\max} - a_{\min}) \geq \\ &\geq \frac{1}{2p} (S_{\max}^{(m)} - S_{\min}^{(m)}) = \\ &= \Delta S_m. \end{aligned}$$

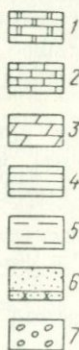
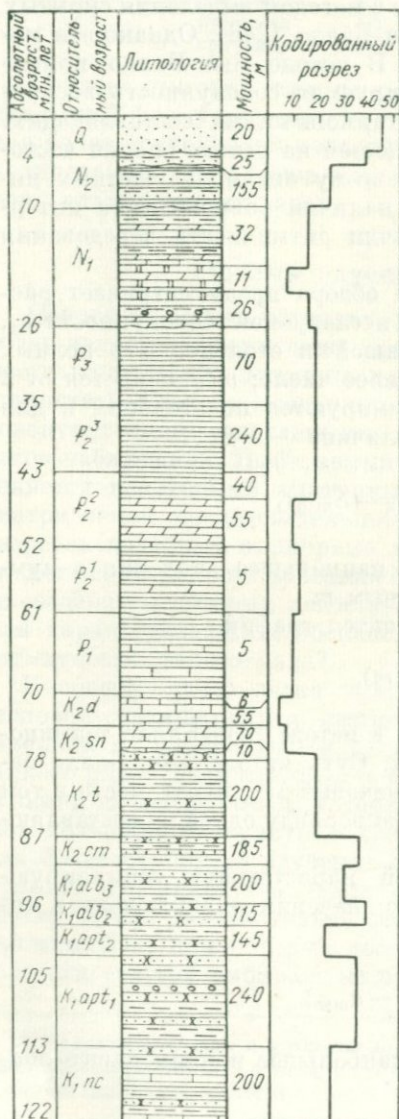


Рис. 1. Разрез кайнозойских и мезозойских отложений в районе поселков Серный Завод и Дарваза в Заугузских Каракумах.

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — алевроиты; 6 — пески и песчаники; 7 — конгломераты.

В принципе полученные по алгоритму Бюи-Балло периодограммы, как показал Э. Хепнан [254], эквивалентны кривым спектральных плотностей и их можно рассматривать как аналоги спектральных характеристик исследуемых числовых рядов. В методе обзора число  $m$  трактуется только как возможный интервал ритмичности.

Дальнейший анализ полученной зависимости проводится следующим образом. На периодограмме выбирают экстремальные значения и для отвечающих им чисел  $m$  в суммарных рядах соответствующих таблиц определяют места максимумов и минимумов. Для каждой таблицы, зная порядковые номера  $S_{\max}^{(m)}$  и  $S_{\min}^{(m)}$  в суммарном ряду, подсчитывают частоты появления на известных местах наибольших и наименьших значений, т. е. их степень повторяемости на отдельных частных интервалах заданного ряда. Таким образом выявленный по периодограмме спектр ритмичностей получает определенную вероятностную оценку. Все расчеты обычно выполняются на ЭВМ по специально составленным программам.

Метод простого обзора числовых совокупностей был впервые применен для определения спектра ритмичности колебательных тектонических движений на основе исследования разрезов осадочных толщ, поэтому его называют спектральным тектоническим анализом [151]. В качестве примера приведем исследование разреза мезо-кайнозойских отложений в районе поселков Серный Завод и Дарваза в Заунгузских Каракумах (рис. 1).

Для представления этого разреза в виде числового ряда был использован цифровой код.

#### КОДОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ПОРОД

|  |    |
|--|----|
| Перерыв  | 54 |
| Галечники (конгломераты)                                     | 51 |
| Пески (песчаники):   |    |
| средне- и крупнозернистые                                    | 48 |
| тонко- и мелкозернистые                                      | 45 |
| алевритистые, алевроитовые                                   | 42 |
| Алевроиты (алевролиты) песчаные, песчанистые                 | 39 |
| Мергели песчаные, песчанистые                                | 36 |
| Алевроиты (алевролиты)                                       | 33 |
| Алевроиты (алевролиты) глинистые                             | 30 |
| Алевроиты (алевролиты) известковистые, мергели алевроитистые | 27 |
| Глины (аргиллиты):   |    |
| песчаные, песчанистые  | 24 |
| алевроитовые, алевроитистые                                  | 21 |
| Глины (аргиллиты)  | 18 |
| Глины (аргиллиты):   |    |
| карбонатные  | 15 |
| известковые, известковистые                                  | 12 |
| Мергели, мергели глинистые                                   | 9  |
| Известняки глинистые   | 6  |
| Известняки, доломиты, мел                                    | 3  |

Кодовые значения пород возрастают в направлении от тонкозернистых к грубообломочным в соответствии с увеличением

динамической активности среды седиментации. Таким образом, в самом низу кодового ряда располагаются хомогенные образования (известняки, мел, доломиты), отсутствие в них терригенной примеси может расцениваться как свидетельство слабой подвижности среды осадконакопления. Максимальные кодовые значения приписаны перерывам в осадконакоплении, когда высокая подвижность среды препятствовала аккумуляции даже самых крупных обломочных частиц. Градиент кода, равный 3 единицам, выбран для удобства графического изображения разрезов, с которых в дальнейшем при заданном шаге считывается дискретный ряд чисел.

Так как целью анализа является установление ритмичности процессов, необходимо, чтобы геологические разрезы представляли собой равномерную запись геологического времени. Существующий прием изображения разрезов по мощности слоев не отражает полностью изменения геологического времени. Поэтому надо перевести геологический разрез из масштаба мощности в масштаб абсолютного времени. Этот перевод может быть осуществлен с помощью шкалы абсолютной геохронологии [153 и др.]. Разумеется, в определениях абсолютного возраста горных пород имеется еще немало трудностей и обусловленных ими неточностей. Но сопоставление датировок (особенно для мезо-кайнозойских отложений), определенных различными методами, позволяет верить в объективность полученных результатов. При построении геологических разрезов в масштабе времени использовались датировки, вычисленные как среднее из наиболее близких значений по определениям разных авторов.

#### ОСРЕДНЕННЫЕ ДАННЫЕ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ [153 и др.]

| Стратиграфический интервал | Возраст нижней границы, млн. лет |
|----------------------------|----------------------------------|
| Антропоген                 | 4                                |
| Плиоцен                    | 10                               |
| Миоцен                     | 26                               |
| Олигоцен                   | 35                               |
| Эоцен:                     |                                  |
| верхний                    | 43                               |
| средний                    | 52                               |
| нижний                     | 61                               |
| Палеоцен                   | 70                               |
| Сенон                      | 78                               |
| Турон                      | 87                               |
| Сеноман — верхний альб     | 96                               |
| Средний альб — средний апт | 105                              |
| Нижний апт                 | 113                              |
| Неоком                     | 122                              |
| Юра:                       |                                  |
| верхняя                    | 140                              |
| средняя                    | 157                              |
| нижняя                     | 175                              |
| Верхний триас              | 192                              |

На построенных таким образом разрезах (см. рис. 1) все стратиграфические комплексы помещены в соответствующие им временные интервалы. Если комплекс состоит из двух или более слоев, то учитывается их мощностное соотношение и условно допускается, что накопление осадков протекало пропорционально времени. Вид кривой, изображающей кодированный разрез, определяется лишь теми слоями, время формирования которых при выбранном масштабе (в 1 см — 2 млн. лет) может быть показано в виде полосы шириной не менее 1 мм (200 тыс. лет). В противном случае слои либо вовсе не учитываются (редкие единичные прослойки), либо используются для расчета среднего взвешенного кодового значения по всему интервалу. Если мощности слоев в описании не приводятся, то кодовое значение для интервала находят как среднее арифметическое из всех литологических разностей, слагающих данный интервал. Таким образом был построен числовой ряд, описывающий исследуемый геологический разрез в принятой системе кодирования признаков пород. Кодовые значения пород взяты через интервал, равный 1 млн. лет.

При расшифровке периодограмм пришлось прибегнуть к их предварительному сглаживанию, что обусловлено заведомым искажением исходных периодических кривых по причинам как субъективного, так и объективного характера. Действительно, описания геологических разрезов в значительной степени субъективны, одна и та же порода может быть отнесена разными исследователями к близким, но все же разным видам или типам (например, алевроит или тонкозернистый песок; карбонатная или известковистая глина и т. п.). Следующей причиной является разная степень детальности в описании геологических разрезов, определяющаяся как индивидуальными особенностями их составителя, так и задачами исследований. Не всегда удовлетворительным оказывается стратиграфическое расчленение разрезов, которое с течением времени следует подвергать пересмотру. Некоторое искажение в периодические кривые вносит, вероятно, и выбранная система кодирования. И наконец, сама связь гранулометрического состава пород с колебательными тектоническими движениями отражает в основном общую тенденцию процесса осадконакопления для крупных периодов, искажения процесса в результате влияния физико-географических факторов при этом не видны.

Сглаживание периодограмм выполнено по максимальным и минимальным значениям (рис. 2). Огибающие плавные кривые проведены только через точки, где знак периодограммы меняется на противоположный. Затем построена кривая, усредняющая сглаживание по максимумам и минимумам. На сглаженной периодограмме отчетливо наметились новые экстремумы, из которых наибольший интерес представляют максимумы как показатели возможных гармоник, скрытых в анализируемой периодической кривой. Для подтверждения достоверности максимумов определены частоты экстремумов по таблицам (матрицам ритмов),

соответствующим найденному периоду  $m$  (табл. 6). Это сделано после предварительного сглаживания табличных значений  $S$  в суммарном ряду методом скользящего среднего с интервалом примерно  $m/4$ . В результате частоты для экстремумов сглаженного ряда определены с учетом строчных экстремальных значений, попадающих в интервал сглаживания.

Несомненный интерес вызывает поведение самих периодограмм, представляющих собой упорядоченные последовательности значений. Эти последовательности могут быть показаны в виде пря-

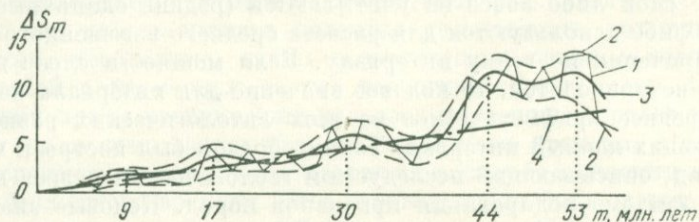


Рис. 2. Периодограмма мезо-кайнозойских отложений в районе поселков Серный Завод и Дарваза в Заунгузских Каракумах.

Кривые: 1 — экстремумов, 2 — сглаженные, 3 — осредненные по максимальным и минимальным значениям, 4 — тренд.

ТАБЛИЦА 6  
РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПО ИНТЕРВАЛАМ  $m$

| $p$                 | $m$  |      |      |      |      |      |      |      |      | Строчные значения $\Delta S$ |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------------------------|
|                     | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    |                              |
| 1                   | 45   | 45   | 45   | 45   | 45   | 39   | 39   | 25   | 15   | 20                           |
| 2                   | 25   | 25   | 16   | 16   | 16   | 16   | 16   | 16   | 16   | 9                            |
| 3                   | 16   | 16   | 6    | 6    | 15   | 15   | 15   | 15   | 16   | 10                           |
| 4                   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 0                            |
| 5                   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 0                            |
| 6                   | 18   | 18   | 17   | 9    | 9    | 9    | 9    | 10   | 13   | 9                            |
| 7                   | 13   | 13   | 13   | 13   | 13   | 13   | 13   | 13   | 10   | 3                            |
| 8                   | 10   | 10   | 10   | 10   | 10   | 10   | 10   | 10   | 10   | 0                            |
| 9                   | 10   | 3    | 3    | 10   | 10   | 18   | 18   | 18   | 18   | 15                           |
| 10                  | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 18   | 35   | 35   | 35   | 17                           |
| 11                  | 35   | 35   | 32   | 29   | 29   | 29   | 29   | 39   | 39   | 10                           |
| 12                  | 39   | 22   | 22   | 26   | 36   | 36   | 36   | 36   | 36   | 17                           |
| 13                  | 36   | 36   | 36   | 36   | 36   | 36   | 25   | 25   | 25   | 11                           |
| Среднее значение    | 23   | 21   | 20   | 20   | 21   | 21   | 22   | 22   | 22   |                              |
| Сглаженное значение | 22,0 | 21,3 | 20,3 | 20,3 | 20,7 | 21,3 | 21,7 | 22,0 | 22,3 |                              |
| Частость, %:        |      |      |      |      |      |      |      |      |      |                              |
| $m = 1 \div 4$      |      |      |      | 84   |      |      |      |      |      |                              |
| $m = 1 \div 9$      |      |      |      |      |      |      |      |      | 100  |                              |

мых (трендов), исходящих из начала координат и отображающих направленность осадконакопления. Угол наклона тренда к оси абсцисс отражает интенсивность (амплитуду) колебательных тектонических движений: с возрастанием интенсивности угол увеличивается, с затуханием — уменьшается. Таким образом, если анализируются геологические разрезы, соответствующие равновеликим стратиграфическим интервалам, то, нанося значения углов трендов на карту и соединяя их изолиниями, можно оконтурить области, различающиеся историей тектонической подвижности за данный геологический отрезок времени.

На построенных таким способом периодограммах намечаются максимумы в одних и тех же интервалах: 8—13, 17—22, 29—34, 41—45, 52—57, 62—65 млн. лет [150, 151]. Многие из этих ритмов (8—13, 29—34, 41—45) ранее были известны по работам других исследователей [9]. Ясно, однако, что спектр ритмов в истории геологического развития Земли не исчерпывается только перечисленными значениями, он может быть продолжен в обе стороны. Метод спектрального тектонического анализа в предложенном виде не в состоянии выделить более мелкие ритмы из-за величины выбранного шага (1 млн. лет), а более крупные — из-за ограниченности анализируемого интервала (около 200 млн. лет).

Проведенные исследования позволяют сделать заключение, что метод простого обзора числовых совокупностей дает возможность относительно несложно проанализировать ритмичность строения разрезов осадочных толщ и выявить ряд ритмов осадконакопления, прослеживающихся на значительных территориях [150]. Обнаруженные ритмы в дальнейшем позволили аппроксимировать чередование пород в разрезах периодической кривой, отвечающей волновым тектоническим движениям земной коры.

### Приемы изучения цикличности

Выше было отмечено, что цикличность — это определенный порядок следования каких-либо элементов, свойств, особенностей: все то, что образует такой закономерный порядок, составляет цикл. Таким образом, главная цель при отыскании явления цикличности и при определении строения цикла состоит в обнаружении порядка следования изучаемых объектов, в частности пород в разрезе. При простом строении осадочной толщи эта задача может быть решена визуально, практически без применения математических методов. Когда в разрезе чередуются, скажем, всего две-три породы, строение каждого индивидуального цикла очевидно. Однако, если ставится задача отыскания типичного (среднего) цикла, т. е. надо определить его повторяемость, то без применения математических методов обойтись трудно. При постановке подобной задачи мы, по сути дела, несколько выходим за рамки обнаружения собственно цикличности и скорее решаем задачу отыскания такого явления цикличности, как повторяемость.

Однако, поскольку главным является все же обнаружение закономерного и выдержанного в разрезе порядка следования пород, то и в данном случае можно говорить о задаче отыскания цикличности.

Эффективные математические методы, привлечение которых представляется уместным при решении поставленной задачи, вытекают из известных положений теории цепей Маркова. А. Б. Вистелиус, впервые в геологии применивший для решения подобной задачи математические методы, основанные на использовании цепей Маркова, так формулировал ее постановку: «Пусть имеется ряд событий, которые обозначим через  $A, B, C, \dots$ . В таком случае мы можем поставить вопрос о том, как влияет событие  $A$  на следующее за ним событие  $B$  или  $C$ , т. е. если ранее было событие  $A$ , то меняется ли от того, что оно имело место, вероятность появления события  $B$ . Если событие  $A$  влияет на событие  $B$ , то вероятность появления события  $B$  при условии, что до него произошло событие  $A$ , назовем вероятностью перехода (или переходной вероятностью). Если переходные вероятности отличаются от вероятностей событий вообще в данной системе испытаний, причем зависимость последующих событий от предыдущих имеет место только для ограниченного числа предшествующих им событий, мы будем говорить, что события связаны в цепь Маркова. При этом цепь проста, если данное событие зависит только от предыдущего и не зависит от более ранних, и сложна, если оно зависит более чем от одного из предыдущих событий» [44, с. 191].

Особенность, называемая марковским свойством и характерная для простых цепей Маркова, формулируется следующим образом: вероятность перейти в какое-либо состояние  $x_i$  в момент  $t_{k+1}$  при условии, что в момент  $t_k$  система находится в состоянии  $x_j$ , зависит только от состояния  $x_j$  и не зависит от того, в каких состояниях система находилась в моменты  $t_{k-1}, t_{k-2}, \dots$ . Следовательно, для состояний системы  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , под которыми будем подразумевать набор видов пород, встречающихся в разрезе, в момент  $t_k$  надо указать переходные вероятности  $p_{ij}^{(k)}(1)$  того, что система за один шаг перейдет в какое-то состояние  $x_j$ . Переходные вероятности  $p_{ij}^{(k)}(1) = p_{ij}^{(k)}$  являются основными характеристиками марковской цепи.

Так как система может находиться в одном из  $n$  состояний (пород), то для каждого момента времени или номера слоя  $t_k$  задается  $n^2$  вероятностей перехода  $p_{ij}^{(k)}$ , которые записываются в матричном виде:

$$P^{(k)} = \begin{pmatrix} p_{11}^{(k)} & p_{12}^{(k)} & \dots & p_{1n}^{(k)} \\ p_{21}^{(k)} & p_{22}^{(k)} & \dots & p_{2n}^{(k)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ p_{n1}^{(k)} & p_{n2}^{(k)} & \dots & p_{nn}^{(k)} \end{pmatrix}.$$

В таком виде переходные вероятности отражают все возможные переходы от одной из выбранных пород определенного слоя в любой породы разреза, в том числе и переход в самое себя. Таким образом, все зафиксированные вероятности переходов образуют как бы полную группу событий, а сумма вероятностей каждой строки равна единице. Рассмотренная стохастическая матрица называется переходной или матрицей перехода.

Если переходные вероятности не зависят от времени (в нашем случае от номера слоя), цепь Маркова называют однородной, а матрица перехода принимает вид

$$P = \begin{pmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1n} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{n1} & P_{n2} & \dots & P_{nn} \end{pmatrix}.$$

Как отмечает А. Б. Вистелиус [44, с. 191], «для того чтобы убедиться на эмпирическом материале в приложимости к нему схемы цепи, можно вычислить коэффициент дисперсии, который при зависимых событиях окажется ниже единицы и тем самым позволит установить непротиворечивость материала цепной схеме». Это открывает возможность изучать последовательность слоев, пользуясь теорией цепей. Так, на основании описания разрезов мелового флиша Кавказа и палеозойского флиша Южного Урала, составленного Н. Б. Вассоевичем, были построены матрицы переходных вероятностей для отдельных частей разрезов и для каждого из них в целом [44, 48]. Анализ переходных вероятностей от слоев

ТАБЛИЦА 7  
МАТРИЦА ПЕРЕХОДНЫХ ВЕРОЯТНОСТЕЙ

| Слой $k$         | Слой $k+1$              |                         |                         |
|------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
|                  | $\pi$                   | $\alpha$                | $\gamma$                |
| $\pi$            | 0,002<br>(0,003; 0,000) | 0,998<br>(0,997; 1,000) | 0,000<br>(0,000; 0,000) |
| $\alpha$         | 0,388<br>(0,392; 0,383) | 0,014<br>(0,002; 0,027) | 0,598<br>(0,606; 0,590) |
| $\gamma$         | 0,712<br>(0,665; 0,765) | 0,288<br>(0,335; 0,235) | 0,000<br>(0,000; 0,000) |
| Число наблюдений | 637                     | 783                     | 468                     |

Примечание. Буквы  $\pi$ ,  $\alpha$ ,  $\gamma$  обозначают соответственно песчаник, алевроит и глину; цифры в скобках указывают значение частоты перехода для двух интервалов разреза. Наиболее вероятное строение цикла, судя по частотам, представляется как  $\pi \rightarrow \alpha \rightarrow \gamma \rightarrow \pi$ , реже  $\pi \rightarrow \alpha \rightarrow \pi$  или  $\pi \rightarrow \alpha \rightarrow \gamma \rightarrow \alpha$ .

одного состава к слоям другого состава позволил определить строение наиболее типичных циклов и выявить встречающиеся отклонения. В качестве примера приведем вычисленную матрицу переходных вероятностей (частостей) для разреза Хев-грдзели (Кахетия) [44] (табл. 7).

Кроме выводов о строении циклов приложение теории цепей позволяет сделать довольно определенное заключение о генезисе исследованных отложений флиша. Математическая модель чередования слоев и эмпирические данные, хорошо согласующиеся с ней, не противоречат схеме образования турбидитов, предложенной Ф. Кюненом [48].

## Приемы изучения периодичности

Для выявления периодичности природных процессов применяется множество методов. Подробный обзор этих методов, их алгоритмы и необходимые условия применения детально рассмотрены в специальных монографиях и статьях М. Г. Серебренникова, А. А. Первозванского, И. Г. Хановича, Г. Г. Яновского [209, 210, 248] и в ряде других работ. Описанные в них методы нашли широкое применение в основном при распознавании спектральной структуры реальных процессов в технике, астрономии и геофизике. Ввиду того что к моменту начала математизации геологии интенсивное развитие получили методы теории стационарных случайных процессов, математическое исследование периодичности геологических явлений в основном пошло двумя путями.

Первое направление базировалось на приемах приближенного изображения реализации геологических процессов с помощью ортогональной системы функций или тригонометрических полиномов (разложение в ряд Фурье), второе — на аппарате собственно стационарных случайных функций. Впервые в отечественной литературе возможность практического использования способов первого направления показал А. Б. Вистелиус [42, 43].

Суть метода сводится к разложению кривых изменения какого-либо свойства пород в разрезе или кривых, являющихся результатом сглаживания закодированных цифрами наименований пород, на отдельные элементарные кривые, которые характеризуют периодические изменения. Осуществляется это аппроксимацией наблюдаемых значений функциями вида

$$f(x) = e^{ax+b} \cos(\omega x + \varphi),$$

вычитанием полученных результатов из наблюдаемых значений и последующей аппроксимацией остатка. Эти операции продолжают вплоть до получения либо несистематических случайных отклонений, либо остатка, принимающего линейную форму.

При этом значения  $a$ ,  $b$ ,  $\omega$  и  $\varphi$  имеют ясную геологическую интерпретацию [43]:  $\omega$  является показателем периодичности функции, полученной при соответствующей аппроксимации, и одновременно характеризует интервал ритма;  $\varphi$  отмечает интервал от первого максимума кривой до поверхности, принятой за начало отсчета (обычно какой-либо стратиграфический уровень);  $a$  отражает изменение амплитуды периода с глубиной;  $b$  указывает на значение амплитуды в начале отсчета. Картирование этих показателей открывает широкие возможности для получения весьма интересной геологической информации.

Более широкое применение в геологических работах, посвященных выявлению скрытых периодичностей, нашли методы второго направления. Привлечение этих методов основано на том, что геологические процессы (чаще всего это осадко- и слоенакопление) рассматриваются как стохастические (вероятностные). Далее делается предположение (в явном или неявном виде), что эти процессы стационарны и эргодичны. Для одиночной реализации такого процесса строят корреляционную (автокорреляционную) функцию, рассчитывают спектральную плотность, по которой и определяют возможное наличие в анализируемых рядах скрытых периодичностей. Примером такого применения метода теории случайных функций является работа А. Б. Вистелиуса «Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья» [46] и его статьи, предшествовавшие этой монографии.

В ряде работ, основанных на этом методе, делается попытка предварительного обоснования математической модели динамической системы осадконакопления, результатом чего являются гармонические колебания того или иного литологического параметра разреза осадочной толщи. Примером построения таких моделей, исходя из которых решались вопросы о наличии периодичностей, могут служить работы К. И. Хейсканена [253], В. Шварцхера [264] и в какой-то степени исследования Л. Д. Кноринга и В. Н. Деча [94].

Каждое из двух рассматриваемых направлений обладает своими достоинствами и недостатками. Методы аппроксимации функций с помощью тригонометрических полиномов отличаются наглядностью изображения и простотой алгоритма. Применение их особенно оправданно в тех случаях, когда по тем или иным физическим соображениям заранее предполагается наличие периодичностей в изучаемом процессе. Вторая группа методов, хотя и требует неперемного использования вычислительной техники, как правило, доставляет наиболее точные сведения о наличии периодичностей и их параметрах, если исследуемые геологические процессы действительно стационарны и эргодичны.

В реальной геологической ситуации, особенно при исследовании процессов в больших временных интервалах, вряд ли можно ожидать соблюдения стационарности процесса и его эргодичности. Необходима разработка методов для проверки стационарности.

один из них предложил А. Б. Вистелиус. Метод заключается в сравнении коррелограмм разных участков анализируемого временного ряда. Если эмпирические корреляционные кривые, построенные по отдельным интервалам ряда, достаточно близки друг к другу, процесс считается стационарным [46]. С нашей точки зрения этот метод недостаточно надежен, так как нет обоснованных критериев для оценки «близости» коррелограмм, кроме чисто визуальных. Еще больше усложняется задача при анализе нестационарных случайных процессов, когда требуется предварительное разделение реализации процесса на стационарную и нестационарную составляющие.

Таким образом, объективным недостатком методов обоих направлений при решении геологических задач является либо требование априорного допущения о наличии периодичностей, что может привести к ложной интерпретации, если в реальном процессе выделенные гармонические составляющие в действительности отсутствуют; либо появление ложных периодичностей, связанное с отступлением реального процесса от стационарности и эргодичности.

Климат Земли определяется астрономическими и геологическими факторами. К числу астрономических относятся солнечная радиация, изменение наклона оси и эксцентриситета земной орбиты. Геологическими факторами являются изменения в соотношениях суши и акваторий, рельефа, состава атмосферы и др. Как установлено в недавнее время [268, 276 и др.], основным фактором изменения климата, по крайней мере в современную геологическую эпоху, когда геологическая обстановка остается неизменной, являются колебания радиационного режима Солнца.

Считается, что энергия Солнца в последние 2—3 млрд. лет оставалась практически неизменной. Однако при общем ее постоянстве наблюдаются периодические изменения активности Солнца, проявляющиеся в массовом возникновении солнечных пятен, протуберанцев и прочих процессов, вызывающих усиление ультрафиолетового и рентгеновского излучения и потока электрически заряженных частиц — корпускул. Солнечная активность определяется индексом

$$w = a + 10b,$$

где  $w$  — относительное число солнечных пятен;  $a$  — сумма их групп;  $b$  — число отдельных пятен во всех группах.

Значение индекса  $w$  вычисляется начиная с 1700 г., причем за последние 125 лет — на основании точных инструментальных наблюдений.

Изменение числа солнечных пятен происходит периодически. До самого последнего времени был известен лишь 11-летний цикл колебаний солнечной активности. Недавно [275] был обнаружен 5—6-летний цикл по раздвоению кривой 11-летнего цикла и наличию на ней второго максимума (рис. 3). Многие исследователи обращали внимание на то, что соседние 11-летние циклы неравноценны, один из них всегда имеет более высокий максимум. Таким образом был установлен 22—23-летний цикл изменения солнечной активности. На основании наблюдений некоторых гидрометеорологических явлений и изменения климата еще в конце прошлого века был прослежен 36-летний (тройной 11-летний) брикнеровский цикл. И хотя этот цикл еще недостаточно обоснован гелиогеофизически, существование его, по мнению специалистов, несомненно.

В последние годы выявлен вековой цикл изменения солнечной активности, вернее, 80—90-летний, состоящий из семи-восьми 11-летних циклов. Существование этого цикла убедительно показал А. В. Шнитников, анализируя результаты наблюдений количества

солнечных пятен за время с 1700 г. (рис. 4). Б. М. Рубашев [193], И. В. Максимов [124], М. С. Эйгенсон [276] и некоторые другие авторы пришли к выводу о существовании и более продолжительных циклов: 160—180, 200—300, 500—600 лет (рис. 5). А. В. Шнит-

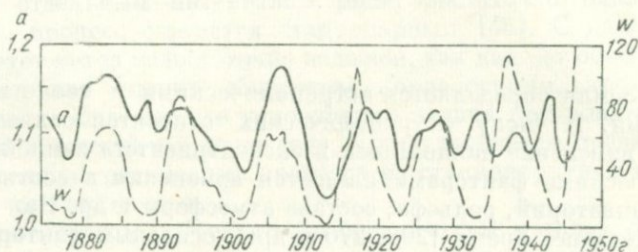


Рис. 3. Циклы индексов  $a$  и  $w$  солнечной активности [276].

ников [267] считает, что проявляется также цикл 1500—2000 лет. Вероятно существование и более длительных — тысячи и десятки тысяч лет — циклов.

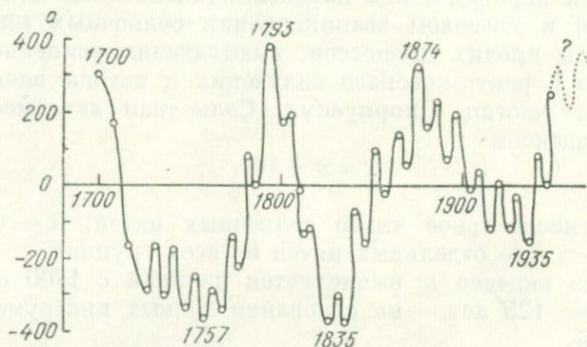


Рис. 4. Вековой цикл солнечной активности [268].

Таким образом, наблюдается многопорядковая цикличность в изменении солнечной активности. В настоящее время более или менее твердо установлено наличие циклов: 5—6, 11, 22—23, 35—

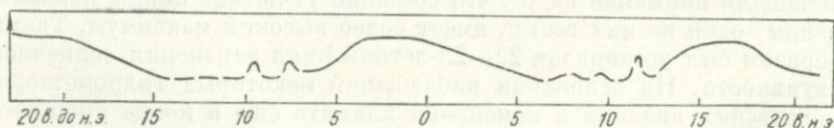


Рис. 5. Тысячелетние циклы изменения общей увлажненности Евразии [267].

36, 80—90, 160—180, 200—300, 500—600, 1500—2000 лет. Сводку по этому вопросу дал А. В. Шнитников в 1949 г. [267] (табл. 8).

Как видно из таблицы и приведенных выше цифр, все циклы изменения солнечной активности не являются строгими периодами

ТАБЛИЦА 8  
**ОСНОВНЫЕ ЦИКЛЫ ГЛАВНЕЙШИХ ЯВЛЕНИЙ АТМОСФЕРЫ,  
 ГИДРОСФЕРЫ И ЛИТОСФЕРЫ, СВЯЗАННЫЕ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ**

| Автор, год               | Длительность, лет | Типы явлений                                     | Явления, для которых установлен цикл изменчивости                                     | Период (век)           |
|--------------------------|-------------------|--|---|------------------------|
| Клаф, 1925               | 3                 | Геофизические                                    | Напряженность магнитного поля, метеорологические явления                              | 4—19                   |
| Шостакович, 1934         | 2,6—3,3           | Гелиогеофизические, геологические, климатические | Солнечные пятна, элементы климата, отложения илов и ленточных глин                    | 18—20                  |
| Ангенгейстер, 1925, 1941 | 2,7—3             | Климатические, геологические                     | Давление и температура воздуха на о. Самоа. Отложение древних илов в озерах и океанах | 19—20                  |
| Шостакович, 1931         | 5,7               | Гелиогеофизические                               | Солнечные пятна   | 18—20                  |
| Шостакович, 1941         | 5,7               | Геологические                                    | То же   | 18—20                  |
| Лунгерсгаузен, 1946      | 5—6               | »  | Отложение ленточных глин  | Эокембрий              |
| Швабе-Вольф, 1861        | 11                | Солнечные  | Солнечные пятна   | 18—19                  |
| Петерссон, 1914          | 9—13              | »  | То же   | 18—19                  |
| Гелльманн, 1906          | 11,4              | Метеорологические                                | Атмосферные осадки  | 19—20                  |
| Баур, 1925               | 11                | Гелиогеофизические                               | Температура воздуха   | 19—20                  |
| Шостакович, 1931         | 10,4—11,5         | То же  | Солнечные пятна   | 14 до н. э. — 20 н. э. |
| Перфильев, 1926          | 10—11             | Геологические                                    | Отложение илов Сакского озера   | 2—19                   |
| Шведов, 1892             | 9                 | Биологические                                    | Интенсивность роста деревьев  | 19                     |
| Дуглас, 1909             | 11                | То же  | То же   | 11 до н. э. — 20 н. э. |
| Вагнер, 1924             | 16                | Климатические                                    | Атмосферные осадки  | 19—20                  |
| Ле Дануа, 1934           | 17—18             | Гидрофизические, гидрологические                 | Температура воды океанов, приливы   | 19—20                  |
| Хэл, 1919                | 22                | Гелиогеофизические                               | Солнечные пятна   | 19—20                  |
| Джонсон, 1946            | 20                | То же  | Атмосферные осадки  | 19—20                  |
| Джиллет, 1938            | 21                | Геологические                                    | Отложения ленточных глин  | 19—20                  |
| Дуглас, 1909             | 21,2              | Биологические                                    | Интенсивность роста деревьев  | 15—19                  |

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

| Автор, год                | Длительность, лет | Типы явлений                   | Явления, для которых установлен цикл изменчивости              | Период (век)     |
|---------------------------|-------------------|--------------------------------|--|------------------|
| Шульман, 1942             | 21—24             | Биологические                  | Интенсивность роста деревьев                                   | 15—19            |
| Фритц, Локнер, 1893—1901  | 35                | Солнечные                      | Солнечные пятна, количество суровых зим                        | 4—16             |
| Брикнер, 1890             | 30—40             | Климатические, гидрологические | Атмосферные осадки, температура воздуха, изменение уровня озер | 18—19            |
| Брикнер, 1904             | 30—40             | Климатические                  | Оледенение Альп  | Ледниковая эпоха |
| Гани, 1902                | 35                | Метеорологические              | Атмосферные осадки   | 18—19            |
| Шостакович, 1931          | 28—31             | Гелиогеофизические             | Солнечные пятна, элементы климата, уровень водоемов            | 18—19            |
| Шнитников, 1949           | 27—47             | Гидрологические                | Режим бессточных озер  | 18—20            |
| Лунгерсгаузен, 1946       | 30—35             | Геологические                  | Отложения ленточных глин Южного Урала                          | Эокембрий        |
| Дуглас, 1919              | 29—33             | Биологические                  | Интенсивность роста деревьев                                   | 15—20            |
| Ганский, 1904             | 73                | Солнечные                      | Солнечные пятна  | 18—19            |
| Петерссон, 1914           | 90—92             | Гелиогеофизические             | Солнечные пятна, метеорологические явления                     |                  |
| Мемери, 1935              | 100               | То же                          | То же  |                  |
| Глайсберг, Эйгенсон, 1946 | 80—90             | Солнечные                      | Солнечные пятна  | 18—20            |
| Кеппен, 1918              | 89                | Метеорологические              | Температура воздуха в Западной Европе                          | 18—20            |
| Перфильев, 1926           | 70                | Геологические                  | Отложение илов Сакского озера                                  | 4—20             |
| Джиллет, 1938             | 73                | »                              | Отложения ленточных глин                                       |                  |
| Дуглас, 1931              | 101               | Биологические                  | Интенсивность роста деревьев                                   | 15—20            |
| Предтеченский, 1944       | 189               | Солнечные                      | Солнечные пятна  | 18—20            |
| Брикнер, 1904             | 160               | Климатические                  | Оледенение Альп  | Ледниковая эпоха |
| Джиллет, 1938             | 189               | Геологические                  | Отложения ленточных глин                                       |                  |
| Фритц, 1878               | 300               | Гелиогеофизические             | Частота северных сияний  | 6—19             |
| Клаф, 1905                | 300               | Солнечные                      | Продолжительность циклов Вольфа                                | 1—17             |

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

| Автор, год            | Длительность, лет | Типы явлений        | Явления, для которых установлен цикл изменчивости      | Период (век)           |
|-----------------------|-------------------|---------------------|--|------------------------|
| Кингсмилл, Клаф, 1906 | 300               | Климатические       | Повторяемость засух в Китае, время уборки урожая и др. | 4—16                   |
| Шнитников, 1949       | 200—400           | Геологические       | Интенсивность отложенных озерных илов                  | 24 до н. э. — 19 н. э. |
| Дуглас, 1919          | 280               | Биологические       | Интенсивность роста деревьев                           | 13—19                  |
| Рубашев, 1949         | 600               | Солнечные           | Продолжительность циклов Вольфа и векового             |                        |
| Джиллет, 1938         | 570               | Геологические       | Образование песчаников                                 |                        |
| Шнитников, 1949       | 500—600           | »                   | Интенсивность отложения озерных илов                   | 24 до н. э. — 20 н. э. |
| Пирсон, 1901          | 500—640           | Гидрогеологические  | Колебание уровня моря                                  |                        |
| Шнитников, 1949       | 1800—1900         | Геологические       | Слоистость илов  | 24 до н. э. — 20 н. э. |
| Петерссон, 1914       | 1800              | Небесномеханические | Конstellации, изменение климатических явлений          | 5 до н. э. — 15 н. э.  |
| Клаф, Брукс, 1933     | 1400              | Климатические       | Атмосферные осадки                                     |                        |
| Антевс, 1938          | 1700              | То же               | Движение ледников Новой Англии                         | Ледниковая эпоха       |
| Шнитников, 1949       | 1800—1900         | »                   | Колебание общей увлажненности материков                | 40 до н. э. — 20 н. э. |
| Джиллет, 1938         | 1700              | Геофизические       | Гидрогеологические и геологические                     |                        |
| Джиллет, 1949         | 1800              | Геологические       | Отложение некоторых осадочных пород                    |                        |

во времени и не могут быть представлены гармоническими колебаниями — синусоидами; продолжительность их заметно варьирует, изменяются также абсолютные значения максимумов и минимумов. Так, 11-летний цикл может продолжаться от 8 до 14 лет, вековой — от 80 до 100 лет и т. д. Это обстоятельство приводит некоторых исследователей к отрицанию периодичности. Д. Вильямс [354] считает, что 11-летний цикл может иметь продолжительность от 8 до 16 лет, следовательно, само существование этого цикла является математической абстракцией.

Рассмотрим, как влияет изменение солнечной активности на климат Земли. В этом вопросе многое еще недостаточно ясно и некоторые положения являются спорными.

Электромагнитные волны и потоки электрически заряженных частиц, испускаемые Солнцем, достигают Земли и взаимодействуют с ее атмосферой и поверхностью. Это взаимодействие проявляется в широком комплексе процессов: северные сияния, геомагнитные бури, образование озона в стратосфере, развитие циклонической и антициклонической деятельности. В конечном счете этими процессами определяется тип и интенсивность общей циркуляции атмосферы — ее барико-циркуляционный режим. С усилением солнечной активности циркуляция атмосферы изменяется с широтной на меридиональную.

С эпохами максимума солнечной активности совпадает повышение температуры земной поверхности. Рост количества глубоких циклонов приводит к увеличению атмосферных осадков. Все это сказывается на водообильности рек и озер, уровне грунтовых вод, динамике гидросферы и, следовательно, на темпе денудации суши, абразии берегов и пр. Наоборот, в эпохи спада солнечной активности общий барико-циркуляционный режим широтного типа, расширяется антициклоническая деятельность, уменьшается количество атмосферных осадков, понижается температура.

Механизм повышения температуры, вероятно, очень сложен и регулируется целым рядом факторов. Рост интенсивности ультрафиолетового излучения влияет на концентрацию озона в стратосфере, что приводит к повышению температуры поверхности Земли [334]. С повышением температуры усиливается испарение с поверхности океана и увеличивается облачность. В результате в низких широтах происходит спад температуры земной поверхности, а в высоких, наоборот, — повышение. Мы не рассматриваем здесь влияния двуокиси углерода  $\text{CO}_2$  (а также водяных паров), так как ее содержание в течение десятков-сотен лет остается практически неизменным. Наличие нескольких факторов, влияющих на температуру, вероятно, приводит к тому, что до настоящего времени вопрос о том, какие периоды — теплые или холодные — являются влажными, остается открытым.

Реакция земной атмосферы на эпохи максимумов солнечной активности (11-летние и более длительные циклы) не одинакова на разных широтах. Исследование зависимости между 11-летними максимумами и повышением температуры земной поверхности показало, что при росте температуры в полярных широтах наблюдается ее некоторое понижение в тропиках. Это явление, названное законом акцентации [276], обусловлено изменением типа барико-циркуляционного режима: в эпохи максимумов солнечной активности господствует меридиональная циркуляция, растет меридиональный температурный градиент; в эпохи минимумов наблюдаются широтная циркуляция атмосферы и уменьшение меридионального температурного градиента.

Характерным примером такой реакции атмосферы на изменение солнечной активности является уровень Каспийского моря, с од-

ной стороны, и ледовитость полярных морей — с другой. Установлены вековые и многовековые колебания уровня Каспийского моря [14, 276]. Они связаны отрицательной корреляцией с максимумами солнечной активности, т. е. когда солнечная активность высока, уровень Каспия низок. В полярных морях в эпохи усиления солнечной активности происходит потепление, в эпохи спада растет ледовитость. Это объясняется тем, что в эпохи максимумов солнечной активности над полярными морями устанавливается режим глубоких циклонов, а над бассейном Каспия — режим антициклонов (повышенное испарение и малый речной сток). Изменение уровня Каспия за историческое время изучено достаточно хорошо. Интересно отметить, что Л. Н. Гумилев [60] на основании археологических исследований Хазарского каганата установил в прикаспийских степях с 3 в. до н. э. до 20 в. н. э. чередование засушливых и влажных периодов длительностью 5—7 веков.

Таким образом, несомненно, что изменение солнечной активности влияет на климат Земли. Однако мы не склонны сграницивать факторы, которые сказываются на климате, только солнечной активностью. Известно, что положение равноденствия и солнцестояния по отношению к перигелию, наклон земной эклиптики и эксцентриситет земной орбиты изменяются с периодичностью 24, 41 и 91,8 тыс. лет. Приближение и удаление Земли от Солнца, изменение наклона оси вызывают увеличение или уменьшение тепла, получаемого Землей от Солнца. Эти три крупных астрономических цикла могли сочетаться во времени таким образом, что их климатические последствия усиливали или, наоборот, погашали друг друга. Они также, несомненно, интерферировали с максимумами и минимумами солнечной активности разного порядка, что при определенных сочетаниях, вероятно, приводило к особо сильным изменениям климата Земли, например к ледниковым периодам (рис. 6).

Итак, наиболее очевидно проявляются сезонные изменения климата (лето, зима). Они хорошо выражены в озерных илах, отложениях солей и ленточных глин и давно известны геологам. Затем существуют более длительные периоды изменения климата, связанные с колебаниями солнечной активности (от 3—5 до 1500—3000 лет и более). Эти периоды также находят отражение в осадочной оболочке Земли; они изучаются недавно и еще не всеми признаются. И наконец, имеются циклы в десятки тысяч лет, обусловленные астрономическими факторами и изменением солнечной активности. Долговременные колебания климата проявляются как в отложениях суши, так и в донных осадках морей и океанов.

Т. Карльстром [313] на основании изучения ледниковых и межледниковых отложений плейстоцена Северной Америки и Европы и определения абсолютного возраста слоев радиоуглеродным методом выделяет чередования климата (теплые и холодные)

продолжительностью 40 800, 20 400, 3040, 1700, 1133, 563 и 283 года. Эти изменения он объясняет колебаниями солнечной активности в связи с астрономическими факторами: изменениями параметров орбиты Земли и ее положения относительно Солнца и Луны.

Цикличность донных осадков наблюдается в морях и океанах. Так, К. Томас [344] по донным осадкам моря Росса выявил чередование теплых и холодных периодов. Грубые ледниковые осадки айсбергового разноса являются свидетелями теплых периодов, а органические илы, обогащенные радиоляриями, — холодных периодов. Судя по определениям абсолютного возраста, холодные периоды наступали через 100—150 тыс. лет.

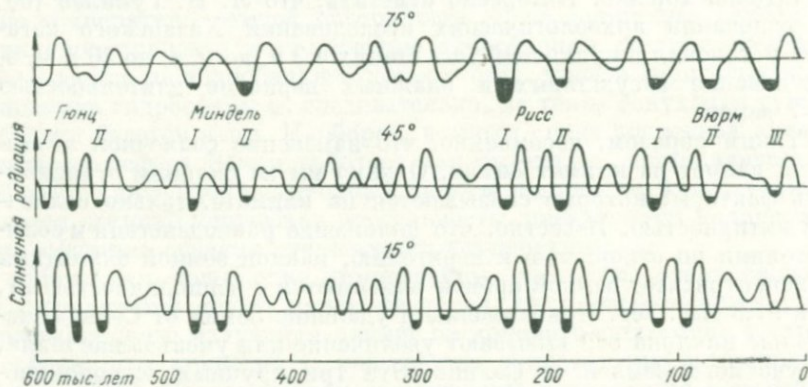


Рис. 6. Кривые летней солнечной радиации для северного полушария и ледниковые эпохи [212].

Исследования Г. Аррениуса [238] показали, что вблизи экватора в восточной части Тихого океана в донных осадках наблюдается чередование слоев, обогащенных планктонными фораминиферами, и слоев, обедненных ими. Мощность слоев от 0,25 до 1,0 м. Такое чередование наблюдается в верхних частях осадков вплоть до плейстоценовых. По мнению Г. Аррениуса, эти циклы имеют климатическую природу. В эпохи потепления отлагалось мало карбонатного материала, а в эпохи похолодания (ледниковые) — много (благодаря более интенсивной циркуляции вод). Ф. Шепард [266], однако, отмечает, что, вероятно, из колонок осадков при подъеме был утерян самый верхний слой. Соотношение слоев, богатых карбонатами и обедненных ими, должно быть противоположным, как это наблюдается в осадках Атлантического океана (карбонатные слои отвечают эпохам потепления).

Рассмотрим кратко проблему палеоклиматических изменений. О том, что они существуют и часто обнаруживают периодичность разного масштаба, свидетельствуют многие геологические факты: периодические изменения мощностей песчаных слоев в древних ленточных глинах, слоев солей в соляных варвах, слоев илов в древних озерных и морских осадках (периодичность небольшого

масштаба); периодические проявления на значительной части поверхности Земли угленакопления, солеобразования; периодическое развитие ледниковых эпох и др. (периодичность большого масштаба).

О палеоклиматах мы можем судить только по косвенным данным. Известный палеоклиматолог В. М. Синицын так определяет возможность реконструкции древних климатов [211, с. 3]: «Показателями древнего климата являются все формирующиеся в условиях земной поверхности признаки осадочных пород (минералогические, геохимические, фациальные), а также все морфологические, танатоценотические и экологические особенности ископаемых флор и фаун. Познать древний климат можно лишь по совокупности всех этих признаков, т. е. в результате синтетического рассмотрения данных большого числа естественных наук».

Каковы причины палеоклиматических изменений? Вероятно, в прошлые геологические периоды климат вел себя примерно так же, как и в настоящее время. В этом положении согласно принципу актуализма, несомненно, имеется рациональное зерно. Действительно, целый ряд исследователей [14, 276 и др.] считают, что первопричиной палеоклиматических изменений является космический фактор, т. е. Солнце с его частично нестационарным радиационным режимом (изменение солнечной активности). В. М. Синицын [211] отмечает, что, по-видимому, единственным показателем колебаний солнечной радиации в прошлые геологические периоды являются внезапные и резкие изменения органического мира — вымирание растений и животных. Они происходили вследствие спада фотосинтетической деятельности в аридные фазы, снижения концентрации свободного кислорода в атмосфере, что приводило к некоторому ослаблению озонового щита и повышению уровня ультрафиолетовой радиации у поверхности Земли.

Несомненно, что такой фактор, как изменение солнечной активности, действовал и в далеком геологическом прошлом. Однако кроме него необходимо учитывать и другие астрономические факторы, а также весьма важные, иногда определяющие, геологические: состав атмосферы Земли, тесно связанный с характером органического мира, положение оси вращения Земли, соотношения массивов суши и акваторий, рельеф и геотектонические движения.

Среди названных факторов особое значение имеет состав атмосферы. Первичная атмосфера Земли содержала до 95% паров воды, метан, окись углерода и аммиак. Позже появился кислород (и озон), затем двуокись углерода, количество которой периодически увеличивалось благодаря жизнедеятельности растений и выбросам вулканов. В геологических науках утвердилось представление, что количество двуокиси углерода от докембрия к современному периоду постепенно уменьшалось. К сожалению, мы не имеем точной временной датировки появления тех или иных компонентов

атмосферы и изменения ее общего состава. В современной атмосфере паров воды содержится всего лишь 2%, а углекислого газа — 0,09% (по объему).

Водяной пар обладает свойством пропускать коротковолновое излучение Солнца и задерживать тепловые лучи, идущие от поверхности Земли. Высокое содержание водяного пара создает так называемый парниковый эффект — температура на поверхности Земли повышается. Углекислый газ совершенно непрозрачен для тепловых (красных и инфракрасных) лучей, испускаемых нагретой Землей, т. е. он также способствует усилению парникового эффекта. Подсчитано, что увеличение количества углекислого газа в современной атмосфере вдвое повысило бы температуру поверхности Земли на 3° С. Основная роль озонового экрана — защитная, он задерживает ультрафиолетовое излучение Солнца и этим предохраняет от гибели все живое на Земле. Но вместе с тем озон не пропускает и длинноволнового излучения поверхности Земли, чем способствует повышению ее температуры.

Естественно, что колебание состава атмосферы заметно сказывалось на климате Земли в прошлые геологические периоды. Эти изменения были направленными (уменьшение содержания водяного пара и углекислого газа от древних периодов к современному) и периодическими (повышение содержания этих компонентов благодаря жизнедеятельности растений, вулканическим извержениям и т. п.). Большое значение имели восходящие геотектонические движения (поднятия) суши. В такие периоды климат становился холодным и сухим. Подробное рассмотрение всех факторов, оказывавших влияние на древний климат, содержится в монографии В. М. Сивиницына [212].

Периодическое изменение климата в прошлые геологические периоды, связанное с солнечной активностью, устанавливается на основании изучения древних ленточных глин (юра, девон, кембрий) и соленосных отложений (неоген, палеоген, пермь и др.). Так, Л. К. Лунгерсгаузен [119] проследил 5—6- и 35-летние ритмы в ленточных глинах эокембрия Южного Урала. Г. Рихтер-Бернбург [189] обнаружил циклы в 11, 23, 33—55, 85—105, 170—210, 400 лет в соляных варвах цехштейна. Р. Андерсен [278] установил циклы продолжительностью 2—6, 8—14, 22, 68—88 и 148—250 лет в ленточных глинах юрского и девонского возраста. Наличие циклов в десятки тысяч лет, связанных с астрономическими (и климатическими. — *Н. Л.*) причинами, отмечал Г. Джильберт [301] в меловых отложениях, Ф. Хоутен [347] — в триасовых отложениях Северной Америки.

Известно, что наибольшее количество угольных залежей сконцентрировано в отложениях карбона, перми, юры, нижнего мела и палеогена, залежей солей — в образованиях кембрия, девона перми, палеогена и неогена. Отложения покровных (материковых) оледенений обнаружены в плейстоцене, верхнем палеозое и в пяти подразделениях докембрия. Они являются свидетелями влажного

и теплового, жаркого и сухого, холодного климатов. По крайней мере с позднего докембрия на Земле существовала климатическая зональность и угленосные, соленосные и ледниковые отложения образовывались в соответствующих климатических зонах. Однако наличие отложений одного и того же климата в одном и том же месте и в разных стратиграфических горизонтах свидетельствует о наличии периодичности. Общие подсчеты для всей Земли (без детализации по регионам) показывают, что влажные и теплые условия наступали через каждые 20—55, сухие — 20—75 и ледниковые — 200—250 млн. лет.

К. Эмилиани [297] утверждает, что крупные циклы изменения температуры, равные многим десяткам миллионов лет, связаны с изменениями или солнечной радиации, или альбедо Земли, ассоциирующим с орогенезом и морскими трансгрессиями. Он отмечает наличие восьми ледниковых эпох: плейстоценовой, позднепалеозойской (250 млн. лет), позднедокембрийской (600 млн. лет), трансвааль-нама-хатангской (700 млн. лет), гуронской (800 млн. лет), ботнической (1000 млн. лет), домерской (1200 млн. лет) и древнейшей (1500 млн. лет). Р. Фейрбридж [298] фиксирует также наличие ледниковой эпохи в силуре-девоне (400 млн. лет) на территории южного полушария. Таким образом, оледенения на Земле происходили с периодичностью 100—350, в среднем 200—250 млн. лет.

В. М. Синицын [241], рассматривая вопрос о периодических изменениях климата, приходит к выводу об их многопорядковости.

I порядок. Периоды 200—250 млн. лет. Связаны с полным оборотом Солнечной системы вокруг центра Галактики (галактический год).

II порядок. Периоды 40—60 млн. лет. Чередование аридных и гумидных эпох, представляющих собой своеобразные «сезоны» галактического года.

III порядок. Периоды в десятки и первые сотни тысяч лет. Проявляются в чередовании ледниковых и межледниковых эпох; обусловлены, вероятно, колебаниями количества и состава солнечной радиации.

IV порядок. Периоды 2000—1800, 600—400, 90—60 и 22—11 лет. Связаны с колебаниями солнечной активности малых порядков.

Периодические колебания климата I и II порядка по времени и характеру (глобальные) совпадают с крупными изменениями структуры земной коры и палеогеографии. Изменения климата III и IV порядка (более кратковременные) проявляются в условиях постоянного рельефа Земли.

Приведенный обзор показывает, что палеоклиматические изменения существовали, они были более или менее явными или скрытыми. Причины этих изменений не всегда достаточно ясны. Так как основной темой последующих глав книги является периодичность геологических процессов, связанная с проявлением многих

космических, физико-географических и геологических факторов, мы не будем здесь углубляться в проблему палеоклиматов (ей посвящена огромная литература), а лишь констатируем некоторые важные положения.

1. В прошлые геологические периоды климаты на Земле изменялись.

2. Эти изменения были достаточно крупными и зафиксированы в слоях осадочных пород.

3. Изменения климата обнаруживают явную или скрытую периодичность разного масштаба.

4. Периодические изменения климата являются постоянно действующим фактором на земной поверхности. Влияние их необходимо учитывать во всех случаях при выяснении условий накопления циклических или ритмических осадочных толщ.

Авторы не могут разделить мнения своих предшественников по разработке этой темы, которые пришли к следующему заключению: «Попытки связать литологические циклы с долгопериодическими климатическими или астрономическими циклами обречены на то, чтобы оставаться в значительной степени умозрительными» [61, с. 260]. Они остаются такими только в том случае, если недостаточно обоснованы.

Для движений земной коры в современную и прошлые геологические эпохи универсальной формой является и являлся их колебательный характер, выраженный сменой знака движения через тот или иной промежуток времени. Движения могут быть симметричными с возвратом за период в прежнее состояние либо асимметричными, когда суммарный эффект колебания в конечном счете обеспечивает однонаправленное течение геологического процесса. Асимметричный вид движений оказывал решающее влияние на геологическое развитие Земли. По продолжительности колебаний, их интенсивности и геологическим результатам движения можно подразделить на следующие основные группы.

1. Короткопериодические собственные колебания («дрожания») Земли.
2. Короткопериодические сейсмические, порождающие смещения земной коры.
3. Суточные, многосуточные, месячные и годовые.
4. Вековые колебательные движения земной поверхности и коры.
5. Длиннопериодические, измеряемые масштабами геологического времени по стратифицированности осадочной оболочки, проявлениям складчатости и метаморфизма.

Собственные колебания Земли (основной тон и обертоны) представляют собой реакцию твердого тела на полученную в большом количестве упругую энергию, освобождающуюся при наиболее сильных землетрясениях. Теоретически рассчитанные А. Лява в 1911 г. для планетарного тела размерами Земли, в 1952 г. они были обнаружены сейсмологом Г. Беньофом при анализе сейсмограмм камчатского землетрясения, где они имели период 57 мин. Как известно, выделяют два типа собственных колебаний: сфероидальные, отражающие радиальные сжатия и расширения Земли с основным тоном 53 мин, и крутильные, перпендикулярные к радиусу сферы, за которую с приближением принимается Земля, с основным тоном около 44 мин. Собственные колебания с периодом 20, 35, 42, 53 (57), 86, 100 мин были зарегистрированы в различных пунктах [218]. Возбужденные крупными землетрясениями собственные колебания продолжают длительное время, как это было, например, после чилийского землетрясения в мае 1960 г., когда колебания с периодом около 24 мин регистрировались в течение месяца после землетрясения.

Исследования с помощью наклономеров хода наклонов и деформаций на поверхности Земли и в шахтах позволили выявить

периодические движения разных порядков: полусуточные, суточные, многосуточные, месячные, многомесячные и годовые. Полусуточные вариации представляют собой «твердые приливы», подобные приливам воды на поверхности Земли. Суточные периоды являются следствием неравномерного нагрева земной поверхности и проявления в результате этого деформаций в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Их амплитуды, изменяющиеся в течение года, измеряются десятками и сотнями долями угловой секунды. По наблюдениям на сейсмической станции Апатиты в 1959—1960 гг. [219, с. 206] наибольший суточный ход наклонов приходился на март — июнь, минимальный — на сентябрь — декабрь.

Многосуточные вариации хода наклонов вызываются изменениями атмосферного давления и имеют амплитуды порядка десятых долей угловой секунды. Месячные и многомесячные периодические колебания хода наклонов связаны с длительными изменениями атмосферного давления. Исследования В. Ф. Бончковского [219] обнаружили высокую корреляцию между экстремумами наклонов и вариациями атмосферного давления: первые несколько отстают от вторых. Величины наклонов уменьшаются с глубиной: при перепаде давления на 1 мбар изменения наклонов составляют 0,06" на земной поверхности и 0,008" на глубине 15 м. Наибольшими амплитудами в рассмотренном типе движений обладает годовой ход наклонов, достигающий 10", что в 100 раз выше амплитуд суточного хода. Причину годового хода наклонов В. Ф. Бончковский [20] объясняет разностью тепловых режимов северного и южного полушарий Земли и появлением вследствие этого деформаций земной поверхности \*, проникающих на глубины более 1000 м.

Постоянно действующим типом движений являются вековые колебания, обнаруживаемые инструментально и геолого-геоморфологическими методами во всех пунктах, где проводятся наблюдения. Их характерная особенность состоит в сопряженности поднятий и опусканий, проявляющейся в плане как в платформенных, так и в складчатых областях при разной длине волн и разных градиентах. На Русской платформе длины волн поднятий и опусканий, например, составляют 600—800 км, на территории Японии 180—250 м. При этом общие скорости движений в платформенных и складчатых областях различаются не сильно, составляя обычно несколько миллиметров, реже несколько сантиметров в год.

Ряд косвенных и прямых наблюдений показывает, что вековые направленные движения складываются из многочисленных более мелких пульсаций разного порядка. Так, по данным повторных нивелировок Среднерусская возвышенность испытывает в насто-

---

\* Короткопериодические колебания, вероятно, не сказываются на процессах осадконакопления. — *Прим. ред.*

ящее время поднятие со скоростью около 5 мм/год. Если бы такая скорость сохранялась по крайней мере в течение четвертичного времени, здесь возникли бы горы высотой 2—3 км. Их отсутствие свидетельствует об изменении скоростей или о проявлении движений обратного знака.

По подсчетам В. А. Растворова и Е. М. Щербакова [219], на Кавказе средние скорости поднятий за последние 20 тыс. лет составляют: для высокогорья 15, для среднегорья 5—10 и для низкогорья 2,5 мм/год. Если бы подобные скорости существовали в течение всего четвертичного периода, когда происходило поднятие Кавказского хребта, высоты здесь должны были быть, по крайней мере, в 2 раза больше существующих. Вероятно, либо возросли темпы поднятия в последние 20 тыс. лет, либо, что более реально, движения были колебательными. Сравнение скоростей поднятия на Кавказе, Русской платформе (до 10 мм/год), побережье Каспия (до 16 мм/год) показывает, что разница между ними невелика, это свидетельствует, очевидно, о проявлении движений разного знака в равнинных областях.

Непосредственные измерения в некоторых районах позволили зарегистрировать колебательные движения с периодом в несколько лет. Г. П. Тамразян [227] приводит график изменения абсолютных значений ускорения современных вертикальных пульсационных движений в Баку относительно Махачкалы, на котором отчетливо проявлена периодичность продолжительностью 8—9 лет. В. А. Матцкова [219], анализируя материалы уровневных наблюдений Северного моря и Ботнического залива, приходит к выводу о проявлении колебаний суши с периодом 15 и 30 лет. В. Г. Рихтер [219] провел обработку наблюдений над футштоками в районах Стокгольма и Неаполя, которые в каждом из районов располагались на крыльях разломов. Он выявил колебательные движения одного крыла относительно другого с периодом 4—5 лет (Неаполь) и 5—8 лет (Стокгольм) при общей результирующей составляющей в обоих случаях близкой к нулю.

Таким образом, установленная периодичность, слагающая вековой ход современных тектонических движений, может измеряться 5—10, 15, 30 годами. Эти колебания охватывают сравнительно небольшие площади и устанавливаются далеко не во всех регионах.

Периодичность более высокого порядка, охватывающая более длительные отрезки времени, не укладывается в сроки точных геодезических и уровневных наблюдений. По мнению Ю. А. Мещерякова [219], геолого-геоморфологические и историко-геологические данные позволяют говорить о периодах вековых движений в 600—700 лет и длительнее. Широко известные движения в районе Поццуоли, включающие поднятие — погружение — поднятие, устанавливаемые по колоннам храма Сераписа, происходили от 2 в. до н. э. по 18 в. н. э., причем поднятие, длившееся с 16 по 18 в., составило всего 10—15% от времени полного колебания.

Вопрос о продолжительности фаз, слагающих период, недостаточно ясен. Большие и малые периоды тектонических движений, как правило, асимметричны, что проявляется в преобладающем развитии прогрессивных элементов ритмов и циклов относительно регрессивных. Для современных движений Ю. А. Мещеряков предлагает распространить количественный учет пространства, на котором проявляется несоответствие геолого-геоморфологических давних измеренному знаку движения, на оценку временных соотношений движений разного знака, образующих период. Поскольку на выступах фундамента современными поднятиями охвачено 78% площади, а во впадинах современным опусканиями подвержено 57% площади, можно предполагать, что в периодах восходящих вековых движений приблизительно 80% времени занято движениями положительного знака и 20% — отрицательного; в нисходящих вековых движениях периоды слагаются на 60% времени из погружений и на 40% — из поднятий (рис. 7). Полученные данные характеризуют, естественно, только изученную территорию западной части Русской платформы; для других районов показатели могут быть иными.

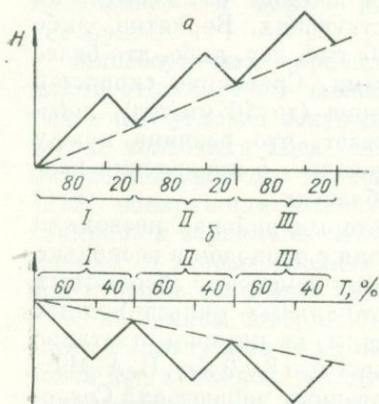


Рис. 7. Предполагаемый ход вековых движений западной части Русской платформы [219].

а — выступы фундамента; б — впадины.

Наиболее сильные и частые землетрясения приурочены к областям с высокими градиентами. Так, для Камчатки, Тянь-Шаня и Кавказа землетрясения силой 7 баллов наблюдаются на площади 1000 км<sup>2</sup> в среднем один раз в 1000 лет. В областях с меньшим градиентом, отмеченным в Верхоянье, Саянах, на Алтае, на такой же площади аналогичные землетрясения должны повторяться через 3000 лет. По мнению М. В. Гзовского [219], между градиентами движений и повторяемостью землетрясений существует прямая пропорциональная зависимость. Она может быть описана уравнением, членами которого кроме повторяемости землетрясений и градиента скорости являются коэффициенты, зависящие от вязкости среды, механизма деформаций и истории тектонических движений. Последнее, в частности, подтверждается тем, что наиболее сильные землетрясения чаще возникают во вторично-подвижных областях, чем в альпийских геосинклиналях.

Исследованиями Г. А. Гамбурцева, Ю. В. Резниченко, И. Л. Нерсесова установлена зависимость между повторяемостью слабых и сильных землетрясений и зависимость средней повто-

ряемости от энергии землетрясений. В каждом районе логарифм средней повторяемости землетрясений линейно уменьшается с возрастанием логарифма энергии землетрясений (рис. 8). На графике по оси ординат показано среднее число землетрясений в год, возникающих на площади 1000 км<sup>2</sup>. Угловой коэффициент линейной зависимости варьирует для разных районов, при среднем значении 0,4 он изменяется от 0,3 для Балтийского щита до 1,2 для океанов.

Вопрос о периодичности землетрясений, связанный с исключительно важной проблемой их предсказания, как известно, имеет две стороны: прогноз места и прогноз времени. Если первая сторона более или менее удовлетворительно обеспечивается путем статистического учета землетрясений, сейсмического районирования и составления карт сейсмичности, то вторая далека от решения. По мнению Г. П. Тамразяна, «спусковым механизмом» постепенно нарастающих внутренних упругих деформаций могут быть дополнительные напряжения от твердых приливов, вызываемых притяжениями Луны и Солнца. Величина приливов меняется в течение лунного месяца дважды, достигая наибольших значений в новолуние и полнолуние. Вместе с тем в течение лунного месяца приливообразующая сила Луны колеблется от максимума в перигее до минимума в апогее. Наибольших значений сила приливов достигает при совпадении перигея с новолунием и полнолунием, что происходит 2 раза в год.

Этим моментам и должны отвечать максимальные проявления землетрясений. Удовлетворительная сходимость расчетов и данных по статистике землетрясений Приказбекского района и Туркмении позволили построить график периодичности землетрясений в зависимости от лунно-солнечных приливов [226]. Отчетливая периодичность и спиралевидный ход многократно проявляющихся землетрясений виден и на диаграмме лунная фаза — перигей [227]. По-видимому, также существуют периодичности иного рода, одна из которых, например, отмечена в Чили, где землетрясения чаще всего происходят в 4—6 ч утра и реже всего от 4 до 6 ч вечера.

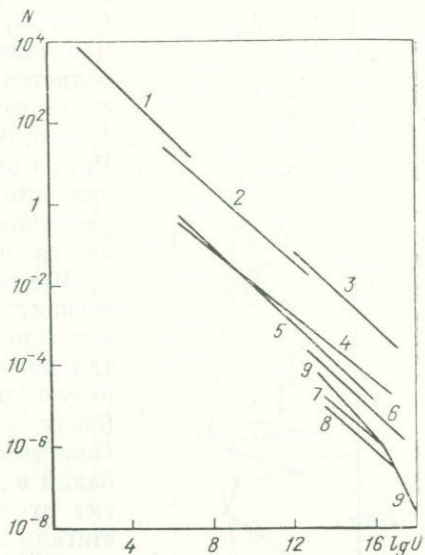


Рис. 8. Зависимость повторяемости  $N$  землетрясений от их энергии  $U$  [219].  
 1 — участок Чусал в Гармском районе, время наблюдений 3 суток; Гармский район; 2 — 2 года, 3 — 25—50 лет; 4 — Средняя Азия; 5 — Ташкент; 6 — Япония; 7 — Индонезия; 8 — Калифорния; 9 — весь земной шар.

Изменение интенсивности землетрясений обнаруживает ясную ритмичность и более высокого порядка. По данным, опубликованным в «Атласе землетрясений в СССР» за 1962 г. [5], был построен график магнитуды землетрясений для территории Дальнего Востока за период с 1911 по 1956 г. (Камчатка и Курильские острова).

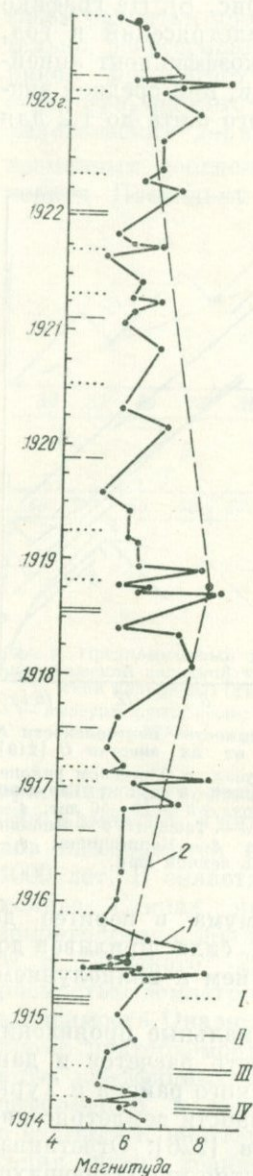


Рис. 9. Изменение интенсивности землетрясений. 1 — Дальний Восток [5]; 2 — точка  $45^{\circ}$  с. ш.,  $150^{\circ}$  в. д. I—IV — границы ритмов соответствующих [порядков].

На сводной кривой для всей площади (рис. 9) прослеживаются ритмы разной продолжительности и интенсивности. Выделяется до шести порядков ритмов: с продолжительностью менее 1 года; 1—1,5; 3; 5; 10—12 и 20—30 лет [116]. Ритмы определялись по изменению интенсивности землетрясений во времени. Периодичностью землетрясений обуславливается периодичность цунами.

Кривая магнитуды — сложнопериодическая, асимметричная; ветвь снижения интенсивности (более пологая и растянутая во времени) характеризует завершающую часть ритма; ветвь нарастания (более крутая) относится к началу ритма. Количество периодов (или частота колебаний в данном интервале времени) зависит от числа очагов, волны которых достигали данной точки. На кривой, построенной для индивидуальных точек, за тот же отрезок времени наблюдается только два ритма: продолжительностью 13—15 и 17—25 лет.

Периодический характер землетрясений фиксируется по изменению не только их интенсивности, но и частоты проявления (рис. 10). По количеству землетрясений, зафиксированных на территории России и Китая в течение 15—17 вв. [142], могут быть выделены ритмы продолжительностью 10—15; 20—30; 40—65 лет. Таким образом, продолжительность некоторых ритмов (10—15 и 20—30 лет) совпадает по обоим показателям.

Измерение периодов колебательных движений в масштабе геологического времени продолжительностью в тысячи, сотни тысяч и первые миллионы лет встречает известные трудности, поскольку методом установления таких периодов является анализ

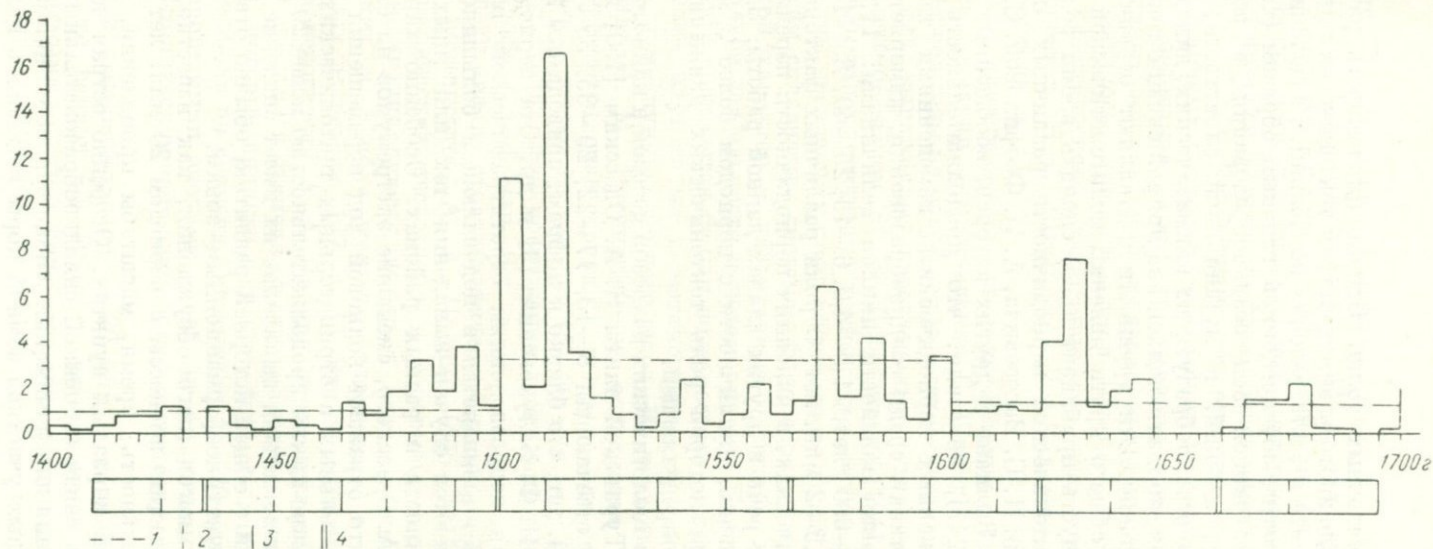


Рис. 10. Повторяемость землетрясений по 5-летиям на территории России и Китая в течение 15—17 вв. [142].

1 — средняя по векам; предполагаемые границы ритмов [188], лет: 2 — 10—15, 3 — 20—30, 4 — 40—65.

цикличности осадочных толщ. Однако цикличность разрезов — это результат сложного взаимодействия тектонических движений, изменений климата и эвстатических колебаний. Разделение миграционной слоистости, обусловленной главным образом (хотя и не обязательно) миграцией зон осадкообразования в результате тектонических движений, и мутационной слоистости, отражающей изменение осадкообразующих климатических, динамических и иных факторов, проявляющихся вне прямой связи с тектоникой, не всегда возможно. Эти трудности заставляют ограничиваться рассмотрением общего круга явлений полигенетической цикличности, чтобы (пусть приблизительно) оценить время возможного проявления тектонической периодичности различных порядков.

Исследования Н. Б. Вассоевича, А. П. Феофиловой, С. А. Афанасьева, И. А. Вылцана и других авторов, обобщенные в работе В. Е. Хаина [247], показали, что продолжительность ритмов и циклов, вызванных периодическими изменениями тектоники, климата и динамики среды осадкообразования, измеряется в порядке возрастания мощности циклов величинами: 11, 35—50, 170—200, 400—600 лет; 1,5—4,0, 6—15, 25—40, 85—140, 350, 500 тыс. лет; 1,5—2 млн. лет. О роли различных факторов, в том числе и тектонических, в явлениях периодичности перечисленных масштабов идет речь в других главах данной работы. Здесь рассмотрим проявления цикличности с периодом более 2 млн. лет, в формировании которой роль тектонических движений была, по-видимому, определяющей.

При анализе геологических разрезов мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и Туранской плиты И. А. Одесским [150] выявлена периодичность, отвечающая 8—13, 17—22, 29—35, 35—39, 51—57 и 61—66 млн. лет, что близко к цифрам, приводимым В. А. Зубаковым [78], Н. Ф. Балуховским [9] и др. Эта периодичность, соответствующая подразделениям стратиграфической шкалы от яруса и крупнее, проявляется в подавляющем большинстве разрезов, хотя имеются случаи выпадения тех или иных циклов и их асинхронность в разных районах. Особенно характерно, по мнению И. А. Одесского, смещение экстремумов на близлежащих кривых, что отражает волновой ход перемещения в пространстве положительных и отрицательных тектонических элементов. Тектонические циклы продолжительностью менее 20 млн. лет распространены локально, выявление их имеет значение при анализе территорий с общей историей развития, обычно отвечающих отдельным структурно-формационным зонам.

Предметом многолетнего обсуждения, как известно, служат длиннопериодические процессы с периодом 20 млн. лет и более: их продолжительность, время, масштабы проявления, синхронность движений в разных пунктах. Особенно острая дискуссия развернулась в связи с оценкой складкообразовательных движений и их значения для понимания закономерностей исторического развития крупных участков земной коры и Земли в целом. Как

известно, Г. Штилле, развивая представления Н. Стенона, Д'Орбиньи, Э. Блюквельдера, в 1924 г. дал сводку по орогеническим фазам и сформулировал «первый закон времени орогенеза, согласно которому все складчатости приурочены к относительно редким и кратким по времени фазам более или менее планетарного значения» [270, с. 91]. Однако обнаружение все новых и новых фаз в различных регионах, проявлений возрастного скольжения, складкообразования вкрест простирания и по простиранию геоструктурных зон, явлений конседиментационного складкообразования, казалось, лишило «канон Штилле» сколько-нибудь надежного фактического обоснования, что было отражено в критических работах Н. С. Шатского, Д. Гиллюли, В. И. Попова, А. Л. Яншина и др.

Однако, как это бывает в силу проявления некоей «цикличности» процесса познания, представления Г. Штилле в последнее время были возрождены на новой основе статистического учета тектонических фаз, выраженных несогласиями, интрузивным магматизмом и метаморфизмом. М. М. Рубинштейн [194], основываясь на обобщении радиологических данных для многих районов, установил группы идентичных цифр абсолютного возраста, относящихся ко многим складчатым системам фанерозоя и отражающих периодический характер и планетарные масштабы основных этапов интрузивной деятельности и метаморфизма. Планетарность в данном случае понимается не как повсеместное, а как одновозрастное проявление плутонизма и метаморфизма во многих удаленных друг от друга пунктах земного шара. Из двух десятков регионов, изученных М. М. Рубинштейном, одинаковые цифры возраста обнаруживаются, как правило, в трех — двенадцати. Продолжительность этапов составляет 15—20 млн. лет (рис. 11), в каждый этап входят фаза погружения длительностью около 15 млн. лет и орофаза 3—5 млн. лет.

Проведя анализ стратиграфических разрезов фанерозоя современных континентов, А. А. Пронин [175—177] установил, что стратиграфические несогласия и перерывы морского осадконакопления «группируются всюду в определенных, относительно нешироких и приблизительно синхронных в масштабе суши интервалах разрезов» [177, с. 4]. Эти интервалы сгущений перерывов и несогласий А. А. Пронин предложил называть тектоническими эпохами в отличие от тех кратковременных промежутков времени, которые принято называть фазами складчатости. Тектонические эпохи по времени охватывают 15—20 млн. лет; разделенные анорогеничными эпохами такой же длительности, они определяют тектоническую периодичность, соответствующую 35—40 млн. лет.

Если в отношении периода 20 млн. лет имеется совсем мало данных, то период 35—40 млн. лет можно считать основным элементарным периодом колебательных тектонических движений планетарного масштаба. Слишком много накопилось данных,

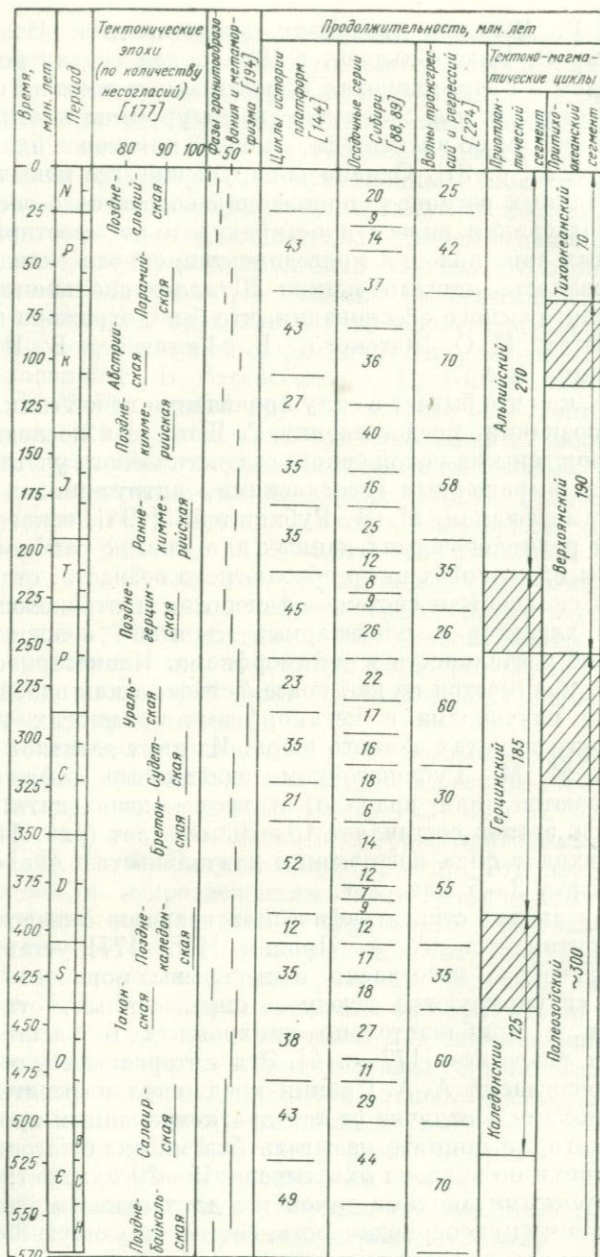


Рис. 11. Сопоставление границ эпох тектогенеза и седиментационных циклов.

Заштрихованы переходные эпохи на границе циклов. Интервалы времени даны по международной шкале абсолютной геохронологии 1966 г. [167].

полученных разными методами, чтобы отрицать существование как самих движений, так и повсеместность и универсальность их проявления. Интервалы 30—40 млн. лет (иногда до 70 млн. лет, когда суммируется действие двух циклов) являются основными для волн трансгрессий и регрессий, установленных Н. М. Страховым [224]. Эти интервалы прослежены В. Д. Наливкиным [144] на территории всех современных платформ по перерывам и развитию трансгрессивных комплексов осадков. Периоды около 20 и 40 млн. лет наиболее часто наблюдаются в формировании осадочных серий (в понимании В. П. Казаринова [88, 89]).

Сравнение временных рубежей, ограничивающих тектонические циклы, выявляемые разными авторами и разными методами, обнаруживает, как правило, несоответствие их положения в единой шкале времени (см. рис. 11). Отчасти это можно объяснить применением разных геохронологических шкал, однако главная причина, по-видимому, состоит в том, что геологические разрезы относятся к разным территориям.

Геологические процессы далеки от той простой схемы, по которой целые континенты или их части одновременно вовлекались бы в движение или переживали периоды тектонических пауз, как рисует В. П. Казаринов, или по ним, подобно морским валам, перекатывались бы волны тектонических поднятий, как это изображает И. А. Одесский. Сопряженность тектонических движений, устойчивое поднятие одних областей и длительное погружение других, неравномерность движений в разных геоструктурных блоках, миграция поднятий и прогибов и другие проявления гетерогенности земной коры обуславливают разнообразие и асинхронность развития разных участков при общем циклическом протекании тектонических процессов в каждом конкретном месте.

Глобальность проявления повышенной и пониженной тектонической активности в цикле 35—40 млн. лет действительно существует, но ее конкретное вещественное выражение на двух разных участках может быть противоположным: поднятию и размытию одного соответствует трансгрессия на другом. Об аритмичном развитии платформ писал в 1940 г. Л. Б. Рухин [196]. В 1949 г. Н. М. Страхов указывал, что если для отдельных маленьких районов периодический ход седиментации может проявляться с классической ясностью, то на сводной диаграмме континентального блока он выступает в расплывчатой форме. Это связано с неравномерностью прохождения разными площадями одинаковых стадий цикла, с частичным перекрытием циклов, изменчивостью их состава и другими причинами.

Весьма показательна в этом отношении сводная диаграмма распространения разных типов пород на площади современных материков, полученная А. Б. Роновым по данным объемного метода [192]. На диаграмме ни в одном типе пород (эвапориты, вулканогенные, карбонатные, терригенные) не устанавливается

периодичности более мелкой, чем отвечающая полному тектоно-магматическому циклу (около 180 млн. лет). Очевидно, что экстремальные значения в развитии тех или иных пород с периодом 35—40 млн. лет, которые могли быть получены для отдельных районов, на суммарной кривой взаимно уравниваются как следствие статистической сопряженности тектонических движений, являющейся второй стороной их проявления (наряду с периодичностью). Глобальность периодичности длительностью около 40 млн. лет (может быть, и 20 млн. лет) следует понимать как приблизительную одновременность сильных и слабых тектонических движений в различных, часто удаленных друг от друга районах, но не как синхронность проявления движений одного знака в масштабе всей планеты.

Следующей (в порядке возрастания продолжительности) является группа периодических тектонических движений, измеряемых 200, 500 и 1000 млн. лет. Эта группа рассматривается нами ниже, в гл. 12. Отметим только, что периоды 500 и 1000 млн. лет составляют специфическую особенность докембрия. Периоды 200 млн. лет проявлялись в фанерозое в виде каледонского, герцинского и других тектоно-магматических циклов, однако и раньше, в рифее, с ними связаны эпохи диастрофизма внутри байкальского цикла, а в раннем протерозое — развитие крупных седиментационных циклов трансгрессивно-регрессивных комплексов осадков. Цифра 200 млн. лет является скорее средней арифметической величиной, чем реальной для каждого конкретного случая продолжительностью тектоно-магматических событий.

Тектоно-магматические циклы, если рассматривать их в масштабе всей Земли или отдельных геоблоков, разделены некоторыми переходными эпохами, когда в одних регионах еще не завершились движения предыдущего цикла, а в других уже начались движения последующего. Если за границы циклов принять время окончания переходных эпох, то продолжительность тектоно-магматических циклов в Приатлантическом и Притихоокеанском сегментах составит от 300 до 125 млн. лет, а тихоокеанского незавершенного цикла — около 70 млн. лет (см. рис. 11).

Разная продолжительность тектоно-магматических циклов лишает главной аргументации гипотезы о космических причинах тектонических движений, в частности гипотезы о связи тектоно-магматических циклов с галактическим годом продолжительностью 200—250 млн. лет и о связи циклов 40—70 млн. лет с галактическими сезонами. Попытки сопоставления указанных периодов, а также более мелкой цикличности с периодическими астрономическими явлениями, предпринятые В. А. Зубаковым [78], Г. П. Тамразяном [227], Н. Ф. Балуховским [9], К. З. Стариковым, основываются главным образом на численных совпадениях и лишаются своей основы при отсутствии таких совпадений.

Наиболее крупными проявлениями тектонической периодичности являются геохроноциклы продолжительностью 3000, 1350 и 200 млн. лет. Геохроноциклы складываются из нескольких следующих друг за другом тектоно-магматических циклов и отражают главную линию развития континентов: от океанической коры через геосинклинальное состояние к платформе. Каждый геохроноцикл начинается заложением обширных геосинклинальных областей с характерными для них вулканогенными или терригенными формациями и завершается консолидациями земной коры, сопровождающимися красноцветами и молассами. Конец каждого геохроноцикла (кроме последнего — незавершенного) связан с формированием крупнейших платформ, а начало каждого последующего — с мощными регенерациями, сопровождающимися перестройкой структурных планов и типов развития основных геоструктурных элементов.

Из всех типов континентальных образований любого возраста главным является аллювий, а стратификация осадочных континентальных толщ определяется в первую очередь закономерностями формирования аллювиальных отложений. Все другие типы отложений со свойственными им особенностями наслоения выступают как сопутствующие, пространственно, а в большинстве случаев и генетически связанные с формированием собственно аллювиальных комплексов.

Аллювием, согласно Е. В. Шандеру [260], называются отложения русловых водных потоков, текущих по созданным ими эрозионным долинам и аккумулятивным равнинам. Потоки с выработанным линейным руслом различаются протяженностью, общим объемом водной массы и колебаниями расхода воды в течение года — от имеющих полностью зарегулированный сток и относительно постоянный расход до пересыхающих и временных. Все эти типы потоков различаются характером осадков и особенностями наслоения, которые, однако, сохраняют те же главные черты, которые свойственны аллювию вообще.

Кроме внутренних особенностей потоков, зависящих от режима водной массы, формирование аллювия и строение аллювиальных комплексов определяют внешние особенности, зависящие от хода тектонических движений, выраженных через рельеф. Это второе измерение, которое В. В. Ламакин [106] назвал динамическими фазами поверхностных отложений, проявляется в составе и строении аллювиальных осадков, масштабах накопления разных их элементов и способности сохранения в геологическом разрезе.

Как известно, В. В. Ламакиным выделены три динамические фазы аллювия: маломощный грубый аллювий, развивающийся на эрозионных участках поднятий, названный выстилающим, или инстративным; самый мощный с наибольшим количеством тонких осадков аллювий областей погружения — настилающий, или констративный; аллювий с уравновешенным продольным профилем — перестилающий, или перстративный.

Наиболее хорошо дифференцированным и типично построенным является аллювий крупных рек, принадлежащих гумидным зонам и находящихся в перстративной фазе аккумуляции. Строение именно этого типа аллювия принимается в качестве эталона для оценки особенностей всех других типов аллювиальных отложений, и на основе его изучения разработана теория речной аккумуляции.

Элементарной единицей перстративного аллювия гумидного типа является аллювиальный цикл, основные генетические виды отложений которого образуют определенный закономерный вертикальный ряд. В основании цикла непосредственно за границей эрозионного размыва располагаются наиболее грубые плохо сортированные осадки — продукты обрушения берега (перлювий, донные осадки наиболее глубоких и динамически активных участков русла). Выше по разрезу находятся крупнозернистые породы русла, сменяющиеся более мелкозернистыми и лучше сортированными осадками русловой отмели, далее следуют отложения прирусловых валов, а затем тонкие алевропелитовые, пелитовые и тонкопесчаные осадки поймы и пойменных водоемов. Выше пойменных залегают осадки наложенных водоемов, развивающихся на водоразделах (проточных и застойных озер, зарастающих озер и торфяных болот), а также эоловые осадки и почвы. Каждый генетический тип осадков характеризуется не только определенным гранулометрическим спектром, но и определенными минералогическими признаками и типами напластовых и внутрипластовых, в том числе и косослойчатых текстур, освещенных в работах Л. Н. Ботвинкиной [25], Э. И. Кутырева [403], В. Н. Шванова [262] и др.

Для понимания цикличности строения континентальных отложений наибольшее значение имеет вывод о решающем значении миграции речных русел в формировании одного аллювиального цикла. П. Дафф и другие [61], анализируя материал по ископаемым континентальным формациям, пришли к заключению, «что одной из наиболее вероятных причин формирования флювиальных циклов является блуждание русел по пойменной равнине. Этот механизм осадконакопления объясняет формирование мощной изменчивой последовательности напластования в условиях почти недифференцированного тектонического погружения территории» (с. 44). Подобная точка зрения противопоставляется концепции\*, господствовавшей несколько десятилетий назад, согласно которой смена разных типов аллювиальных осадков в вертикальном разрезе обусловлена периодическими изменениями базисов эрозии (как местных, так и главного для речной артерии) в связи с изменениями климата или тектоническими движениями [482]. При этом образование каждого цикла рассматривается как результат завершения «цикла эрозии».

На первом его этапе в связи с понижением базиса эрозии река, обладая максимальной энергией, размывает русло, вырабатывая профиль равновесия. Выработка профиля достигается раньше вблизи устья, где начинается отложение аллювия, сначала наиболее грубого. По мере уменьшения уклона и выравнивания кривой

---

\* Эти концепции не являются противоположными, так как и блуждание русел происходит в условиях погружения и, следовательно, неоднократного изменения базиса эрозии. — *Прим. ред.*

эрозии пункты, до которых может относиться крупный материал, отодвигаются по направлению к истокам, а отложенный ранее в нижних частях реки крупный материал покрывается мелкозернистым аллювием. Со временем в пределах всей долины формируется цикл осадков, которые становятся тем мельче, чем выше от основания цикла они залегают и, следовательно, чем более поздним этапам эрозии они соответствуют.

Однако еще в 1884 г. С. Н. Никитин подчеркивал решающее значение перемещений речного русла в выработке дна долины и формирования аллювия. Теория образования аллювиальных циклов в результате боковой миграции речных русел достаточно хорошо известна по работам Е. В. Шанцера [259, 260], Н. М. Стрехова [225], В. И. Попова и др. [470]. Основой этой теории служит признание того, что последовательная смена осадков в вертикальном разрезе от русловых к пойменным и озерно-болотным является одним из следствий общего закона отражения в вертикальной последовательности фациальных единиц, располагавшихся в процессе седиментации рядом друг с другом. Однако, в отличие от известного принципа Н. А. Головкинского, залегание это вызвано не перемещениями фациальных зон вследствие тектонических движений (как это, например, широко проявляется в условиях паралического осадконакопления), а внутренним развитием динамики процесса, относительно независимого от тектонических перемещений.

Не тектонические движения определяют развитие гранулометрического и фациального спектра отложений аллювиального цикла и его принципиальных особенностей, выраженных в трехчленном строении: русловые — пойменные — озерно-болотные осадки, поскольку все они формируются в условиях положительных, нулевых или отрицательных движений, закономерно сопряжены в пространстве, а в ходе времени оказываются закономерно сопряженными и в вертикальных разрезах. Тектоникой определяется полнота развития тех или иных фациальных единиц, гранулометрические, минералогические и иные характеристики их состава, полнота развития и последующее сохранение, но не сама возможность возникновения аллювиального цикла.

Для понимания закономерностей возникновения модификаций аллювиальных циклов наибольшее значение имеют представления В. В. Ламакина об инстративном, перстративном и констративном аллювии.

Перстративный аллювий, характеризующийся наиболее полным набором фациальных типов осадков в аллювиальном цикле, широко распространен среди древних и молодых (четвертичных) отложений (рис. 12), что свидетельствует о широком развитии в прошлом речных систем с уравновешенным продольным профилем и слабым проявлением (или отсутствием) донной эрозии. Подобная обстановка господствовала в пределах аллювиальных равнин при накоплении континентальных молассоидных, терри-

генных красноцветных и континентальных угленосных формаций. На равнинах существовали обильно обводненные речные долины с развитыми руслами, широкими поймами, пойменными и водораздельными водоемами, где в зависимости от климата накапливались торфяники или гипсоносно-соленосные отложения. Весьма вероятно, что реки аллювиальных равнин палеозоя и допалеозоя,

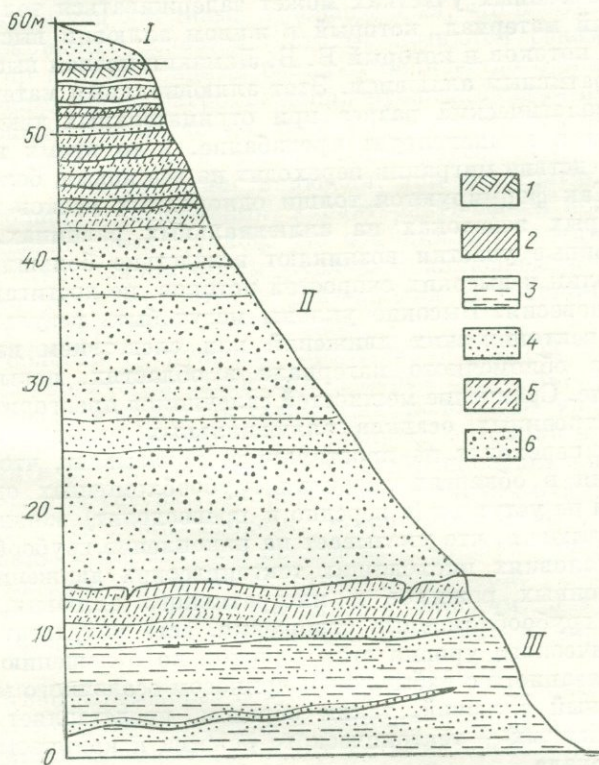


Рис. 12. Сводный разрез III надпойменной террасы р. Волга (с. Красный Яр ниже Ульяновска) [259].

Аллювиальные циклы: I — верхний, нижняя часть, II — средний, III — нижний, верхняя часть.

1 — черноземная почва; 2 — суглинки; 3 — супеси и суглинки, иловатые, богатые углестым веществом; 4 — тонко- и мелкозернистые пески; 5 — супеси; 6 — разнозернистые пески.

как представлял Л. Б. Рухин [200], в отличие от современных рек из-за меньшей контрастности тектонических движений обычно не имели врезанных долин, обладали большой шириной и распались на множество рукавов, легко менявших свое положение в результате срезания или прорыва русловых валов, возвышавшихся над равнинами.

На эрозионных участках речных долин нет условий для образования аллювиальных циклов, поскольку эти участки представляют собой места разрушения коренных пород и транзита для

большей части осадков, поступающих из верховьев. Эрозионные участки, возникающие как следствие высоких скоростей потока, обладают крутыми долинами и слабо выраженными поймами, попеременно появляющимися в разных местах. На поймах эпизодически задерживается осадочный материал, который, однако, вследствие размыва пойм быстро сбрасывается вниз по реке.

На эрозионных участках может задерживаться только наиболее грубый материал, который в живом аллювии выстилает дно русловых потоков и который В. В. Ламакин назвал выстилающим или инстративным аллювием. Этот аллювиальный материал попадает в геологический разрез при отрицательных тектонических движениях и компенсирует прогибание, в то время как речное русло вследствие миграции переходит на все новые, более высокие уровни. Так формируются толщи однородных песков в постоянных быстрых водотоках на аллювиальных равнинах.

Эрозионные участки возникают вследствие больших уклонов речных долин и высоких скоростей потоков, не достигающих профиля равновесия. Высокие уклоны могут быть результатом восходящих тектонических движений или следствием избыточного количества обломочного материала в областях, испытывающих погружение. Сравнение мощностей галечников предгорий и циклически построенных осадков аллювиальных равнин, в которые галечники переходят по простиранию, показывает, что величина погружения в областях развития грубообломочных однородных отложений не уступает (а нередко и превосходит) мощности равнинного аллювия, что указывает на накопление грубообломочных пород в условиях нисходящих тектонических движений. Развитие эрозионных режимов и инстративного аллювия, каковым являются грубообломочные отложения, есть результат высокого гипсометрического уровня этих районов по отношению к базису эрозии, связанного с избыточным приносом осадочного материала. Инстративный аллювий, таким образом, представляет функцию двух переменных — тектонического режима и количества осадочного материала.

Чем меньше прогибание и чем больше осадочного материала поступает в ту или иную область, тем большие возможности создаются для накопления грубых однородных осадков, представляющих собой нижние, наиболее грубые элементы аллювиальных циклов. Вниз по течению палеоводотоков подобные однородные толщи начинают расслаиваться: кроме грубых русловых осадков в них появляются более мелкозернистые отложения русловых отмелей, а затем и пойм, в результате чего осадки приобретают циклическое сложение, характерное для перстративных фаз аллювия.

В местах снижения скоростей речных потоков, что обычно наблюдается в низовьях рек, происходит резкое усиление процессов аккумуляции. Господствующим типом отложений становятся мелкозернистые осадки, накапливающиеся на широких поймах.

Русловый аллювий в медленно текущих реках имеет меньшую мощность; лишенный более крупных фракций, которые отложились в верховьях, этот аллювий мало отличается от пойменного. Энергия потоков оказывается недостаточной не только для выполнения эрозивной деятельности, но и для переноса осадков, в результате чего происходит рост речных долин вверх. Долины в поперечном профиле нередко приобретают форму полуцилиндра и возвышаются над соседними водоразделами, что особенно характерно для аридных областей, которые питаются реками, стекающими с гор и приносящими большое количество осадков. В результате постепенного загромождения русла осадками происходит подпрудивание речных долин, прорыв реками собственных наносов и миграция русел в пониженные, ранее водораздельные, участки. Так образуется настилаящая, или констративная, фаза аллювия областей погружения, характеризующаяся полным развитием аллювиальных циклов. Но эти циклы — специфические, со сравнительно маломощным русловым аллювием в основании и мощными мелкозернистыми пойменными и озерно-болотными осадками в верхних частях циклов.

Часто области погружения представляют собой приморские равнины, периодически затопляемые морем в результате тектонических погружений или эвстатических колебаний уровня моря. Море наступает на аллювиальные равнины, затопляя водоразделы и проникая в речные долины. Поскольку площади, занятые руслами рек, всегда уступают по размерам площадям пойм и водоразделов, в геологических разрезах несравненно чаще встречаются полные циклы с нормальной последовательностью осадков от русловых к пойменным, озерно-болотным (или озерно-такырно-солончаковым в аридном климате) и далее к морским, чем циклы, где русловый аллювий непосредственно переходит в морские отложения.

Вследствие переменных соотношений между количеством выносимого обломочного материала и величиной погружений в разных частях единого седиментационного бассейна происходит образование разных типов аллювиальных циклов. В качестве примера приведем красноцветные континентальные отложения среднего альба Западного Таджикистана. Красноцветы, палеогеография которых изучалась В. Н. Швановым [261], имеют мощность от 150 до 250 м и заключены в разрезе между морскими и прибрежно-морскими осадками нижнего альба и лагунно-морскими отложениями верхнего альба-сеномана. Накопление их происходило на аллювиальной равнине в результате приноса осадочного материала с севера, с территории Гиссаро-Туркестанской области, из юго-западного Дарваза, а также в результате выноса осадков мощной водной артерией (палео-Вахш), протягивавшейся с северо-востока из Алайской долины (рис. 13).

На севере вблизи высоких палеозойских поднятий Гиссаро-Туркестана в предгорных и межгорных впадинах происходило

накопление однообразных массивных галечников (почти лишенных песчаных и глинистых осадков), не имеющих заметных проявлений цикличности, но изобилующих поверхностями перерывов, эрозионными врезами и характерной линзовидной, невыдержанной формой пластов. Сложение разреза (рис. 14, а) и ориентировка галек позволяют рассматривать эту толщу в качестве инстративного аллювия, представляющего русловые фации горных рек, последовательно отложенные в вертикальном разрезе при общем господствующем выносе более мелких фракций аллювия в направлении на юго-запад.

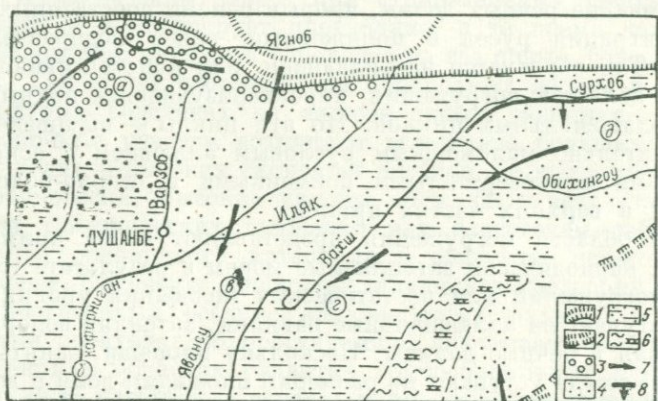


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая схема Западного Таджикистана для середины альба.

Границы областей сноса: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; аллювиальная равнина: 3 — предгорная, 4 — преимущественно песчаная, 5 — песчано-глинистая; 6 — мелко-водный морской бассейн; 7 — господствующие направления сноса; 8 — Вахшский на-двиг.

а—б — места расположения колонок (см. рис. 14).

К югу от районов накопления конгломератов на территории южных предгорий Гиссарского хребта и в западной части Таджикской депрессии в среднеальбское время происходило отложение преимущественно красноцветных мелкоземов: карбонатно-пелитовых, пелито-алевритовых и алеврито-песчаных осадков с маломощными прослоями песчаников, обладающих различными типами потоковой косо́й сло́йчатости. Цикличность проявлена слабо (рис. 14, б), что в совокупности с особенностями осадков заставляет рассматривать эту территорию как водораздельную равнину с мелкими, часто пересыхающими речками, имевшими неустойчивые русла, а также с пересыхающими озерами такырного типа и участками эоловых лёссов.

В восточном направлении характер толщи заметно меняется. В верховьях р. Кафирниган и по рекам Иляк и Явансу среднеальбский разрез слагается однородной толщей грубозернистых сероцветных песчаников с мощными (до 3—4 м) сериями троговой

косой слойчатости. Судя по ориентировке падений слоев, текстурным особенностям и форме тела в плане, толща представляет собой выносы весьма мощной реки, названной палео-Кафирнигом. Цикличность в толще проявлена плохо (рис. 14, *в*), что связано с резким преобладанием русловых фаций, образующих, очевидно, инстративный тип аллювия.

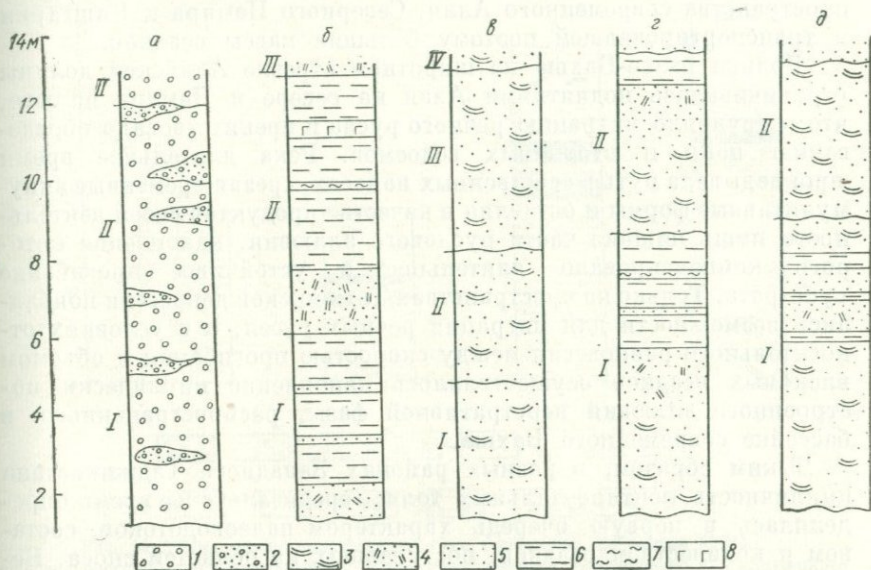


Рис. 14. Типы аллювиальных циклов среднеальбских отложений Западного Таджикистана.

1 — русловые галечники; 2 — русловые песчаные гравелиты; 3 — русловые грубозернистые песчаники с крупной троговой слойчатостью; 4 — средне- и мелкозернистые косослойчатые песчаники русла и русловой отмели; 5 — мелкозернистые тонко- и горизонтально слойчатые песчаники, пойменные и озерные; 6 — красноцветные пойменно-озерные глины; 7 — сероцветные озерные глины; 8 — гипсы.

I—IV — аллювиальные циклы; а—д — места расположения колонок (см. рис. 13).

Еще восточнее, в бассейне современного Вахша, отложения среднего альба представлены аллювием палео-Вахша — наиболее устойчивой водной артерии Западного Таджикистана на протяжении всей раннемеловой эпохи. Толща сложена аллювиальными циклами мощностью от 8—10 до 15 м, каждый из которых начинается грубо-косослойчатыми красновато-серыми песчаниками русловых фаций, выше следуют красные слоистые более мелкозернистые песчаники прируслового типа, еще выше — мелкозернистые песчано-алеврито-глинистые осадки пойм и вторичных водоемов (рис. 14, *г*).

В северо-восточном направлении (хребты Петра Первого и Заалайский) вверх по палео-Вахшу, о чем можно судить по данным минералогических исследований и замерам косой слоистости, происходит выклинивание глинисто-алевритовых осадков. Весь средний альб, а также нижний и верхний альб и сеноман представлены

здесь мощной однородной толщей красноцветных грубозернистых песчаников (рис. 14, *д*), стратификация которой проявляется только в развитии поверхностей, разделяющих пласты песчаников различной крупности. Толщи альба в районе хр. Петра Первого следует, очевидно, рассматривать в качестве инстративного аллювия крупной водной артерии, дренировавшей обширные пространства современного Алая, Северного Памира и Кашгарии и транспортировавшей поэтому большие массы осадков.

Долина палео-Вахша на широтном отрезке Алайской долины ограничивалась поднятиями Алая на севере и Памира на юге, что затрудняло миграцию речного русла и препятствовало образованию пойм и вторичных водоемов. Река длительное время прокладывала путь в собственных наносах, срезая временные аккумулятивные формы и оставляя в качестве продуктов своей деятельности лишь нижние части руслового аллювия, накопление которого компенсировало длительное и устойчивое прогибание субстрата. Только на пространствах Таджикской депрессии появлялись возможности для миграции речных русел, и в условиях относительного равновесия между скоростью прогибания и объемом влекомых осадков осуществлялось накопление циклически построенного аллювия перстративной фазы, распространенного в бассейне современного Вахша.

Таким образом, в разных районах Западного Таджикистана цикличность континентальных толщ в среднеальбское время определялась в первую очередь характером палеоводотоков, составом и количеством осадков, поступавших из областей сноса. Величина тектонического прогибания не играла существенной роли в формировании особенностей аллювиальных циклов, обеспечивая лишь их захоронение в геологическом разрезе, поскольку в разных районах с разными типами цикличности прогибание было приблизительно одинаковым — 150—250 м. В целом отложения альба образуют один регрессивный цикл более крупного порядка, начинающийся морскими и прибрежно-морскими и завершающийся континентальными осадками. Этот цикл отражает общую направленность тектонических движений с тенденцией к поднятию в пределах всей территории.

Рассмотренные отложения представляют собой примеры аллювиальных циклов широких межгорных впадин в областях с жарким, периодически влажным климатом. В гумидных областях аллювиальные отложения вместе с осадками озер и болот образуют более сложные элементарные циклы, характерные для внутриконтинентальных угленосных формаций. В качестве примера таких формаций можно привести юрские угленосные отложения Южной Сибири, описанные П. П. Тимофеевым [232]. В их строении принимают участие аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, озерно-болотные и болотные осадки, формирующие континентальные, по П. П. Тимофееву, циклы. Кроме того, выделяются прибрежно-морские циклы, развитые преимущественно

в краевой, примыкающей к морскому бассейну части угленосного комплекса, главным образом в его верхних частях.

Среди континентальных отложений, интересующих нас в данном случае, можно выделить пять типов элементарных циклов: аллювиально-озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные, делювиально-озерно-болотные, делювиально-пролювиальные и

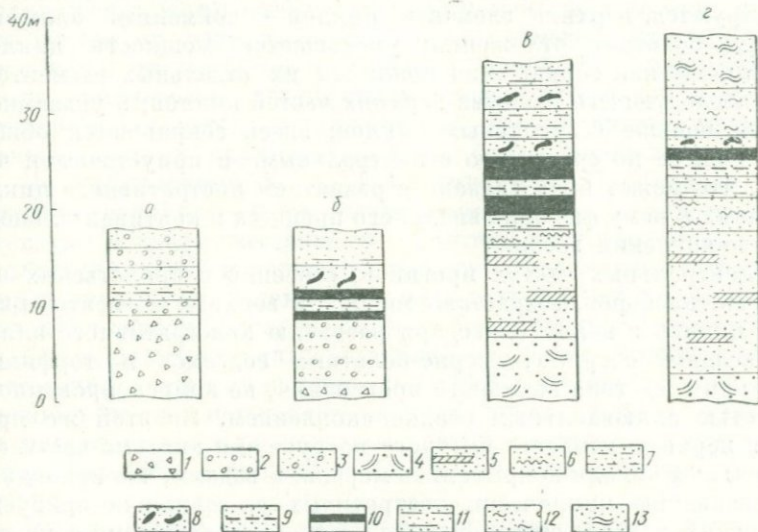


Рис. 15. Типы циклов континентальных угленосных формаций [232].

а — делювиально-пролювиальный; б — пролювиально-озерно-болотный; в — аллювиально-озерно-болотный; г — аллювиально-прибрежно-морской.

Осадки: 1 — щебневые элювиально-делювиальные, 2 — гравийно-песчаные головной зоны пролювия, 3 — песчано-алевритовые периферических зон пролювиальных конусов выноса, 4 — гравийно-песчаные стрекневой зоны, 5 — песчаные стрекневой зоны и прирусловой отмели, 6 — песчано-алевритовые поймы, 7 — глинисто-алевритовые стариц, вторичных водоемов и застойных участков озерных водоемов, 8 — песчано-алевритовые слабо зарастающих озер, 9 — песчано-алевритовые заболоченных озер, 10 — торфяных болот, превращенные в уголь, 11 — песчано-алевритовые проточных участков озер, 12 — песчано-алевритовые слабодвижного морского мелководья, 13 — песчаные подвижного морского мелководья.

озерно-болотные (рис. 15). Обычно все они содержат угольные пласты, которые лучше всего выражены в циклах, образованных в приустьевых частях рек. Делювиально-озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные и делювиально-пролювиальные циклы могут быть безугольными, особенно те из них, которые развиты в основании угленосной формации или на периферических ее участках рядом с областями размыва. Наименьшая мощность у озерно-болотных (6—14 м) и пролювиально-озерно-болотных (10 м) циклов. Мощность аллювиально-озерно-болотных циклов, где аллювий представлен отложениями малых рек, составляет 10—15 м; в отложениях крупных рек, особенно их приустьевых частей, мощность циклов может достигать 35—40 м.

Накопление юрской угленосной формации происходило на аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнинах пра-Ангары,

пра-Тунгуски и пра-Чулыма. При рассмотрении особенностей распространения различных циклов по площади напрашиваются определенные аналогии со строением и механизмом образования как отмеченных выше альбских красноцветов, так и континентальных, существенно аллювиальных толщ вообще. Так, в периферических частях бассейна угленакопления, прилежащих к поднятиям, редуцируются верхние элементы циклов — пойменный аллювий и озерно-болотные отложения; уменьшается мощность циклов в результате как сокращения мощности их отдельных элементов, так и последующего размыва верхних частей циклов; в указанной области больше безугольных циклов; здесь сокращается общее число циклов по сравнению с центральными и приустьевыми частями, что может быть связано с развитием инстративного цикла и близких к нему фаз аллювиального процесса и континентального осадконакопления вообще.

В центральных частях прогибов, особенно в приустьевых частях рек, наоборот, возрастают мощности верхних элементов циклов и циклов в целом благодаря развитию констративного аллювия, осадков озерных, озерно-болотных водоемов и торфяных болот как следствия активного прогибания, не компенсированного полностью аллювиальным осадконакоплением. По этой же причине в периоды наиболее быстрого погружения краевые части аллювиальных равнин покрывались морскими водами, что приводило к образованию циклически построенных аллювиально-прибрежно-морских и прибрежно-морских осадков. Элементарные континентальные циклы, а также континентальные циклы вместе с прибрежно-морскими и морскими образуют цикличность более крупного порядка — прогрессивные мезоциклы и макроциклы\*, по терминологии П. П. Тимофеева.

Мезоциклы складываются из нескольких элементарных циклов, в которых наблюдается последовательное сокращение нижних элементов и увеличение средних или верхних. Макроциклов, которые П. П. Тимофеев рассматривает в ранге свит, во всем разрезе угленосной толщи выделяется четыре. Они носят прогрессивный характер с постепенным увеличением в верхних частях доли озерных, прибрежно-морских и морских отложений и в целом образуют единый прогрессивный наиболее крупный цикл. Цикличность более высоких порядков, чем элементарные циклы, определяется колебаниями положения базиса эрозии, уровня грунтовых вод, объемов осадков, вынесенных в область седиментации, и связана с тектоническими и климатическими факторами. По мере того как возрастает роль тектонических движений в контроле цикличности, увеличивается территория распространения циклов. Элементарные циклы ограничены по площади, мезоциклы просле-

---

\* Мезоциклы — циклы II порядка, макроциклы — циклы III порядка. —  
Прим. ред.

живаются в отдельных частях прогиба, макроциклы выделяются по всей площади прогиба.

При переходе от крупных рек, особенно от рек гумидных зон, обладающих наиболее упорядоченным строением элементарных циклов, к водотокам иного типа устойчивые закономерности в чередовании литологических и фациальных разновидностей осадков проявляются менее определенно. Чем меньше водотоки, чем неустойчивее их режимы и чем резче климатическая обстановка отличается от гумидной в сторону аридной или нивальной, тем менее упорядочена стратификация отложений и тем в меньшей степени проявляется их цикличность, как на низшем уровне седиментационных циклов, так и на более высоких.

По наблюдениям Ю. А. Лаврушина и Е. В. Шанцера [260], крупные равнинные реки областей многолетней мерзлоты характеризуются преимущественным развитием русловых осадков из-за слабых половодий и мощного мохового покрова, препятствующего выносу продуктов склонового смыва в русла рек; отложения отличаются грубым составом. Реки низко- и среднегорных областей, наоборот, получают большое количество тонких осадков в результате солифлюкции со склонов и из боковых ложбин. Солифлюкционные потоки могут загромождать русло, вступая в сложные взаимоотношения с русловым аллювием и создавая неправильную стратификацию в комплексе солифлюкционно-аллювиальных отложений.

Реки с ледниковым питанием отличаются длительными половодьями и перегрузкой обломочным материалом, поставляемым тальми водами из перемываемых морен. Приледниковые реки эпох материкового оледенения характеризовались широкими мелководными руслами, распадавшимися на множество рукавов, и почти не имели пойм. Резкое падение энергии потоков вниз по течению приводило к быстрой смене грубых гравийно-песчаных осадков мелко- и тонкозернистыми песками. В связи с климатическими изменениями, регулирующими скорость таяния льда, осуществлялась миграция зон накопления осадков различной крупности в направлении, перпендикулярном к фронту ледника, что приводило к появлению определенной цикличности в осадках приледниковых потоков.

Эти осадки в свою очередь занимают определенное место в ледниковом цикле. По наблюдениям Е. В. Рухиной [201], в основании ледникового спектра осадков располагаются водноледниковые отложения, составляющие вместе с покрывающей их мореной прогрессивную фазу ледникового цикла. Часто водноледниковые отложения, особенно на поднятиях, замещаются горизонтами из обломков коренных пород ложа, моренами напора и локальными моренами, на которых располагается собственно морена, представляющая среднюю часть цикла. Верхняя, регрессивная, часть цикла состоит из флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, которые (выше могут переходить в озерные, болотные и

аллювиальные осадки межстадиалов. Надо отметить, что ледниковый цикл складывается из объектов, как правило, территориально разобщенных, рассеянных по какой-то площади, а не из объектов, следующих друг за другом в одном разрезе. В каждом конкретном разрезе обнаруживается только один или несколько элементов полного ледникового цикла.

Малые реки аридных областей имеют относительно высокие кратковременные паводки, а их полые воды отличаются сильной мутностью из-за поступления большого количества продуктов смыва со склонов, плохо защищенных растительностью. Поэтому в таких реках особенно развиты пойменные фации, представленные суглинками, часто карбонатными. В русловых фациях суглинки также часто присутствуют, так как при спаде половодья русло часто разбивается на озеровидные плёсы и мелкие озера, которые могут полностью пересыхать летом. Результатом неупорядоченного расположения осадков в плане является неупорядоченное строение аллювия и в разрезе. Аллювиальные отложения могут чередоваться с глинисто-такырными, солончаковыми, лёссово-золотыми и песчано-золотыми.

Аридные зоны характеризуются не только неупорядоченным строением элементарных циклов, но и общим сокращением объемов осадочного вещества. Резкое уменьшение атмосферных осадков резко снижает эрозионную работу рек и их способность транспортировать осадочный материал, что приводит к сокращению мощностей осадочных толщ, т. е. к эффекту, аналогичному по результатам падению тектонической активности. Установлению природы таких отложений в ископаемых разрезах может способствовать анализ мощностей в сочетании с анализом цикличности: сокращение мощностей сопровождается развитием неупорядоченных, плохо выраженных аллювиальных циклов и общей тенденцией к формированию аллювия констративного типа.

Следующей модификацией отложений наземных водотоков является овражно-балочный аллювий, где исчезает как самостоятельный член цикла русловый аллювий, как бы растворяющийся среди суглинистых накоплений, движущихся вдоль русла и стекающих со склонов. Строение осадков приобретает неправильный, линзовидный характер при резком преобладании суглинков. Так осуществляется переход к делювиальным отложениям склонового смыва и к пролювиальным.

Пролювиальные отложения, как известно, характеризуются неправильной изменчивой стратификацией, плохой сортировкой и преимущественно грубым составом осадочного материала. Неустойчивость водных режимов при образовании пролювия и слабая дифференциация осадков не благоприятствуют развитию правильной цикличности при накоплении этих отложений. Тем не менее в отложениях временных потоков могут проявляться как седиментационные циклы, так и циклы более высоких порядков, связан-

ные с миграцией фациальных зон под влиянием тектонических и климатических причин.

Седиментационные циклы пролювия обычно носят прогрессивный характер в связи с динамическими особенностями временных потоков, наиболее бурных в начале своего развития. Однако в потоках, перегруженных осадками, может наблюдаться обратная последовательность, выражающаяся в погрубении обломочного материала снизу вверх. По наблюдениям С. Г. Рустомова и др. [205], на поверхности селевых потоков могут перемещаться крупные валуны и глыбы массой в несколько десятков тонн. Погрубение обломочного материала в верхних частях селевых выносов описано в кайнозойских молассах В. И. Поповым [169], который связывает это явление с выносом тонких осадков водными струями, отжатыми из грязевой массы после остановки потока. Аналогичные процессы отмечены также Е. А. Похвистневой [172] в каледонской молассе Каратау.

Другой причиной цикличности пролювия (очевидно, более высокого порядка) является отражение его закономерного строения в плане. Как известно, в пролювиальных конусах выноса выделяются вершинная зона грубых осадков, средняя зона веерной фации и фронтальная зона разливов и накопления тонких осадков застойной фации. Расширение вершинной и веерной фаций в результате положительных тектонических движений, увеличения количества осадков или развития оледенений в поднятиях, питающих конусы выноса, приводит к более широкому развитию грубых отложений, и наоборот, ослабление этих процессов сопровождается сокращением грубого материала, что в конечном счете определяет циклическое строение пролювия. Элементы цикличности при всей неустойчивости и пестроте отложений устанавливаются также в делювиальных осадках и различных гравитационных осадках склонов [170, 260].

Наиболее полно цикличность осадков, связанная с разнообразными режимами потоков, проявлена в континентальных молассах, где каждый фациальный комплекс, начиная от прерывной, развитого в областях преимущественного поднятия и денудации, и кончая отложениями надводных дельт, характеризуется специфическими типами отложений, стратификации вообще и цикличности в частности (рис. 16). Главным типом отложений в континентальных молассах является аллювий, а главными типами циклов — аллювиальные, представленные различными фазами инстративного, перстративного и констративного аллювия. Элементарными циклами в молассах слагаются циклы более высоких порядков в ранге пачек, свит, толщ и комплексов. Некоторые геологи, в частности представители ташкентской школы, считают эти циклы основой для стратиграфической корреляции и палеогеографических построений.

Обязательным условием сохранения цикличности, связанной с направленностью седиментационного процесса, является

тектоническое погружение. В строении современных и четвертичных осадков разных в орографическом отношении областей значительно больше сходства, чем в строении ископаемых континентальных толщ разных геоструктурных зон, что связано с местом, которое занимали те или иные комплексы в геологическом разрезе при их

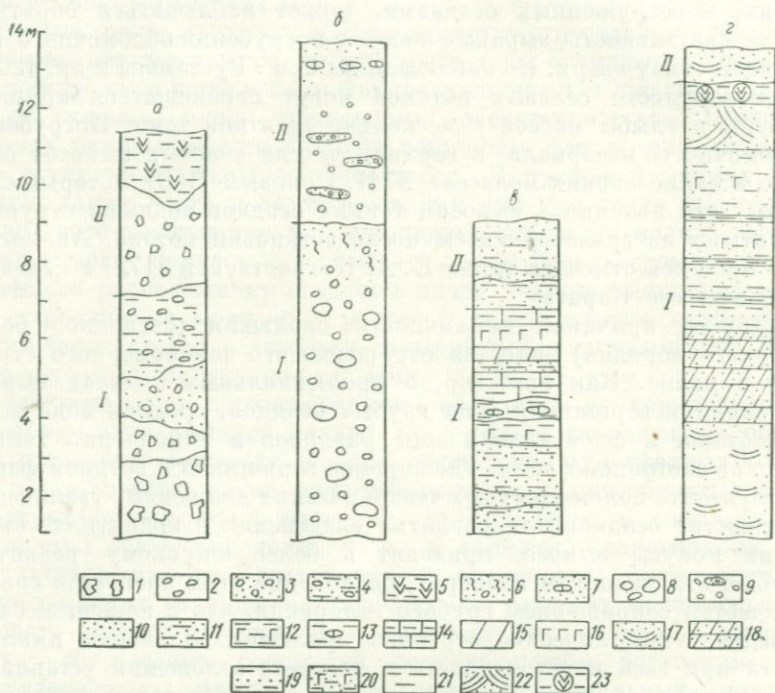


Рис. 16. Проявления цикличности в неоген-четвертичных молассах и молассоидах Средней Азии (с использованием [167, 169]).

Типы циклов: а — обвальное-делювиальный, б — пролювиальный, вершинная зона, в — пролювиальный, застойная зона, 2 — надводной дельты.

I, II — циклы.

Делювий: 1 — глыбовый, 2 — хрящевой, 3 — хрящевой заиленный; мелкоземы: 4 — гравийно-песчаные, 5 — гумусированные, 6 — гравийно-песчаные с остатками почвы, 7 — с карбонатными стяжениями; галечники: 8 — валунные, 9 — с линзами гравелитов; субаэральные мелкоземы: 10 — алевритовые, 11 — оглеенные, 12 — загипсованные, 13 — карбонатные; осадки озерно-солончаковые: 14 — карбонатно-алевритовые глины, 15 — глинистые мергели, 16 — гипсы; 17 — русловые пески; 18 — песчано-алевритовые осадки прирусловой отмели; 19 — алевритовые мелкоземы поймы; глины: 20 — засоленные и загипсованные, 21 — такырные; 22 — воловые пески; 23 — гумусированные мелкоземы почв.

захоронении, даже если первоначально эти комплексы были сходными по составу. Седиментационные циклы, отражающие непрерывно-направленное развитие осадкообразующих потоков, наиболее полно проявляются в подвижных складчатых областях, предгорных прогибах и межгорных впадинах, хуже — в чехле молодых платформ и еще хуже — на древних платформах.

Чем меньше скорость прогибания той или иной территории, тем ниже скорость осадконакопления, так как увеличивается длительность перерывов. Даже в подвижных областях продолжительность перерывов очень велика, а на платформах перерывы и эрозия господствуют по сравнению со временем, когда осуществляется захоронение осадков. Следствием этого является фрагментарность развития тех или иных элементов сначала полно и закономерно построенных фациальных комплексов. Поэтому элементарные аллювиальные циклы (за некоторым исключением) не наблюдаются в ископаемых отложениях платформ. Цикличность в разрезах платформ, как правило, относится к явлениям более высокого порядка и связана не с колебаниями режимов осадкообразующих потоков, а с крупными, долгопериодическими сменами ландшафтных обстановок.

В осадках относительно мелких внутриконтинентальных (озерных) водоемов обычно с большой наглядностью проявляется мелкомасштабная периодичность сезонного (годового) характера. Представляется удобным рассмотреть сезонную слоистость осадков минеральных и пресноводных озер: современных и ископаемых песчано-глинистых отложений ледниковых озер (ленточную слоистость) и биогенных, биогенно-терригенных и глинисто-терригенных отложений неледниковых озер. В осадках минеральных озер рассматривается слоистость чисто хемогенных (галогенных) отложений различного возраста и осадков смешанного типа (терригенных, биогенных и хемогенных). Более крупные седиментационные циклы вследствие незначительной мощности разрезов и ограниченного времени существования озер проявляются менее наглядно.

#### ОСАДКИ ПРЕСНЫХ ОЗЕР

##### Слоистость озерно-ледникового происхождения ?

Периодические (сезонные) изменения в поступлении терригенного материала и колебание транспортирующей силы воды при таянии ледника создают в накапливающихся осадках ледниковых озер ритмичную ленточную слоистость, которая проявляется сходным образом в озерно-ледниковых осадках как современных и четвертичных ледниковых озер, так и более древних. Анализ слоистости озерно-ледниковых отложений посвящены многочисленные работы. Классические исследования Г. Де Геера в Швейцарии и Швеции [292], Е. Антевса в Канаде [280], Р. Сейльса [340], М. Заурамо [341] в Финляндии и Швеции, К. К. Маркова [127], Ю. А. Жемчужникова [74] и других в СССР доставили обширный материал о ленточных послеледниковых глинах, показали связь ленточной слоистости с сезонными климатическими явлениями и обосновали возможность использования этих осадков для геохронологических подсчетов и сопоставлений.

В простейшем виде ритмично построенные толщи песчано-глинистых осадков, сформированные в ледниковых озерах, состоят из множества пар элементов разного гранулометрического состава. Наиболее часто, но не всегда, одна часть такой пары представлена более грубозернистыми осадками (обычно тонкозернистыми песками или алевритами), другая — тонкозернистым материалом (глинами). Пара слоев составляет элементарный ритм (ленту,

варву), соответствующий, по мнению большинства исследователей, годовому периоду. Наиболее резкая граница проходит между летним слойком одной ленты и нижележащим зимним слойком другой; переход от летнего слоя к зимнему в пределах ленты постепенный. Обычно ленты поразительно однообразны по составу и выдержанности на значительном расстоянии, колебания мощностей не превышают в среднем нескольких сантиметров.

Классификации варв построены по разным принципам. Наибольшее распространение получила классификация Е. Антевса [281], предложившего выделять простые и сложные варвы в зависимости от соотношения первого и второго элементов варвы и их строения. Простые варвы содержат хорошо выраженные слои алеврита, алевролита или песка в первом элементе и глины во втором. В сложных варвах отмечается микрослоистость: наличие слоев глины в разрезе первого элемента и тонких пропластков алеврита и песка в разрезе второго. Глинистые пропластки образуют двуслойные объекты — микрочарвы. Пропластки отличаются выдержанностью, в отдельных случаях обнаруживается их смятие. Сложные варвы обычно более мощные, чем простые. Рассмотренные типы варв чрезвычайно отчетливо развиты в ленточных глинах озер Дании [281].

Известен и иной принцип классификации варв. В зависимости от солености бассейна седиментации и гранулометрических особенностей можно выделить следующие типы варв.

1. Диатектические; образуются в пресноводных бассейнах, характеризуются дифференцированным гранулометрическим составом в вертикальном разрезе при общем утонении обломочного материала снизу вверх.

2. Симмиктические; возникают в солоноватоводных бассейнах, характеризуются меньшей протяженностью лент, неясными границами между слоями и отдельными лентами вследствие худшей дифференциации слагающего их материала.

В осадках озерно-ледникового происхождения встречаются оба типа варв. Например, в районах Северо-Запада СССР, расположенных севернее глинта, варвы имеют диатектическое строение и широко распространены; южнее глинта наблюдаются варвы симмиктического строения и небольшой протяженности.

Примечательной чертой большинства варв является некоторое различие в химическом составе летнего и зимнего слоев. В послеледниковых слоях р. Дэн и оз. Кросс (Канада) по мере перехода от летних слоев к зимним отмечено увеличение содержания окиси алюминия, железа и калия и уменьшение содержания карбонатного материала (табл. 9). К. К. Марков [127] указывает на неодинаковую гигроскопичность летних и зимних слоев.

Классической областью развития ленточных озерно-ледниковых отложений являются северные районы Латвийской ССР (северолатвийский бассейн [102]). Формирование отложений происходило в разнообразных факультетных обстановках: в приледниковых

ТАБЛИЦА 9  
 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ЛЕНТОЧНЫХ  
 ОТЛОЖЕНИЙ КАНАДЫ [348]

| Оксиды                         | Долина р. Дэн | Оз. Кросс   |
|--------------------------------|---------------|-------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 32,34/34,01   | 69,38/54,65 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,00/15,50   | 15,76/20,94 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,82/5,14     | 3,90/6,94   |
| CaO                            | 21,20/18,25   | 4,38/2,84   |
| MgO                            | 4,31/3,69     | 0,85/2,69   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,20/2,83     | 2,11/2,25   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,80/1,75     | 2,10/1,20   |
| Потери при прокаливании        | 21,90/18,74   | 2,00/8,16   |

Примечание. В числителе—летний слой, в знаменателе—зимний.

бассейнах (у края ледника, в заливах, межхолмных впадинах) и во внутриледниковых (в проталинах мертвого льда, трещинах в теле ледника). Это отразилось на строении годичных лент.

Варвы крупных приледниковых бассейнов (например, средне-латвийского) имеют трехчленное строение годичных лент. Весенне-летние слои (первый элемент варвы) начинаются алевроитской глиной, контакт которой с глинистым слоем нижележащего ритма устанавливается по смене окраски. Нижняя граница слоя неровная, мощность его 2—3 см. В гранулометрическом спектре преобладают частицы меньше 0,005 мм, содержание фракции 0,001—0,005 мм колеблется от 56 до 81% при среднем 76%. Во второй элемент варвы входит сложно построенный слой, состоящий из кослоистого песка с прослоями и линзами алевроита. Гранулометрический состав этого элемента характеризуется следующим содержанием фракций: меньше 0,001 мм — 19,6%; 0,001—0,005 — 25%; 0,005—0,01 — 21%; 0,01—0,05 — 32,1%; 0,05—0,1 — 1,5%; больше 0,1—0,8%. Мощность слоя колеблется от 1—2 см до нескольких десятков сантиметров. Третий элемент варвы (зимние слои) обычно имеет буровато-коричневый цвет и постоянный гранулометрический состав; более 90% частиц относится к фракции до 0,005 мм.

Трехчленное строение варв выдерживается по всему разрезу лимногляциальной толщи среднелатвийского бассейна. Наблюдаются лишь некоторые вариации мощностей как лент в целом, так и отдельных элементов, а также изменения гранулометрических особенностей. Нередко в летних слоях отмечается микрослойчатость, несмотря на небольшую мощность лент (2—3 см) в них насчитывается до 23 микрорарв. По-видимому, микрослойчатость отвечает менее длительным, чем годичным, изменениям климата. Иногда в осадках приледниковых бассейнов трехчлен-

ное строение варв обнаруживается лишь в нижней части разреза. Ленты верхней части состоят из двух компонентов: песчаного (летнего) и глинистого (зимнего).

Для осадков внутриледниковых бассейнов годовичная стратификация, как правило, устанавливается лишь в нижней части разреза. Строение лент двучленное. Первый элемент, состоящий преимущественно из мелкозернистого песка, имеет неоднородное строение: в верхней его части нередко присутствует прослой песка с мелкой галькой, ниже и выше песок содержит прослой алевролита, количество которых колеблется от 9 до 40. Возможно, их появление отражает суточные циклы в накоплении осадков. Второй элемент ленты представлен однородным тонкодисперсным материалом. Мощность лент нередко увеличивается кверху.

Сложный тип варв характерен для некоторых озерно-ледниковых отложений Швеции. Среди них Г. Де Геером [292] были выделены осадки с ленточной микрослоистостью, названной им микродистальной. Они занимают промежуточное положение между собственно ленточными глинами и залегающими сверху гомогенными глинами послеледникового возраста. Осадки подобного типа, по его мнению, возникают в завершающую стадию седиментации, связанной с таянием ледника, который находится на значительном расстоянии от места отложений ледникового материала. Прослойки в микродистальных глинах имеют толщину от нескольких миллиметров до десятых долей миллиметра. Микрослоистость аналогичного типа была отмечена в грунтовых колонках из оз. Уиндермир (Англия).

Нередко ленточная слоистость озерно-ледниковых отложений выражена морфологически неотчетливо. Это наблюдается, например, в северо-западных и центральных областях европейской части СССР (Любань, Чудово, Старая Русса). По данным К. К. Маркова, ленточные отложения перечисленных районов по степени отчетливости и выражению слоистости делятся на три типа: почти неслоистые, отчетливо-слоистые с непостоянной мощностью лент в горизонтальном направлении, правильно-слоистые с постоянной мощностью слойков по простиранию. Неотчетливость ленточной слоистости была отмечена В. Джонстоном [312] в современных озерно-ледниковых осадках оз. Луиза (Канада). Недостаточная ясность границ слоев как в мелководной, так и в относительно глубоководной части озера связывается им с пресноводными условиями седиментации.

Годичная ленточная слоистость не всегда выражается чередованием слойков разного гранулометрического состава. Современные озерные осадки в некоторых высокогорных районах (например, в Цюрихском озере, питаемом ледником) представляют собой тонкое переслаивание слойков: темного (зимнего), обогащенного органическим веществом и сернистым железом, и светло-серого (летнего), обогащенного кальцитом. Мощность годовичной ленты, образуемой парой слойков, составляет 5 мм.

Ископаемые аналоги озерно-ледниковых отложений установлены в осадках разных геологических эпох: в пермо-карбонном разрезе Китая [332], пермском Тасмании, верхнепалеозойском Австралии, нижнекембрийском Северной Швеции [319]. Обычно они тесно связаны с тиллитами и другими ледниково-моренными отложениями. Примером ископаемых озерно-ледниковых отложений могут служить пермо-карбонные ленточные породы Сквантума, исследованные Р. Сейльсом [340]. Эти породы, залегающие над типичными тиллитами, включают в себя слой серовато-зеленого алевролита и глинистый — более темного цвета. Средняя толщина пары слоев достигает 1 см. В каменноугольных ленточных глинистых сланцах Австрии отмечены чередующиеся слои более грубого состава желтой и бурой окраски и тонкозернистые от серого до белого цвета. Нередко в верхнем элементе встречаются отдельные гальки и карманы, заполненные крупными обломками. В грубозернистом слое наблюдается мелкая косая слоистость. Между тонкозернистой частью одной ленты и вышележащим элементом другой проходит резкая граница.

Большинство исследователей ленточных озерно-ледниковых отложений придерживаются единого мнения, согласно которому ленты (варвы) являются годичными образованиями, отражающими сезонные климатические вариации. Они фиксируют два этапа осадконакопления годового цикла: грубозернистый слой соответствует периоду летнего таяния льда, а тонкозернистый формируется в течение зимы. Наиболее аргументированным доводом в пользу сезонного (годового) наслоения служит достаточная согласованность результатов определения возраста, подсчитанных по количеству варв и радиоуглеродному методу (табл. 10). Подтверждением годичности лент являются находки пыльцы растений в алевроито-песчаных слоях ленточных глин и отсутствие ее в глинистых слоях, значит, первые образовались в период вегетации — летом, а последние — зимой.

Образование ленточных отложений происходит в результате периодического поступления обломочного материала, приносимого тальми водами ледника. Характер сезонных слоев зависит от

ТАБЛИЦА 10  
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА (ЛЕТ) ПО ВАРВАМ И РАДИОУГЛЕРОДНОМУ МЕТОДУ [310]

| Время         | Радиоуглеродный метод |        | Варвы  |           |
|---------------|-----------------------|--------|--------|-----------|
|               | Великобритания        | Швеция | Швеция | Финляндия |
| Поздний дриас | 10 260                | —      | 10 053 | 10 075    |
| Аллерёд       | 10 760                | 10 880 | 10 880 | —         |
|               | 11 960                | 12 000 | 12 140 | —         |
| Ранний дриас  | 12 800                | —      | —      | 13 300    |

типа бассейна седиментации (приледниковый или внутрILEDниковый), способа транспортировки материала и степени его сгущенности, условий циркуляции, температуры и гидрохимического режима вод, размера зерен обломочного материала, концентрации глинистых частиц и т. п. Одним из главных факторов является термический режим ледниковых озер. Изменение температуры озерной воды с глубиной вызывает в случае поступления талых вод с температурой близкой к  $0^{\circ}\text{C}$  погружение их на глубину и разнос материала придонными течениями. При некотором нагреве талых вод и большей их плотности по сравнению с поверхностными озерными водами возможно погружение их до уровня равного значения плотностей и распространение вдоль этого уровня. В озерном бассейне с почти изотермальными условиями и температурой  $+4^{\circ}\text{C}$  более легкие талые воды (при температуре  $0^{\circ}\text{C}$ ) поднимаются к поверхности и разносятся поверхностными течениями.

Подобным же образом на характер распространения талых вод и возникающих в озере глубинных, подповерхностных и поверхностных течений влияет содержание взвешенного материала и растворенных солей. В целом во время летнего сезона при интенсивном притоке талых вод бассейн седиментации становится почти пресноводным, и осаждение взвешенных частиц происходит раздельно — с сортировкой по размеру и плотности. Флоккуляция в этот период, очевидно, играет подчиненную роль.

Разнообразные течения, сложная термическая обстановка, меняющийся объем приносимого в озеро обломочного материала и глинистых частиц, а также положение бассейна относительно ледового покрова и многие другие факторы влияют на процесс осадконакопления и вызывают появление сложных варв, микроварв, изменение их мощности и других особенностей. Интенсивное перемешивание вод и развивающаяся в летний период прямая термическая стратификация с большими температурными градиентами, очевидно, несколько снижает скорость осаждения наиболее тонких фракций взвешенного материала, который сохраняется в таком состоянии до зимнего периода. Зимой с прекращением притока талых вод и уменьшением энергии движения водных масс происходит осаждение тонкодисперсных частиц. В разрезах варв наблюдается четкое увеличение степени дисперсности кверху. Некоторое растворение карбонатов кальция и магния из взвешенной мути приводит к повышению содержания их ионов, которые являются коагулянтами, усиливающими осаждение тонкодисперсных частиц.

Кроме элементарных ритмов (варв), образовавшихся в течение одного года, в разрезах ленточных глин выделяются ритмы (варвы) более высокого порядка, связанные с многолетними изменениями климата. Они могут быть обнаружены по периодическому появлению более мощных песчаных слоев, а также по изменению степени асимметрии элементарных ритмов — отношения мощностей

песчанистых (летних) слоев и глинистых (зимних). Н. В. Логвиненко и М. И. Ритенберг [116] изучали разрез ленточных глин у пос. Дибуны Ленинградской области, описанный К. К. Марковым [127], и выделили ритмы трех порядков (рис. 17).

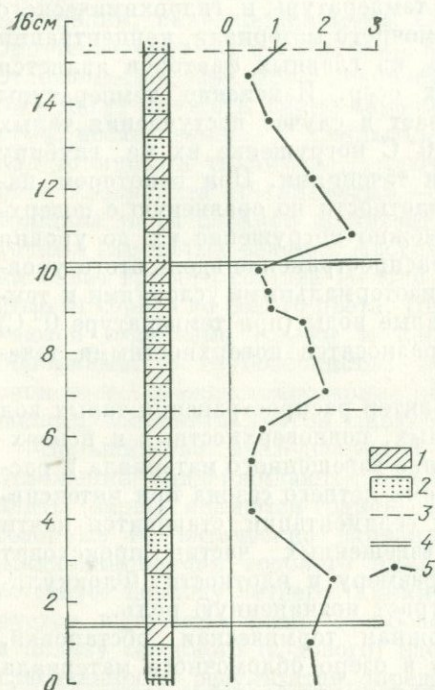


Рис. 17. Ритмичность разных порядков в разрезах ленточных глин [116].

Слой: 1 — зимние более темные глинистые, 2 — летние светлые относительно песчанистые; 3 — границы ритмов: II порядка, 4 — III порядка; 5 — кривая степени асимметрии ритмов I порядка.

Элементарные ритмы, возникающие в течение одного года, имеют мощность от 0,3 до 6 см (средняя 1,2 см); ритмы II порядка образовались за время от 2—3 до 4—6 лет, их мощность 3—8 см (средняя 4 см); ритмы III порядка сложились за период от 10 до 13 лет и имеют мощность более 10—15 см. Продолжительность ритмов обусловлена изменениями климата (3; 5; 11 лет).

По данным А. Бонда [294], в ленточных глинах, залегающих под верхнекаменноугольными песчаниками Ванки (Южная Родезия), четко выражены 12-летние циклы. Р. Андерсен [279] в ленточных глинах юры и девона установил циклы более крупных таксономических рангов: кроме 2—6; 8—14- и 22-летнего периодов им выделены еще более долгосрочные периоды 68—80 и 148—250 лет. По мнению названных

авторов, появление циклов высокого порядка связано с периодическим изменением солнечной активности.

### Слоистость неледниково происхождения

Сезонные наслоения чрезвычайно широко развиты в современных и ископаемых озерных отложениях неледниково происхождения. Кроме элементарных ритмов (варв), в которых различия между элементами обусловлены преимущественно разным гранулометрическим составом, отражающим периодичность аккумуляции терригенного материала, в озерных осадках неледниково генезиса известны ритмы (варвы), состоящие из иных слойков. В разрезах осадков пресных озер гумидной зоны существуют периодически повторяющиеся элементы, состоящие из слойка, обогащенного органикой (водоросли-диатомеи, харовые водоросли, остатки

фауны и продуктов ее жизнедеятельности), и слойка, обедненного органическим материалом. Таким образом возникает биогенная сезонная слоистость.

Кроме названной слоистости в озерных осадках неледникового генезиса широко развита коллоидальная слоистость, которая связывается с сезонным изменением физико-химических условий в бассейне седиментации. Наконец, нередко наблюдается диагенетическая слоистость, образующаяся в результате деятельности бактерий и изменения физико-химических условий в стадию диagenеза.

Перечисленные типы сезонного наслоения можно показать на примере донных отложений Ладожского озера. В сводном стратифицированном разрезе поздне-последледниковых отложений (общая мощность 77 см) центральной части бассейна выделяются следующие подразделения [206] (сверху вниз): илы, глины слоистые, глины гомогенные.

В каждом подразделении обнаружена сезонная слоистость разного облика. В нижнем однородном слое спорадически встречается слоистость неленточного типа. В слоистых глинах установлены годовые кольца, представленные чередованием слойков, обогащенных алевритовыми частицами, и глинистых слойков. Толщина слойков колеблется от 0,1 (и меньше) до 0,25 мм; мощность годового слоя из пары слойков составляет в среднем около 2 мм. Сверху ленточные глины перекрыты илами. Иногда на границе илов и глин наблюдаются прослойки алеврита, мелкого песка и гравия. Илистые отложения представлены бурыми (охристыми и коричневыми) и буро-оливковыми илами. Для их текстур характерна коллоидальная слоистость: чередование бурых охристо-железистых и черных гидротроилитовых слойков. В иловой толще подстилающих глинистых осадков отмечена коллоидальная слоистость типа ритмов Лизеганга.

Следы годичной стратификации, несомненно, имеются во многих биогенных и биогенно-терригенных озерных отложениях гумидной зоны. Большой интерес представляют современные биогенные сапропелевые отложения озер Белорусского Полесья [173]. Застойные условия в зимний период (дефицит кислорода, увеличение содержания углекислого газа и водорода), развитие живых организмов в летний период, несомненно, должны были зафиксироваться в виде годичной стратификации в сапропелях.

Сезонный характер озерного илонакопления в озерах гумидной и других зон был доказан обстоятельными работами Б. В. Перфильева. Им развита микрizonaльная теория, согласно которой в осадках на основе генетического принципа выделяются микрizonaны (слойки) осаждения и микрizonaны превращения. Микрizonaны осаждения [162—164] возникают в результате того, что осаждение из воды остатков жизнедеятельности планктона летом и зимой не одинаково. Микрizonaны превращения образуются в сформированном иле при переработке его организмами. Б. В. Перфильевым

отмечено весьма широкое развитие сезонной биогенной слоистости (микрозон осаждения) в современных осадках озер Северо-Запада СССР.

Сезонную периодичность ископаемых биогенных и биогенно-терригенных отложений иллюстрирует широко известная эоценовая формация Грин-Ривер, развитая в западной части США (Колорадо, Юта, Вайоминг) [287]. Формация сложена глинистыми (горючими) сланцами разной степени битуминозности и тонкозернистыми известковыми песчаниками, постоянно обнаруживающими следы периодичного сезонного наслоения. Мощность элементарных ритмов (варв), как правило, не превышает долей миллиметров. Латеральное распространение варв значительное, изменение их мощности для разных типов осадков показано в табл. 11.

ТАБЛИЦА 11  
ЛЕНТОЧНАЯ СЛОИСТОСТЬ В ОСАДКАХ ФОРМАЦИИ ГРИН-РИВЕР

| Отложения                     | Число измерений | Мощность, мм |                   | Время накопления<br>1 фута<br>(30,48 см)<br>осадков,<br>лет |
|-------------------------------|-----------------|--------------|-------------------|---|
|                               |                 | средняя      | пределы изменения |   |
| Известковые песчаники         | 32              | 1,116        | 0,600—9,80        | 250   |
| Глинистые сланцы:             |                 |              |                   |   |
| слаобитуминозные              | 268             | 0,167        | 0,014—0,370       | 2000  |
| умеренно-битуминозные         | 48              | 0,065        | 0,030—0,114       | 4700  |
| сильнобитуминозные<br>горючие | 443             | 0,037        | 0,014—0,153       | 8200  |

В общем виде ритм (варва) горючих сланцев состоит из пары слоев, в разной степени обогащенных органическим веществом. Слоек с меньшим количеством органики содержит глинистое вещество, кварц, полевой шпат и карбонаты. Контакты между соседними варвами и между слоями резкие и правильные. В некоторых наиболее битуминозных сланцах слои, обогащенные органическим материалом, имеют ясно выраженную слоистость низшего (более мелкого) порядка. В тонкозернистых известковых песчаниках слагающие ленту элементы различаются не только содержанием органического вещества, но и гранулометрически. Средняя мощность варв в этих породах в 10 раз больше, чем в горючих сланцах.

По представлениям В. Брэдли [287], темные органические прослои отражают осеннее и зимнее осаждение отмерших планктонных организмов (например, диатомей и динофлагеллат), которое следует за летним периодом интенсивного их развития в поверхностных водах. Сходные черты строения обнаруживаются в разре-

зах ряда других формаций: триасовой Локатонг, юрской Тодилто (США), девонских Красных песчаников (Шотландия) [294].

В отложениях неледниковых озер проявляются циклы и более высоких таксономических рангов. В. Б. Шостакович [269] в илах ряда озер гумидной зоны выделил циклы 2—3; 5 и 11 лет. Б. В. Перфильев [163] в осадках Сакского озера установил 10—11- и 70-летние циклы. Периодичность еще более высокого порядка обнаруживается в отложениях формаций Грин-Ривер, Локатонг, Тодилто и Красных песчаников. В разрезах формации Грин-Ривер наблюдается повторение более крупных, чем варвы, последовательностей слоев. Крупные ритмически повторяющиеся циклы состоят и из другой совокупности слоев: слабобитуминозных глинистых сланцев или мергелей и сильнобитуминозных сланцев. Средняя продолжительность накопления этой пары слоев 21,63 тыс. лет (от 16,1 до 27 тыс. лет). Соответствующий «модальный цикл» в осадках формации Локатонг состоит из двух разновидностей осадков: обломочных (глинистые сланцы, аргиллиты и мергели) и хомогенных (переслаивание аргиллитов и доломитов, доломиты).

Еще более крупная периодичность, являющаяся, пожалуй, исключением для озерных осадков, установлена в формациях Локатонг и Брансуик [294]. Она выражается в чередовании через 107—130 м серий обломочных и хомогенных осадков (Локатонг) или аргиллитов разной окраски (Брансуик). Длительность таких долгопериодических циклов оценивается в 500 тыс. лет. Крупные седиментационные циклы связываются большинством исследователей с прецессионной цикличностью [287]. Некоторые исследователи не разделяют этого мнения [347] и отдают предпочтение тектоническому фактору, привлекая для объяснения генезиса циклов идею прерывистого погружения бассейнов седиментации.

## ОСАДКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ОЗЕР

Ленточная стратификация осадков минеральных озер представляет собой широко известное явление. На территории СССР зона минеральных озер начинается на западе от дельты Дуная, тянется на восток вдоль северного побережья Черного и Азовского морей и, значительно расширяясь на территории Средней Азии, уходит в пустыни Центральной Азии. Седиментация в озерных бассейнах засушливой зоны протекает под влиянием многочисленных факторов: геологических (разрушение коренного берега и снос выветрелых продуктов в бассейн, доставка материала реками и ветром), физико-химических (химическое осаждение) и биологических. Перечисленные факторы действуют в совокупности, однако роль и значение их меняются в зависимости от конкретной геологической обстановки.

Размер водоема, его морфология, гидродинамика, гидрохимический режим, степень солености определяют отчетливость

сезонного наслоения. Для крупных озер засушливых зон сезонность в наслоении сказывается далеко не во всех типах донных отложений. Крупные озера характеризуются активным гидродинамическим режимом. Ветровые волны, достигающие 3,3 м, взмучивают осадки на глубинах до 2—3 м. Приходящем до дна волнении происходит дополнительное разделение и сортировка обломочных зерен по крупности, разрушение возникающей первичной слоистости и аэрация донных осадков. Течения, временные (сгонно-нагонные, компенсационные) и постоянные, вовлекают в движение взвешенные частицы и смыывают ранее отложенные на дне. В связи с этим влияние годового цикла седиментации практически не сказывается на глинисто-песчаных осадках, накапливающихся в прибрежной наиболее мелководной гидродинамически активной зоне. Следы сезонного наслоения в крупных водоемах сохраняются лишь в некоторых разновидностях глубоководных осадков.

Иллюстрацией может служить разрез современных и четвертичных отложений оз. Балхаш. Даже в наиболее глубоководных илах озера ленточная стратификация выражена неповсеместно. Наиболее распространенные хемогенные илы сложены карбонатно-глинистым материалом с размером частиц меньше 0,01 мм. По окраске и составу карбонатов различают известково-доломитовые (белые) и глинисто-известковые (серые) илы, отражающие лишь разные стадии солёности оз. Балхаш, что связано с вековыми колебаниями уровня воды. В биогенных илах, представленных известково-диатомовыми и остракодовыми разностями, лишь известково-диатомовые имеют явно выраженную слоистость, объясняемую В. Н. Абросовым годовым циклом [4]. Наблюдается чередование слоёв 0,5—1,5 мм белого цвета, сложенных карбонатом, содержащим скорлупки остракод и панцири диатомовых водорослей, и слоёв серого цвета, переполненных скелетными частями диатомовых водорослей и почти лишенных карбонатного материала. Первые, очевидно, соответствуют летнему периоду, а вторые — холодным временам года. Годичная стратификация озерных осадков хорошо известна благодаря работам А. А. Иванова [80], А. И. Дзэнс-Литовского [62], М. П. Фивега [240].

Седиментация в солёных озерах протекает при резко преобладающей роли физико-химических процессов. Хемогенное накопление солей осуществляется под влиянием интенсивного испарения. Гидрохимический тип воды и гидрогеологический режим накладывают специфический отпечаток на ход седиментации и вызывают формирование разных типов осадков. Во многих случаях в разрезах донных осадков наблюдается чередование илов и галогенных отложений; типичны следующие разрезы [62]: рапа (средняя мощность 0,4—1 м), илы черные (0,2—0,8 м), галогенные отложения, илы серые (1—3 м), суглинки и глины — коренные породы озерных котловин.

В зависимости от степени проявления сезонной стратификации и от роли в осадкообразовании геологического, физико-химического и биологического факторов Ю. В. Первольф [159, 160] выделил два типа донных илов: с невыраженной и с отчетливой годичной стратификацией. Во второй группе возможны более дробные подразделения.

При подчиненной роли биологического фактора годичный цикл иловых отложений выражен весенне-летними серовато-черными слоями (микроронами), сложенными, как правило, кальцитом, гипсом и кварцем, и осенне-зимними серовато-белыми слоями, представленными глинистыми частицами, кальцитом и кварцем (некоторые озера перекопской группы). При усилении роли биологического фактора сезонные микророны маркируются органическими остатками более четко: например, весенне-летние микророны сложены остатками рачков *Artemia salina*, а осенне-зимние представлены глинистыми частицами с большим количеством остатков водорослей *Dunaliella salina* (Мойнакское озеро). Мощность микророн колеблется от 0,2 до 7 мм, в среднем 1,53 мм. Первичная стратификация илов нередко нарушается при перемешивании их волнами и под влиянием биохимических и физико-химических превращений.

Донные галогенные отложения минеральных озер, так же как и илы, носят следы ярко выраженной годичной стратификации. Строение и мощность чередующихся слоев отражают различие в процессе осаждения, обусловленное колебаниями состояния раствора, гидрохимического состава вод, годовой температуры и т. п. В зависимости от географического положения озер состав соляных отложений меняется. Известны осадки галитового, сульфатного, содового и смешанного состава, когда пропластки одной соли чередуются с пропластками другой, например галит с мирабилитом.

Годичная стратификация галогенных отложений проявляется по-разному. В наиболее полном виде годичный цикл выражен тремя слоями, которые, очевидно, отражают соотношение действующих в момент осадконакопления факторов: концентрации рапы, ее солевого состава и температуры. В слои входят: глинистые накопления с примесью гипса, соответствующие периоду весенне-зимнего разбавления поверхностной рапы; «летние» соли (галит, астраханит, тенардит и эпсомит), возникающие в период летне-осеннего испарения в результате кристаллизации из рассолов; «зимние» соли (бишофит, мирабилит, сода, гидрогалит и др.), образующиеся в период осенне-зимнего охлаждения.

В других случаях (Кулябские соляные купола и Илецкая Защита) в составе годового слоя различают: слоев свободной от примеси светлой каменной соли мощностью 10—15 см и слоев каменной соли с примесью глинистого материала и ангидрита; нередко присутствует третий слой, состоящий из ангидрита и глины. Возникающая тонкая слоистость отличается необычайной

правильностью. Аномальное распределение слоев в осадках некоторых озер, очевидно, связано с локальными изменениями условий седиментации, а также в ряде случаев с процессами перекристаллизации и вторичного выпадения солей из растворов.

Таким образом, сезонная слоистость галогенных отложений проявляется в разных формах: 1) в виде слоев, возникающих вследствие химической дифференциации, выражающейся в последовательном выпадении из раствора разных солей; 2) в виде слоев другого состава, например глины или ангидрита среди основного галогенного материала. Так же как и в ленточных глинах, элементарные ритмы, возникшие в течение одного года в минеральных озерах, обнаруживают от года к году в связи с изменением климата либо уменьшение, либо увеличение мощности летних слоев, т. е. наблюдаются ритмы высоких порядков. Ритмы 2—3, 5—6, 11 лет и более длительные отмечаются А. И. Дзенс-Литовским.

Для изолированных и полуизолированных мелких бассейнов (заливы, бухты, фиорды, лагуны, лиманы, эстуарии) характерны общие особенности (режимы) осадконакопления. Седиментация в них осуществляется в переходной между сушей и морем зоне, которая отличается быстрой сменой условий осадконакопления. Наиболее типичными особенностями рассматриваемых бассейнов по сравнению с крупными морскими бассейнами являются пониженная гидродинамическая активность среды и аномальная (повышенная или пониженная) соленость вод.

В зависимости от климатических условий в бассейнах с мелкозаливными режимами формируются отложения: терригенные (песчано-глинистые, алевроито-глинистые и глинистые); карбонатные, хемогенные и органогенные (мергели, доломиты, ракушняки); соляные (сульфатные и хлоридные). Они составляют обширную группу переходных фаций: лагунных, лагунно-заливных и дельтовых. Среди них различают фации лагунные и лагунно-заливные: с притоком пресных вод — опресненные, или фации эстуариев и лиманов; с затрудненным доступом свежих вод — осолоненные; с соленостью близкой к нормальной (морской), а также фации дельт. Близкими по физико-географическим условиям к перечисленным фациям являются осадки мелководья приливных морей.

#### ЗАЛИВНЫЕ И ЗАЛИВНО-ЛАГУННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Группу полутчлененных от моря акваторий составляют небольшие заливы, бухты, губы, фиорды. Они представляют собой специфическую область аккумуляции, где формирование осадков происходит при пониженной гидродинамической активности вод. Со стороны моря эта область ограничена зоной неволнового прибрежного осадконакопления, со стороны суши контактирует с зоной континентального осадконакопления. Возникающие в перечисленных водоемах осадки слагают пестрый фациальный комплекс, отражающий региональную историю бассейна, морфологическую эволюцию берегов и смену палеогеографических обстановок. В разрезе осадков устанавливается периодичность разного порядка.

Заливные отложения исследованы на отдельных участках побережий многих морей, находящихся в разных климатических зонах и имеющих разную геологическую историю: Черного и Азовского, Каспийского, Балтийского, Белого, Японского и др. Наиболее подробно заливные отложения изучены на Черном море [146].

В качестве примера рассмотрим строение этих отложений в северо-западной части моря (Каркинитский и Каламитский заливы). Детальные исследования, выполненные Институтом океанологии АН СССР, позволили установить в разрезе голоценовых отложений Каркинитского залива неоднократное повторение определенного набора генетических типов осадков, относящихся к трем фаціальным комплексам. Элементарный цикл толщи составляют: 1) относительно грубозернистые осадки (пески, галька, гравий, ракушка, раковинный детрит) — реликты аккумулятивных тел, это фация пересыпей; 2) илистые горизонты — фации лагунных илов; 3) пески с нормальной морской фауной.

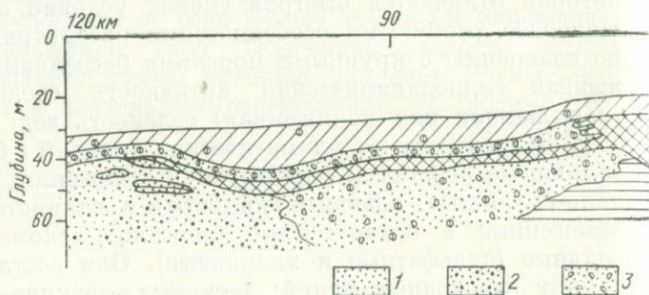


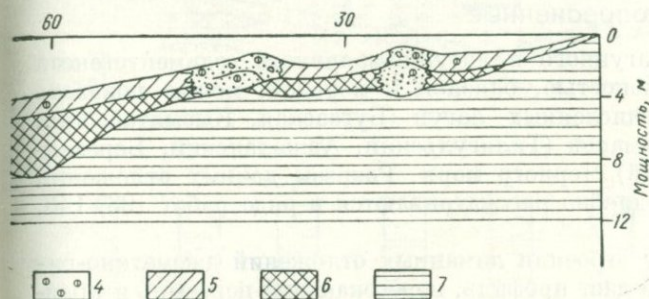
Рис. 18. Разрез донных отложений Каркинитского залива. 1 — песок; 2 — галька и гравий; 3 — раковинный детрит; 4 — ил.

В разрезе донных отложений Каркинитского залива обнаружено несколько групп реликтовых аккумулятивных тел (рис. 18). Наиболее древним является новоэвксинское, которое существовало 7—9 тыс. лет назад; затем следует бугазский реликт (5—6 тыс. лет); далее каламитский (3 тыс. лет) и группа современных тел джеметинского возраста. Со стороны берега к этим телам примыкают линзы сильно заиленных отложений, а иногда и чистых илов лагунного типа; илы преимущественно тонкозернистые с обильными растительными остатками. В линзах лагунных илов, разделяющих реликты пересыпей, установлены сезонные микрослои, свидетельствующие о проявлении мелкой годичной периодичности осадконакопления.

Периодичность чередования в разрезе грубозернистых прослоев, генетически связанных с действием прибойного потока и маркирующих положение древней береговой линии, лагунных илов с тонкой сезонной слоистостью и морских песков свидетельствует о неоднократном повторении сходных условий седиментации. Учитывая распространенность и одновременность смены прослоев на разных береговых участках Черного моря, многие исследователи [146, 147] считают такой ход процесса следствием неравномерного развития послеледниковой трансгрессии.

По-видимому, главным фактором, определяющим развитие побережья, была черноморская трансгрессия, вызвавшая повыше-

ние уровня моря за последние 8—9 тыс. лет на 35—40 м. По строению прибрежных осадков предполагается существование в ходе трансгрессии нескольких эпох ускорения и замедления. Каждый скачок, очевидно, сопровождался усилением абразии. Некоторое замедление трансгрессии приводило к появлению и миграции больших масс подвижных наносов и возникновению аккумулятивных тел (бары, пересыпи, косы и др.). При возрастании они отчленили часть акватории, где начинали формироваться лагунные осадки. Дальнейшее замедление трансгрессии и уменьшение абразии вело к дефициту наносов и отмиранию аккумулятивных тел. Новый скачок трансгрессии вызывал подъем уровня,



жений Каркинитского залива [146].

куша; ил: 5 — морской, 6 — лагунный; 7 — глинистые породы.

затопление пересыпей и усиление абразии, что создавало условия для возникновения новой генерации аккумулятивных тел. В целом в развитии процесса осуществляется как бы повторение пройденного, но каждый раз на новой основе в общем ходе трансгрессии.

Подобная периодичность в строении прибрежных толщ присуща многим морям: Балтийскому, Японскому, Берингову и др. В частности, в пределах берегов Польши прибрежные отложения также имеют сложное строение: прибрежно-морские осадки подстилаются сложно построенной илесто-песчаной толщей континентального генезиса [146]. Прибрежно-морские отложения состоят из гравийно-галечного слоя мощностью 1—1,5 м, являющегося, по-видимому, реликтом аккумулятивного тела; пластов тонкослоистого лиманного ила и перекрывающих мелкозернистых морских песков. По мнению ряда исследователей [155, 156], эти слои возникли при уровне моря на 20 м ниже современного, а захоронение их произошло при литориновой стадии трансгрессии Балтики, начавшейся около 10 тыс. лет назад.

#### ЛАГУННЫЕ И ЛАГУННО-ЗАЛИВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Собственно лагунные отложения формируются в лагунах и водоемах с повышенной или пониженной соленостью, возникающих путем отчленения от моря мелких заливов в условиях неактивного

волнового воздействия. В гумидных зонах они, как правило, опресненные, в аридных — бессточные и осолоненные. Сравнительно небольшие размеры водоемов, малая глубина и быстрая смена условий отложения осадков обуславливают пестроту физико-географических обстановок седиментации и непостоянство разрезов. Специфические черты лагунного седиментогенеза складываются под влиянием климата, рельефа окружающей суши, источников питания, солености бассейна, периодичности связи с морем и других факторов.

### Бассейны с морской соленостью и опресненные

Особенности лагунного и лагунно-заливного седиментогенеза в бассейнах с соленостью, близкой к морской, можно показать на примере многочисленных лагун (Бугазская, Кысылташская, Витязевская) и лиманов (Тилигульский, Аджалакский, Березанский, Карабушский) Черного моря. Разрезы донных отложений этих акваторий подробно рассматриваются в ряде работ [98, 146, 147].

Ясную картину строения лиманных отложений джеметино-витязевского времени дает профиль, пересекающий пересыпь и крайнюю часть Карабушского лимана по сложному направлению (юг — север — запад) (рис. 19). В разрезе залегают (сверху вниз): 1) чистые или слегка заиленные пески с небольшой примесью ракушек, мощность слоя от 0,5 до 1,85 см; 2) темно-серые глинистые илы меняющейся мощности; 3) заиленные или чистые пески с горизонтами грубозернистых песков, гравия и ракушечного детрита.

Собственно лагунные отложения состоят из илов, обнаруживающих на разных уровнях тонкую отчетливую микрослоистость с мощностью годовых слоев около 1,5 мм. При детальном изучении выявляется повторение не только пар слоев, отражающих, очевидно, сезонную смену климатических условий, но и некоторых других признаков, относящихся к отдельным компонентам осадков, например гранулометрического и минерального состава обломочной части пород. Обнаружено заметное колебание в распределении по вертикали состава и содержания аутигенных и аллотигенных аксессуарных минералов в лагунных илах джеметино-витязевского времени. В верхней части горизонта содержание тяжелой фракции невелико (1,5%), в средней заметно возрастает (2,8%), в нижней вновь уменьшается (1,7—0,6%).

Наблюдается такое же периодическое изменение коэффициента сортировки  $S_0$  обломочных частиц: в верхней части илов он равен 3,7—2,2, в средней 1,7—1,4, в нижней вновь увеличивается до 4,7. Периодичность такого рода, очевидно, так же как и годовая слоистость, связана с сезонными колебаниями климата. Сам факт существования периодичности на минералогическом и грануломет-

рическом уровнях важен для реконструкции условий образования осадочных пород.

В осадках лагун, как и в заливных отложениях Черного моря, наблюдается повторение реликтов древних пересыпей и линз лагунных илов, свидетельствующее, по мнению большинства исследователей, о периодическом замедлении и ускорении хода послед-

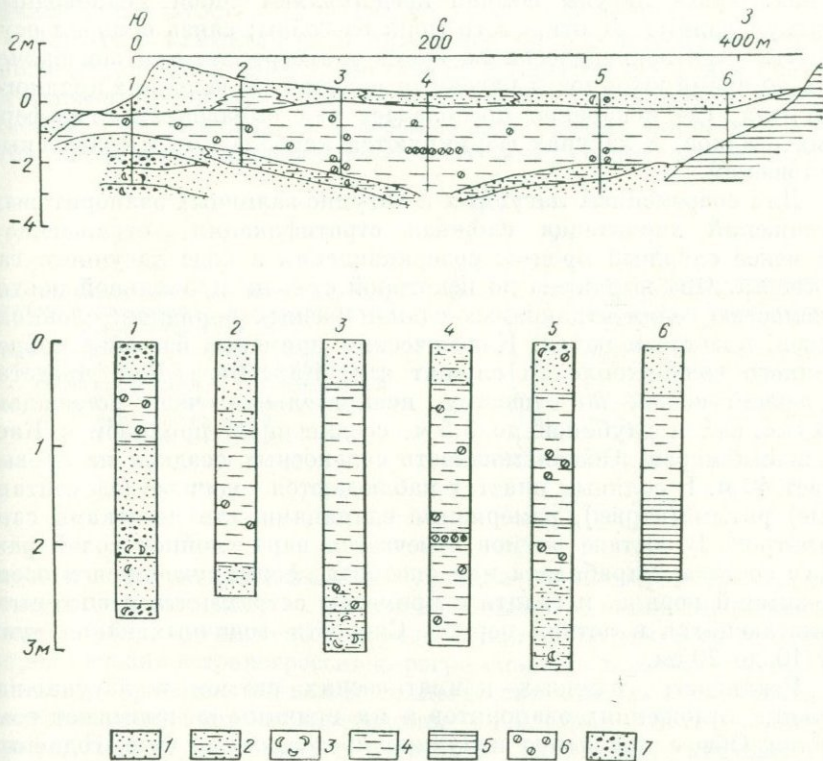


Рис. 19. Разрез через Карабушескую пересыпь и колонки отложений.

1 — мелкозернистые пески; 2 — мелкозернистые пески, обогащенные глинистым материалом; 3 — ракушечный детрит; 4 — ил; 5 — коренная глина; 6 — ракушка; 7 — гравий.

никовой черноморской трансгрессии [146, 147], вызванной периодическим эвстатическим изменением уровня океанов [143].

В лагунных и лагунно-заливных отложениях опресненных бассейнов с наибольшей отчетливостью выступает лишь мелкая сезонная периодичность. Изучение современного осадконакопления в эстуариях и лиманах показало существование в них тонкой слоистости, в которой распознаются годовичные ритмы. В осадках эстуария р. Клайд (Шотландия) Г. Мур выделяет варвы, состоящие из тонкого торфяного слоя мощностью не более 2 мм и светлого прослойка 3—7 мм. По-видимому, такие осадки могут возникать

и сохраняться лишь локально в анаэробной среде, которая препятствует разложению органического вещества, уничтожающегося при обилии свободного кислорода.

### Осолоненные бассейны

Комплекс осадков осолоненных лагун возникает в аридных зонах. Такие лагуны обычно представляют собой мелководные отшнурованные от открытого моря бассейны; связь с морем осуществляется периодически во время трансгрессии или эпизодически во время штормов и нагонных явлений. В условиях аридного климата, где испарение преобладает над выпадением атмосферных осадков, в лагунах формируются карбонатные и соленосные отложения.

Для современных лагунных и лагунно-заливных эвапоритовых отложений характерна сложная стратификация, отражающая не менее сложный процесс соленаккопления в ходе лагунного галогенеза. Она выражена до некоторой степени правильной повторяемостью седиментационных единиц разных порядков: слоек, слоев, пластов и пачек. Классическим примером бассейна современного соленаккопления служит зал. Кара-Богаз-Гол, представляющий собой, по существу, испарительную чашу площадью 18 тыс. км<sup>2</sup> и глубиной до 3,5 м, соединенную проливом с Каспийским морем. Общая мощность соленосных осадков не превышает 40 м. В соляных пластах наблюдаются годовичные (элементарные) ритмы (варвы), измеряемые единицами или десятками сантиметров. В составе ритмов отмечается пара слоев солей разного состава: мирабилита или эпсомита, формирующихся в осенне-зимний период, и галита с примесью астраханита и эпсомита, отлагающихся в летний период. Скорость годовичных накоплений от 10 до 20 см.

Реальность годовичных климатических ритмов в лагунно-заливных отложениях эвапоритов и их причины не вызывают сомнения. Общее признание получило представление, что годовичные ритмы обязаны своим происхождением изменению интенсивности испарения, концентрации и состава солей в воде лагун в разное время года.

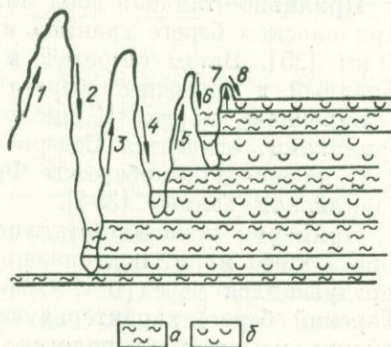
Кроме элементарных ритмов в разрезе донных отложений Кара-Богаз-Гола наблюдаются ритмы иного характера и более высокого порядка. В строении поверхностного соляного пласта установлена определенная последовательность в смене солей разного состава. Разрез его, по В. А. Вахрамеевой, выглядит следующим образом (сверху вниз): 1) эпсомит с примесью галита, включениями кристаллов ангидрита и единичных кристаллов гипса (мощность слоя до 0,3 м); 2) слабо загрязненный галит с эпсомитом и примесью астраханита и мелкозернистого гипса (1,3 м); 3) смешанная соль, состоящая преимущественно из галита с примесью астраханита и эпсомита (1—2 см); 4) смешанная соль, состоящая преимущественно из галита, полосчатая, крупнокристаллическая.

Разный минеральный состав слоев пласта объясняется определенным порядком садки солей из метаморфизирующейся рапы за время с 1939 по 1965 г. В течение первых двух лет садился только галит; затем по мере накопления магния и сульфата — галит с астраханитом; начиная с 1949 г. — эпсомит с галитом и астраханитом [63]. Во всех этих слоях в свою очередь наблюдается годичная полосчатость, то лучше, то хуже выраженная.

Наряду с климатической ритмичностью в отложениях залива наблюдается климатичность, связанная с климатическими и тектоническими причинами или эвстатическими колебаниями уровня Каспия. Она выражается в чередовании соляных пластов и пластов карбонатно-гипсовых пород. От поверхности современного

Рис. 20. Схема трансгрессий и регрессий Каспия и накопления донных отложений Кара-Богаз-Гола [63].

Трансгрессии (горизонты илов): 1 — раннехвалынская, 3 — позднехвалынская, 5 — древнекашпийская, 7 — новокаспийская; 2, 4, 6, 8 — соответствующие регрессии (пласты солей).  
а — илы; б — соли.



соляного дна до глубины 40 м бурением вскрыты еще три погребенных соляных пласта, переслаивающихся с четырьмя горизонтами карбонатно-гипсовых пород. Такая периодичность в смене пород связана с трансгрессивно-регрессивными циклами послеледникового времени: периодам трансгрессии отвечают карбонатно-гипсовые илы, а периодам регрессии — соли (рис. 20). В настоящее время Каспий переживает очередную регрессию, начавшуюся в 30-е годы 20 в. Небольшая мощность пластов соли не позволяет нам на примере зал. Кара-Богаз-Гол показать ритмы более высоких порядков, хотя они, несомненно, существуют.

### ОСАДКИ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ

В приливных морях на береговые процессы и ход осадко-накопления оказывают влияние два дополнительных (по сравнению с неприливыми морями) берегоформирующих фактора: приливо-отливные течения и регулярные колебания уровня моря. Динамика водных масс в береговой зоне таких бассейнов заметно усложняется: на волновое поле накладываются поле переменных приливных течений и периодически разнозначные изменения уровня моря, а следовательно, и глубин. Это создает единое волноприливное поле, обладающее специфическими свойствами: ослабляется

разрушающее действие волнения на берег и подводный склон и уменьшается интенсивность процессов абразии в береговой зоне.

На абразионных берегах, подверженных действию приливов, вырабатывается ровная, слабонаклонная периодически осушающаяся площадка (приливный бенч). На аккумулятивных берегах возникает широкая низкая полоса осушки — приливо-отливная отмель, или ватты (аналог приливного бенча). На открытых участках берегов она имеет слегка волнистую поверхность с неотчетливо выраженными одним или несколькими осушными валами и ложбиной, примыкающей к пляжу; на участках защищенного побережья наблюдается более ровная, слабо наклоненная к морю поверхность.

Приливо-отливная зона может быть внушительных размеров. При плоском берегу граница моря и суши перемещается на 15—20 км [25]. Ватты шириной в несколько километров окружают западный и восточный берега п-ова Канин, побережье Белого и Баренцева морей. К числу акваторий, известных высокими приливами, относится Северное море [326], бухта Мон-Сен-Мишель на западном побережье Франции [305]; бухта Чалла в Калифорнийском заливе [304].

Примером приливо-отливного побережья является береговая зона Белого моря, подверженная действию приливов и отливов, чередующихся через 6 ч. Северное и западное побережья моря (Терский берег) характеризуются довольно значительной зоной осушки, на участках пологого и горизонтального залегания дочетвертичных пород ее ширина достигает 1,5 км (устье р. Ольховка); в основном же отливная полоса не превышает 200—300 м. Изменение уровня моря достигает 4—4,5 м в районе г. Кандалакша, 6 м в районе м. Турий; максимальная высота прилива (14 м) отмечается в горле моря. Скорость приливных течений при отсутствии волнений [168] достигает на поверхности моря 17—20 см/сек (на расстоянии около 500 м от уреза полной воды) и 7—10 см/сек над осушкой. Вглубь от поверхности скорость понижается в 2—3 раза, но у дна снова возрастает почти до первоначального значения\*.

Периодические приливы и отливы и связанное с ними регулярное изменение уровня моря, неравномерное распределение волнового воздействия, разное сочетание режимов волнения со стадиями прилива и отлива вызывают появление в формирующихся осадках приливо-отливной зоны специфического комплекса слоистых текстур и текстур плоскостей напластования. В осадках защищенного приливо-отливного побережья Белого моря (например, на участке в западной части южного побережья Кольского полуострова, защищенном о. Кидерецкий от открытой акватории), представленных средне-мелкозернистыми песками

---

\* Причины повышения скорости течения у дна недостаточно ясны. —

(табл. 12), обычно наблюдается чередование прослоев песка, в разной степени обогащенных темноцветными компонентами: более темных мощностью 2—3 мм и светлых мощностью 3—5 см.

ТАБЛИЦА 12

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСКОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ ЗАКРЫТОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

| Участки | Содержание фракций (мм), % |      |       |          |          |      | Гранулометрические коэффициенты |             |             |
|---------|----------------------------|------|-------|----------|----------|------|---------------------------------|-------------|-------------|
|         | >2                         | 2-1  | 1-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | <0,1 | Медiana                         | Асиммет-рия | Сорти-ровка |
| 1       | 0,32                       | 0,80 | 5,27  | 43,70    | 49,50    | 0,25 | —                               | —           | —           |
| 2       | 0,53                       | 1,25 | 4,20  | 34,40    | 59,00    | 0,62 | 0,21                            | 1,73        | 0,09        |
| 3       | 0,44                       | 1,23 | 4,25  | 38,10    | 55,50    | 0,50 | 0,23                            | 1,85        | 0,09        |
| 4       | 0,45                       | 1,05 | 4,35  | 38,45    | 55,40    | 0,50 | 0,22                            | 1,46        | 0,10        |
| 5       | 0,50                       | 1,15 | 4,70  | 39,30    | 54,00    | 0,36 | 0,22                            | 1,19        | 0,10        |
| 6       | 0,32                       | 1,15 | 4,53  | 39,49    | 53,15    | 1,45 | 0,22                            | 1,95        | 0,09        |

В разрезах вдоль берега слойки более или менее параллельны, с отчетливыми границами. В разрезах вкрест берега заметны мелкие косослоистые серии (мощность 3—5 см), имеющие клиновидную форму и прямолинейные очертания серийных швов; слойки, обычно небольшой мощности, распределены неравномерно. Повсеместно слойки падают в сторону моря под небольшими, меняющимися от серии к серии углами (от 9 до 15°). Границы слойков отчетливые, но не резкие, часто прерывистые.

Кроме косой слоистости в песчаных осадках ваттов встречается волнистая асимметричная смещенная слоистость ряби течения разного масштаба; мощность волнисто-наслоенных серий 4—5 см. Иногда серии срезают друг друга по поверхности, имеющей форму знаков волн. В осадках ваттов бывают многочисленные впадины и карманы, заполненные преимущественно слоистым песком (слоистость заполнения и облекания) и реже неслоистым. Глубина таких микровпадин 10—15 см.

Слоистость отложений открытых приливно-отливных побережий отличается от слоистости в защищенных ваттах. Слоистость осадков и поверхность наслоения приливно-отливной отмели открытого побережья были изучены нами в районе устья р. Индера, где ширина осушки достигает 350 м. В двух взаимно перпендикулярных разрезах близ уреза (уровень моря при отливе) преобладает горизонтальная слоистость, вызываемая сменой песчаных слойков мощностью 1—1,7 см, редко 3,5—5 см, глинистыми мощностью 3—4 см. Слойки более или менее параллельны, иногда линзовидны, нередко границы их плохо выражены и прерывисты. В удаленных от моря участках отмели преобладает волнистая слоистость, нередко сильно смещенная, повторяющая

знаки ряби на поверхности. Иногда волнистая слоистость встречается в сочетании с косой мелкой быстро выклинивающейся.

На приливных осушках широко развиты микроформы в виде знаков ряби, образующие на поверхности отмели своеобразный микрорельеф. В осадках близкой крутиины возникают разные формы ряби, приуроченные к определенным зонам осушки. На пологой части морского склона и плоской вершине осушного вала рябь крупная с отчетливо выраженным, иногда сплюснутым гребнем, несимметричная — с более крутым склоном со стороны берега.

Широкое развитие рифельных структур в приливо-отливной зоне отмечалось многими исследователями ваттов. В работе В. Гентшеля [304] характеризуются формы крупной серповидной ряби на побережье Восточно-Фризских островов (Северное море). Сравнение К. Людерсом [323] знаков ряби приливо-отливной отмели с рябью, образующейся ниже уровня моря, показало, что у второй углы более пологие ( $11$  и  $3^\circ$  соответственно). Специфическую особенность поверхности приливо-отливной отмели придают следы струй течения, концентрирующиеся близ уреза воды при отливе на склоне осушного вала, обращенного к морю, и у подножья пляжа в борту ложбины, примыкающей к нему. Совокупность русел образует микродельтовую форму, раскрывающуюся в сторону моря и ориентированную в целом перпендикулярно к береговой линии. Возникающая здесь косая слоистость относится большинством исследователей к слоистости желобов стока. На распространенность этого явления на отмелях указывали Г. Рихтер и В. Гентшель [304].

Как следует из приведенного материала, в сложном строении осадков ваттов в большей мере, чем в строении осадков других фациальных обстановок, суммируется периодичность разного масштаба. Простейшим ее проявлением служит периодическое повторение пары слоев разного гранулометрического состава, отражающее элементарный ритм (прилив — отлив) в приливо-отливном процессе. В схематизированном виде формирование этой периодичности представляется следующим образом. Аккумуляция слоев осуществляется при несовпадении транспортирующей силы приливного и отливного течений. Приливное течение осаждаёт более грубый материал, утоняющийся по мере приближения к верхнему уровню моря вследствие ослабления силы прилива. Отливное течение, в общем случае менее сильное, осаждаёт более тонкие осадки. Сложная, часто меняющаяся гидродинамическая обстановка ваттов может привести и к отсутствию осадконакопления, частичному или полному размыву отложившегося ранее материала, размыву одних и заиливанию других участков ваттов.

С разной степенью отчетливости в осадках ваттов выражена ритмичность, объединенная под общим названием сезонной. Наиболее заметна ритмичность, проявляющаяся в чередовании разных по зернистости песков, гравия, гальки. Элементарный ритм в этом случае составляют прослой гравия (или гальки, или круп-

но-грубозернистого песка) и средне-мелкозернистого (или мелкозернистого) песка. Горизонты грубообломочных пород, очевидно, связаны с периодичностью штормовых условий, охватывающих нередко несколько приливов и отливов. Горизонты мелкозернистого песка, по-видимому, накапливаются при обычном отливном течении, не осложненном волнением. Такой цикл отражает периодичность аномальных явлений более крупного порядка, чем приливно-отливный цикл. Сгущение и разрежение слоев грубообломочных пород в разрезах, очевидно, соответствует осенне-зимнему и весенне-летнему периодам годового цикла.

Появление в осадках ваттов слоев с косой слоистостью пляжевого типа, по-видимому, отражает периодическую последовательность в усилении и ослаблении волнений. Эти текстуры, очевидно, связаны с наличием в зоне ваттов профилей равновесия, аналогичных профилю пляжа. Приливное течение, усиленное волнением и ветром, оказывает такое же воздействие, как и прибойный поток. Движение воды в зоне осушки, как и на пляже, в этот период имеет возвратно-поступательный характер и происходит вдоль наклонной плоскости, создаваемой сильно размытым валом.

В осадках ваттов, очевидно, должна найти выражение периодичность, связанная с миграцией уреза воды, которую вызывают ежемесячные колебания силы приливно-отливных течений. Эта периодичность должна фиксироваться в изменениях площади приливно-отливной отмели, мощностей слойков и зернистости материала в них. Такого рода наблюдения в осадках ваттов еще не проводились. Вероятно, должна существовать и периодичность более высоких порядков (многолетняя и крупнее).

## ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Реки, выносящие большие объемы аллювиального материала в устьевую часть, формируют дельты. Аккумуляция осадков определяется размерами твердого стока реки, ее режимом, направлением и скоростью неотектонических и современных тектонических движений. Дельта формируется под влиянием специфических условий взаимодействия речного стока с гидродинамикой водоема. Большое значение в развитии дельт имеет воздействие моря: волнения, сгонно-нагонные течения, приливно-отливные изменения уровня и другие факторы. Сочетание перечисленных факторов с климатическими условиями создает исключительное разнообразие комплекса дельтовых отложений, накапливающихся в разных реках.

Развитие дельт и формирование дельтовых отложений зависят от соотношения между скоростью тектонического опускания и количеством материала, выносимого рекой и идущего на построение дельты. В зависимости от соотношения этих факторов наблюдается либо преимущественное развитие ее наземной части (в условиях преобладания объема материала над тектоническим

опусканием), либо динамическое равновесие, либо преимущественное развитие подводной части дельты на предустьевом взморье (когда опускание больше объема выносимого материала).

По классической схеме Д. Барелла и В. Джонстона [311, 312], в продольном разрезе современной дельты или в вертикальном разрезе ископаемой дельты следует различать: 1) верхние отложения, наиболее грубозернистые, почти горизонтальные или слабо-наклонные; 2) отложения подводного склона на наклонном морском дне; 3) донные пласты.

Мы рассмотрим лишь отложения подводной части дельты. У крупных рек эта часть дельты достигает больших размеров. Верхняя поверхность дельт до глубин 200 м имеет ничтожный уклон. На больших глубинах наклон возрастает, а самые окраинные участки дельт у основания материкового склона становятся более пологими. Среди осадков подводной части дельт преобладают мелкозернистые песчано-глинистые, содержащие коллоидный материал, однако не исключены и грубозернистые. Основным фактором, обуславливающим величину зерна дельтовых отложений, по Д. В. Наливкину [145], является скорость течения воды. Если река доходит до устья со скоростью 4,3 км/ч, то дельта слагается галькой и грубозернистым песком; при 0,5 км/ч — только тонкозернистым песком и песчанистыми глинами; при 0,15 км/ч — чистыми и слабопесчанистыми правильно-слоистыми глинами.

Отложения подводной части дельты оседают в водоеме без особого перераспределения и поэтому имеют типичные для них текстуры и прежде всего слоистость. Последняя формируется под влиянием разнообразных движений водной среды: во-первых, продолжаются течения речного потока, во-вторых, сказывается влияние гидродинамического режима береговой зоны (волнения, временные и постоянные вдольбереговые течения). Новые текстуры образуются под воздействием результирующей этих движений. Ход седиментации осложняется процессами хемогенного осаждения, явлениями флокуляции и другими факторами. Кроме того, на процесс осадконакопления в условиях подводной части дельты оказывают влияние многолетние колебания стока реки, связанные с циклами основных климатических факторов, обусловленных в свою очередь колебаниями солнечной активности. Известно, например, многолетнее колебание стока р. Дон с двумя полными циклами 38 и 48 лет (период наблюдений 86 лет).

Таким образом, из-за действия разнообразных локальных и региональных факторов вряд ли можно ожидать в дельтовых осадках существования параллельного или иного наслоения, отражающего сезонные (годовые) колебания условий осадконакопления. Большинство исследователей, изучающих текстуры современных и ископаемых отложений подводной части дельт [25, 259, 260, 312], отмечают в качестве их типичного признака сочетание нескольких типов слоистости, среди которых основной является крупная косая перекрестная слоистость, а подчиненное

значение имеют чередующиеся с ней слоистость ряби течения и горизонтальная слоистость.

В разрезе четвертичных песчаных отложений в песчаном карьере близ Таллина, приводимом Л. Н. Ботвинкиной [25] в качестве типичного для осадков подводной части дельты, отмечается крупная, но неравномерная по мощности серий косая слоистость; мощность серий меняется от 7—10 до 60—70 см. Слойки (вогнутые, сходящиеся, мощностью 1—1,5 см, в более мелких сериях до 0,5 см) имеют довольно ясную ритмическую сортировку. Границы слоев отчетливые, подчеркиваются изменением гранулометрического состава песка внутри слоя. Основания серий также иногда имеют включения мелких галек. Наклон слоев в разных сериях, а иногда даже и внутри одной серии очень изменчив. Среди косой слоистости встречаются прослои с неотчетливой пологоволнистой слоистостью ряби.

Интересную особенность в строении осадков шельфа и континентального склона, в формировании которых значительную роль играет материал, выносимый крупными реками, обнаружили П. Н. Куприн, Ф. А. Щербаков и другие исследователи, изучавшие процессы осадконакопления в Черном и Каспийском морях. Ими отмечены следы сезонного наслоения в осадках авандельта, шельфа и континентального склона, где сказывается влияние рек. Обычно осадки авандельты (зона моря, непосредственно примыкающая к надводной части дельты) даже таких крупных рек, как Волга и Дунай, имеют небольшую мощность. Наблюдаемые в них следы сезонного наслоения связываются с периодическим колебанием в выносе реками растительного детрита. Значительная часть материала выносится в более глубоководные участки шельфа или континентального склона.

Наиболее отчетливую годовичную стратификацию обнаруживают современные осадки авандельты и периферической зоны дельты Кильского рукава Дуная. На глубинах 18—20 м в 4—5 км от края дельты залегают отложения, несомненно, связанные с выносами Дуная. Они представлены темно-серыми и коричнево-серыми алевроито-глинистыми илами мощностью от 70 до 150 см с четко выраженной тонкой слоистостью: чередуются слойки темно-серого, почти черного цвета мощностью 2—3 мм и несколько более светлые коричневатых тонов. Эта слоистость, по мнению П. Н. Куприна, Ф. А. Щербакова [101], связана с сезонным колебанием в стоке Дуная: более мощные и темные, обогащенные органическим веществом слойки отлагаются в весенне-летний период, а более тонкие и коричневатые (бедные органикой) — в зимний. Подсчет пар сезонных слоев показал, что время накопления осадков дельты 500—1000 лет.

На континентальном склоне и у его подножья на продолжении долин Днепра и Дуная в условиях «холмисто-западинного» рельефа встречаются горизонты голоценовых глинисто-сапропелевых осадков — темно-зеленых, нередко тонкослоистых илов мощно-

стью несколько десятков сантиметров [101]. Слоистость обусловлена чередованием слоев ила: темного, богатого органическими остатками и почти белого, сильно известковистого с большим количеством пелитоморфного кальцита. Мощность слоев колеблется от долей до нескольких единиц миллиметров. Слоистость носит явно выраженный сезонный характер и связана с сезонными колебаниями содержания детрита в стоке реки: накопление богатых органическим веществом слоев, очевидно, соответствует весенне-летнему периоду, а более тонких известковистых — осенне-зимнему.

Таким образом, сезонная стратификация проявляется далеко не во всех фазах дельт. Наиболее отчетливо сезонная ритмичность наблюдается в осадках авандельт и периферических частей дельт. Ее возникновение, очевидно, возможно лишь при наличии благоприятных условий: соответствующем рельефе на шельфе и континентальном склоне; отсутствии активной циркуляции в зонах, где аккумулируется приносимый тонко-взвешенный материал; значительном твердом стоке, состав которого меняется от лета к зиме.

Сезонная периодическая смена условий седиментации, несомненно, должна сказываться на особенностях механического состава осадков, формирующихся в дельтовой обстановке. Многолетние наблюдения, проводимые М. В. Кленовой в протоках дельты Волги [93], показали, что в весенний период образуются однородные песчаные илы, а в осенний — осадки с двувершинным распределением. Периодичность более высокого порядка обнаруживается в осадках устьев крупных рек. В разрезе устанавливается чередование морских и субаэральных фаций, что связано с опусканием дельт и перемещением устьев.

В предыдущих главах рассмотрены отложения минеральных озер и засоленных лагун, в которых происходит накопление сульфатов и хлоридов. Однако в геологическом прошлом, вероятно, были и другие условия осаждения эвапоритов. Широкое развитие кембрийских соленосных отложений на Сибирской платформе, девонских и пермских — на Русской (Днепровско-Донецкая, Двинско-Мезенская, Прикаспийская впадины, Припятский, Предуральский прогибы), цехштейнового моря в Западной Европе свидетельствуют о том, что образование соленосных формаций происходило в огромных эпиконтинентальных морях, вероятно мелководных.

В соленосных формациях наблюдается цикличность осадконакопления. Циклы установлены в пермских отложениях Приуралья [81], Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины [53, 95], осадках цехштейна [288, 338], каменноугольных и пермских отложениях Оклахомы и бассейна Парадокс [303, 307]. Наряду с цикличностью ангидриты и соли обнаруживают и ритмичность; годовые и многолетние ритмы изучены Г. Рихтер-Бернбургом [189] в отложениях цехштейна и некоторых других. Для примера рассмотрим нижнепермские соленосные формации Русской платформы.

В раннепермское время восточная и южная часть Русской платформы была покрыта мелководным эпиконтинентальным морем. Интенсивное соленакопление происходило в Предуральском прогибе, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах и в некоторых синеклизах северо-восточной части платформы, т. е. в областях интенсивного прогибания. Соленакопление осуществлялось не одновременно: в Донецком бассейне, на его окраинах и в Днепровско-Донецкой впадине оно началось раньше (в сакмарско-артинское время), когда на остальной территории платформы отлагались карбонатные (кальцит и доломит) и сульфатные (ангидрит) осадки. В Прикаспийской впадине и Предуральском прогибе максимум соленакопления приходится на кунгурское время.

Наиболее хорошо изучены нижнепермские отложения окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. В их составе выделяются (снизу вверх): красноцветная терригенная толща с пластами доломитов — картамышская свита (мощность 110—1200 м); глины, известняки, доломиты, ангидриты и каменная соль — никитовская свита (100—300 м); глинисто-карбонатные породы, ангидриты и каменная соль — славянская свита (150—900 м); солевые породы — краматорская свита (150—900 м). Последние три свиты имеют хорошо выраженное циклическое строение.

В отложениях краматорской свиты И. В. Галицкий [53] выделяет циклы четырех порядков. Элементарные циклы (или циклы I порядка) имеют мощность от 10 до 90 м и сложены (снизу вверх) галопелитами (алевролитами) и каменной солью. Прослой ангидрита весьма редки и приурочены к ос-

нованию слоев каменной соли. Многие циклы в своей верхней части над каменной солью имеют прослой сильвинита и калийно-магниевых солей, перекрытых небольшим горизонтом покровной каменной соли. В циклы II порядка объединяются два соседних элементарных цикла. По такому же принципу выделяются циклы III и IV порядка (рис. 21).

Следует заметить, что выделение циклов высокого порядка недостаточно обосновано и не является генетическим; название циклов (трансгрессивный и регрессивный) дано произвольно, так как они могут заканчиваться одной и той же породой — каменной солью. Всего в отложениях краматорской свиты прослежено 5 циклов IV порядка (около 40 элементарных), которым придется стратиграфическое значение.

В нижележащих славянской и никитовской свитах выделяется соответственно три и два цикла, причем уже по другому принципу: границы циклов проводятся между каменной солью и ангидритом, ангидритом и доломитом (или песчаником). В каждом цикле имеется мощный пласт каменной соли (до 10—20 м). Вероятно, такое подразделение было принято еще при геологической съемке в 30-х годах и сохранилось по традиции. Циклы славянской и никитовской свит имеют сложное строение и, вероятно, соответствуют циклам III—IV порядка краматорской свиты. Описанные циклы прослеживаются на

Рис. 21. Типы циклов соленосной формации нижней перми Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины (краматорская свита) [53].

1 — песчаники и известковые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — ангидриты; 4 — каменная соль; 5 — сильвинит; 6 — калийно-магниевая соль.  
I—IV — границы циклов соответствующих порядков.

сотни километров в Бахмутской котловине, на окраинах Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине, что, вероятно, свидетельствует о едином солеродном бассейне.

В Предуральском прогибе на территории Верхнекамской впадины соленосная формация нижней перми имеет моноциклическое строение. В разрез отложений кунгурского яруса, по данным

А. А. Иванова [81], входят следующие породы (снизу вверх): 1) известково-глинистые артинского яруса (подстилающие); 2) глинисто-ангидритовые (380 м); 3) серая каменная соль с годичными слоями (250—400 м); 4) сильвинитовая толща, состоящая из чередующихся слоев сильвина и галита (12—56 м); 5) карналлит с прослоями галита, вверху карналлит замещен сильвином (20—80 м); 6) покровная каменная соль (до 70 м); 7) толща глин, мергелей и каменной соли (до 80 м).

Однако такое моноциклическое строение является только кажущимся. При дальнейших более детальных исследованиях обнаружено, что в нижней каменной соли имеются несколько пластов глинисто-ангидрито-карбонатных породы пласт галопелитов в верхней ее части; такие прослойки глин и мергелей наблюдаются и в покровной каменной соли. Подстилающая каменную соль глинисто-ангидритовая толща также имеет сложное строение: чередование доломитов и ангидритов внизу толщи, мощный слой чистого ангидрита в средней и верхней частях слоев глин, мергелей, доломитов, ангидритов и каменной соли. Таким образом, имеется ряд соленосных циклов, среди которых наиболее мощным и полноразвитым является цикл, начинающийся в средней или верхней части серой каменной соли с годичными слоями и заканчивающийся в нижней или средней части покровной соли.

На северо-востоке Русской платформы в Двинско-Мезенской впадине, по С. М. Корневскому [95], нижнепермские отложения содержат свыше 20 элементарных циклов, состоящих из доломита и ангидрита; доломита, ангидрита, каменной соли и ангидрита; ангидрита и каменной соли (рис. 22). Мощность циклов от 10 до 30 м.

Отложения позднепермского (цехштейнового) моря Западной Европы изучены Е. Лотце, С. Н. Бубновым, Г. Рихтер-Бернбургом и др. Это море протягивалось от Прибалтики до Англии. По Г. Рихтер-Бернбургу [338], соленосные отложения цехштейна представлены четырьмя формациями: Верра  $z_1$ , Стасфуртской  $z_2$ , Ридель  $z_3$  и Верхний цехштейн  $z_4$  (рис. 23).

Формация Верра (до 250 м) содержит в основании известняк, подстилаемый медистыми сланцами, ангидрит, нижнюю каменную соль (до 100 м), калийный горизонт, среднюю каменную соль, второй (гессенский) калийный горизонт и верхнюю каменную соль (до 100 м). Вся эта толща объединяется в цикл I порядка, который содержит три цикла II порядка, которые состоят из карбонатной породы, ангидрита, каменной соли и калийных солей или из каменной соли и калийных солей. По нашим представлениям, циклы II порядка являются элементарными, т. е. циклами I порядка.

Стасфуртская формация представляет собой, вероятно, один элементарный цикл, сложенный базальным ангидритом, древней каменной солью (до 500 м) и горизонтом калийных солей. Форма-

ция Ридель (около 300 м) сложена в основании доломитом, выше залегают ангидриты, каменная соль, калийный горизонт, полосчатая каменная соль, второй калийный горизонт, ленточная соль; затем следуют соль с ангидритом, пахучая каменная соль (до 500 м), калийный горизонт, голубая каменная соль и глинистая соль. В формации Ридель можно различить пять элементарных циклов,

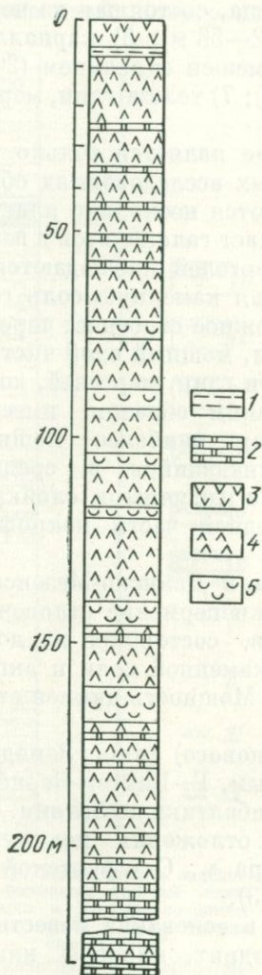


Рис. 22. Разрез пермской галогенной формации Русской платформы (р. Сухо́на) [195].

1 — глины и аргиллиты; 2 — доломиты; 3 — гипсы; 4 — ангидриты; 5 — каменная соль.

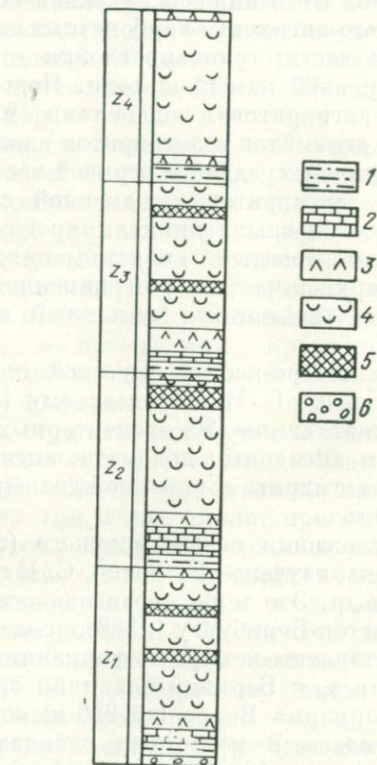


Рис. 23. Разрез галогенной формации цехштейна [189].

1 — пески и глины; 2 — карбонаты; 3 — ангидриты; соль: 4 — каменная, 5 — калийная; 6 — конгломераты и медистые песчаники.

из которых нижний имеет полное развитие (доломит, ангидрит, каменная соль, калийная соль), остальные недоразвиты (каменная и калийная соли).

Формация Верхний цехштейн начинается с базального ангидрита, затем следуют каменная соль (до 40 м) и переслаивание ка-

менной соли с глиной и глинистой каменной солью. Весь разрез заканчивается пограничным ангидритом. Таким образом, в отложениях цехштейна Западной Европы наблюдается ясная цикличность осадконакопления, в разрезе можно выделить до 15—20 элементарных циклов разного масштаба и типа.

Из приведенного обзора видно, что выделение циклов в соленосных отложениях осуществляется разными методами. Известно, что осаждение солей контролируется физико-химическими условиями среды (главным образом концентрацией растворов) и имеет определенную последовательность — от менее растворимых (карбонаты) к более растворимым (сульфаты) и к еще более растворимым (хлориды, калийные хлориды и калий-магниево-сульфаты). Эту последовательность осаждения солей и следует положить в основу выделения циклов.

По полноте развития процесса циклы могут быть полные (карбонаты, сульфаты, хлориды, калийные соли) и неполные (карбонаты, сульфаты; карбонаты, сульфаты, хлориды); симметричные (карбонаты, сульфаты, хлориды, сульфаты, карбонаты) и асимметричные (карбонаты, сульфаты; карбонаты, сульфаты, хлориды).

Циклы высших порядков, вероятно, следует выделять по полноте развития процесса галогенеза и степени асимметрии циклов — отношению мощностей регрессивной фазы цикла и трансгрессивной. Для разных формаций степени асимметрии соответствуют отношения мощностей разных слоев пород: для угленосной — подугольной части цикла к надугольной (в трансгрессивных циклах); для флишевых (условно) — зернистых пород к пелитовым; для соленосной — карбонатного, сульфатного, хлоридного и калийного компонентов к покрывающим калийные соли хлоридам, сульфатам и карбонатам (в полных симметричных циклах). Однако очень часто циклы соленосных формаций являются неполными и асимметричными.

В этом случае степенью асимметрии цикла условно можно считать отношение мощности первого компонента к мощности второго (или второго + третьего) независимо от того, какой компонент является первым (отношение мощностей: карбонатного слоя и сульфатного; сульфатного и хлоридного; карбонатного и сульфатного + хлоридного; сульфатного и хлоридного + калийных солей и т. п.). Хотя такое понимание степени асимметрии ритма условно, но оно все же дает представление о соотношении в соленосном цикле менее растворимых и более растворимых солей.

Термины трансгрессивный и регрессивный циклы по отношению к соленосным формациям имеют ограниченное применение. Большинство соленосных циклов являются регрессивными (карбонаты, сульфаты, хлориды). Трансгрессивной можно назвать в строгом смысле только вторую (верхнюю) половину симметричных циклов (хлориды, сульфаты, карбонаты).

Цикличность соленосных отложений в общем обуславливается периодическими изменениями климата (усиление или ослабление аридности) и тектоническими колебательными движениями, вызывающими повышение и понижение уровня моря. Усиление аридности климата (уменьшение количества атмосферных осадков и стока с суши, повышение интенсивности испарения) приводило к садке все более растворимых солей, и наоборот, уменьшение аридности вызывало осаждение менее растворимых солей вплоть до карбонатов и терригенного материала. Понижение уровня моря сказывалось так же, как и усиление аридности, повышение уровня вызывало противоположный результат.

На Русской платформе область накопления соленосных отложений в ранней перми была расположена в восточной, юго-восточной и южной частях огромного эпиконтинентального моря с площадью более 2,5 млн. км<sup>2</sup> и несколько прижата к суше, отделяясь от нее полосой развития терригенных песчано-глинистых осадков, иногда содержащих сульфаты. Соленосные толщи часто содержат прослой и пласты терригенных пород, а соли — примесь терригенного материала.

По Н. М. Страхову [225], эпиконтинентальное море представляло собой залив, сообщавшийся через пролив на севере с океаном. Режим в проливе определял степень солености моря и интенсивность соленакпления. Обмеление пролива во время регрессии приводило к прекращению донных течений, выносивших в океан высококонцентрированные растворы морской воды, в результате происходило осаждение наиболее растворимых калийных солей.

В позднепермском (цехштейновом) бассейне ситуация была несколько иной. Здесь наиболее растворимые соли тяготеют к центральной части бассейна, где наблюдается и максимальная мощность соленосных отложений. Механизм образования солей и периодичность их осаждения Н. М. Страхов объясняет тектоническими и гидрологическими причинами. Цехштейновое море Западной Европы было огромным заливом, соединявшимся с океаном относительно узким проливом, расположенным между Англией и Норвегией. В проливе существовало поверхностное течение из океана и донное течение тяжелых засоленных вод в океан. Режим пролива, положение его дна и преобладание то одного, то другого течения вызывали изменение состава осаждающихся солей.

Таким образом, и на Русской платформе, и на территории Западной Европы соленакпление происходило согласно с теорией баров, но в очень крупных эпиконтинентальных морях. Это находит подтверждение в новейших данных и неогеновом галогенезе на значительной части Средиземного моря. Вместе с тем огромные размеры эпиконтинентальных морей перми (до 2500 км по меридиану и более 1000 км по широте на Русской платформе, около 1700 км по широте в Западной Европе) дают некоторые основания

сомневаться в правильности теории баров применительно к этим случаям. Здесь, вероятно, важен психологический фактор: если примеры современных солеродных лагун встречаются очень часто, то огромные эпиконтинентальные моря, где бы шло соленакопление в современный период, не известны.

В этом аспекте интересны исследования Н. А. Архангельской и Н. В. Григорьева [4] по кембрию Сибирской платформы. На основании анализа фактического материала и физико-химических расчетов они показали возможность осолонения крупных эпиконтинентальных морей, свободно сообщавшихся с океаном. Интенсивное испарение вызывает компенсационный подток вод и принос все новых и новых порций солей. При испарении соленость увеличивается только в поверхностном слое, но благодаря волнению воды перемешиваются до дна и соленость осредняется. Скорости оттока более соленых вод в океан при больших размерах моря незначительны, а дрейфовые течения вряд ли могли играть существенную роль. Таким путем происходило осолонение крупных эпиконтинентальных морей на участках, наиболее удаленных от океана.

Соленосные отложения (полосчатые ангидриты, каменная соль и др.) обнаруживают также годовые ритмы (варвы). Годичные и многолетние ритмы детально изучены Г. Рихтер-Бернбургом [189] в отложениях цехштейна и некоторых других формациях. Ленточные ангидриты цехштейна состоят из двух слоев: белого ангидрита мощностью 0,5—3 мм и темного битуминозного карбоната мощностью 0,01—0,1 мм. Слой белого ангидрита осаждается в течение весенне-летнего периода, когда испарение наиболее интенсивно; осенью и в начале зимы осаждаются карбонатный прослой и масса отмирающего планктона. В полосчатой соли также отмечается пара слоев: белой чистой соли, осаждаемой летом, и ангидрита — зимой.

Г. Рихтер-Бернбургом изучены многочисленные разрезы ангидритов и солей по керну буровых скважин и измерены мощности годовых слоев в 45 тыс. варв. В результате установлено присутствие anomalно толстых или тонких варв, которые проявляются через 5—6, 9—12 (11), 35, 85—105, 170—210 и 400 варв (или лет). Многолетние ритмы эвапоритов связываются с изменениями климата, обусловленными колебаниями солнечной активности (рис. 24).

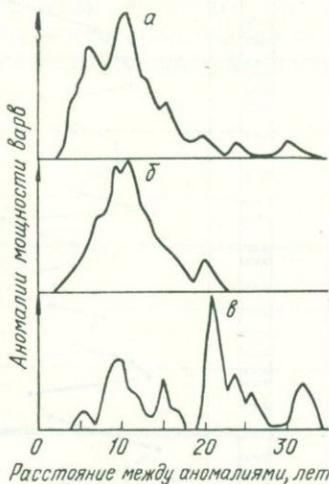


Рис. 24. Отражение циклов солнечной активности в различных эвапоритах [189].

Цехштейн: а — каменная соль (2897 прослоев), б — ангидриты (5019); в — сарматские ангидриты Сицилии (1460).

Для выявления многолетних ритмов эвапоритов может быть рекомендована иная методика — по кривым изменения степени асимметрии годовичных ритмов (отношению мощностей летних и

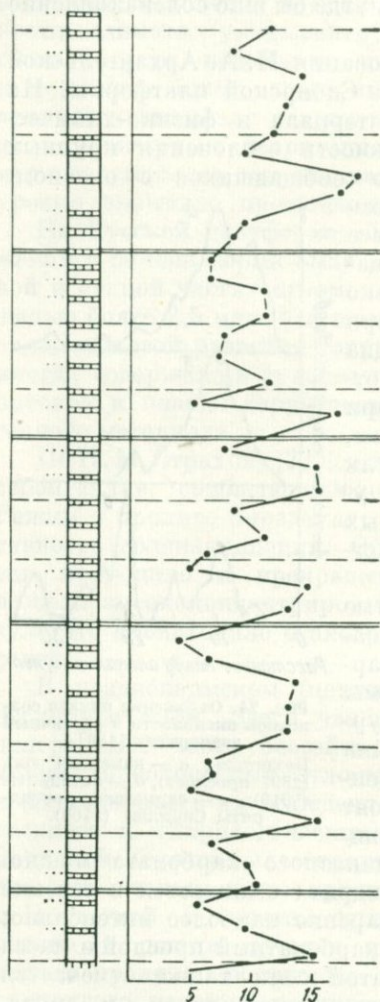


Рис. 25. Ритмичность разных порядков в пермских ангидритах [116].

Слои: 1 — зимние, 2 — летние; 3 — кривая изменения степени асимметрии ритмов I порядка. I—III — границы ритмов соответствующих порядков.

зимних слоев). Против колонки разреза строится кривая степени асимметрии годовичных ритмов, или ритмов I порядка. Ритмы II порядка выделяются, когда степень асимметрии после постепенного уменьшения вновь резко увеличивается. Ритмы III и более высоких порядков определяются таким же образом. В образце полосчатого ангидрита цехштейна нами установлены ритмы I порядка (годовые), ритмы II порядка, образовавшиеся за период от 2 до 6 лет, и ритмы III порядка, возникшие за 11—13 лет [116] (рис. 25).

В заключение следует рассмотреть вопрос о продолжительности накопления циклов соленосных формаций. Данные по зал. Кара-Богаз-Гол и некоторым минеральным озерам показывают, что за год осаждается слой галита мощностью от 10 до 20 см. Годичные слои каменной соли цехштейна имеют мощность 3—15 см, ангидритов — 0,5—3 мм, карбонатов — 0,01—0,1 мм. Если принять среднюю мощность годовичных слоев соли 10 см, ангидрита 2,5 мм и карбонатов 0,05 мм, то

соленосные циклы мощностью от 10 до 100 м, сложенные целиком галитом, образовались за 100—1000 лет; ангидритом — 4—40 тыс. лет; карбонатом — 200—2000 тыс. лет. Следовательно, формирование циклов разного состава имело разную продолжительность. Так,

циклы, состоящие из ангидрита и каменной соли в пропорции 1 : 2, возникли за 1,5—15 тыс. лет, в пропорции 2 : 1 — за 2,5—25 тыс. лет; циклы из доломита и ангидрита в пропорции 1 : 1 отложились за 72—720 тыс. лет, в пропорции 2 : 1 — за 131—1310 тыс. лет; циклы из доломита, ангидрита, каменной соли в пропорции 1 : 2 : 2 образовались за 42—420 тыс. лет.

Таким образом, элементарные циклы соленосных формаций (за исключением циклов с карбонатными породами) возникли в сравнительно короткие промежутки времени — от 1 до 20 тыс. лет. Конечно, эти подсчеты являются весьма приближенными, но они могут быть проконтролированы количеством годовичных слоев. Интересно, что определение продолжительности образования пачки ангидритов цехштейна мощностью 8—10 м по годовичным слоям дало результат 20—30 тыс. лет [189].

Паралические угленосные формации широко распространены в отложениях фанерозоя, особенно каменноугольной и пермской систем. Мы рассматриваем цикличность угленосных формаций главным образом на классическом примере прекрасно изученного Донецкого бассейна. Также уделено внимание среднекаменноугольным красноцветно-пестроцветным меденосным формациям паралического типа с циклами седиментации, имеющими такырные фации вместо угольных. Подобные отложения встречаются сравнительно редко и изучены значительно хуже.

Осадконакопление паралического типа связано с колебаниями положения границы между сушей и морем, т. е. с многократно повторяющимися наступлениями и отступлениями моря, создающими циклическое строение разрезов. Предположение о периодической смене морских и континентальных осадков высказывалось еще М. В. Ломоносовым [118], а в конце 60-х годов 19 в. Н. А. Головкинским [57]. Однако идея циклической седиментации оформилась значительно позднее в Северной Америке. В 1872 г. И. Ньюберри [330] считал циклами седиментации группы отложений, чередующихся между собой и представленные каждая в отдельности континентальными, морскими и мелководными отложениями.

В конце 19 в. Ф. Н. Чернышев и Д. И. Лутугин, основываясь на ритмической повторяемости различных типов пород, создали стратиграфическую схему расчленения карбоновых отложений Донбасса. Повторяемость в чередовании известняков с углями и песчано-глинистыми породами констатируется для Донбасса и в работах П. И. Степанова [222]. В 20—30-х годах 20 в. цикличность осадконакопления устанавливается в североамериканских угленосных бассейнах [346, 349, 351 и др.], а также в Рурском, Северо-Французском и др. [335].

Изучение паралических угольных бассейнов СССР показало широкое разнообразие фаций, наличие цикличности отложений и значительный диапазон в свойствах разных типов циклов. Цикличность угленосной толщи была выявлена в Подмосковном [28, 236, 265], Кизеловском [33], Карагандинском [69—71], Донецком [55, 108, 110, 111], Кузнецком [22, 75], Печорском [82] бассейнах. Сущность фациально-циклического метода исследования заключается в тесном сочетании принципа цикличности с фациальным анализом. Взаимосвязь генетических типов отложений внутри цикла, как подчеркивает Ю. А. Жемчужников [72], является второй закономерностью циклического строения толщ (первая —

относительная повторяемость); она позволила подойти к вопросу о направленности изменений внутри одного цикла, установить постепенное, хотя и заметное перерождение циклов во времени от одной свиты к другой.

Вопросы цикличности рассматриваются в работах Ю. А. Жемчужникова [69—71, 75], Г. А. Иванова [82—84], Л. Н. Ботвинкиной [22—24], Н. В. Логвиненко [110, 111], А. П. Феофиловой [238, 239], М. И. Ритенберг [183—185], П. П. Тимофеева [231, 232], Е. А. Слатвинской [214—216], А. В. Македонова [123], П. Даффа, А. Халлама, Е. Уолтона [61] и многих других. В большинстве исследований подчеркивается наличие в угленосных формациях, в частности паралических, многопорядковой цикличности [22, 76, 214, 216, 238, 239 и др.].

На причины цикличности существуют разные точки зрения. В этой связи можно указать теории: климатическую Х. Ванлесса и Ф. Шепарда [349], по которой явление цикличности связывается с чередованием ледниковых и межледниковых эпох в позднем палеозое; прерывистых опусканий [335]; медленных колебательных движений земной коры (Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, П. В. Васильев, А. П. Феофилова и многие другие); сочетания эвстатических колебаний уровня Мирового океана, вызванных движениями морского дна, и местных дифференциальных тектонических движений [353]. Привлекаются даже представления о неравномерном уплотнении осадков на фоне прогибания [306].

Теории, связывающей явление цикличности с колебательными движениями земной коры, придерживаются большинство исследователей, работавших в различных угольных бассейнах. Среди советских геологов она является наиболее общепринятой. Эта теория дает возможность удовлетворительно объяснить основные черты цикличности, такие как разнообразие парагенезисов фаций, их пространственные взаимопереходы, периодические изменения мощности и строения циклов по площади.

### ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ

Выделение циклов в разрезе базируется на анализе фаций и их сочетаний, поэтому естественно вначале кратко охарактеризовать литогенетические типы и фации паралических угленосных отложений (на примере среднего карбона Донбасса). Следует указать, что применявшаяся нами методика при разграничении литогенетических типов и фаций и полученные результаты в общем согласуются с данными Ю. А. Жемчужникова и др. [76]. Нами дополнительно выделены фации заливов и приморских озер. Фация понимается как совокупность физико-географических условий отложения осадка на данном участке, выраженных в одном или нескольких литогенетических типах, тесно связанных между собой.

Циклы паралических угленосных отложений включают многочисленные литогенетические типы и фации, принадлежащие трем группам: континентальной, переходной и морской.

## I группа — континентальные фации

**Аллювиальные отложения.** Это осадки приустьевых частей рек. В разрезах наиболее хорошо выражены отложения руслового аллювия, значительно меньшую мощность имеют отложения поймы.

**Фация русла.** Объединяет три литогенетических типа: AP-1 — гравелит, песчаник крупно-, разноразмерный, несортированный (прил. 1, а), обычно приурочен к нижней части разреза аллювиальных толщ; AP-2 — песчаник крупно-, средне-разноразмерный с ритмической сортировкой и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью (прил. 1, б); AP-3 — песчаник средне- и мелкозернистый с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью.

**Фация поймы.** AP-1 — песчаник мелкозернистый с мелкой косой слоистостью и прослоями пород с тонкой горизонтальной слоистостью; AP-2 (прил. 1, в) — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый с косой мелкой сходящейся, косоволнистой, горизонтально-волнистой прерывистой слоистостью и прослоями алевролита мелкозернистого, слоистость подчеркнута распределением растительного детрита; AP-3 — алевролиты с горизонтальной, прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, присутствует растительный детрит; AP-4 — аргиллит, алевролит мелкозернистый, тонкогоризонтально-слоистый с растительными остатками хорошей сохранности.

**Болотные отложения.** Фация заболоченных прибрежно-морских равнин. B-1 — алевролит, реже песчаник мелкозернистый, неслоистый, редко с неясной горизонтальной и прерывистой слоистостью, с отдельными корневыми остатками и растительными обрывками; B-2 — алевролит, иногда песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой слоистостью, присутствуют отдельные корневые остатки; B-3 — алевролит, иногда песчаник мелкозернистый с корневыми остатками, с неправильной мелкой волнистой, сопровождающейся текстурами взмучивания слоистостью, участками неслоистый с мелкими сидеритовыми конкрециями, округлыми, корневидными («подпочва») (прил. 1, г); B-4 — аргиллит, алевролит с комковатой текстурой и корневыми остатками (почва угольного пласта — «кучерявчик») (прил. 1, д).

**Фация проточных болот.** BP-1 — аргиллит углистый, залегает в виде маломощных прослоев и линз в угольных пластах, а также в их кровле и почве; BP-2 — аргиллит углистый, листоватый с растительными остатками хорошей сохранности.

**Фация сапропелевых болот и озер.** BC — сапропелиты.

**Фация торфяных относительно подвижных (БТП) и относительно устойчивых болот (БТУ) — угли гумусовые.**

## II группа — фации переходные от континентальных к морским

**Фация прибрежных озер.** ПО-1 — песчаник, алевролит мелкозернистый с тонкой неправильной прерывистой горизонтально-волнистой и прерывисто-линзовидной слоистостью, подчеркнутой различием гранулометрического состава и распределением растительного материала; ПО-2 — алевролит с отчетливой горизонтальной правильной слоистостью, отражающей различия гранулометрического состава и распределения растительного материала, в отдельных случаях слоистость похожа на слоистость ленточного типа; ПО-3 — алевролит мелкозернистый, аргиллит с обильными растительными остатками хорошей сохранности.

**Фация выносов рек (подводная часть дельты).** PR-1 — песчаник мелко- и среднезернистый с косой разнонаправленной слоистостью без ритмической сортировки материала; PR-2 — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с прерывистой горизонтальной и пологой косой слоистостью (прил. 2, а), в отдельных прослоях присутствует довольно грубый растительный детрит, остатков фауны нет; PR-3 — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с пологой косой прерывистой слоистостью и полуокатанными включениями алевролита.

Фацция пересыпей, кос и баров. ПП-1 — песчаник мелко- или среднезернистый с подчиненными прослоями алевролитов и разнообразной слоистостью: асимметричной перекрестно-волнистой (прил. 2, б), мелкой косой вышоложивающейся и др.; ПП-2 — песчаник мелко- или среднезернистый с горизонтальной неясной слоистостью и неокатанными включениями алевролита и аргиллита.

Фацция прибрежной части лагун. ПВЛ-1 — песчаник, мелкозернистый, реже среднезернистый, с неправильной мелкой и прерывистой косоволнистой и горизонтально-волнистой слоистостью (прил. 2, в), на плоскостях напластования значительное количество растительного детрита; ПВЛ-2 — переслаивание алевролитов, песчаник мелко-, тонкозернистый с неправильной мелкой горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, с текстурами взмучивания; ПВЛ-3 — переслаивание алевролитов, песчаник тонкозернистый, с неправильно-линзовидной слоистостью и большим числом ходов илоедов (прил. 2, в); ПВЛ-4 — тонкое переслаивание алевролитов, слоистость тонкая неправильно-линзовидная и горизонтально-волнистая.

Фацция лагун. Л-1 — аргиллит, алевролит мелкозернистый с фауной опресненных вод (прил. 2, д), преобладают антракозиды, слоистость горизонтальная; Л-2 — аргиллит, алевролит мелкозернистый с линзовидными конкрециями сидерита; Л-3 — алевролит мелкозернистый с прибрежной фауной опресненных вод (*Carbonicola*, иногда филоподы) и растительными остатками; Л-4 — аргиллит черный с мелкой фауной опресненных вод (филоподы, иногда антракозиды) и обильными растительными остатками, характерны скопления прита, чаще по растительным остаткам; Л-5 — алевролит мелкозернистый, довольно однородный, неслоистый, участками с неотчетливой горизонтальной слоистостью; Л-6 — алевролит мелкозернистый с горизонтальной слоистостью и значительным количеством остатков растений на плоскостях напластования.

Фацция прибрежной части заливов. ПВЗ-1 — песчаник мелкозернистый, иногда тонкозернистый с асимметричной перекрестно-волнистой слоистостью, отражающей в основном различия гранулометрического состава; ПВЗ-2 — переслаивание алевролитов, песчаник тонкозернистый с линзовидной, иногда неправильной слоистостью (прил. 3, а); ПВЗ-3 — переслаивание алевролитов, песчаник мелкозернистый, иногда тонкозернистый, с неправильной линзовидной слоистостью, нарушенной большим числом крупных ходов илоедов; ПВЗ-4 — тонкое переслаивание алевролитов, слоистость тонкая горизонтальная и линзовидная, иногда прерывистая.

Фацция заливов. З-1 — аргиллит, реже алевролит мелкозернистый с прибрежной фауной, присутствуют антракозиды (чаще *Najadites*, реже *Anthraco-myia* и мелководно-морские пелециподы *Schizodus*, иногда *Sanguinolites* и др.); З-2 — аргиллит, алевролит мелкозернистый с конкрециями в виде цепочек (прил. 3, б); З-3 — аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородный, неслоистый, участками с неотчетливой горизонтальной слоистостью, содержит редкие мелкие остатки растений.

### III группа — морские фацции

Фацция прибрежной части моря. ПМ-1 — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый с перекрестно-волнистой (мульдообразной) слоистостью (прил. 3, в), чаще симметричной; ПМ-2 — песчаник мелкозернистый, известковый с обломками раковин; ПМ-3 — крупное переслаивание алевролитов, чередование слоев мощностью от 1—2 см до нескольких десятков см, слоистость крупнолинзовидная; ПМ-4 — переслаивание алевролитов, слоистость линзовидная, довольно равномерная, четкая, присутствуют текстуры оплывания и взмучивания, иногда следы илоедов; ПМ-5 — переслаивание алевролитов, мощность слоев от 1—2 мм до 1—2 см (прил. 3, в), слоистость линзовидная, реже горизонтальная; ПМ-6 — тонкое переслаивание алевролитов, мощность слоев от долей миллиметра до 1—2 мм.

Фация зоны морских течений. МТ-1 — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, однородный, с косой крупной разнонаправленной пологой слоистостью; МТ-2 — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый или алевролит крупнозернистый однородный, неслоистый, без органических остатков.

Фация алевролитовых осадков моря. МА-1 — алевролит мелкозернистый с редкими тонкими прослоями крупнозернистого, горизонтально-слоистый, местами пологоволнисто-слоистый; МА-2 — алевролит мелкозернистый, однородный неясно-горизонтально-слоистый, фауна отсутствует или встречается редко (обедненный комплекс с небольшим количеством видов пелеципод *Sanguinolites*, *Myalina*, *Sch zodus*, из брахиопод могут быть встречены редкие продуктиды, иногда *Lingula*).

Фация глинистых осадков моря. М-1 — аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, без фауны и конкреций, однородный, с тонкой горизонтальной и микрогоризонтальной слоистостью, остатков флоры нет, в разрезе чаще залегает над биоморфными известняками; М-2 — аргиллит, реже алевролит мелкозернистый с поясками — цепочками конкреций, обычно кальцитовых, сидерито-кальцитовых, реже сидеритовых, слоистость тонкая горизонтальная, иногда макроскопически плохо заметна, растительные остатки отсутствуют, макрофауны обычно нет, в разрезе залегает над аргиллитом с фауной морских пелеципод или над биоморфными известняками; М-3 — аргиллит, аргиллит алевролитистый, реже алевролит мелкозернистый с морской фауной, присутствуют брахиоподы, криноиды, морские пелециподы, слоистость тонкая горизонтальная и микрогоризонтальная; М-4 — аргиллит, реже алевролит мелкозернистый, известковистый, часто с морской фауной.

Фация карбонатных осадков моря в зоне прибрежной и мелководной. Включает значительное число типов известняков [6], наиболее распространенный МИП-1 — известняк глинисто-детритовый (прил. 3, д).

Фация карбонатных осадков моря в зоне, удаленной от берега. Основные литогенетические типы МИУ-1—3 принадлежат к группе биоморфных известняков: водорослевый, фораминиферовый (прил. 3, е) и фораминиферово-криноидный с брахиоподами.

Осадконакопление в паралических условиях характеризуется, как видим, разнообразием обстановок седиментации и генетических типов отложений. Закономерное периодическое чередование отложений перечисленных фаций во времени формирует цикличность строения разреза.

### ЦИКЛЫ I ПОРЯДКА (ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ)

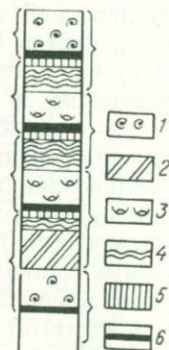
Большинство исследователей приходят к выводу, что выделение циклов в разрезе должно базироваться на анализе фаций и их сочетаний. Ю. А. Жемчужников и Е. П. Брунс [75], П. В. Васильев [33], Е. А. Слатвинская [214], А. Э. Ульмер [236] и многие другие прослеживают циклы с учетом закономерностей изменения фациального состава отложений. Л. Н. Ботвинкина [22] подчеркивает, что в основу выделения циклов должны быть положены, во-первых, фациальный состав и закономерная смена одних фаций другими, во-вторых, чередование или смена фациальных комплексов в разрезе, в-третьих, распространение этих двух признаков на достаточно большой площади. Г. А. Иванов придает важное значение выявлению основных градулометрических цик-

лов I порядка [83], которые, с его точки зрения, служат основным звеном угленосных формаций; при этом он подчеркивает необходимость выяснения фациальной обстановки, в которой происходило образование этих циклов. Мы также считаем, что основной единицей, слагающей угленосные формации, являются циклы I порядка, или элементарные [183].

Циклы I порядка — это комплексы отложений нескольких фаций, генетически связанных между собой и закономерно сменяющихся друг друга; мощность циклов 8—17 м. Исходя из природы явления цикличности за начало цикла можно принять любой из двух переломных моментов в характере чередования фаций, что сопровождается изменением гранулометрического состава и отвечает началу трансгрессивного или регрессивного процесса. Одни

Рис. 26. Положение нижней границы седиментационных циклов.

Отложения: 1 — морские, 2 — прибрежно-морские, 3 — лагунные, 4 — прибрежно-лагунные, 5 — заболоченных прибрежно-морских равнин, 6 — торфяных болот (уголь).



исследователи принимают за начало цикла изменение фаций в сторону трансгрессии (рис. 26, слева), другие — в сторону регрессии (рис. 26, справа). Удобнее пользоваться вторым способом отсчета. В этом варианте за начало цикла принимается появление первой регрессивной фации, что сопровождается обычно укрупнением материала терригенных осадков.

В пользу этого варианта говорят следующие соображения: 1) угольный пласт в этом случае занимает центральную (или близкую к ней) часть цикла и не отрывается искусственно от вмещающих его отложений, с которыми он генетически связан и по характеру которых можно судить об условиях угленакопления; 2) повышается возможность установления более точной синонимии угольных пластов, а также выявления причин их исчезновения из разрезов, так как параллелизация разрезов в этом случае базируется на сопоставлении целых комплексов отложений, а не только угольных пластов, которые при другом варианте начала цикла должны сопоставляться в первую очередь; 3) более отчетливо намечаются циклы разных порядков; 4) облегчается корреляция разрезов с учетом цикличности формаций разных типов, в том числе угленосных и безугольных.

Внутри цикла паралической угленосной толщи всегда наблюдаются два ряда отложений закономерно сменяющих друг друга фаций: один — в направлении от морских условий к континентальным (регрессивный), другой — от континентальных к морским (трансгрессивный). Первая часть цикла является подугольной, вторая — надугольной. Стадию заболачивания (в паралических условиях это маломощные отложения болотных и торфяно-болотных фаций), связанную с более или менее стабильным положением данной местности (развитие континентальных условий), называют средней (переходной); часто ее относят к трансгрессивному ряду. Регрессивная и трансгрессивная части циклов обычно представлены разными фациями; относительно более крупнозернистые отложения с большим разнообразием литогенетических типов и фаций свойственны регрессивному периоду.

Циклы угленосной толщи обычно содержат пять-восемь слоев пород и четыре-шесть слоев отложений разных фаций. Нижняя (регрессивная) часть циклов в условиях среднего карбона Донбасса представлена в основном отложениями аллювиальными, приморских озер, прибрежной части лагун, дельт, баров, прибрежно-заливными и прибрежно-морскими; верхняя (трансгрессивная) — тонкозернистыми отложениями озер, лагун, заливов и моря (рис. 27). Но в строении цикла каждой точки площади обычно не отмечается присутствия всех фаций. В период регрессии на площади одновременно существуют дельты, бары, лагуны, и разрез цикла в одной точке площади включает отложения баров или лагун, а в другой — дельту. В период трансгрессии на участках, расположенных дальше от моря, накапливаются в основном лагунные отложения, вблизи моря преобладают морские осадки, на промежуточном участке отлагаются и лагунные и морские.

Типизация циклов может проводиться по фациальному признаку (состав фаций, диапазон их изменения, фациальный характер начала и конца цикла), содержанию угля в цикле, мощности циклов и характеру их строения (сложность, степень асимметрии, количество фаций в регрессивном и трансгрессивном рядах). Типы циклов, выделенные по составу фаций, получают наименование по группам фаций, в которых начиналось и кончалось накопление цикла. Например, в разрезе свиты  $S_6^b$  Донбасса разграничены циклы: морские  $l_6$ , аллювиально-лагунные  $l_1$ , лагунные  $l_2^1$ , лагунно-морские  $l_4-l_5$ .

Рассмотрим последовательность чередования литогенетических типов и фаций в некоторых из этих циклов. Так, в аллювиально-лагунном цикле  $l_1$  в подугольной части сменяются снизу вверх фации: руслового аллювия (песчаники типов AP-1 и AP-2), поймы (АП-1) и заболоченных прибрежно-морских равнин (Б-4), выше следуют отложения торфяного болота (пласт угля  $l_1$ ). К верхней (надугольной) части цикла приурочены отложения лагун (тип Л-1 с остатками солоноватоводной фауны). В лагунном цикле  $l_2^1$  в нижней части присутствуют прибрежно-лагунные алевритовые

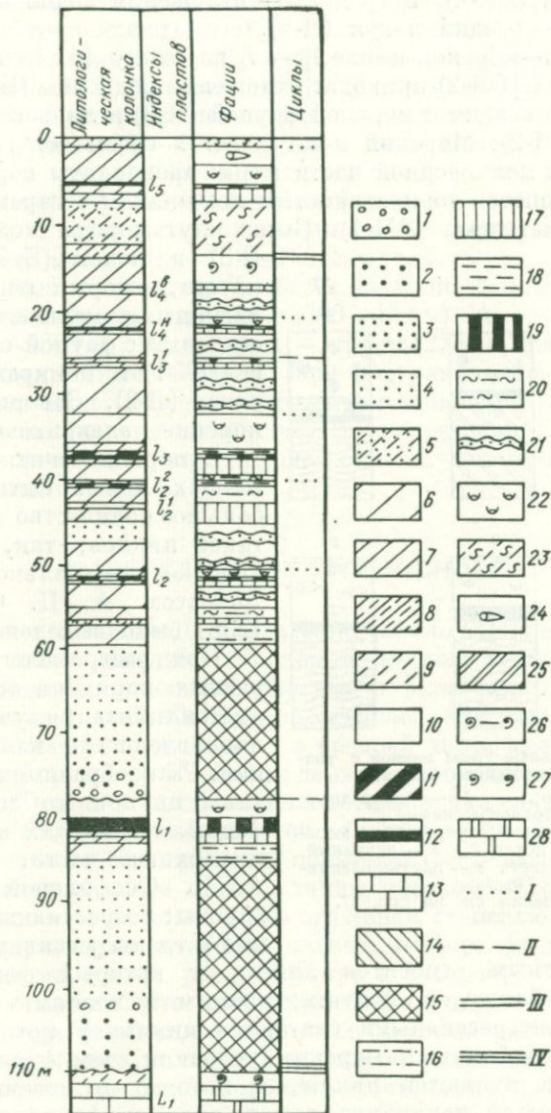


Рис. 27. Периодичность чередования фацци в разрезе нижней части свиты  $S_2^6$  (Донецкий бассейн).

I — конгломераты мелкогалечные; песчаники; 2 — крупно-, 3 — средне-, 4 — мелко-, 5 — тонкозернистые; алевролиты: 6 — крупно-, 7 — мелкозернистые; 8 — чередование алевролитов крупно- и мелкозернистых; 9 — аргиллиты алевролитистые; 10 — аргиллиты; 11 — аргиллиты углистые; 12 — уголь; 13 — известняки; фацци: 14 — речных выносов, 15 — русла, 16 — поймы, 17 — заболоченных прибрежно-морских равнин, 18 — проточных болот, 19 — торфяных болот, 20 — приморских озер, 21 — прибрежной части лагун, 22 — лагун, 23 — прибрежной части заливов, 24 — заливов, 25 — прибрежной части моря, 26 — алевроитовых осадков моря, 27 — глинистых осадков моря, 28 — карбонатных осадков моря.

I—IV — границы циклов соответствующих порядков.

отложения (ПВЛ-4), в средней — отложения подпочвы (тип Б-3), в верхней — осадки лагун (Л-5).

В лагунно-морском цикле  $l_4^b - l_5$  на смену фации прибрежной части лагун (ПВЛ-2) приходят отложения подпочвы (Б-3) и мелкоалевритовые осадки с морской фауной (М-3) и линзовидными конкрециями (М-2). Морской цикл имеет в своем основании фации прибрежной мелководной части моря: алевриты переслаивания (ПМ-2) сменяются тонкозернистым песчаником с перекрестно-волнистой слоистостью (ПМ-1). Выше идут породы подпочвы (тип Б-3) и почвы (Б-4) угольного пласта, который перекрывается лагунными мелкоалевритовыми осадками с фауной опресненных вод (Л-4) и конкрециями сидерита (Л-2). Завершают цикл морские алевритовые осадки.

В паралических угленосных толщах может быть намечено большое количество фациальных типов циклов; так, в среднем карбоне центрального района Донбасса А. П. Феофиловой [238] было выделено 16 типов.

При разграничении циклов разных порядков основной является типизация, учитывающая направленность изменения фаций. Разнообразные фациальные типы циклов по соотношению фаций, слагающих их нижнюю и верхнюю части, объединены А. П. Феофиловой в три группы: регрессивные, однородные и трансгрессивные (рис. 28).

К регрессивным относятся циклы, у которых фации верхней части ближе к континентальным условиям, чем фации нижней; трансгрессивными считаются циклы, у которых фации верхней части ближе к морским условиям, чем фации нижней. Однородными являются циклы, у которых отложения нижней и верхней частей накапливаются в сходных фациальных условиях. Так, лагунный цикл  $l_3^a$  может быть причислен к однородному типу, а лагунно-морской  $l_4 - l_5$  — к трансгрессивному.

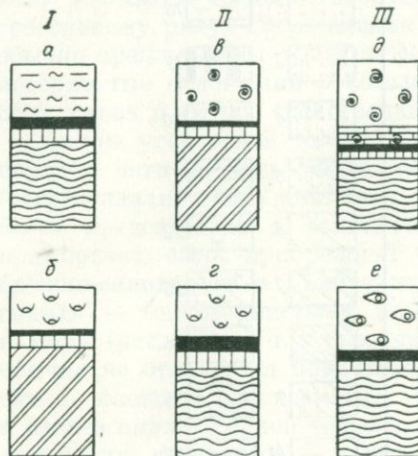


Рис. 28. Фациальные типы циклов с разным соотношением фаций.

I — регрессивные; II — однородные; III — трансгрессивные.

Циклы: а — лагунно-озерный, б — море-лагунный, в — морской, г — лагунный, д — лагунно-морской, е — лагунно-залив-ный.

Усл. обозначения см. на рис. 27.

К регрессивным относятся циклы, у которых фации верхней части ближе к континентальным условиям, чем фации нижней; трансгрессивными считаются циклы, у которых фации верхней части ближе к морским условиям, чем фации нижней. Однородными являются циклы, у которых отложения нижней и верхней частей накапливаются в сходных фациальных условиях. Так, лагунный цикл  $l_3^a$  может быть причислен к однородному типу, а лагунно-морской  $l_4 - l_5$  — к трансгрессивному.

## ЦИКЛЫ ВЫСШИХ ПОРЯДКОВ

Для разреза паралических угленосных формаций характерно сложнотицическое строение; наличие многопорядковой цикличности подчеркивается многими авторами [26, 110, 215, 238, 239

и др.]. Закономерное изменение фациального состава и строения циклов дает возможность разграничивать циклы разных порядков. Для выделения циклов высшего порядка удобнее методика, разработанная А. П. Феофиловой [238]: по направленности изменения фаций. Прослеживание в разрезе циклов II порядка (мезоциклов) мощностью 30—50 м основано на чередовании трех типов элементарных циклов: регрессивных, однородных и трансгрессивных. По тенденциям в изменении фациального состава и строения циклов II порядка в разрезе выделяются циклы III порядка (макроциклы) мощностью 100—150 м и т. д.

Так, в угленосной толще Донбасса известны циклы IV порядка, по объему соответствующие свите (300—450 м), V порядка — ярусу (900—1300 м), VI порядка — ярусу (2700—3300 м), VII порядка — отделу (более 5000 м). При разграничении циклов разных порядков целесообразно учитывать и изменение степени асимметрии. По направлению к верхней (трансгрессивной) части мезоцикла и циклов высшего порядка степень асимметрии циклов I порядка уменьшается.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕННОСТИ

В угленосной толще Донбасса установлено закономерное сложнопериодическое изменение мощности циклов, степени их асимметрии, мощности угольных пластов и ряда других признаков [238, 239 и др.] А. П. Феофилова отмечает, что наибольших значений эти показатели достигают в средней части мезоцикла (циклов высших порядков). По нашим данным, со средней частью (переходной фазой) циклов II и более высокого порядка связана наибольшая мощность угольных пластов, значительная (но не всегда наибольшая) мощность циклов и повышенная степень асимметрии. Самые угленасыщенные циклы, таким образом, обладают достаточно большой мощностью и значительной степенью асимметрии. Для них характерны наиболее полный «набор» фаций и сравнительно равномерное их распределение в разрезе.

Можно отметить, что изменения мощности угольных пластов в большей мере зависят от степени асимметрии цикла, чем от его мощности. Излишне сильное или слабое развитие регрессивной фазы цикла, так же как и наиболее значительное развитие трансгрессивной фазы, не способствует оптимальному развитию угленосности, хотя мощность цикла при этом велика.

На примере угленосных отложений ряда угольных бассейнов СССР нами установлено закономерное изменение отношений мощностей циклов и их частей, явление унаследованности и суммирования мощностей [184, 185]. Высказано предположение, что в вертикальном разрезе отношения мощностей циклов и их частей (пластов угля, отложений регрессивной и трансгрессивной фаз) образуют прогрессию с членами вида  $1,5^n$  ( $n = 0, 1, 2, 3, \dots$ ). Этой

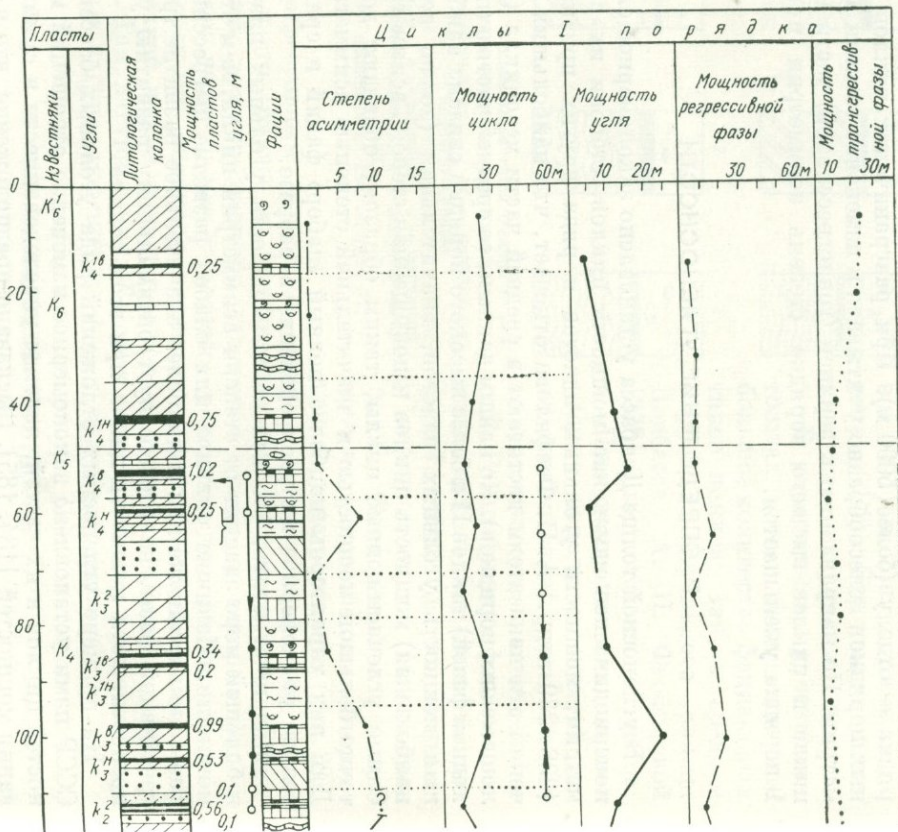
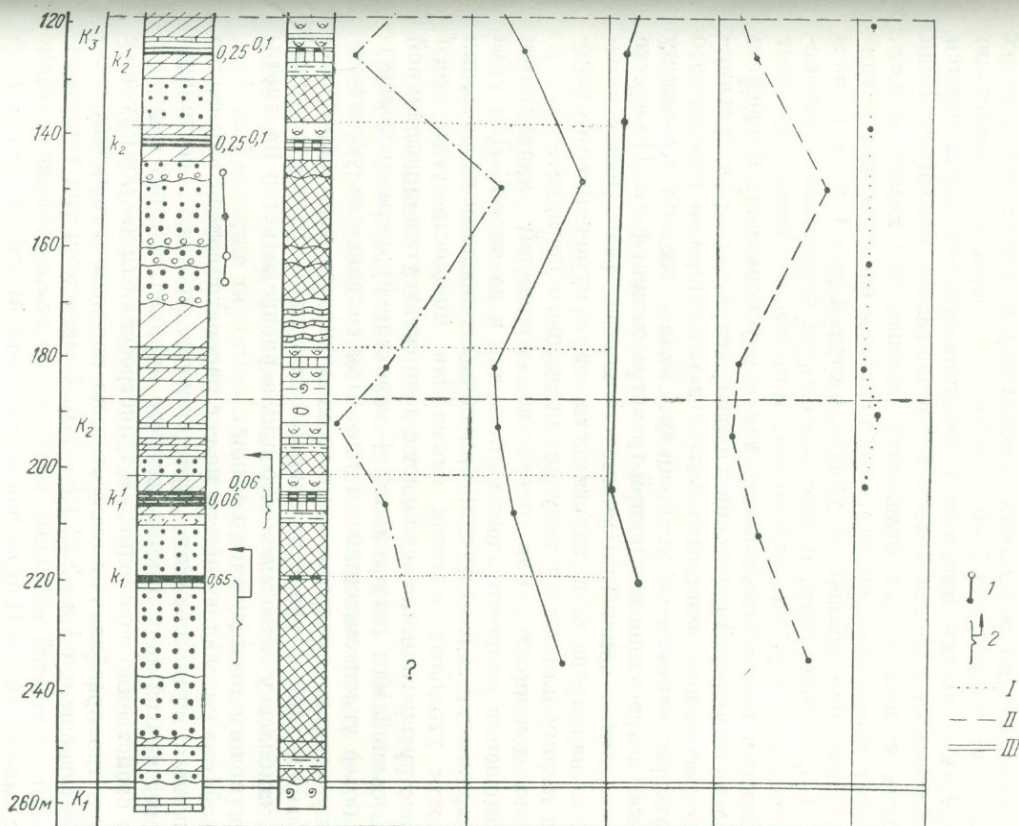


Рис. 29. Цикличность строения и распределения мощностей в разрезе угленосных отложений нижней части свиты  $S_2$  (Донбасс).  
 1 — суммирование; 2 — унаследование.  
 I—III — границы циклов соответствующих порядков.  
 Остальные усл. обозначения см. на рис. 27.



закономерности \* подчиняется обычно от 60 до 80% отношений (с точностью 10%).

В качестве примера рассмотрим нижнюю часть свиты  $S_2^5$  Донбасса (рис. 29). Границы циклов разных порядков по данным А. П. Феофиловой [236] и нашим совпадают. Разрез представляет собой один макроцикл (цикл III порядка) близкого к регрессивному типу и содержит 4 мезоцикла (цикла II порядка).

Мощность большинства циклов I порядка 11—18 м. Повышенные мощности циклов и пластов угля чаще приурочены к средней части мезоциклов. Мощность отложений регрессивной фазы относительно велика в нижних мезоциклах и сокращается вверх по разрезу; трансгрессивной, наоборот, возрастает вверх по разрезу. Отношения мощностей соседних циклов определяются как частное от деления большей мощности на меньшую. Если мощность вышележащих отложений больше, чем нижележащих, результат имеет знак «плюс», при обратном соотношении — «минус». Отношения мощностей укладываются в ряд  $1,5^n$ , т. е. значение 1,5, по-видимому, можно принять за коэффициент изменения мощности в угленосной толще. Изменение мощностей может происходить как с замедлением, так и с ускорением. В среднем мощность отложений регрессивной фазы сокращается на протяжении регрессивного мезоцикла чаще с замедлением, а переходного и трансгрессивного — с ускорением. Таким же по характеру является возрастание мощностей трансгрессивной фазы. Но вместе с тем характер изменения мощностей данной фазы может и несколько варьировать в зависимости от приуроченности мезоцикла к тому или иному типу цикла высшего порядка.

Унаследованность, или равенство, мощностей проявляется в соотношении мощностей как циклов, так и их частей. Для угля это выражается в следующем: при общей тенденции возрастания мощности угольных пластов суммарная мощность угля всего предшествующего цикла совпадает с мощностью угля определенной (регрессивной или регрессивной + переходной) фазы вышележащего более угленасыщенного цикла. При сокращении угленосности в условиях опускания территории мощность угля определенной (переходной + трансгрессивной или только трансгрессивной) фазы наиболее угленасыщенного цикла распределяется на протяжении целого последующего цикла.

Свойство унаследованности может рассматриваться как форма проявления суммирования, что присуще циклам, состоящим не менее чем из трех циклов низшего порядка. Обычно суммирование свойственно переходным и трансгрессивным частям крупных циклов, где преобладают относительно нерезкие изменения мощностей (отношения 1,5—2,2; 1,5—3,3). Намечаются три типа соотношения мощностей угольных пластов при суммировании, связанные с типом циклов II и высшего порядков. В этих циклах с наи-

\* Лучше говорить о тенденции, а не о закономерности. — *Прим. ред.*

более развитой регрессивной фазой (обычно это циклы регрессивного типа) самый угленасыщенный цикл приурочен к верхней части разреза, а мощность его угольных пластов такая же, как в предшествующих циклах того же порядка. В циклах, имеющих симметричное строение (однородный тип), наиболее угленасыщенный цикл расположен в средней части разреза и мощность заключенного в нем угля равна сумме мощностей угля ниже- и вышележащих циклов. В циклах с наиболее развитой трансгрессивной фазой (трансгрессивный тип) самый угленасыщенный цикл приурочен к нижней части разреза, и мощность его угля равна сумме мощностей угля последующих (обычно двух) трансгрессивных циклов.

Указанные закономерности в соотношении мощностей свидетельствуют об определенной правильности колебательных движений в период накопления угленосной толщи.

### ИЗМЕНЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА, МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ ЦИКЛОВ ПО ПЛОЩАДИ

Для карбоновых отложений Донбасса фациальные изменения циклов и их частей прослеживаются как в пределах небольших площадей, где они связаны с частными изменениями положения береговой линии, так и на всей площади бассейна, что обусловлено общим распределением суши и моря. Положение суши на юго-западе и направление морских трансгрессий с северо-востока определяют развитие в западной части бассейна в основном аллювиально-лагунных и лагунных циклов; в северо-восточной части преобладают морские циклы. Таким образом, фациальные изменения разновозрастных циклов происходят в соответствии с общими направлениями изменения палеогеографической обстановки и фациальных зон.

Фациальные изменения прослеживаются как в регрессивной, так и в трансгрессивной части циклов, причем с большим диапазоном в регрессивной части. Но в целом интенсивность фациальных изменений варьирует в зависимости от приуроченности данного цикла к той или иной части цикла высшего порядка. Так, относительно меньшие фациальные изменения в трансгрессивной фазе циклов I порядка характерны для тех циклов, которые приурочены к началу трансгрессивной фазы циклов III, IV и более высоких порядков. Более медленные фациальные изменения в регрессивной фазе циклов I порядка наблюдаются в средней части (переходной фазе) циклов высшего порядка.

Несмотря на фациальную изменчивость внутреннего строения каждого цикла, циклы в целом выдерживаются в пространстве и могут быть прослежены на всей площади Донецкого бассейна. Этому способствуют сохранение особенностей комплекса регрессивных и трансгрессивных фаций и направленность изменения фаций в цикле. При появлении аллювиальных отложений циклы

можно проследить благодаря тому, что количество ярусов аллювиальной толщи обычно соответствует количеству циклов среднего разреза, где разновозрастный интервал представлен лагунными, болотными и другими осадками.

При сопоставлении разрезов в направлении увеличения общей мощности отложений отмечается усложнение строения и расщепление циклов. Пределом расщепления для Донбасса является переход цикла из одного порядка в другой. Наиболее значительные

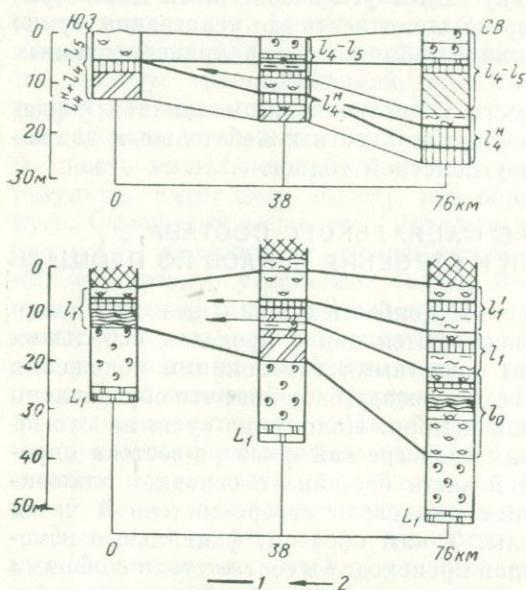


Рис. 30. Расщепление пластов и циклов свиты  $S_2^6$  (Донбасс) [76].

Сопоставление: 1 — угольных пластов, 2 — циклов.  
Усл. обозначения фаций см. на рис. 27.

сивный цикл  $l_1$ , приуроченный к началу цикла III порядка  $l_1 - l_5$ , расщепляется в направлении с юго-запада на северо-восток и превращается на расстоянии 76 км в мезоцикл, состоящий из трех циклов. Мощность интервала возрастает от 9 до 38 м, т. е. в 4,2 раза. Одновременно угольный пласт  $l_1$  расщепляется на три пласта:  $l_1$ ,  $l_1'$  и  $l_1''$ . На этом же расстоянии трансгрессивный цикл  $l_4^3 - l_5$  превращается в два цикла:  $l_4^4$  и  $l_4^5 - l_5$ . Мощность интервала возрастает от 15 до 30 м, т. е. всего в 2 раза. Угольный пласт расщепляется на пласты  $l_4^4$  (два проросла) и  $l_4^5$ .

Установлено [184, 187], что изменения мощности циклов в целом и их частей, степени асимметрии циклов, суммарной мощности угля происходят дифференцированно в соответствии с числовым рядом  $1,5^n$ ; эти изменения подчинены многопорядковой

изменения прослеживаются в направлении с запада на восток, где наблюдается усложнение строения и расщепление почти каждого цикла, сначала на подциклы, а затем на самостоятельные циклы. В конечном итоге простой цикл западного разреза переходит к востоку в цикл высшего порядка. Чаще это происходит в результате усложнения средней (болотной) части цикла. В направлении с юга и с севера к центру бассейна также отмечается увеличение мощности и расщепление циклов.

Прослеживается разный диапазон расщепления циклов разного типа (рис. 30). Так, регрес-

цикличности. Наиболее медленные изменения отмечаются для циклов, связанных с переходной и с началом трансгрессивной фазы циклов высшего порядка. При сопоставлении разрезов параличских толщ следует учитывать указанные общие тенденции изменения циклов по площади.

На материале Донецкого бассейна выявлено [135], что на разных расстояниях и в разных направлениях корреляционное значение имеют циклы разных порядков. На расстоянии 50 км и приуроченности разрезов к одной фациальной и тектонической зоне стратиграфическими единицами являются циклы I порядка; на расстоянии 100—150 км и при переходе в разные фациальные зоны — циклы II порядка; на расстоянии 130—150 км и более и при переходе в разные фациальные и тектонические зоны (т. е. при изменении фациального состава отложений и их мощности) стратиграфическое значение приобретают циклы III порядка (макроциклы).

Периодические латеральные изменения мощности и строения циклов и их частей являются отражением многопорядковой цикличности вертикального разреза. На фоне крупной латеральной периодичности существует и более мелкая, но также закономерная. Она может быть прослежена по изменению мощности и строения пластов угля, а также мощности и литолого-фациального состава отложений вмещающего уголь цикла. О закономерном проявлении локальных движений на площади в известной мере свидетельствуют данные о расщеплении угольного пласта  $k_3$  в Лисичанском районе [277], о миграции участков локальных движений в Центральном районе [76] Донбасса. М. И. Ритенберг [185] на примере угольного пласта  $m_3$  и ряда других пластов среднего карбона установила волновой (сложнопериодический) характер изменения мощности угольных пластов Донбасса, что подтверждается также исследованиями В. Н. Волкова [49].

**Пласты угля.** Изучение латеральных периодических изменений показало, что мелкие волны, охватывающие один период изменения мощности угольного пласта (минимум — максимум — минимум), имеют протяженность 3—5 км (рис. 31). Средние волны, выделенные с учетом соподчинения относительно больших мощностей угля соседних (двух, трех) мелких волн, имеют протяженность 9—14 км. По этому же принципу прослежены крупные волны. Таким образом, протяженность волн I—IV порядков составляет 3—5, 9—14, 30—40 и 100—120 км. Подобные волны выделяются и для вмещающих отложений (регрессивной и трансгрессивной частей цикла). Латеральная периодичность, вероятно, обусловлена закономерной дифференциацией колебательных движений по площади.

Прослеживаются и закономерные соотношения мощностей в волнах, подчиняющиеся в 60—70% случаев ряду  $1,5^n$ . В качестве примера можно указать угольный пласт  $l_5$ . На профиле длиной более 80 км виден сложнопериодический (волновой) характер

изменения его мощности по простиранию. На фоне общего уменьшения мощности пласта к юго-востоку отмечаются явления унаследованности. Наименьшее значение мощности в одной из средних волн, составляющих первую крупную волну, наследуется в очередной крупной волне и становится здесь наибольшим и т. д.

**Вмещающие отложения.** Как уже подчеркивалось, в изменении мощности и литолого-фациального состава вмещающих пород

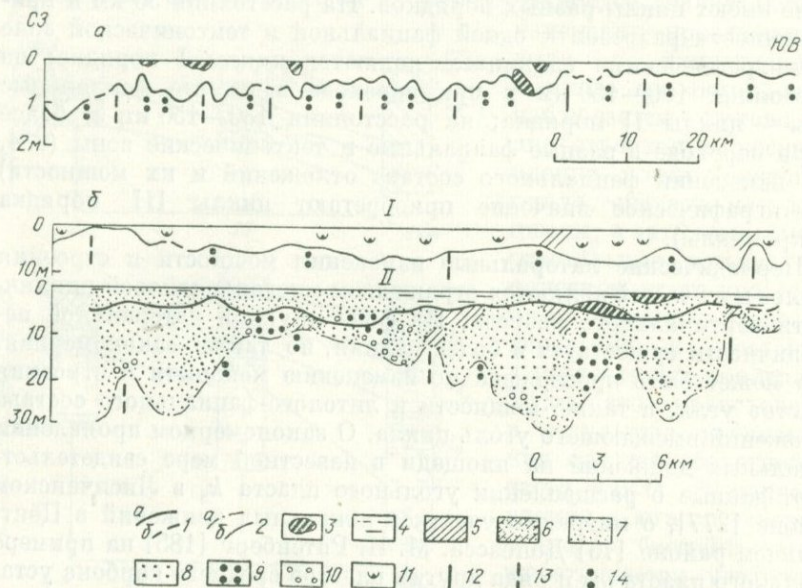


Рис. 31. Сложнопериодический (волновой) характер изменения мощности угольного пласта  $l_8$  (а) и вмещающих пород (б) в Красноармейском районе (Донбасс).

*I* — отложения лагун и заливов, покрывающие пласт  $l_8$  (трансгрессивная часть цикла); *II* — пласт  $l_8$  и подстилающие отложения, в основном аллювиальные и болотные (регрессивная часть цикла).

Изменение мощности: 1 — угольного пласта (а — по данным бурения, б — по данным каротажа), 2 — вмещающих отложений (а — подстилающих, б — покрывающих); 3 — линзы углистого аргиллита; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; песчаники; 6 — тонко-, 7 — мелко-, 8 — средне-, 9 — крупнозернистые; 10 — прослои мелкогалечных конгломератов; 11 — остатки фауны; границы волн: 12 — крупных, 13 — средних, 14 — мелких.

(регрессивных и трансгрессивных отложений цикла) намечаются волны той же протяженности, что и для пластов угля. В средней части волн наряду с увеличением мощности подстилающих пластов угля отложений обычно возрастает крупность материала. Это аллювиальные крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники — осадки прибрежной части заливов. Наряду с укрупнением терригенного материала часто ухудшается его сортировка. К границам волн приурочены песчаники мелко-, иногда тонкозернистые и алевролиты. На этих относительно стабилизированных участках более часто наблюдаются неслоистые породы. Отложения трансгрессивной части циклов, перекрывающие угольные пласты, —

это осадки лагун, заливов и моря; в средней части волн они наиболее тонкозернистые (аргиллиты, иногда с прослоями известняка) и обычно заключают в себе фауну.

Изучение латеральных периодических изменений угольных пластов и вмещающих пород имеет теоретическое (уточнение характера тектонических движений) и практическое (детальная корреляция разрезов, прогноз угленосности) значение.

## ЦИКЛЫ ПАРАЛИЧЕСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ РАЗНОГО ТИПА

Общая направленность тектонического режима и развития процесса осадконакопления при образовании паралических угленосных формаций определяет особенности фациального состава и строения циклов. По преобладающей направленности изменения фаций и циклов в разрезе могут быть разграничены регрессивные, однородные (нейтральные) и трансгрессивные типы угленосных формаций [186].

### Регрессивные формации

В качестве примера формаций с заметной регрессивной направленностью осадконакопления можно указать отложения угленосного карбона Карагандинского бассейна, для которых, так же как и для других угленосных формаций, характерно сложноциклическое строение. На протяжении разреза происходят значительные изменения фациального состава и строения циклов. Характеристика их приведена по данным Е. А. Слатвинской [214—216]. Циклы нижней части разрезов (ашлярикская свита и низы карагандинской) можно рассматривать как паралические. Особенностью их является небольшое количество морских горизонтов и отсутствие известняков (рис. 32). Циклы типичны для прибрежно-морского осадко- и угленакопления.

Нижний цикл 1 (мощность 16 м) включает угольный пласт  $a_{17}$  (мощность 0,1 м). В цикле сильно развита подугольная часть — песчаники подводных дельт. Переходная и надугольная части цикла развиты слабо. Вышележащий цикл 2 (24 м) включает угольный пласт  $a_{16}$  (3,25 м), состоящий преимущественно из углистых аргиллитов, на долю чистого угля приходится лишь 0,62 м. Цикл имеет мощную подугольную часть, сложенную среднезернистыми песчаниками подводной дельты. В переходной части развиты отложения приморских озер и торфяных болот; надугольную часть составляют отложения приморских озер. В направлении от цикла 1 к циклу 2 снижается роль текучих вод, что сказывается на уменьшении степени асимметрии от 11,6 до 3,7. Циклы 1 и 2 объединены в цикл II порядка (мезоцикл) мощностью 40 м.

Цикл 3 (22,7 м) включает сложный угольный пласт  $a_{15}$  (2,03 м), на долю чистого угля приходится 1,32 м. Хорошо развита подугольная часть — среднезернистые песчаники подводной дельты, степень асимметрии равна 4. В цикле 4 отчетливо развиты все три фазы. Подугольная часть цикла (17,6 м) также представлена среднезернистыми песчаниками подводной дельты; переходная (7,5 м) — алевритовыми песчаниками зарастающих приморских озер и торфяных болот ( $a_{14}$ ); надугольная — темно-серыми лагунно-заливными

аргиллитами с редкой фауной брахиопод. Степень асимметрии цикла равна 0,9.

Цикл 5 — безугольный, уменьшенной мощности (9 м). Нижняя часть развита слабо (алевритовые песчаники фации подводных отмелей), верхняя часть (фаза опускания) мощностью 7,9 м представлена лагунными алеврити-

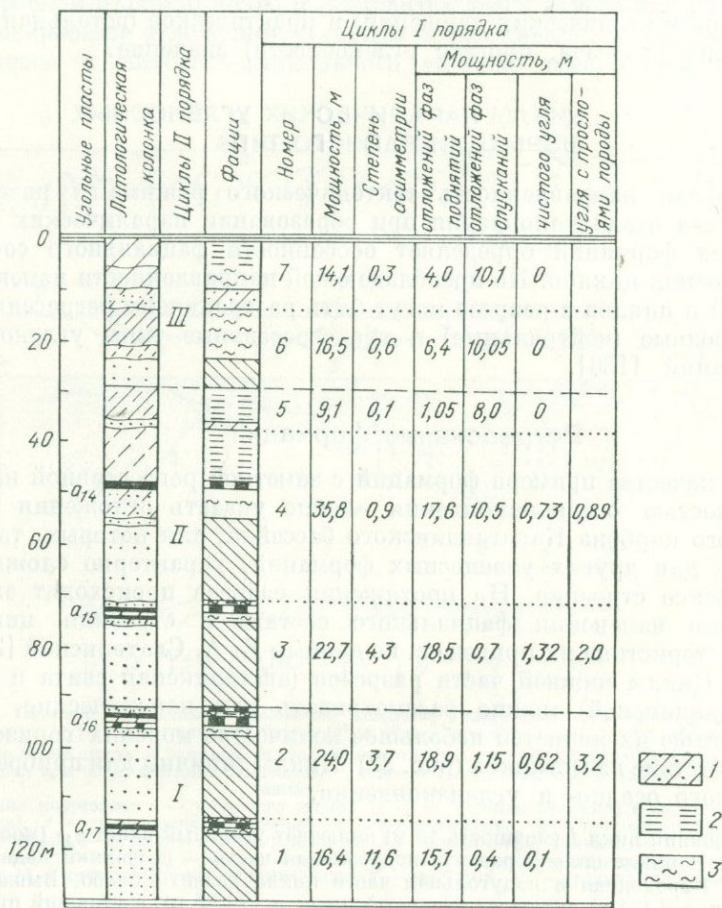


Рис. 32. Строение цикла III порядка из разреза нижней части ашляриковской свиты (Карагадинский бассейн) [215].

Прибрежно-морской комплекс, фаши: 1 — песчаных отмелей, 2 — прибрежного мелководья, 3 — заливов и лагун. Остальные усл. обозначения см. на рис. 27.

стыми аргиллитами. Степень асимметрии от цикла 3 к циклу 5 уменьшается от 4 до 0,1. В этом же направлении снижается роль отложений текучих вод и изменяется фашиальный состав отложений. Песчаники подводных дельт из нижних частей циклов 3 и 4 в цикле 5 сменяются алевритовыми песчаниками фации песчаных отмелей. Эти изменения послужили основанием для объединения циклов 3, 4 и 5 в мезоцикл II (67 м). Залегающий выше мезоцикл III состоит из элементарных циклов, в которых преобладают осадки заливов,

лагун и прибрежного мелководья. Мезоциклы I—III образуют один макроцикл (цикл III порядка).

В качестве примера углеобразующего цикла карагандинской свиты \* можно указать цикл с угольным пластом  $k_{12}$ . Мощность цикла 17,3 м. Значительно развиты его нижняя и средняя части. Подугольная часть включает аллювий рек с замедленным течением, средняя (9 м) состоит из отложений нарастающих пойм, озера и застойного торфяного болота. В верхней (надугольной) части цикла (2 м) преобладают отложения мелководного пресного озера.

Один из безугольных циклов надкарагандинской свиты [216] имеет мощность 5,8 м. Подугольная часть (1,8 м) состоит из озерных отложений; средняя часть (переходная фаза) имеет мощность 1 м, представлена отложениями слабожестководного мелководного нарастающего озера (алевролит с железисто-известковистыми конкрециями по корням); верхняя часть цикла (фаза опускания) мощностью 3 м включает отложения слабожестководного мелководного озера (аргиллит зеленовато-серый со столбчатыми известковистыми конкрециями).

В циклы долинской свиты входят различные континентальные фации, среди которых в большей мере развиты озерные и болотные.

Один из углеобразующих циклов тентекской свиты имеет мощность 35,3 м. В подугольной части развит аллювий быстротекущих рек, в средней — отложения застойного, заболачивающегося озера (аргиллит темно-серый и аргиллит углистый) и торфяного болота (пласт угля  $m_6$  мощностью 0,7 м); верхняя (надугольная) часть цикла включает отложения озера, переходящего в проточное торфяное болото.

Среди безугольных циклов шаханской свиты распространены как озерно-аллювиальные, так и озерные. Озерные циклы состоят из отложений мелководных слабожестководных озер, в отдельные периоды (средняя часть цикла) усыхающих и нарастающих вплоть до образования почв. Отмечается красноватость, наличие комковатых текстур, обильные известковистые конкреции.

Таким образом, общая регрессивная направленность осадко-накопления выразилась в изменении фациального состава циклов. Характерны также изменения строения циклов. При накоплении угленосных формаций в условиях суммирования колебательных движений разных порядков возникают различия в интенсивности и характере развития фаз циклов. В частности, «дополнительное» развитие переходной фазы может произойти в условиях замедления регрессии — при наложении фазы погружения крупного колебательного движения на фазы поднятия более мелких циклов. В этом случае в верхах регрессивной части элементарных циклов присутствуют довольно мощные болотные отложения, например чередование почв и подпочв (фаций заболоченных прибрежно-морских равнин) в циклах свиты  $S_1^3$  нижнего карбона Донбасса.

При наложении общего поднятия на фазы погружений более мелких циклов в условиях замедления трансгрессии происходит частичное замещение трансгрессивной фазы циклов фациями, свойственными переходной фазе. Такие явления могут отмечаться в угленосных формациях со значительной тенденцией регрессивного развития; в частности, они наблюдаются в верхней части разреза карагандинской угленосной формации, где прослеживается

---

\* Возраст карагандинской и последующих свит  $S_1$ — $S_2$ ; по некоторым данным  $S_2$ — $P_1$ . — *Прим. ред.*

снижение мощности трансгрессивных фаз циклов и частичное замещение их различными болотными осадками. Как отмечает Е. А. Слатвинская [215], в верхах каждого цикла VI порядка (надкарагандинская и особенно тентекская свиты) фазы опусканий элементарных циклов почти нацело компенсировались восходящей ветвью более крупного колебания. Это и привело к удлинению времени стабилизации и увеличению мощности переходных фаз элементарных циклов, в результате сформировались мощные, сложного строения пласты тентекской свиты.

Для характеристики роли отложений переходной фазы, т. е. торфяных болот и застойных водоемов, введен показатель «степень стабилизированности цикла» (отношение мощности болотных фаций к мощности цикла) [186]. При сравнении угленосных формаций разного типа важно определить также величину интервала и порядок цикла, на протяжении которого сосредотачиваются циклы, насыщенные торфяно-болотными отложениями (со значительной степенью стабилизированности). В карагандинском разрезе преобладают циклы мобильные и слабомобильные, средняя степень стабилизированности цикла I порядка равна 0,065.

### Однородные формации

Представителем однородного, или нейтрального, типа формаций можно считать угленосные отложения Кизеловского бассейна (нижний карбон). К этому же типу приближаются угленосные отложения среднего карбона Донбасса. Они характеризуются отсутствием заметной тенденции к изменению преобладающего фациального состава в разрезе и сходной ролью регрессивных и однородных циклов. В большинстве циклов присутствуют континентальные, переходные и морские фации. Последние включают значительное количество остатков морской фауны и прослой известняков.

Можно отметить некоторые особенности строения циклов: в частности, в паралической угленосной толще среднего карбона Донбасса, образовавшейся в условиях подвижного прогиба, циклы I порядка имеют большую мощность (15—18 м). Значительна мощность отложений регрессивной и трансгрессивной фаз, осадки переходной фазы и в том числе угольный пласт маломощны. Эти циклы могут быть названы мобильными. Средняя степень стабилизированности цикла I порядка в Донбассе низкая (0,12), средняя мощность угля в нем (отношение мощности угля к мощности углесодержащего цикла) составляет 0,028.

### Трансгрессивные формации

К паралическим угленосным формациям трансгрессивного типа может быть отнесена угленосная толща Подмосковского бассейна (нижний карбон). Эта толща и вышележащие слои разде-

лены на небольшое число циклов [28, 236]. В основании толщи в подугольной части циклов присутствуют аллювиальные и подводно-дельтовые осадки, ближе к верхней части разреза — прибрежно-морские. В средней части циклов преобладают отложения застойных водоемов и болот, приуроченных к побережью бассейна. В надугольной части развиты морские отложения с фауной, а в более верхних циклах — и известняки. Каждый вышележащий цикл является по составу более морским. Мощность и относительная роль регрессивных отложений циклов сокращаются по направлению к верхней части угленосной формации. Средняя степень стабилизированности циклов I порядка 0,3.

### СРАВНЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИКЛИЧНОСТИ УГЛЕНОСНЫХ И МЕДЕНОСНЫХ ПАРАЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

#### Генетические типы отложений

Настоящий раздел составлен в основном по данным Л. Н. Ботвинкиной [26] с учетом наших наблюдений по Донецкому бассейну.

Осадки джезказганской свиты (средний карбон) накапливались в своеобразной паралической области, где заливы и лагуны (с сформировавшимися в них подводными дельтами, косами, отмелями) сменялись обширными береговыми такырами или раннами, часто с последующим длительным периодом почвообразования. Сравнимая генетические типы пород Донбасса и Джезказгана, Л. Н. Ботвинкина выделяет три рода отложений.

Отложения совпадающие; относятся в обоих районах к одному и тому же типу, различаются только по цвету. Это морские фации и большинство фаций переходной группы. К отложениям подводной части дельты в Джезказгане приурочены промышленные концентрации медистых минералов.

Отложения сходные; видимо, возникли в тех же условиях палеоландшафта, относятся к одной и той же фации, но различаются по своим признакам в зависимости от принадлежности к определенной климатической зоне. Это отложения разного рода лагун и континентальные образования (ископаемые почвы и подпочвы), а также (до некоторой степени) речной аллювий. В джезказганской свите фация почвы — это мелкозернистые алевролиты, неслоистые, с комковатой текстурой и известковистыми конкрециями. Песчаники, предположительно аллювиального генезиса, не перекрываются типичными пойменными осадками (влияние климата). Лагунные тонкозернистые отложения представлены аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами красно-бурого цвета; растительные остатки в них редки, фауны не обнаружено; текстура неслоистая или скрытослоистая, иногда наблюдается неотчетливая горизонтальная слоистость.

Отложения, отсутствующие в Донбассе; это слои гипса (осадки осолоненных лагун) и глинистые осадки такыров.

## Ритмическое чередование пород

Для меденосных формаций специфичными являются слои с особым рода ритмическим чередованием фаций крайне мелководных, периодически осушающихся водоемов. Л. Н. Ботвинкина [26] выделяет, во-первых, ритмы мелкие, простого строения, представляющие собой чередование пород разного состава, но одного и того же генетического типа, обусловленные изменением только самого механизма седиментации; во-вторых, ритмы разной мощности и разного строения, чаще сложенные породами разных генетических типов, образовавшимися в результате изменения физических и физико-химических условий седиментации. Ритмичность отмечается в угленосных толщах, но особенно она характерна для меденосных толщ.

Л. Н. Ботвинкина приводит следующие примеры.

1. Ритмы мощностью 10—30 см, в нижней части заключают зеленовато-серый крупнозернистый алевролит или мелкозернистый песчаник с мелкой косой, иногда косоволнистой, выше горизонтальной слоистостью. Верхняя часть ритма — красноцветный алевролит, на который с контактом размыва налегает песчаник основания нового ритма. Состояние среды отложения менялось от течений на дне водоема до покоя и заиления.

2. Ритмы, состоящие внизу из красноцветного мелкозернистого алевролита, в котором горизонтальная слоистость подчеркивается слоями серого крупнозернистого алевролита (иногда с ленточным строением слоев). Вверх по разрезу этот алевролит постепенно становится неслоистым, переходя в образования, напоминающие подпочву. В последних наблюдаются зеленоватые пятна обесцвечивания, очевидно по растительным остаткам. Для этих ритмов характерна смена генетических типов в пределах одной и той же фации; это могут быть отложения неглубоких озер, лагун или других мелководных водоемов, но периодически осушавшихся и, возможно, при этом зараставших. Выше эти отложения сменяются слоями почвы.

3. Ритмы мощностью от 15—20 до 70—90 см, заключают песчаник мелкозернистый с косой, волнистой или косоволнистой слоистостью, постепенно переходящий в красноцветный алевролит с неправильно-горизонтальной слоистостью, иногда с комковатой текстурой и известковистыми конкрециями неправильной формы (небольшие прослой почвы). Этот комплекс пород образовывался в водоемах, периодически заливавшихся и переходивших в застойные.

4. Ритмы, сложенные двумя элементами: внизу песчаник, чаще мелкозернистый зеленовато-серый с преимущественно мелкой косой и косоволнистой слоистостью, сменяющейся кверху пологоволнистой и неправильно-горизонтальной. На этом песчанике с резким контактом залегают отложения почв, по трещинам они иногда глубоко проникают в песчаник. Ритмичность этого типа возникла в условиях, когда дно водоемов периодически осушалось и превращалось в сушу.

Эти разнообразные ритмы, по-видимому, сформировались в очень спокойных и мелководных водоемах с ровным и плоским дном, с периодическими поступлениями в них вод и периодическими достаточно длительными стадиями осушений. Причина ритмичности связана с климатическими условиями.

## Цикличность строения и условия формирования

Область накопления осадков джезказганской свиты — прибрежная часть бассейна с подводными дельтами. В большинстве циклов последовательно сменяются отложения, нижняя часть которых формировалась в водоеме, а верхняя — на суше и заканчивалась почвообразованием. Во многих случаях развит регрессивный ряд фаций, а трансгрессивная ветвь отсутствует. Наблюдается резкая асимметричность в строении циклов. В качестве примера приведем три цикла, составляющих мезоцикл (рис. 33).

В основании нижнего цикла 1 имеются отложения нормального водоема с аккумуляцией речных выносов — фация подводной дельты, которая сменяется довольно длительным осадконакоплением в периодически заиляющихся водоемах, затем в водоемах, периодически осушающихся, и наконец, завершается формированием почвы.

Последующие два цикла 2 и 3 не имеют дельтовых осадков и начинаются сразу с отложений заиляющихся водоемов, причем менее мощных, чем в нижнем цикле. Зато в среднем цикле 2 достигает большей мощности (12—13 м) сложное чередование отложений пересыхающих водоемов с образованиями почвы, верхний слой которой загипсован.

В верхнем цикле 3 на смену отложениям водоема с замирающими движениями воды приходят лагунные, а затем отложения осолоняющейся лагуны, представленные прослоем гипса. В верхней части этого цикла почвообразование прерывается озерными условиями седиментации.

Начало нового цикла отмечается размывом в основании песчаников подводной части дельт. В циклах имеются толщи ритмического переслаивания. Особенности циклов заключаются в довольно ограниченном наборе фаций, генетически близких друг другу, и отсутствии трансгрессивного ряда фаций.

Сходство меденосной красноцветной толщи Джезказгана с угленосной толщей Донбасса заключается в отчетливо выраженном сложноциклическом строении. Отложения разных фаций образуют циклы; изменение фациального состава и строения циклов позволяет объединить их в циклы разных порядков; имеются различия фаций регрессивной и трансгрессивной частей циклов; как регрессивная, так и трансгрессивная части цикла могут включать не все фации данного ряда; может происходить замещение фаций, занимающих в ряде примерно одинаковое положение относительно древней береговой линии; регрессивные ряды включают более разнообразные фации.

Существуют и различия в составе и строении циклов меденосной и угленосной толщ. Как указывает Л. Н. Ботвинкина [26], набор фаций меденосной толщи (особенно морских) имеет более узкий диапазон, все осадконакопление носит более прибрежный

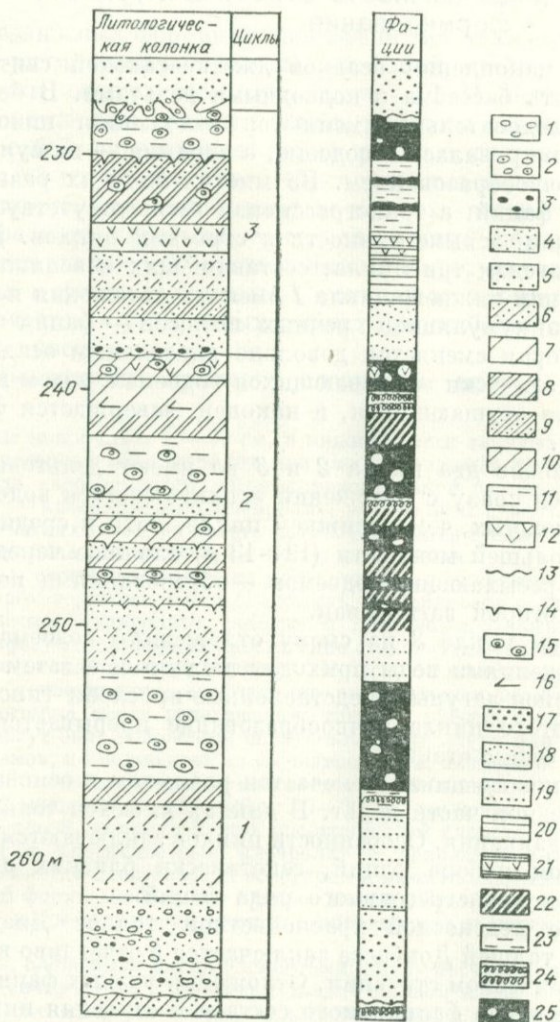


Рис. 33. Строение меденосной толщи дзесказганской свиты [26].

1 — конгломераты; 2 — «раймундовские» конгломераты с разноцветной галькой; 3 — глинистая галька подстилающих пород; песчанники: 4 — средние, 5 — мелкозернистые; 6 — переслаивание песчанников с алевролитами; 7 — алевролиты крупнозернистые; 8 — переслаивание алевролитов; 9 — переслаивание алевролитов, содержащих прослойки песчанников; 10 — алевролиты мелкозернистые; 11 — аргиллиты; 12 — гипс; контакты: 13 — размыва, 14 — осушения и растрескивания; 15 — включения конкреций; 16 — растительные остатки плохой сохранности; песчаные отложения: 17 — подводной части дельты, 18 — водоемов с волновой рыбью и замирающими движениями воды; отложения: 19 — периодически заливаемых водоемов, 20 — лагун и полувоздухованных водоемов с периодическим привносом материала, 21 — осоложающихся лагун (с прослоями гипсов), 22 — периодически пересыхающих водоемов, 23 — озерные и озерно-лагунные в условиях спокойной седиментации; 24 — подпочвы; 25 — почвы, преимущественно глинисто-алевролитовые, с большим количеством известковистых конкреций.

характер. Основное различие заключается в соотношении регрессивных и трансгрессивных частей циклов всех порядков. Если в циклах Донецкого бассейна обычно выражены оба ряда, то большинство циклов Джезказгана начинается с отложений либо прибрежно-морских аккумулятивных форм (дельт, кос и др.), либо с осадков довольно мелководных водоемов и завершается в основном континентальными отложениями. Таким образом, в большинстве циклов джезказганской свиты идет постепенная смена фаций от наиболее морских (или бассейновых) до континентальных, т. е. наблюдается регрессивный процесс.

Циклы резко асимметричны. Это, по-видимому, обусловлено тем, что вся джезказганская свита, залегающая между морскими отложениями в нижней части разреза и соленосными в верхней, имеет отчетливо выраженный общий регрессивный характер седиментации.

Многочисленное появление в разрезе достаточно мощных образований типа подпочвы и почвы, залегающих в ряде случаев на растрескавшейся поверхности песчано-алевролитовых отложений водоемов, указывает на многократное и довольно длительное существование континентальных условий. Эти условия сменялись погружением суши ниже уровня моря, а затем медленным поднятием дна. Малый диапазон глубин, на которых происходило накопление осадков, и значительные мощности регрессивных частей циклов (20—25 м и более) свидетельствуют о длительности положительных тектонических движений при относительно малой амплитуде. Отсутствие осадков трансгрессивного ряда указывает на резкие и довольно быстрые погружения (хотя и не очень глубокие), во время которых не успевали накопиться соответствующие отложения.

Если наличие в разрезе осадочной толщи тех или иных генетических типов пород определяется в основном палеогеографией, то их последовательность и характер циклического строения обуславливаются тектонической обстановкой, принадлежностью данной осадочной толщи к той или иной тектонической структуре. На фоне цикличности, имеющей тектоническое происхождение, проявляется ритмичность, обусловленная климатическими изменениями, особенно характерная для периодов затухания тектонических движений и аридных условий.

В заключение укажем характерные особенности и причины цикличности параличского осадконакопления, теоретическое и практическое значение исследований этого явления.

1. Цикличность в разрезах параличских толщ четко выражена; циклы включают большое количество литогенетических типов и фаций континентальной, переходной и морской групп.

2. В циклах четко разграничиваются фации регрессивного и трансгрессивного рядов. Фации регрессивного ряда более многообразны, их отложения представлены более крупнозернистым терригенным материалом. Как регрессивная, так и трансгрессивная

части цикла не всегда включают все фации данного ряда — может происходить замещение фаций, занимающих примерно одинаковое положение относительно древней береговой линии.

3. На границе регрессивного и трансгрессивного рядов часто развиваются фации, связанные с относительно стабильным положением местности. Это фации средней части цикла — болотные и торфяно-болотные, в паралических условиях они сравнительно маломощные.

4. Характерно сложноциклическое строение разрезов паралических формаций, выявляющееся по закономерному изменению фациального состава циклов (смена регрессивных, однородных и трансгрессивных типов) и их строения (изменения степени асимметрии).

5. Изменение мощности циклов и их частей подчинено сложной периодичности. Закономерные количественные соотношения установлены в первую очередь на примере угленосных формаций. Обычно выдерживаются определенные соотношения между мощностями циклов соседних порядков (мощность цикла каждого следующего порядка больше, чем предыдущего, преимущественно в 3 раза).

6. Циклы прослеживаются на значительные расстояния. Лучшая выдержанность мощности и строения характерна для циклов более высокого порядка. Фациальные изменения одновозрастных циклов происходят в соответствии с палеогеографической обстановкой и расположением фациальных зон, на площади сохраняется направленность смены фаций в каждую фазу. Изменения мощности циклов и их частей на данном расстоянии происходят дифференцированно и подчиняются многопорядковой цикличности. Наиболее медленные изменения свойственны циклам, связанным с переходной и началом трансгрессивной фазы циклов высшего порядка.

7. Выявлены латеральные периодические изменения мощности и строения циклов в целом и их частей. Длины волн соседних порядков различаются обычно в 3 раза. Отмечается закономерное распределение и миграция максимумов осадко- и угленакопления по площади.

8. Все особенности строения циклов паралических формаций определяются характером (направленностью и амплитудой) колебательных движений, проявившихся в определенных ландшафтных и климатических условиях. Преобладающая направленность в развитии процесса осадконакопления и многопорядковый характер его периодичности обуславливают основную тенденцию в смене генетических типов и фаций, их количественные соотношения и качественные изменения (например, повышение степени стабилизированности циклов и развитие фаций переходной фазы в их трансгрессивной части при усилении региональных поднятий). Таким образом, периодичность высшего порядка определяет изменение характера седиментационных циклов. Мелкая

(климатическая) цикличность свойственна переходным фазам крупных циклов, образующимся при наибольшей регрессии и преобладании континентальных условий. Соотношение мощностей слоев в циклах также закономерно меняется, что свидетельствует о «сквозном» влиянии тектонических движений.

9. Непосредственная причина цикличности — многократная миграция береговой линии, обусловленная тектоническими колебательными движениями земной коры. Об этом свидетельствуют перечисленные особенности строения циклов: многопорядковая цикличность, сохранение по площади определенной направленности изменения фаций в каждую фазу цикла, закономерное распределение мощностей, латеральные изменения мощностей и строения циклов.

10. Изучение цикличности строения параллических формаций имеет практическое значение для корреляции разрезов и синониимики угольных пластов, для прогноза угленосности и распределения других полезных ископаемых. При этом следует иметь в виду разное корреляционное значение циклов разных порядков, наличие латеральных периодических изменений мощностей и фациального состава циклов и их частей, в том числе и изменения в распределении аллювиальных песчаников и размылов.

Морские отложения разнообразны по составу и условиям образования. Циклическое строение их разрезов наблюдается во многих карбонатных и терригенных формациях разного возраста. Так, в карбонатной формации среднего карбона Арчединско-Донских поднятий циклы осадконакопления описаны С. В. Семихатовой [207], Московской синеклизы И. В. Хворовой [251], М. У. Михлиной и др. [136]; в пенсильванской системе США И. Доттом [293], Р. Муром [328] и др.; в пермских отложениях Заволжья Н. Н. Форшем [242]; Московской синеклизы Д. С. Кашиком [90]; в пурбеке швейцарской юры А. Кароцци [290]; в неокоме Копетдага В. И. Марченко [129]. В терригенных и терригенно-карбонатных морских отложениях циклы осадконакопления установлены Н. Н. Форшем [242] в перми Заволжья, Г. Е. Айзенштадтом [2] в юре бассейна Эльбы, У. Аркеллем [282] в юре Англии, В. Клюпфелем [316] в нижней юре Лотарингии, Л. Стэмпом [342] в эоцене англо-франко-бельгийского бассейна, И. И. Потаповым [171] в плиоцене Азербайджана. Циклы известны и во многих других регионах. Рассмотрим наиболее интересные из них.

### ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Циклическость карбонатной формации среднего и верхнего карбона Русской платформы описана И. В. Хворовой [251], М. У. Михлиной и др. [136]. И. В. Хворова в разрезе московского яруса Московской синеклизы выделяет ритмы (циклы. — *Н. Л.*) двух типов (рис. 34). Ритмы первого типа состоят из двух элементов: карбонатного *I* и терригенного *II*. Карбонатный элемент представлен микрозернистыми и шламовыми известняками, тонкозернистыми известняками с прослоями органогенного детрита и хемогенными доломитами. Органические остатки встречаются сравнительно редко, и поэтому весь комплекс пород относится главным образом к хемогенным отложениям. В терригенном элементе присутствует пять разновидностей (которые не обязательно встречаются в каждом ритме): 1) переслаивание мергелей и известняков, 2) переслаивание глин и известняков, 3) глины, 4) алевроиты, 5) пески. Обломочные породы почти лишены фауны, в известняках содержатся остатки кораллов, криноидей, фораминифер, мшанок, брахиопод, трилобитов и моллюсков; встречаются также биогенные известняки — фораминиферовые и водорослевые.

Ритмичность первого типа связывается с периодическими колебаниями темпа сноса терригенного материала и расширением

(сужением) области седиментации. Изменение темпа сноса обломочного материала происходило вследствие либо изменения климата (увлажнения, аридизации), либо поднятия суши и понижения базиса эрозии. Возможно, временами действовали оба фактора, но определяющим был второй. Элементарные ритмы (от двух до восьми), состоящие из двух элементов (*I* и *II*), объединяются в ритмы *II* порядка, границы которых проводятся по кровле элементарных ритмов, содержащих алевриты или пески.

Ритмы второго типа состоят из трех элементов: элемент *I* сложен микрозернистыми и шламовыми известняками и хомогенными доломитами, представляющими собой отложения наиболее глубоководной части бассейна; элемент *II* представлен переслаиванием глин, мергелей и известняков, переслаиванием мелко-

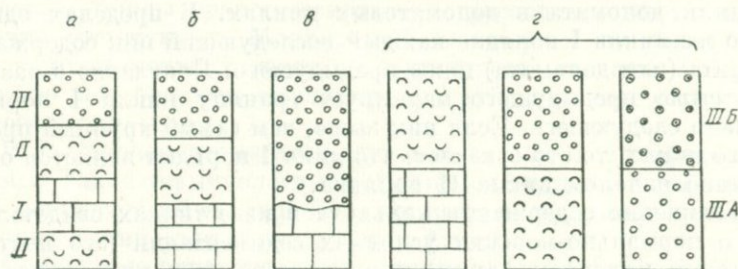


Рис. 34. Схема строения ритмов карбонатной формации московского яруса Московской синеклизы [251].

Ритмы: *а* — полный усложненный, *б* — полный, *в* — вторично-неполный, *г* — первично-неполный.

*I* — *III* — элементы ритма; *III*А, *III*Б — подэлементы ритма.

и грубодетритовых, водорослевых и фузулиновых известняков, а также слоями глин, все это осадки внутреннего края мелководья периферической части бассейна; элемент *III* состоит из алевритов, песков, известковых песков, конгломератов, брекчий, копрогенно-детритовых песков — отложений прибрежной зоны, островных побережий и отмелей. В разрезе встречаются полные (*I*, *II*, *III*) и неполные (*I*, *II*; *II*, *III*) ритмы, последние могут быть первично-неполными или вторично-неполными (в результате размыва). Мощность ритмов изменяется от 2—4 до 15—20 м, чисто карбонатные ритмы имеют небольшую мощность, песчано-глинистые — максимальную.

Элементарные ритмы второго типа также объединяются в ритмы *II* порядка, образование которых связывается с изменением глубины бассейна и миграцией фаций, т. е. с колебательными движениями. Всего в разрезе московского яруса выделено около 25 ритмов *I* порядка (элементарных), причем количество ритмов первого и второго типа примерно одинаковое.

Наиболее четко ритмичность проявляется на южном крыле синеклизы. По направлению к суше (на запад) количество ритмов уменьшается, в их составе преобладают терригенные осадки;

в сторону открытого моря (к востоку) количество ритмов также уменьшается, но в их составе преобладают тонкозернистые карбонатные осадки. М. У. Михлина и др. [136] установили, что циклы высших порядков карбонатной формации Московской синеклизы соответствуют биостратиграфическим подразделениям и отмечают этапы в развитии фауны фузулинид.

Цикличность нижнепермских карбонатных и карбонатно-сульфатных отложений в северной части Московской синеклизы изучена Д. С. Кашиком [90]. Выделение циклов в разрезе (главным образом по керну буровых скважин) основано на количественном соотношении главных породообразующих минералов: кальцита и доломита (первичных, седиментогенных). Начало элементарных циклов устанавливается по резкому увеличению содержания кальцита или доломита в доломитовых циклах. В пределах одного и того же цикла I порядка каждый последующий пик содержания кальцита (или доломита) ниже предыдущего. Появление в разрезе пика выше предыдущего маркирует границу цикла I порядка и начало следующего. Если пик выше, чем самый крупный предыдущего цикла, то это означает, что цикл I порядка является одновременно началом цикла II порядка.

Увеличение содержания кальцита в известняках свидетельствует о нормально-морских условиях седиментации (это подтверждается и наличием фауны) и о трансгрессиях или ингрессиях моря; уменьшение содержания кальцита, появление доломита и затем ангидрита — об обмелении и засолонении, т. е. о регрессии моря. Мощность циклов I порядка обычно 10—20 м в карбонатной части разреза и до 100 м в сульфатных и соленосных отложениях.

Циклы II порядка соответствуют по объему стратиграфическим горизонтам, выделенным по фауне фораминифер; циклы III порядка — ярусам биостратиграфической шкалы, циклы IV порядка — отделу. К сожалению, циклы III и IV порядков выделены по иным признакам (трансгрессивное или регрессивное развитие бассейна).

В разрезе ассельского яруса нижней перми выявлены сокольгорский и шиханский циклы II порядка. Первый состоит из трех циклов I порядка, соответствующих зонам *Schwagerina fusiformis*, *S. vulgaris*, *S. mcelleri* и *Pseudofusulina fecunda*, второй представлен двумя циклами I порядка, соответствующими зонам *S. sphaerica* и *Pseudofusulina firma*. В сакмарском ярусе выделено два цикла II порядка, каждый из которых отвечает горизонту (тастобускому и стерлитамакскому); первый состоит из трех циклов I порядка, второй — из двух, сложенных доломитами, ангидритами с прослоями каменной соли. Циклы прослежены на большой площади между Балтийским щитом и Тиманом (300—500 км), по ним возможна корреляция разрезов.

Формирование циклов, по Д. С. Кашику, происходило благодаря тектоническим колебательным движениям земной коры по

всей изученной территории и, возможно, эвстатическим изменениям уровня Мирового океана (при периодических изменениях климата на фоне все усиливающейся аридизации. — *Н. Л.*).

В меловых геосинклинальных отложениях Копетдага В. И. Марченко [129] установил циклы разного типа и порядка. Макроритмы (циклы. — *Н. Л.*) являются результатом крупных по амплитуде и длительных тектонических волновых движений, имеют мощность от 100 до 1000 м и соответствуют одной или нескольким свитам. В разрезе неокома выделено четыре цикла: нижневаланжинский; средне- и верхневаланжинский; нижнеготеривский; верхнеготеривский и барремский. Мезоритмы (мощность 5—30 м) выражены сменой в разрезе грубозернистых отложений более тонкозернистыми вследствие изменения глубины бассейна; циклы трансгрессивные, регрессивные, части циклов обычно отсутствуют. Микроритмы (мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров) связаны с периодическими колебаниями солености, течений, а также с сезонными изменениями климата.

В. И. Марченко выделяет также моно-, би- и полифациальные ритмы. Такая терминология нам кажется неудачной, так как автор оперирует макрофациями, которые в свою очередь состоят из ряда фаций (или элементарных фаций).

Приводится описание одного из мезоритмов [129] — XVI пачки ханкеризской свиты в разрезе центрального Копетдага (рис. 35). Мезоритм начинается средне- и мелкозернистыми косослоистыми песчаниками, выше следуют известняки: оолитовые песчаные с водорослями и оолитами, комковатые с пелециподами, пелитоморфные темно-серые с брахиоподами и фораминиферами (глубоководные отложения). Ритм заканчивается темно-серыми известняками с остатками мшанок и водорослей. Мезоритм прослежен на расстоянии 300 км — от хребта Большой Балхан до центрального Копетдага. К сожалению, В. И. Марченко не показал, сколько таких ритмов содержится в макроритме и в какой степени характер мезоритмов сохраняется от подошвы к кровле неокома.

Цикличность обнаружена в юрских отложениях Англии. Согласно У. Аркеллю [282], эти отложения представляют собой закономерное чередование песков, известняков (мергелей) и глин. Обилие органических остатков дает основание утверждать, что наиболее мелководными, возможно прибрежными, осадками были пески, более глубоководными — известняки и мергели, самыми глубоководными — глины. У. Аркелль дает следующую схему циклов.

- |   |   |                                       |
|---|---|---------------------------------------|
| 9 | { | Портлендский камень (известняк)       |
|   | { | Портлендский песок                    |
| 8 | { | Кимериджская глина                    |
|   | { | Оолит Уэст-Берон—Айроншот (известняк) |
|   | { | Песчаник Сэндсфут                     |

- |   |   |   |
|---|---|---|
| 7 | { | Глина Сэндсфут<br>Оолит Осмингтон (известняк)<br>Песчаник Бенклифф            |
| 6 | { | Глина Ноут<br>Оолит Бершир (известняк)<br>Нижний известковый песчаник         |
| 5 | { | Оксфордская глина<br>Келловейская порода (известняк)<br>Келловейский песок    |
| 4 | { | Келловейская глина<br>Корнбраш<br>Известняк Мейн-Форест Марбл<br>Песок Хинтон |
| 3 | { | Брадфордская глина<br>Большой оолит (известняк)<br>Стонсфилдский сланец       |
| 2 | { | Фуллерова земля (глина)<br>Нижний оолит (известняк)<br>Песок верхнего лейаса  |
| 1 | { | Глина верхнего лейаса<br>Мергельное ложе (известняк)<br>Песок среднего лейаса |
|   | { | Глина среднего лейаса<br>Глина нижнего лейаса                                 |

Формирование циклов происходило благодаря периодическим колебательным движениям морского дна: при обмелении накапливались пески, коралловые, детритовые и оолитовые известняки; при углублении — сначала глинистые известняки и мергели, затем глины. Однако, по А. Халламу [61], циклы (2, 6, 9), совпадающие с крупными всемирными трансгрессиями, указывают на то, что причиной цикличности были эвстатические изменения уровня Мирового океана; то же предполагается и для других циклов У. Аркелла.

Если для всего юрского разреза Англии установлены крупные циклы значительной мощности, соответствующие ярусу или части яруса, то на континенте Европы (Лотарингия) В. Ключфелем [316] в лейасе и частично в доггере обнаружены более мелкие циклы (несколько метров, десятки метров), соответствующие аммонитовым зонам (рис. 36). Эти циклы построены иначе. Основание цикла сложено глинами со сравнительно бедными органическими остатками (присутствуют главным образом тонкостенные пелециподы и аммониты). Глины залегают на размытой поверхности известняков. Глины постепенно сменяются мергелями и глинистыми известняками с обильной фауной и, наконец, известняками (калькарениитами) с тригониями, устрицами, брахиоподами, кораллами, иглокожими. В породах имеется обломочный кварц, количество которого увеличивается от подошвы к кровле циклов. В основании некоторых циклов отмечены фосфорит и глауконит. Циклы описанного типа установлены и в лейасе Англии.

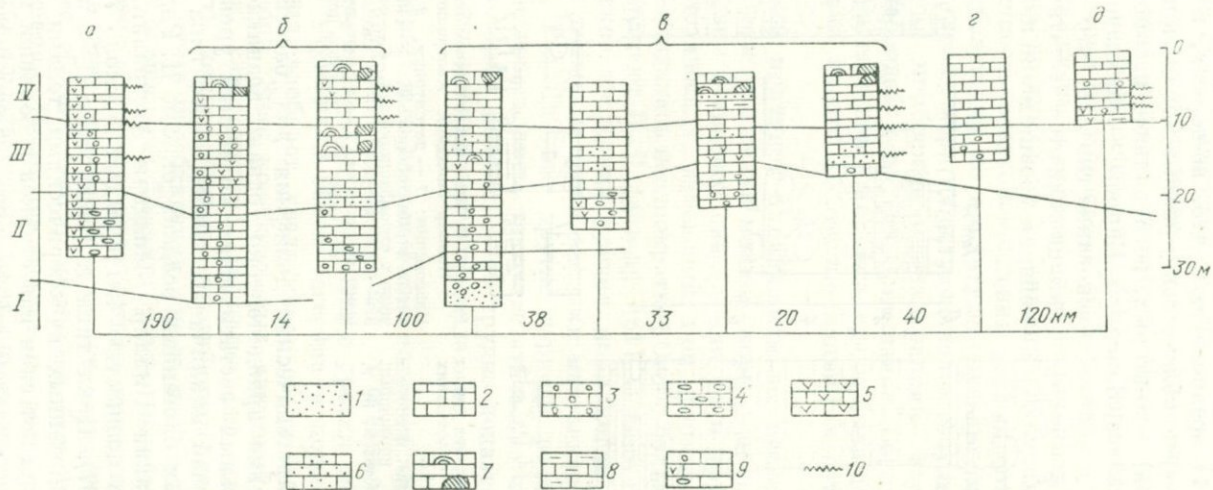


Рис. 35. Фациальные изменения верхнего ритма ханкеризской свиты (верхний готерив) на территории Копетдага [129].  
*а* — Большой Балхан; Копетдаг: *б* — западный, *в* — центральный, *г* — Гюрсаг, *д* — восточный.  
 1 — песчаники известковые и доломитовые; известняки: 2 — пелитоморфные, 3 — оолитовые, 4 — обломочные, 5 — детритовые,  
 6 — комковатые, 7 — с водорослями и мшанками, 8 — глинистые, 9 — с оолитами и детритом; 10 — стилолитовые швы.  
 Фации: I — прибрежно-морские, II — мелководные, III — переходные, IV — умеренно глубоководные.

По В. Клюпфелю, формирование циклов связано с колебательными движениями морского дна: за постепенным воздыманием дна (обмелением и размывом) следовали внезапные погружения. П. Дафф и др. [61] предполагают, что, во-первых, воздымание (вплоть до осушения) не обязательно, размыв мог быть подводным (донными течениями). во-вторых, региональное распространение ряда циклов (в лейасе Западной Европы — одиннадцать) дает основание считать, что причиной циклов является эвстатические изменения уровня моря, наложенные

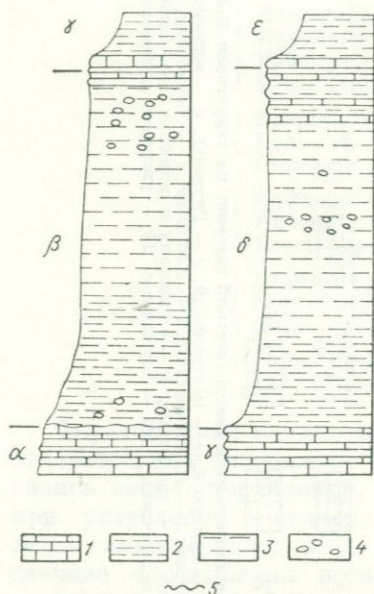


Рис. 36. Известково-глинистые циклы в нижне- и среднеюрских отложениях Лотарингии [318].

1 — известняки; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — известковые конкреции; 5 — эрозионная поверхность;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ ,  $\epsilon$  — ярусы.

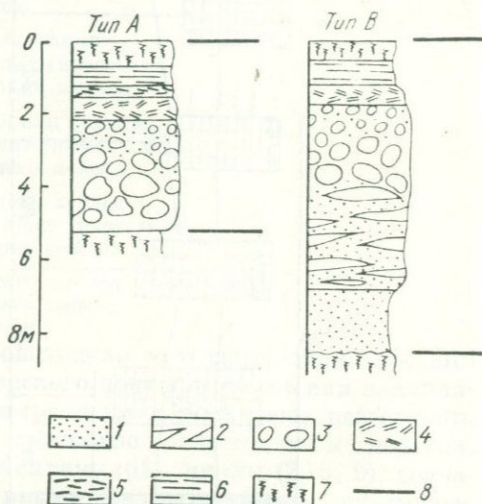


Рис. 37. Типы циклов девонской формации Пиллар Западной Австралии [337].

Известняки: 1 — детритовые, 2 — из трубчатых строматопоройдей, 3 — из субферрических строматопоройдей, 4 — стахиодиевые, 5 — амфиפורовые, 6 — со скрытоводорослевыми текстурями, 7 — с петельчатыми текстурями; 8 — границы циклов.

на локальные эпейрогенические движения дна бассейнов. Это предположение весьма правдоподобно, однако возникает вопрос о причинах глобальных эвстатических колебаний уровня моря.

Интересный случай цикличности совсем иного типа в мелководных карбонатных биогенных осадках описан Д. Ридом [337] в девонской формации Пиллар (Западная Австралия, бассейн Кениинг). В толще мощностью 400 м выделено около 70 циклов двух типов (рис. 37). Цикл типа А (мощностью 3—5 м) состоит из известняков, сложенных субферрическими телами строматопоройдей, выше залегают слои известняков небольшой мощности, сначала стахиодиевых, затем амфиפורовых, заканчивается цикл известняками со скрытоводорослевыми и петельчатыми текстурями. Цикл типа В (мощность до 10—15 м) состоит из обломочных

известняков (моллюски, кораллы, криноидеи) в основании, на которых располагаются (и частично с ними переслаиваются) известняки из трубчатых строматопороидей, выше залегают известняки, сложенные субсферическими строматопороидеями. Верхняя часть цикла типа В имеет такое же строение, как и в цикле типа А, но без амфиоровых известняков. Циклы типа А преобладают в нижней части формации, типа В — в верхней. По мнению Д. Рида, известняки с водорослями образовались в приливно-отливной зоне, стахиодиевые и амфиоровые на глубинах менее 1 м, остальные осадки возникли на небольших глубинах — около 5—15 м.

Цикличность осадконакопления Д. Рид объясняет периодическими, небольшими по амплитуде опусканиями суши или повышениями уровня моря; образующаяся в результате этого плоская мелководная прибрежно-морская равнина зарастала колониями строматопороидей и других организмов. Вероятно, в начальный момент трансгрессии динамика среды была достаточно активной и возникали пласты обломочно-биогенных детритовых известняков.

Основной причиной цикличности все исследователи называют колебательные движения земной коры или эвстатические изменения уровня Мирового океана или то и другое одновременно. Роль эвстатических изменений при формировании осадочных циклов обсуждалась неоднократно. Особо большое значение этому фактору придают П. Дафф и др. [61]. Однако глобальные гляцио-эвстатические колебания уровня моря могли играть существенную роль только в эпохи великих материковых оледенений (Q, P-C, D-S, P<sub>c</sub>). Во все другие периоды развития земной коры могли действовать лишь текто-эвстатические колебания, существование которых возможно, но трудно доказуемо, а глобальные масштабы их проявления в пределах всего земного шара маловероятны.

Рассмотрим этот вопрос более подробно. Колебательные движения в пределах изолированных от океана морских бассейнов, несомненно, приводили к изменению уровня моря. Поднятия морского дна уменьшали объем бассейна и повышали его уровень, а опускания, наоборот, увеличивали объем бассейна и понижали уровень моря. Знак колебательных движений от места к месту изменяется, следовательно, поднятие дна на одних участках могли быть компенсированы прогибанием на других, поэтому только в случае преобладания одного какого-либо процесса уровень моря изменялся. Таким образом, колебательные движения могли сопровождаться эвстатическими изменениями уровня моря, и причина этих изменений — те же колебательные движения.

Сложнее обстоит дело с морскими бассейнами, сообщающимися с океаном. Новейшие данные по росту срединно-океанических хребтов и раздвижению плит показывают, что текто-эвстатические изменения уровня Мирового океана могли быть обусловлены этими факторами. На дне океанов не обнаружено осадков

древнее верхнеюрских, следовательно, доказать существование этого процесса на основании фактического материала можно только для верхнего мезозоя и кайнозоя, т. е. возражения против глобальных текто-эвстатических колебаний снимаются, но не полностью.

Другой важной причиной формирования осадочных циклов являются периодические изменения климата. Большое количество атмосферных осадков обуславливает интенсивную эрозию и денудацию суши и вынос в бассейн седиментации массы обломочного материала. В условиях засушливого климата в море поступает мало обломочного материала, повышается соленость и происходит осаждение доломитов и ангидритов (изолированные бассейны).

Таким образом, осадочные циклы в морских отложениях возникают благодаря колебательным движениям или изменениям климата, но, вероятно, чаще эти два фактора действуют одновременно. Вместе с колебательными движениями регионально проявляются и эвстатические изменения уровня моря. Глобальные эвстатические колебания уровня Мирового океана происходят значительно реже; привлечение этого фактора для объяснения условий образования циклов в каждом случае требует доказательств.

Обобщим сведения о циклах трех типов.

Тип I. В основании цикла залегают глины или хемогенные известняки и доломиты, заканчивается цикл обломочными известняками (калькаренитами) или алевролитами, песками и песчаниками (средний карбон Московской синеклизы, лейас Лотарингии).

Тип II. В основании цикла залегают пески и песчаники, завершается цикл тонкими микрозернистыми известняками или глинами (юра Англии, неом Копетдага).

Тип III. В основании цикла залегают строматопороидовые или детритовые известняки, завершается цикл амфипоровыми и водорослевыми известняками (девон Западной Австралии).

Циклы типа I образовались благодаря резкому погружению (углублению) дна бассейна, за которым следовало постепенное поднятие, приводившее к обмелению и размывам. Циклы типа II сформировались во время поднятия (пески, песчаники), за которым следовало постепенное погружение (мергели, известняки, глины). Циклы типа III возникли в условиях прерывистого опускания и последующего зарастания мелководной плоской равнины колониями различных организмов.

По объему среди описанных циклов выделяются элементарные (I порядка) мощностью от нескольких метров до сотен метров, соответствующие ярусам и подъярусам (юрские отложения Англии), зонам и подзонам (пермские отложения Московской синеклизы, лейасовые Лотарингии). В геосинклинальной области Копетдага элементарные циклы имеют мощность первые десятки метров и, вероятно, соответствуют пачкоциклам (по нашей терминологии). Циклы высшего порядка (ярусциклы и подъярусциклы) имеют мощность до 1000 м. Следует обратить внимание

на совпадение биостратиграфических зон с границами циклов (карбон и пермь Московской синеклизы, юра Западной Европы) и на соответствие циклов этапам в развитии фаун (фузулины в карбоне Московской синеклизы, аммониты в юре Западной Европы), что, несомненно, имеет большое теоретическое и практическое значение.

Циклы с участием морских и континентальных отложений, обязанные своим происхождением периодическим трансгрессиям и регрессиям, описаны Л. Стэмпом [342] в эоцене англо-франко-бельгийского бассейна. Крупные ритмы трансгрессий и регрессий, по объему соответствующие системе или отделу, отмечает Н. М. Страхов [224] в отложениях Русской платформы.

Осадочный ритм по Н. М. Страхову (цикл по нашей терминологии. — *Н. Л.*) начинается с трансгрессии и образования обломочных пород (конгломераты, пески, алевроиты); при стабильном положении уровня моря происходит накопление глин, карбонатных и кремнистых пород, а также алевроитов. В стадию регрессии, завершающей ритм, образуются конгломераты, пески, алевроиты, глины, горючие сланцы и гипсы, каменная и калийная соли. Глауконит и фосфориты характерны главным образом для трансгрессивной и начала стабильной стадии развития ритма.

С силурийского по неогеновый период Н. М. Страхов выделяет на Русской платформе 12—13 крупных ритмов. По продолжительности и мощности отложений эти ритмы весьма неравнозначны. Так, ритм среднего-верхнего карбона и нижней перми продолжался более 50 млн. лет, а три ритма палеогенового периода в общем около 45 млн. лет. Возможно, сказывается убыстрение темпа тектонических движений в фанерозое, отмеченное С. Н. Бубновым [30]. Подобные циклы мы называем переменными. На фоне крупных циклов трансгрессий и регрессий развиваются мелкие циклы карбонатных и терригенных формаций (морские, морско-континентальные, лагунные и др.), соответствующие по объему ярусам, подъярусам, зонам, и еще более мелкие.

Наряду с циклами тектоно-климатического происхождения встречаются циклы, непосредственно не связанные с этими причинами. Подобную цикличность установили Ф. Ф. Торанушич и В. И. Шибрик [234] в вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации девона (фаменский ярус) Атасуйского района Казахстана. Выделено пять циклов мощностью от 4 до 85 м. Глинисто-кремнисто-карбонатные породы переслаиваются с туфами, туффитами и железными рудами. Циклы разграничены по составу и количеству карбонатов (главным образом сидерита). Образование циклов, вероятно, связано с периодическими вулканическими извержениями и подтоками гидротермальных растворов. Мелкую цикличность в морских глинисто-карбонатных отложениях юры Англии, возможно диагенетического происхождения (уплотнение и перераспределение карбонатного вещества), отмечают П. Дафф и др. [61].

Изучением флиша занимались Н. Б. Вассоевич [35, 38], Б. М. Келлер [91], И. В. Хворова [252], Н. В. Логвиненко [113—115, 117], С. А. Афанасьев [8], В. А. Гроссгейм [58], Ю. М. Пущаровский [179], С. И. Романовский [190], И. А. Вылцан [51] и многие другие. За рубежом исследованиям флиша посвящены труды А. Винклера [355], Е. Бейли [284], Ф. Кюнена [318], С. Джулинского [295], Р. Маршалко [324], М. Ксевичевича [317], Е. Обрадович [333], А. Боума [286], Р. Гессе [308], М. Сагри [339], А. Томпсона [345] и др. По определению Н. Б. Вассоевича [37, с. 112]: «Флиш представляет собой относительно мощную серию морских осадочных образований, характеризующихся регулярным чередованием по меньшей мере двух, обычно же трех (реже четырех, пяти) основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов зернистых (фанеромерных) и незернистых (криптомерных) пород независимо от их вещественного состава, образующих закономерное парагенетическое сочетание, простые ритмы, обычно прогрессивные гемициклы, как правило, измеряющиеся сантиметрами, дециметрами. Флишевые породы бедны цельными остатками макрофауны и макрофлоры (или вовсе их лишены), но содержат иногда в изобилии фукоиды и гиероглифы».

Флишевые формации возникают, как правило, на среднем этапе развития геосинклиналей. По вещественному составу различают карбонатный, терригенно-карбонатный и терригенный флиш. Н. Б. Вассоевич [35] выделяет во флишевом ритме (микrocикле. — *Н. Л.*) следующие элементы по размеру частиц: Ia — конгломерат, часто микроконгломерат и гравелит; Ib — песчаник; Ic — алевролит; IIa — известняк пелитоморфный или микрозернистый; IIb — мергель или карбонатная глина; IIIa — слабокарбонатная глина; IIIb — глина, лишенная карбонатов. Полный набор этих пород встречается сравнительно редко, обычно некоторые породы выпадают из этого ряда и наблюдается следующая очередность слоев: Ib, IIa, IIIb или Ic, IIa, IIIb; IIa, IIIb; IIa, IIIa.

За рубежом широкое распространение получила система А. Боума [286], считающего флиш отложением мутьевых потоков, или турбидных течений. По А. Боума, флишевый набор состоит из таких подразделений: e — пелитовые породы, ниже которых залегают алеврито-песчаные и более грубые породы; d — верхнее подразделение с параллельной слоистостью; c — среднее подразделение с косой слоистостью знаков ряби и запутанной (convolute) слоистостью; b — нижние горизонты с параллельной слоистостью; a — подразделение (обычно наиболее грубые осадки) с отсортированной слоистостью (graded bedding).

Рассмотрим состав и строение основных типов флиша.

## Карбонатный флиш

Карбонатный флиш характеризуется четкой цикличностью; микроциклы обычно трех-пятикомпонентные по набору пород и трехчленные по набору элементов.

I элемент микроцикла — зернистая (фанеромерная) порода от конгломерата (брекчии) до алевролита, часто обломочные известняки и известковые песчаники.

II элемент микроцикла — пелитовая (криптомерная) карбонатная порода: пелитоморфный известняк, мергель, известковая глина или аргиллит, иногда наблюдаются кремнистые породы.

III элемент микроцикла — пелитовая слабокарбонатная или бескарбонатная порода: глина, аргиллит, глинистый сланец.

Такой микроцикл называют элементарным или микроциклом I порядка. Мощность его небольшая — от нескольких единиц до нескольких десятков сантиметров. Иногда наблюдается «гипертрофия» некоторых элементов микроцикла (обычно I или II). Так, в эоценовом флише п-ова Истрия (Югославия) появляются слои мергеля мощностью 3—5 м. В карбонатном флише III элемент микроцикла часто имеет очень малую мощность (первые сантиметры) или вовсе отсутствует [58]. Это может свидетельствовать о размывах перед отложением I элемента последующего микроцикла или об отсутствии седиментации бескарбонатного пелитового материала.

## Терригенный флиш

Терригенный флиш также характеризуется обычно четкой цикличностью; микроциклы, как правило, двух-трехкомпонентные по набору пород и двухчленные по набору элементов.

I элемент микроцикла — зернистая (фанеромерная) порода от конгломерата (брекчии) до алевролита.

II элемент микроцикла отсутствует.

III элемент микроцикла — пелитовая (криптомерная) порода, лишенная карбонатов: глина, аргиллит, глинистый сланец; к этому элементу часто приурочены многочисленные карбонатные конкреции, главным образом железистые карбонаты диагенетического происхождения.

Мощность микроциклов небольшая, обычно десятки сантиметров. Иногда некоторые элементы достигают значительной мощности, обычно это песчаники I элемента. Например, в триасовом флише Крыма они имеют мощность 2—2,5 м, а в меловом флише Западных Карпат (Польша) — 3—6 м. В разрезах терригенного флиша с преобладанием песчаников III элемент микроцикла (пелитовая порода) часто отсутствует.

Таким образом, элементарные микроциклы флиша имеют следующий набор пород.

I элемент микроцикла — конгломерат, гравелит, песчаник (различной крупности), алевролит. Микроцикл может иметь полный набор пород, обычно присутствуют одна или две гранулометрические разности. Эти породы в терригенном флише лишены карбонатов, в карбонатном флише представлены известковыми песчаниками или обломочными известняками.

II элемент микроцикла — пелитовая карбонатная порода: известняк, мергель, карбонатная глина или аргиллит. В терригенном флише этот элемент отсутствует.

III элемент микроцикла — слабокарбонатная или бескарбонатная пелитовая порода: глина, аргиллит, глинистый сланец.

Фациальная природа флишевого набора пород пока еще недостаточно хорошо изучена. Этот вопрос в настоящее время особенно живо обсуждается в литературе. По осцилляционной гипотезе образование конгломератов, гравелитов и песчаников происходило вблизи суши в области литорали и сублиторали; алевроитовые осадки отлагались дальше от берега, а пелитовые накапливались главным образом в глубоководных (центральных) частях флишевых бассейнов. Это подтверждается распределением осадков по площади и их текстурными особенностями.

В песчаниках и алевролитах I элемента флишевого микроцикла наблюдаются различные текстуры: а) параллельная слоистость, которая может возникать в результате как осаждения частиц из суспензии, так и перекачивания и сальтации их донными течениями; б) косая или диагональная слоистость, образованная благодаря деятельности водных потоков (донных течений); в) слоистость знаков ряби течений и волн; г) отпечатки знаков волн на верхней поверхности пластов песчаников и алевролитов; д) градационная слоистость (*graded bedding*) — результат осаждения из мутьевых потоков и, возможно, донных течений.

Органические остатки во флишевых толщах обычно находятся во вторичном залегании (переотложенные): обломки раковин моллюсков, фораминиферы, либо радиолярии и криноидеи. Наиболее распространенными текстурами II элемента микроцикла являются различные фукоиды — ходы червей илоедов. Уже само наличие ходов илоедов говорит о сравнительно медленной седиментации и возможности переработки материала илоедами, причем обычно эти ходы выполнены материалом вышележащего глинистого слоя III элемента микроцикла. Слоистость в осадках III элемента микроцикла, как правило, не проявляется. В отложениях этого элемента иногда встречается фауна — раковины пелагических фораминифер.

Стронники мутьевой гипотезы образования флиша объясняют это иначе: весь набор флишевого микроцикла образовался в глубоководной области моря и, если оперировать геологическими масштабами времени, практически мгновенно. Источником материала послужили мелководные осадки шельфа.

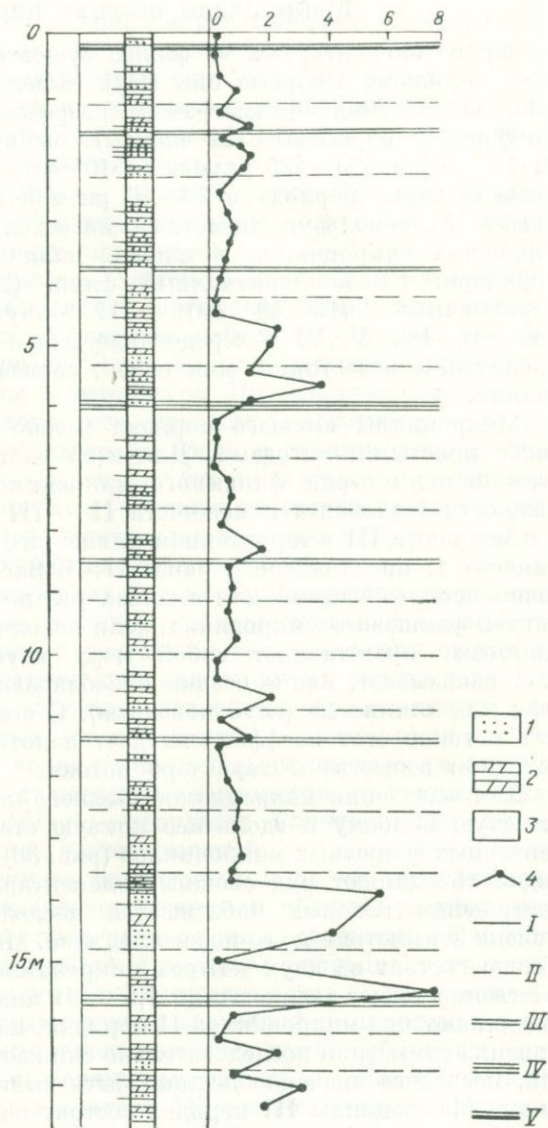
## Микроциклы высших порядков

Кроме элементарных во флише существуют микроциклы высших порядков. Впервые они были выделены Н. Б. Вассоевичем [35]. Обработывая ритмограммы разрезов флиша (сглаживание по формуле параболы с 21 членом), он выявил периоды в 100 ( $n \cdot 10^4$  лет) и 400—425 ритмов ( $n \cdot 10^5$  лет), а также предположил существование периода в 20—40 ритмов ( $n \cdot 10^3$  лет). С. А. Афанасьев [8], используя статистический метод для анализа мощности флишевых микроциклов, установил наличие микроциклов шести порядков: I — мелкоритмичный флиш (2—10 см), II — среднеритмичный (15—40 см), III — крупноритмичный (60—150 см), IV, V, VI — чередование пачек с преобладанием алевролитов и известняков или пачек, сложенных в основном мергелями.

Микроциклы высшего порядка можно выделить и другими, более простыми, методами. Для этой цели можно использовать степень асимметрии флишевого микроцикла [113] — отношение мощности I элемента к мощности II + III в карбонатном флише и к мощности III в терригенном флише (это так называемый коэффициент  $f$ , предложенный ранее Н. Б. Вассоевичем, но недостаточно использованный для анализа ритмичности). Степень асимметрии флишевого микроцикла, если исходить из осцилляционной гипотезы, представляет собой меру глубоководности флиша, т. е. показывает, какие осадки преобладают: песчаные (прибрежные) или глинистые (глубоководные). С позиции гипотезы мутьевых потоков этот коэффициент дает некоторое представление об исходном веществе и характере потока.

Для выделения микроциклов высшего порядка строят литологическую колонку и вдоль нее кривую степени асимметрии элементарных флишевых микроциклов (рис. 38). В микроциклы II порядка объединяют ряд смежных элементарных микроциклов, на протяжении которых наблюдается последовательное снижение степени асимметрии до ее нового подъема. Микроциклы II порядка обычно состоят из двух-четырёх микроциклов I порядка и соответственно имеют мощность до 1,5 м. В микроциклы III порядка объединяют ряд микроциклов II порядка, на протяжении которых степень асимметрии последовательно снижается до нового повышения, последнее значение должно быть выше предыдущих максимумов. Микроциклы III порядка состоят из трех-пяти микроциклов II порядка и имеют мощность 2—3 м.

Микроциклы IV и последующих порядков выделяются по тому же принципу. Всего во флишевых толщах разного типа и разного возраста нами прослежены микроциклы шести порядков (при анализе разрезов мощностью до 200—500 м). Так, в триасовом терригенном флише Крыма выделены микроциклы следующих порядков: I (мощность 0,1—0,7, иногда до 2—3 м), II (0,7—1,5 м), III (2—3 м), IV (6—9 м), V (25—30 м), VI (70—90 м).



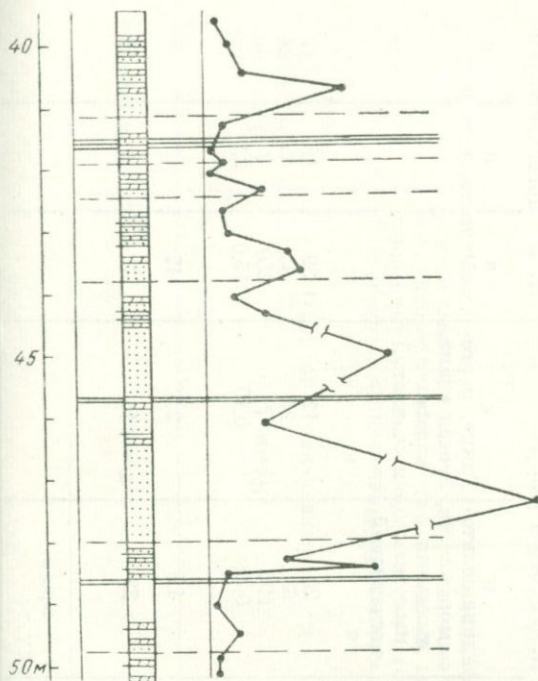
### Типизация микроциклов и флишевых субформаций по набору пород

Анализ ритмичности показывает, что среди терригенного, терригенно-карбонатного и карбонатного флиша целесообразно выделять три типа флишевых микроциклов: тип а — с преобладанием зернистых пород над пелитовыми; тип б — с примерно

Рис. 38. Микроциклы разных порядков во флишевой формации триаса (Крым) [113].

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — степень асимметрии микроциклов I порядка.

I—V — границы микроциклов соответствующих порядков.



равным развитием зернистых и пелитовых разностей; тип в — с преобладанием пелитовых пород над зернистыми (табл. 13, 14, рис. 39).

Мы не рассматриваем грубый и дикий флиш и субфлиш, которые заметно отличаются от нормального. Для примера приведем только некоторые данные для грубого флиша Шумадии (Югославия): средняя мощность микроцикла 3,6 м, средняя степень асимметрии более 10 (обычно 18—20), средняя мощность I элемента микроцикла 3,4 м [333]. Для субфлиша, как известно, характерно преобладание пелитовых пород и отсутствие четкой ритмичности; средняя степень асимметрии микроциклов обычно менее 0,01.

В разрезах многих флишевых формаций наблюдаются мощные толщи с преобладанием микроциклов определенного типа. Это обстоятельство может быть использовано для характеристики формаций и их стратификации — подразделения на горизонты по преобладающему типу микроциклов [111]. К аналогичным выводам приходят М. Сагри [339] и некоторые другие авторы.

### Происхождение флиша

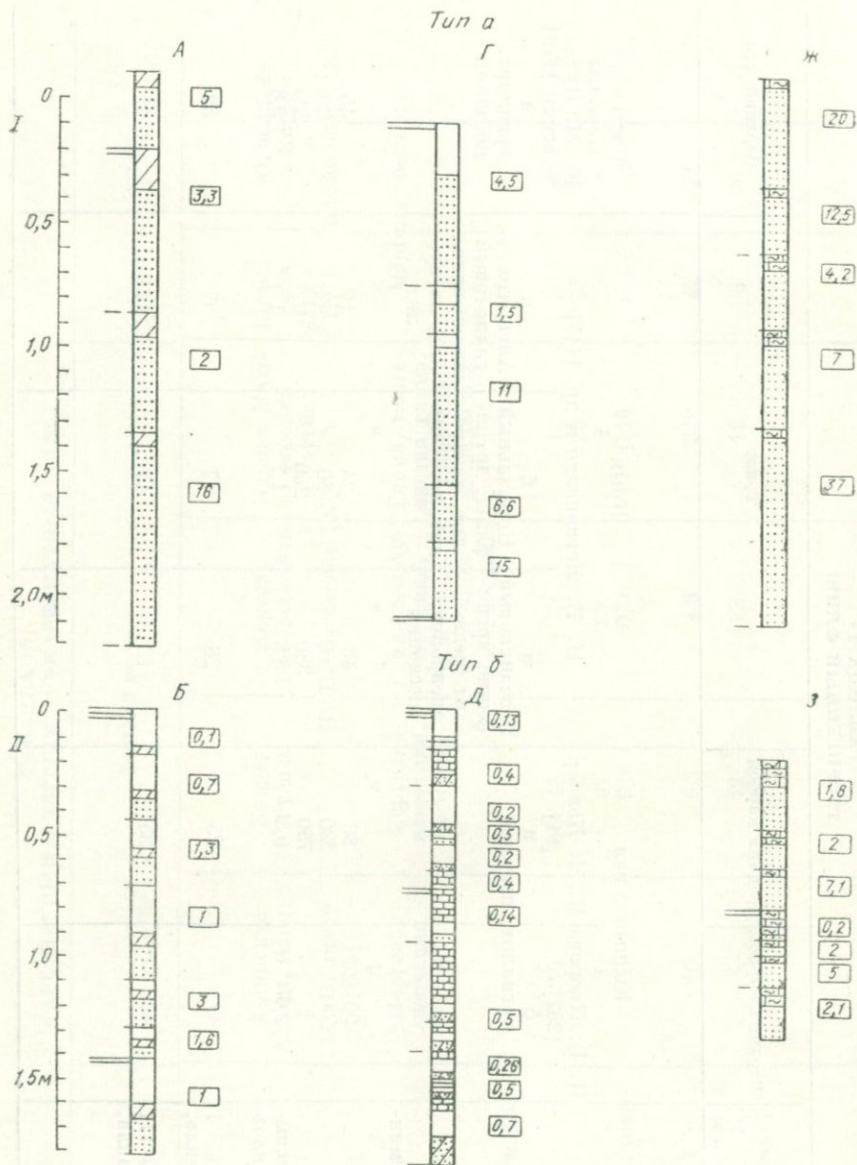
Происхождение флиша детально рассматривалось Н. Б. Вассовичем [35, 37] с позиций осцилляционной гипотезы и Ф. Кюненем [318] с позиций гипотезы мутьевых потоков. Преимущества и недостатки этих гипотез обсуждены Н. Б. Вассовичем [38].

ТАБЛИЦА 13  
КАРБОНАТНЫЙ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ ФЛИШ

| Характеристика                                     | Верхний мел            |                              |   | Эоцен  |                        |                   |     |
|--|------------------------|------------------------------|---|--|------------------------|-------------------|-----|
|  | Юлийские Альпы, Изонцо | Кавказ, Туапсе               | Кавказ, Новороссийск                                  | Кавказ, Кахетинский хребет                     | Югославия, Милия       | Югославия, Истрия |     |
| Район  |                        |                              |   |  |                        |                   |     |
| Автор  | А. Вийклер [355]       | Н. Б. Вассоевич [35]         |   |  | Н. В. Логвиненко [116] |                   |     |
| Тип  | б                      | в                            | в   | в  | а                      | б                 | в   |
| Состав микроциклов                                 | Мергель, песчаник      | Мергель, известняк, песчаник | Глина пелитоморфная, известняк, известняк песчанистый | Глина мергелистая глина, известняк песчанистый | Мергель, песчаник      |                   |     |
| Средняя мощность микроциклов, см                   |                        |                              |   |  |                        |                   |     |
| I порядка  | 15                     | 18                           | 20  | 12   | 39                     | 18                | 13  |
| II порядка   | 42                     | 34                           | 63  | 23   | 93                     | 45                | 24  |
| III порядка  | ?                      | 91                           | 190   | ?  | 250                    | ?                 | 45  |
| Средняя степень асимметрии микроциклов I порядка   | 2,6                    | 0,5                          | 0,28  | 0,16   | 15,0                   | 2,9               | 0,6 |
| Средняя мощность I элемента микроцикла, см         | 10                     | 6,3                          | 4,8   | 2,5  | 42                     | 12                | 3   |
| Средняя мощность II + III элементов микроцикла, см | 4                      | 12                           | 22  | 11   | 3                      | 6                 | 10  |

ТАБЛИЦА 14  
ТЕРРИГЕННЫЙ ФЛИШ

| Характеристика                                   | Верхний карбон      |                   | Триас  |  |   | Верхний мел             |
|--|---------------------|-------------------|--|--|---|-------------------------|
|  | Южный Урал          | Средний карбон    | Крым   |  |   |                         |
| Район  | Южный Урал          |                   | Крым   |  |   | Восточные Карпаты       |
| Автор  | И. В. Хворова [252] | Б. М. Келлер [91] | Н. В. Логвиненко и др. [117]                             |  |   | Ю. М. Пушаровский [179] |
| Тип  | б                   | в                 | а  | б  | в   | а                       |
| Состав микроциклов                               | Аргиллит            | песчаник          | Песчаниковый флиш; аргиллит (редко), алевролит, песчаник | Нормальный флиш; аргиллит, алевролит, песчаник | Алеврито-аргиллитовый флиш; аргиллит, алевролит | Аргиллит, песчаник      |
| Средняя мощность микроциклов, см                 |                     |                   |  |  |   |                         |
| I порядка  | 90                  | 80                | 43   | 34   | 17  | 45                      |
| II порядка                                       | 260                 | 320               | 106  | 80   | 42  | 125                     |
| III порядка                                      | ?                   | 750               | 380  | 250  | 160   | 235                     |
| Средняя степень асимметрии микроциклов I порядка | 2,6                 | 0,3               | 3,3  | 1,7  | 1,0   | 9,8                     |
| Средняя мощность I элемента микроцикла, см       | 44                  | 25                | 28   | 17   | 6   | 39                      |
| Средняя мощность III элемента микроцикла, см     | 42                  | 95                | 13   | 17   | 11  | 6                       |



Напомним кратко сущность гипотез. Осцилляционная предполагает, что микроциклы флиша образуются в результате колебательных движений кордильер, окружающих флишевый бассейн. При поднятии кордильер оживляются эрозия и денудация и в бассейн вносится масса песчано-алевритового материала — происходит накопление I элемента микроцикла (зернистые породы).

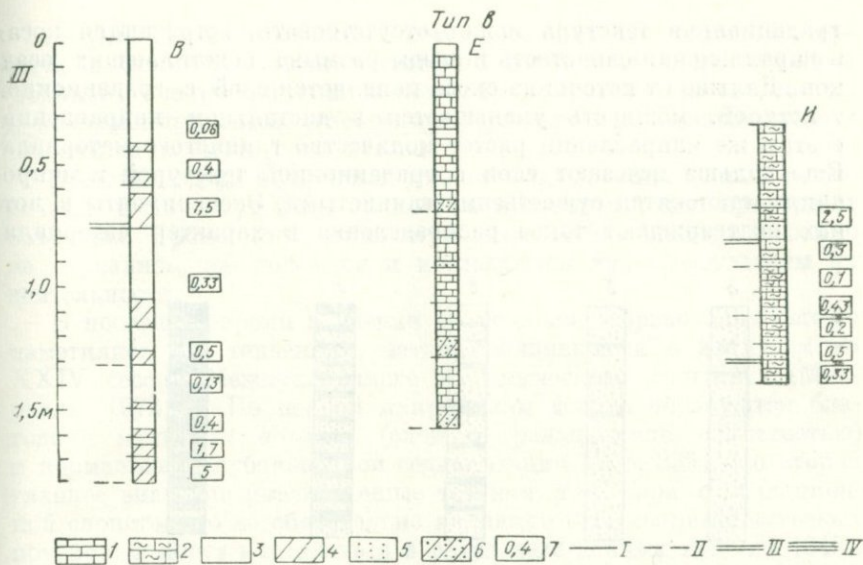


Рис. 39. Разрезы флиша Крыма (Т), Кавказа (К<sub>2</sub>), Карпат (К<sub>2</sub>) и Динарид (D<sub>1</sub>) [145].

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — аргиллиты и глины; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — песчаники и алевролиты; 7 — степень асимметрии элементарных микроциклов. I—IV — границы микроциклов соответствующих порядков.

Крым, таврическая формация, флиш: А — песчаниковый, Б — нормальный песчано-алеврито-глинистый, В — алеврито-аргиллитовый; Г — Карпаты, терригенный иноцератомовый; Д — Кавказ, терригенно-карбонатный; Е — флиш района Новороссийска, карбонатный; Югославия: Ж — п-ов Миля, песчаниковый, З — п-ов Истрия, карбонатно-терригенный, И — западное побережье п-ова Истрия, терригенно-карбонатный.

При опускании кордильер эрозия затухает и в бассейн поступает главным образом тонкий пелитовый материал — образуются II и III элементы микроцикла (пелитовые породы). Осцилляционная гипотеза в ее первоначальном виде признается немногими. Наряду с этим механизмом ее сторонники допускают образование микроциклов флиша в результате деятельности мутьевых потоков.

В Европе и Америке популярна гипотеза мутьевых потоков, или турбидных течений. Ее сторонники объясняют образование флишевых микроциклов осажждением из мутьевых потоков, которые возникают при землетрясениях, штормах и т. п. В момент толчков осадки шельфа и континентального склона переходят во взвешенное состояние, и эта суспензия, более тяжелая, чем морская вода, устремляется вниз по склону; в глубоководной части бассейна по мере замедления движения происходит осаждение взвешенного материала. Каждый мутьевой поток дает начало одному микроциклу.

П. Дафф и др. [61], анализируя условия образования флиша, используют несколько моделей.

Модель 1а. Микроциклы флиша образуются осажждением из мутьевого потока, переносящего материал в продольном направлении по длинной оси бассейна (рис. 40). Вблизи источников сноса

градационная текстура может отсутствовать, встречаются косая и параллельная слоистость и следы размыва подстилающих осадков. Дальше от источника сноса появляется слой с градационной текстурой, мощность уменьшается в дистальном направлении, в этом же направлении растет количество глинистого материала. Еще дальше исчезают слои с градационной текстурой и микроциклы становятся существенно глинистыми. Эксперименты в лотках подтверждают такое распределение и характер материала.

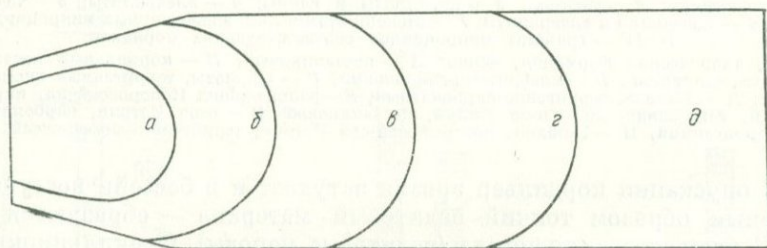
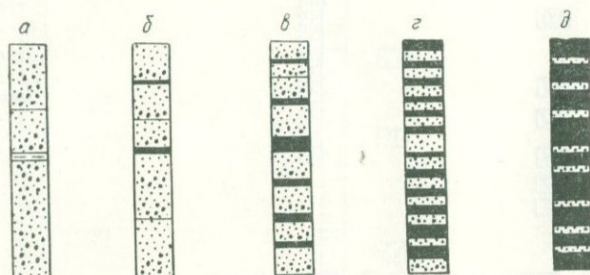


Рис. 40. Гипотетические изменения литологических особенностей отложений в вытянутом прогибе (снос происходил с одной стороны) [61].

Флиш: *а* — конгломератовый и песчаный, *б* — песчаный с многократно повторяющейся градационной текстурой, *в* — нормальный, *г* — глинистый; *д* — глинисто-алевритовые пелагические (открытого моря) отложения, образовавшиеся вдали от источников сноса.

Модель 1в. Принос материала происходит как вдоль, так и поперек флишевого бассейна. В этом случае наблюдается более сложная картина — смешение типов микроциклов и резкие изменения направления движения (фиксируются по подошвенным следам и другим признакам).

Модель 2а. Слои с градационной текстурой и промежуточные слои подвергаются перемыву донными течениями. В этом случае верхние части слоев, сложенные песком и алевритом, перерабатываются течениями, которые определяют направление падения косых слоек и знаков ряби. Если мутьевые потоки достаточно мощные, то большая часть слоев отлагается в виде характерных турбидитов.

Модель 2b. Если мутьевые потоки не обладают большой энергией, а донные течения достаточно интенсивные, вся нижняя (зернистая) часть микроцикла может быть переработана течениями, и подошвенные знаки (гieroглифы) укажут направление донных течений, а не мутьевого потока.

Все эти модели объясняют условия образования флиша теоретически и не могут быть полностью пригодными для природных объектов. Кроме того, сами мутьевые потоки непосредственно не изучались, наблюдаются и исследуются лишь результаты их деятельности.

В последнее время в учении об условиях образования флиша наметились две тенденции, четко проявившиеся в докладах на XXIV сессии Международного геологического конгресса (Монреаль, 1972 г.). По первой микроциклы флиша образуются благодаря мутьевым потокам (слои с градационной слоистостью) и нормальной глубоководной седиментации [308, 339]. По второй главное значение имеют донные течения, т. е. слои с градационной слоистостью не обязательно являются отложениями мутьевых потоков, а могут возникать и в результате донных течений [345]. Действительно, если допустить, что осадки мутьевых потоков полностью перерабатываются донными течениями (модель 2b), то доказательства существования мутьевых потоков будут весьма гипотетичными.

Рассмотрим возможность образования микроциклов флиша в результате действия климатических и тектонических факторов одновременно. М. С. Эйгенсон [276], анализируя изменения солнечной активности, установил периоды (циклы) до десяти порядков: 2—3, 5—6, 11, 22—23, 33—36, 100, 200, 200—300, 600, 1500—2200 лет. Вероятно, существуют и более длительные периоды. Так, Т. Карлстром [313] указывает ритм 3040 лет и более длительные (для плиоцена). Таким образом, в изменении солнечной активности наблюдается сложная периодичность.

Циклы солнечной активности проявляются в изменении климата: потеплении и похолодании, увеличении и уменьшении количества осадков и т. п. Климат зависит также от астрономических причин: положения полюсов, наклона земной оси, параметров орбиты Земли. Вероятно, эти изменения интерферируют с колебаниями солнечной активности. Изменения климата отражаются на мощности слоев эвапоритов и ленточных глин и хорошо коррелируются с ними [189, 278]. Естественно, что колебания климата сказываются на режиме рек, количестве выносимого материала, на уровне моря и темпе абразии его берегов и т. п. К сожалению, взаимосвязь этих явлений не получила еще должного освещения.

Вероятно, простое сопоставление сложных периодичностей изменения климата и цикличности флиша не может объяснить механизма образования флиша. Для накопления флишевых микроциклов, по-видимому, важны только длительные периоды изменения солнечной активности и связанные с ними и другими

астрономическими причинами изменения климата: 200—300-, 600-, 1500—2000-, 3000-летние и более длительные. С позиций периодических изменений климата механизм образования флишевых циклов можно объяснить следующим образом.

1. Флишевые бассейны представляют собой сравнительно узкие (50—150 км) удлинённые впадины — моря типа современного Адриатического, Красного, возможно, Чёрного. Эти бассейны ограничены с одной или с двух сторон гористой суши или архипелагом островов. Шельфовая область морей сравнительно узкая, а центральная часть сравнительно глубокая. Вблизи суши образуется дикий и грубый флиш, почти лишенный пелитовых осадков, в промежуточной зоне — нормальный флиш, а в центральной части бассейнов — субфлиш почти без зернистых осадков. Следует подчеркнуть, что флишевые микроциклы с градиционной слоистостью встречаются значительно реже, чем без нее.

2. Изменения климата проявляются во время максимумов солнечной активности и связаны с переходом от широтного барико-циркуляционного режима атмосферы к меридиональному (см. гл. 3). Они выражаются в потеплении, увеличении количества атмосферных осадков, активизации динамики атмосферы и гидросферы (учащаются циклоны, магнитные бури, активизируются старые и возникают новые циклонические поверхностные и донные течения вдоль и поперек склонов бассейна). Все это способствует повышению темпа эрозии суши и абразии морских берегов, поступлению массы обломочного материала в бассейны седиментации и обеспечивает его разнос по площади бассейнов.

В эти периоды накапливаются слои зернистых осадков на большей части бассейна, а пелитовые частицы выносятся в пределы глубоководной впадины. Естественно, что этот процесс сложный и многоактный, пелитовые частицы осаждаются в разных местах дна согласно с гидродинамикой и рельефом. Однако активное действие течений и, вероятно, неоднократное взмучивание сильными штормами и цунами приводят к совершенной сортировке обломочного материала и постепенному удалению (перемещению) наиболее тонких фракций в пределы глубоководных впадин.

В периоды спада солнечной активности и в течение многих лет после (до нескольких сотен лет), перед следующим ее максимумом, изменения климата происходят в противоположном направлении. Это приводит к затуханию эрозии суши, уменьшению массы обломочного материала и преобладанию в его составе пелитовых фракций. В такие периоды идет накопление зернистых осадков вблизи суши; в промежуточной зоне и глубоководных впадинах центральных частей бассейна накапливаются пелитовые осадки, т. е. отмечается более или менее нормальная седиментация, как мы ее наблюдаем в настоящее время. Таким образом возникает флишевый микроцикл, состоящий вблизи суши из зернистых осадков, в промежуточной зоне — из зернистых и пелитовых, в центральных частях бассейна — преимущественно из пелитовых.

3. В изменении климата наблюдается сложная периодичность: на кратковременные колебания накладываются изменения большого периода (более интенсивные). Сложная периодичность проявляется и в тектонических процессах: колебательных движениях и землетрясениях.

Одновременное действие всех этих факторов (ни один из них нельзя исключить) приводит к тому, что и результат процесса — флишевая цикличность — характеризуется сложной периодичностью.

Элементарный флишевый микроцикл небольшой мощности (5—10 см), вероятно, мог образоваться за сравнительно короткий отрезок времени (200—300 или 600—700 лет) при обычном, описанном выше течении процесса, если учесть, что скорость осадконакопления современных морских осадков довольно значительна. Так, за 1000 лет в Черном море образуется 13 см осадка, в Калифорнийском заливе — 19 см, у Молуккских островов — 28 см, в фьорде Драммен (Норвегия) — 27—31 см, в западной части южной впадины Каспийского моря — 30 см.

Повторение периодов изменения климата приводило к накоплению серии микроциклов, причем, если периоды следовали за максимумом солнечной активности высокого порядка, то процесс шел по нисходящей кривой — степень асимметрии флишевых микроциклов уменьшалась. Наложение на кратковременные колебания климата изменений с большим периодом приводило к образованию микроциклов с высокой степенью асимметрии (мощный слой зернистых осадков) и затем серии микроциклов с постепенным уменьшением степени асимметрии. Так появлялись микроциклы II и более высоких порядков.

Колебательные движения (поднятия суши) усиливали процесс накопления I элемента микроцикла (зернистых осадков) и смещали границу его распространения в глубь бассейна. Опускания суши благоприятствовали накоплению более мощных слоев пелитовых осадков и смещали зону их распространения к суше. Если периоды изменения климата (при максимуме солнечной активности) совпадали с колебательными движениями положительного знака, они действовали в одном направлении — способствовали образованию более мощных и широко развитых слоев зернистых осадков (рис. 41).

Землетрясения и связанные с ними цунами и мутьевые потоки эпизодически участвуют в процессе накопления флиша, создавая микроциклы с градационной слоистостью. Еще Е. Бейли [284], а затем Б. М. Келлер [91] предполагали, что эти явления служат причиной образования флиша. Нами рассмотрены некоторые данные о землетрясениях Дальнего Востока с 1910 по 1956 г. [5]. В проявлении землетрясений разной интенсивности наблюдается сложная периодичность. По степени увеличения интенсивности выделяются циклы: 1; 1—1,5; 3,5—5; 10—12 и 20—30 лет. Для землетрясений в одной точке установлены циклы 13—15 и 17—

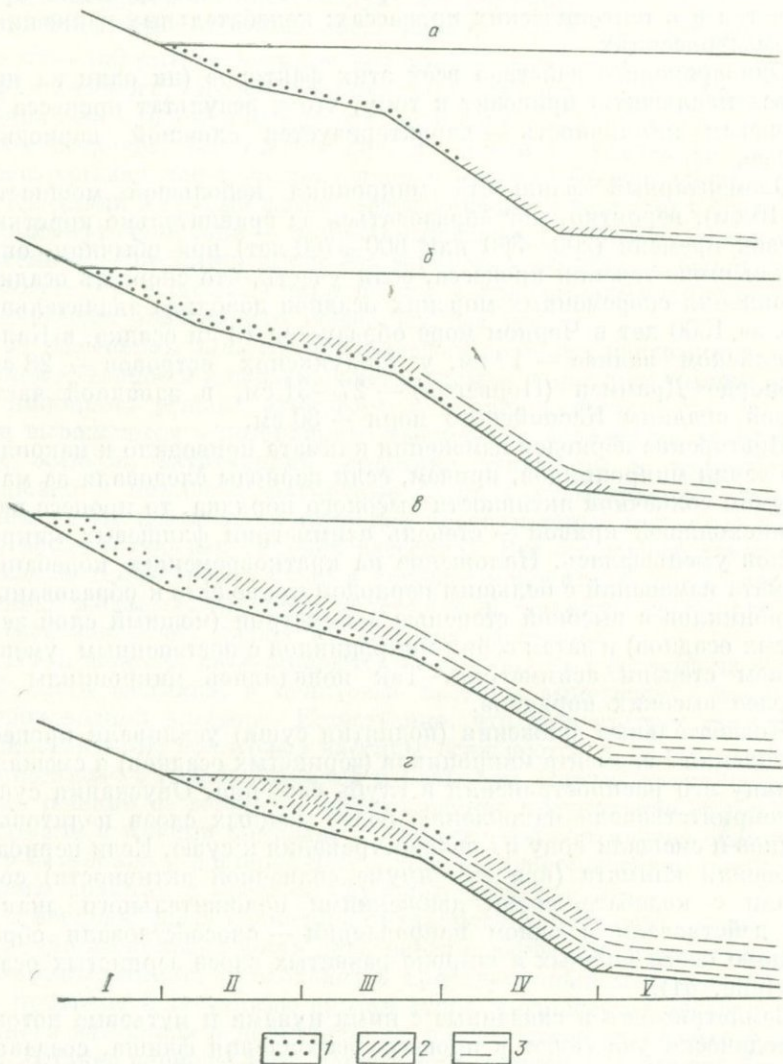


Рис. 41. Схема образования флиша под влиянием изменений климата и колебательных движений [113].

*a, г* — поднятия совпадают по времени с максимумом солнечной активности;  
*б, в* — опускания совпадают по времени с минимумом солнечной активности

(*б* — первая стадия, *в* — вторая).

*1* — пески; *2* — алевроиты; *3* — глины.

Области накопления флиша: *I* — дикого, *II* — песчаного, *III* — песчано-алевроито-глинистого, *IV* — алевроито-глинистого, *V* — субфлиша.

25 лет. Волны цунами обнаруживают такую же периодичность (13—15 и 17—25 лет).

Время накопления флишевого микроцикла изменяется от 1000 до 30 000 лет (см. гл. 11). Если признать эти скорости накопления достоверными, то получается, что не каждое землетрясение или волна цунами дают начало мутьевому потоку и флишевому микроциклу, а только одно из 40—60 или 1200—1800. Таким образом, если исходить из гипотезы мутьевых потоков, следует сделать вывод, что процесс накопления флиша является аperiodическим во времени и отражается в разрезах флишевых толщ сложнопериодическим изменением характера и мощности микроциклов. С этим трудно согласиться, следовательно, мутьевые потоки не относятся к основным причинам образования флиша.

Естественно, что вероятность появления мутьевых потоков была наибольшей в периоды максимумов активности Солнца, а также атмосферы и гидросферы. Микроциклы, образовавшиеся из материала, перемещенного мутьевыми потоками, могли быть как крупными, так и мелкими. Однако в непрерывной серии микроциклов такого типа вряд ли преобладали крупные, так как за время, необходимое для накопления исходного материала мутьевого потока, изменение климата и колебательные движения формируют очередную микроцикл или серию микроциклов.

Рассмотрим продолжительность образования микроциклов флиша. Из описанного выше механизма формирования флишевого цикла следует, что слои зернистых пород накапливаются достаточно быстро: за единицы — десятки лет. Слои пелитовых осадков формируются медленно: за сотни — тысячи лет. При образовании микроциклов из материала, перемещенного мутьевыми потоками, весь микроцикл или его часть (главным образом зернистые осадки) возникали практически мгновенно, и только пелитовые осадки II и III элементов микроцикла накапливались на протяжении достаточно длительного времени до момента появления нового мутьевого потока или изменения климата. Следует отметить, что между микроциклами, возникшими в результате мутьевых потоков, существуют достаточно длительные паузы — время, необходимое на накопление первичного материала для очередного мутьевого потока.

Микроцикл мелового карбонатного флиша Кавказа образовался по Н. Б. Вассоевичу [37] за 500—4500 лет, по С. А. Афанасьеву [8] за 9 тыс. лет, по В. Е. Хаину [247] за 6—15 тыс. лет. Вероятно, все эти цифры соответствуют действительности, так как мощности микроциклов разные. Для терригенного и терригенно-карбонатного флиша среднего карбона Южного Урала получаются весьма близкие цифры. Время образования микроцикла мощностью 0,3 м — 5500 лет, наиболее часто встречающихся микроциклов мощностью 0,7—0,8 м — 14 тыс. лет. Но отмечаются и микроциклы мощностью до 4,5—5,0 м, сложенные главным образом глинистыми породами (аргиллиты). Время накопления таких

мощных микроциклов значительно больше. Определение времени образования микроциклов терригенного флиша среднего карбона для геосинклинали Южного Тянь-Шаня дало сходные результаты — от 1000 до 30 000 лет (см. главу 11).

Следует отметить, что проблема длительности формирования микроциклов еще далека от разрешения. Но вместе с тем полученные цифры укладываются в сравнительно небольшой интервал (от 5 до 30 тыс. лет) и, вероятно, им можно доверять. Необходимо также обсудить причины образования терригенного и карбонатного флиша и появления в карбонатном флише пелитовых осадков, лишенных карбонатов.

Как известно, в твердом стоке горных рек карбонат кальция переносится главным образом в виде механической взвеси. Химическое осаждение его в современных морях происходит преимущественно в низких широтах и на мелководье (отмели, банки), где воды хорошо прогреваются. Поэтому пелитоморфный кальцит, из которого сложены породы II элемента микроцикла карбонатного флиша, вероятно, имеет в основном обломочное происхождение и только частично — органогенное и хемогенное. Обогащенные кальцитом породы I элемента микроцикла карбонатного флиша представляют собой обломочные известняки или известковые песчаники с массой обломков карбонатных пород и органических остатков. Палеогеографические реконструкции подтверждают это предположение. Так, в пределах Динарид (Югославия) в верхнем палеозое и нижнем мезозое широко развиты карбонатные породы; эоценовый и меловой флиш является преимущественно карбонатным или терригенно-карбонатным с широким распространением мергелей и калькаренитов. На Кавказе, вероятно, по той же причине (преобладание известняков среди юрских отложений) сформировался меловой карбонатный флиш.

Таким образом, можно сделать вывод, что накопление терригенного или карбонатного флиша регулировалось составом пород в источниках питания флишевого бассейна обломочным материалом. Некоторое влияние оказывал также климат (теплый, сухой). Значительно труднее объяснить появление в карбонатном флише пелитовых осадков, лишенных карбонатов. Н. Б. Вассоевич [38] предложил как один из возможных вариантов теорию отмучивания — осаждение тонких глинистых частиц после взмучивания осадков штормами или цунами. Это предположение заслуживает внимания. Глинистые частицы имеют листоватую или чешуйчатую форму и, следовательно, дольше остаются во взвеси даже по сравнению с пелитоморфными карбонатами (по Н. Б. Вассоевичу, карбонаты хемогенные, а не обломочные).

Однако возможны и другие приемлемые пути решения этой проблемы. Как было показано выше, слои пелитовых осадков, лишенные карбонатов, обычно имеют ничтожную мощность или вообще отсутствуют. Возможно, это связано с вторичными причинами — процессами диагенеза. Тонкодисперсные пелитовые

осадки флиша содержат органическое вещество, при разложении которого образуется углекислота и понижается водородный показатель рН. При  $\text{pH} \leq 7$  карбонаты растворяются. Следовательно, незначительные по мощности пелитовые слои могут представлять собой своеобразный «нерастворимый» осадок.

В заключение следует подчеркнуть, что флишевая цикличность — весьма сложное геологическое явление. Она представляет собой результат нескольких геологических процессов, протекающих одновременно: периодических изменений климата, колебательных движений и землетрясений. Сочетание этих процессов в разных комбинациях придает своеобразные черты различным флишевым формациям или отдельным частям одной формации. Нам кажется, что предложенная гипотеза имеет преимущество перед другими конкурирующими в настоящее время гипотезами, представляя значительно больший простор и возможности для объяснения происхождения тех или иных флишевых формаций и их частей.

# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕРИОДИЧНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЛАТЕРАЛЬНОМ РЯДУ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Для сравнительного анализа выбраны морские отложения московского яруса (средний отдел каменноугольной системы) Русской платформы, Донецкого бассейна (паралитические толщи), Южного Урала и Южного Тянь-Шаня (флиш), принадлежащие единому морскому бассейну.

## РУССКАЯ ПЛАТФОРМА (Московская синеклиза)

Отложения московского яруса представлены четырьмя горизонтами: верейским, каширским, подольским, мячковским [251].

Верейский горизонт состоит из песков и песчаников (нижнеазовская толща, мощность 15 м); красноцветных косослоистых песков с прослоями алевролитов и глин (верхнеазовская толща, 15—17 м); красных глин с прослоями органогенных известняков (шацкая толща, 15—20 м); красных песков, песчаников и глин (альютовская толща, 10 м); красных глин, доломитов и алевролитов (ордынская толща, 9—12 м). Общая мощность верейского горизонта 50—60 м.

Каширский горизонт состоит из карбонатных и терригенных отложений нарской и лопасинской толщ общей мощностью 46—67 м. На южном крыле синеклизы преобладают мергели, переслаивающиеся с известняками (31,5%), в небольшом количестве присутствуют доломиты (17%), пески, алевроиты (15,2%), встречаются также известковые брекчии и конгломераты (2,5%) — следы размывов в мелководных условиях.

Подольский горизонт сложен органогенно-обломочными и хемогенными известняками, глинами и мергелями, переслаивающимися с известняками, а также известняковыми конгломератами и доломитами. На южном крыле синеклизы органогенно-обломочные и хемогенные известняки составляют 55,8% разреза; глины и мергели, переслаивающиеся с известняками, 30,8%; мелкокомковатые и оолитовые известняки 11,5%; известняковые конгломераты 3,9%. Местами имеются доломиты (до 10% в районе Москвы). Общая мощность горизонта 26 м.

Мячковский горизонт сложен различными известняками (хемогенными, органогенно-обломочными и пр.), глинами и мергелями, переслаивающимися с известняками, местами встречаются известняковые пески и конгломераты, а также прослой доломитов. На южном крыле синеклизы преобладают хемогенные, шламовые, мелкозернистые, органогенно-обломочные известняки (48,2%); известковые пески и конгломераты составляют до 24,6% разреза. Общая мощность горизонта около 50 м.

Полная мощность московского яруса на южном крыле Московской синеклизы около 200 м.

В разрезе московского яруса наблюдается ясная ритмичность, вернее, цикличность, проявляющаяся в смене глубоководных осадков более мелководными. И. В. Хворова [251] выделяет ритмы (циклы. — *Н. Л.*), состоящие из следующих элементов.

I элемент ритма — карбонатные тонкие илы внутренней части бассейна, представленные микрозернистыми и шламowymi известняками и хемогенными доломитами.

II элемент ритма — осадки внутреннего края мелководья, представленные глинами, переслаиванием глин, мергелей и известняков, а также мелко- и грубодетритовых и органогенных (фораминиферовых и водорослевых) известняков.

III элемент ритма — осадки мелководья, представленные глинами, алевролитами, грубыми органогенно-обломочными известняками и известняковыми песками и конгломератами.

Имеются ритмы полные и неполные (первично- и вторично-неполные). Всего в разрезе московского яруса выделено до 25 ритмов. Прослеживаются ритмы и по другому принципу — усилению или уменьшению приноса обломочного материала. Изменение массы поступающего в бассейн седиментации обломочного материала связано с изменением климата или с поднятиями; возможно, оба эти фактора действовали одновременно, но определяющим был последний. Такое заключение делает излишним выделение ритмов двух типов, так как глубина бассейна также связана с колебательными движениями — поднятиями и опусканиями. Следует отметить, что обычно за начало ритмов (циклов) принимают регрессивный этап развития — обмеление и размывы.

Элементарные ритмы (от двух до девяти) объединяются в ритмы II порядка. В юго-западном направлении (в сторону суши) количество элементарных ритмов (циклов) уменьшается, а содержание в них грубых осадков увеличивается. В северо-восточном и восточном направлении (в сторону открытого моря) количество ритмов также уменьшается, а в их строении преобладают тонкозернистые карбонатные илы.

Продолжительность московского века по шкалам абсолютного летоисчисления [174] определяется в 9 млн. лет. При общей мощности московского яруса (200 м) скорость накопления осадков в Московской синеклизе была в среднем 2,2 см за 1000 лет. Отдельные ритмы (циклы) имеют разную мощность: с преобладанием доломитов — 2—4 м, известняково-доломитовые — 7—8 м, глинисто-карбонатные — около 10 м, существенно-глинистые — до 15—20 м. На основании этого можно определить продолжительность накопления одного ритма, например, ритмы первого типа накапливались в течение 90—180 тыс. лет, второго — 320—350 тыс. лет, третьего — 450 тыс. лет. Естественно, что скорость накопления осадков различных типов неодинакова. Глинистые и песчано-глинистые осадки связаны с выносами терригенного материала с суши,

и накопление их происходит значительно быстрее, чем органических и хемогенных карбонатных осадков, но, к сожалению, мы не в состоянии оценить это количественно (длительность накопления существенно глинистых циклов получается слишком большой). Разная мощность и разная продолжительность накопления ритмов не позволяют говорить о ритмичности, т. е. о равномерном чередовании, следовательно, мы и здесь имеем дело с циклами и цикличностью, причем не строгими, а переменными.

Существенно глинистые и песчано-глинистые циклы встречаются сравнительно редко (всего один-два цикла), и их можно не принимать во внимание. В таком случае продолжительность накопления циклов карбонатной формации Московской синеклизы определяется в среднем около 320—360 тыс. лет, что отвечает продолжительности накопления наиболее распространенных известково-доломитовых и глинисто-карбонатных циклов мощностью 7—8 м. Циклы II порядка образовались за время от 640—720 тыс. лет до 2,2—3,0 млн. лет (в зависимости от числа элементарных циклов).

## ЮЖНЫЙ УРАЛ

В Уральской геосинклинали московский ярус представлен отложениями флишевой формации — золотогооровской терригенно-карбонатной толщей мощностью 500 м [91, 252]. Приведем описание разреза по р. Сакмара [91] (см. с. 177).

Микроциклы флишевой формации Южного Урала, как правило, двухчленные: песчаник — аргиллит или мергель — аргиллит. Песчаники I элемента микроцикла часто достигают значительной мощности (до 1 м и более), имеют гравий и гальку в основании, иногда встречаются мелкогалечниковые конгломераты. Средняя мощность элементарного микроцикла около 0,8 м, однако бывают микроциклы 0,3—0,35 и 4—5 м. Отмечены также горизонты подводно-оползневых глыбовых и валунных брекчий и конгломератов мощностью в десятки метров.

К востоку, на реках Алимбет и Урал, мощность московского яруса увеличивается до 1000 м, вероятно, благодаря многим горизонтам подводно-оползневых брекчий, имеющих мощность в десятки метров. В западном направлении (к открытому морю) в осадках происходят заметные изменения: начинают преобладать пелитовые и карбонатные илы. Исходя из средней мощности микроцикла и яруса устанавливается более 550 элементарных микроциклов.

При продолжительности московского века 9 млн. лет и мощности московского яруса 500 м скорость накопления осадков флишевой формации Южного Урала была около 5,5 см за 1000 лет. Накопление одного элементарного микроцикла мощностью 0,3—4,5 м происходило за 5,5—80 тыс. лет. Средняя продолжительность формирования элементарного микроцикла наиболее часто

| Слой | Порода  | Мощность м | Степень асимметрии элементарных микроциклов | Микроциклы II по-ряд-ка | III по-ряд-ка |
|------|---|------------|---|-------------------------|---------------|
| 27   | Конгломерат мелко-галечниковый                                  | 0,65       | 0,1   | 5                       |               |
| 26   | Аргиллит зеленова-то-серый                                      | 0,35       |   |                         |               |
| 25   | Известняк, в основа-нии песчаный                                | 0,04       |   |                         |               |
| 24   | Чередование мергел-ей и аргиллитов                              | 0,30       | 0,1   | 5                       |               |
| 23   | Песчаник известко-вистый  | 0,30       |   |                         |               |
| 22   | Аргиллиты и мергели   | 0,25       | 0,3   |                         |               |
| 21   | Песчаник известко-вистый  | 0,08       |   |                         |               |
| 20   | Аргиллиты зеленова-то-серые с прослоя-ми окремелого из-вестняка | 1,35       | 0,02  |                         |               |
| 19   | Мергель песчани-стый  | 0,04       |   |                         |               |
| 18   | Аргиллиты зелено-вато-серые                                     | 4,50       | 0,01  | 4                       | 2             |
| 17   | Песчаник известко-вистый  | 0,07       |   |                         |               |
| 16   | Аргиллиты и окрем-елые мергели                                  | 0,80       | 0,2   |                         |               |
| 15   | Песчаник известко-вистый  | 0,20       |   |                         |               |
| 14   | Аргиллит  | 0,75       | 0,06  |                         |               |
| 13   | Мергель песчанистый   | 0,05       |   |                         |               |
| 12   | Аргиллит  | 0,80       | 0,03  |                         |               |
| 11   | Мергель песчанистый   | 0,03       |   |                         |               |
| 10   | Аргиллит зеленова-то-серый                                      | 1,10       | 1,0   | 3                       |               |
| 9    | Песчаник, в основа-нии грубозерни-стый                          | 1,20       |   |                         |               |
| 8    | Аргиллит зеленова-то-серый                                      | 0,90       | 0,09  | 2                       |               |
| 7    | Песчаник известко-вистый  | 0,07       |   |                         |               |
| 6    | Аргиллит  | 0,40       | 0,5   |                         |               |
| 5    | Песчаник известко-вистый  | 0,20       |   |                         |               |
| 4    | Аргиллит  | 0,60       | 0,1   |                         | 1             |
| 3    | Песчаник мелкозер-нистый  | 0,07       |   |                         |               |
| 2    | Аргиллит  | 1,10       | 0,8   | 1                       |               |
| 1    | Песчаник, в основа-нии грубозерни-стый                          | 0,85       |   |                         |               |

встречающейся мощности 0,7—0,8 м составляет около 14 тыс. лет. Продолжительность образования микроциклов II порядка оценивается в 28—42 тыс. лет в зависимости от числа элементарных микроциклов.

Образование флишевой формации Южного Урала И. В. Хворова [252] связывает с мутьевыми потоками или турбидными течениями, Б. М. Келлер [91] — с периодическими цунами.

### ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

В Донецком бассейне (парагеосинклиналь или передовой прогиб; авлакоген, по Н. С. Шатскому) отложения московского яруса представлены угленосной формацией паралического типа, сложенной главным образом терригенными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами с многими пластами известняков и углей. В угленосной формации наблюдается цикличность осадконакопления — закономерное чередование континентальных (аллювиальных и болотных), прибрежно-морских и морских отложений (см. гл. 9). Мощность московского яруса на северо-западе бассейна в Лисичанском районе 700 м. Средняя мощность элементарных (или I порядка) угольных циклов 10—15 м; общее количество циклов достигает 55.

На юго-востоке бассейна мощность московского яруса увеличивается до 3500 м, а количество циклов I порядка — до 110—120. Многие элементарные угольные циклы северо-запада к юго-востоку расщепляются и дают по два-три самостоятельных цикла. В северо-восточном направлении (в сторону открытого моря) мощность яруса быстро уменьшается, изменяется и характер разреза: угольные циклы выклиниваются и замещаются карбонатно-глинистыми и карбонатными, подобными циклам Московской синеклизы.

Скорость осадконакопления в северо-западной части Донецкого бассейна была около 8 см за 1000 лет (мощность осадков 700 м, время накопления 9 млн. лет). Продолжительность накопления одного элементарного угольного цикла мощностью 4—18 м от 56 до 220 тыс. лет, наиболее часто встречающегося цикла мощностью 10—12 м — около 140 тыс. лет. Циклы II порядка образовывались от 420 до 700 тыс. лет (в зависимости от числа элементарных циклов).

### ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Флишевая формация получила широкое распространение на позднем этапе развития этой герцинской геосинклинальной области и по возрасту охватывает верхнемосковский подъярус среднего карбона — верхний карбон. Накопление флиша происходило в линейных широтных прогибах, каждый из которых был отделен от соседнего системой поднятий и представлял собой самостоятельно развивающийся трог, где накапливались мощные (до 2—

2,5 км) толщи конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями известняков, эффузивов и седиментационных брекчий.

Зернистые породы часто обладают градационной слоистостью и содержат разнообразные характерные для флиша напластовые и внутрипластовые текстуры механического и биогенного происхождения. Границы седиментационных бассейнов, по-видимому, не сильно отличались от границ современного распространения флишевых отложений, развитых в Южно- и Центрально-Гиссарской, Зеравшано-Туркестанской, Сурметашской зонах, а также в зоне Высоких и Низких предгорий Алайского хребта. В поперечнике прогибы достигали первых десятков, по длине — многих сотен километров.

По данным И. Н. Черенкова [258], флишевая формация западной части Южного Тянь-Шаня обладает цикличностью разных порядков. Наиболее крупным является цикл IV порядка, охватывающий весь разрез от основания верхнемосковского подъяруса до кровли верхнего карбона. Цикл выражается постепенным уменьшением количества грубо- и крупнообломочных отложений снизу вверх. Цикл IV порядка слагается двумя циклами III порядка, один из которых (нижний) соответствует верхнемосковскому подъярису, другой охватывает верхнекаменноугольные отложения. Эти два цикла выделяются повсеместно и служат основой литостратиграфической корреляции отложений разных прогибов.

Цикл III порядка верхнемосковского подъяруса распадается на циклы II порядка, в основании которых грубозернистый материал или преобладает, или находится в равном количестве с глинисто-алевролитовым. Верхние части циклов II порядка сложены аргиллитовым флишем или субфлишем, в основании их обычно устанавливаются размывы. Циклы II порядка включают циклы I порядка, начинающиеся грубозернистыми породами (конгломераты, гравелиты, песчаники или алевролиты), постепенно сменяющимися вверх известняковыми аргиллитами или мергелями, которые иногда также переходят в аргиллиты.

Циклы I порядка (элементарные) имеют мощность от нескольких дециметров до первых метров. Как показали наши наблюдения, для каменноугольного флиша Южного Тянь-Шаня характерны и более мелкие циклы I порядка, проявляющиеся в том, что аргиллитовые элементы циклов I порядка никогда не бывают однородными по составу. Они обладают тонкой ленточной ритмичной слоистостью, каждая лента состоит из двух слоев: тонкого (0,5—2 см) слоя зернистой породы и более широкого (1—4 см) слоя аргиллита, часто карбонатного. При описании разрезов на это обычно не обращают внимания. В табл. 15 сведены данные И. Н. Черенкова по характеристике циклов верхнепалеозойских прогибов Южного Тянь-Шаня, а также наши наблюдения по Центрально-Гиссарскому и Талдыкскому прогибам в зоне Высоких предгорий Алайского хребта.

ЦИКЛЫ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

| Зоны                                  | I порядка      |                                      | II порядка     |                                      | III порядка    |                                      | Накопление<br>за 1000 лет,<br>см |
|---------------------------------------|----------------|--------------------------------------|----------------|--------------------------------------|----------------|--------------------------------------|----------------------------------|
|                                       | Мощность,<br>м | Время фор-<br>мирования,<br>тыс. лет | Мощность,<br>м | Время фор-<br>мирования,<br>тыс. лет | Мощность,<br>м | Время фор-<br>мирования,<br>млн. лет |                                  |
| Южно-Гиссарская                       | 0,04—1,4       | 0,9—31                               | 43             | 500                                  | 386            | 4,5                                  | 8,5                              |
| Центрально-Гиссар-<br>ская            |                |                                      | 52             | 1100                                 | 208            | 4,5                                  | 4,5                              |
| Зеравшано-Турке-<br>станская          | 0,045—0,75     | 1—19                                 | 103            | 750                                  | 620            | 4,5                                  | 13,8                             |
| Сурметашская                          |                |                                      | 103            | 640                                  | 720            | 4,5                                  | 16,0                             |
| Высоких предгорий<br>Алайского хребта |                |                                      | 64             | 1500                                 | 191            | 4,5                                  | 4,2                              |

При продолжительности позднемосковского времени 4,5 млн. лет время формирования циклов I порядка составляет от 0,9 до 31 тыс. лет для разных прогибов. Продолжительность формирования одного цикла II порядка для разных прогибов различается в 3 раза (от 0,5 до 1,5 млн. лет). Отчасти это можно объяснить недостатками исследова-

ния в условиях напряжен-  
ной тектоники и слабой па-  
леонтологической обеспе-  
ченности разрезов, но,  
возможно, эти различия  
имеют и реальные основа-  
ния, свидетельствуя о диф-  
ференциации тектониче-  
ских, климатических и се-  
дIMENTационных режимов  
в разных прогибах. Только

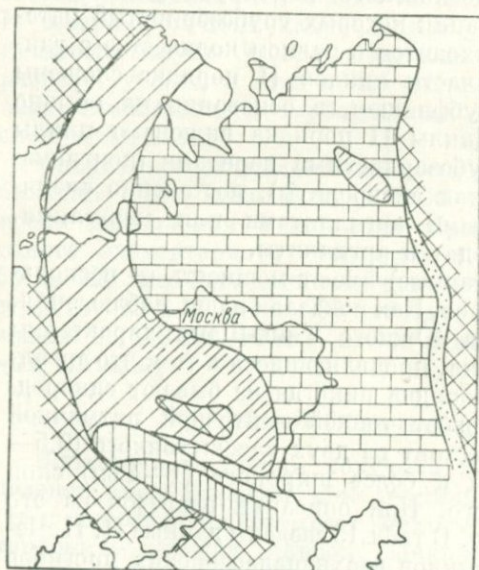


Рис. 42. Палеогеографическая об-  
становка на территории Русской  
платформы в среднем карбоне (мо-  
сковский век, подольское время)  
[251].

1 — суша; отложения: 2 — мощ-  
ные, преимущественно терригенные  
восточной части Уральского крае-  
вого прогиба, 3 — мощные конти-  
нентально-морские угленосные, 4 —  
менее мощные континентально-мор-  
ские песчаные, глинистые и карбо-  
натные с тонкими прослоями углей,  
5 — разнообразные известковые,  
периодически сменяющиеся карбо-  
натно-глинистыми, 6 — те же, пред-  
полагаемые; 7 — чисто карбонатные  
илы.

начиная с цикла III порядка может быть отмечена выдержанная для всей территории Южного Тянь-Шаня тенденция единого направленного развития, проявляющаяся в замедлении тектонических движений к концу верхнемосковского цикла.

Палеогеографическая обстановка в московский век на Русской платформе и в окружающих ее пара- и миогеосинклинальных прогибах Донбасса и Южного Урала реконструирована И. В. Хворовой [251] (рис. 42). На всей этой обширной территории существовал единый морской бассейн, окруженный сушей на западе, юге и востоке. На большей части бассейна в условиях мелководного эпиконтинентального моря происходило накопление карбонатных хемогенных и органических илов, а ближе к суше — карбонатно-глинистых и песчано-глинистых осадков. В северо-западной части Донбасса формировались мощные терригенные толщи паралической угленосной формации, а в пределах Южного Урала — терригенные и терригенно-карбонатные отложения флиша. Накопление флиша в Южном Тянь-Шане происходило в бассейне архипелагового типа, который протягивался на северо-запад, достигая Южного Урала [7]. По существующим представлениям Южный Урал и Южный Тянь-Шань входили не только в единый морской бассейн, но и в единую Урало-Тянь-Шаньскую геосинклинальную систему с общей геологической историей развития в среднем палеозое.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ

Допустим, что цикличность угленосных отложений Донбасса возникла благодаря трансгрессиям и регрессиям в условиях дельтовой или баровой обстановки. Причиной трансгрессий и регрессий были эвстатические изменения уровня Мирового океана, вызванные материковым оледенением в южном полушарии (эвстатический и седиментационный контроль, по П. Даффу и др. [61]). Трансгрессии и регрессии моря обусловили также образование циклов в карбонатной формации Московской синеклизы — чередование мелководных и более глубоководных осадков в разрезах.

В этом случае можно ожидать хорошей корреляции разрезов этих формаций — наличия примерно одинакового количества элементарных циклов в угленосной формации Донбасса и в карбонатной формации Московской синеклизы. Каждая трансгрессия и регрессия должны были привести к формированию одного элементарного цикла в той и другой формации. В действительности, как было показано выше, элементарный цикл карбонатной формации накапливается по крайней мере в 2 раза медленнее, чем угленосной, и общее количество элементарных циклов в первом случае 25, а во втором не менее 55. Различия еще больше, если будем рассматривать юго-восточную часть Донецкого бассейна, где мощность московского яруса более 3500 м, а общее количество элементарных угольных циклов достигает 110—120.

Таким образом, мы приходим к выводу, что седиментационными факторами и эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана нельзя достаточно удовлетворительно объяснить условия образования этих двух формаций. Эвстатические колебания не могут также объяснить причины образования более 550 микроциклов в отложениях флишевой формации Южного Урала, седиментационный контроль формирования флиша мы рассмотрим несколько ниже. Логичнее и, вероятно, правильное объяснять эти процессы одновременным действием тектонических и климатических факторов (колебательных движений, землетрясений и периодических изменений климата), т. е. факторов, постоянно действующих на земной поверхности.

Основными причинами цикличности карбонатной формации в Московской синеклизе являются колебательные движения (изменение глубины бассейна и рельефа суши) и изменение климата. В периоды поднятий накапливались мелководные карбонатно-терригенные и терригенные осадки: ракушечниковые детритовые известняки, известняковые пески и конгломераты, пески и глины. В периоды опусканий шло формирование более глубоководных осадков: пелитоморфных, шламовых и микрозернистых известняков, как правило, не содержащих примесей терригенного материала или содержащих их в незначительном количестве.

В периоды более влажные к карбонатному материалу применялся терригенный благодаря оживлению эрозии и денудации суши. В периоды засушливые принос терригенного материала сокращался и шло осаждение доломитов. Доломиты и доломитовые мергели встречаются в верхней части верейского, в каширском, подольском и мячковском горизонтах. За время московского века намечается примерно 13—14 максимумов образования доломитов и приноса терригенного материала. Пески, глины и карбонатные породы с заметной примесью терригенного материала наблюдаются между доломитовыми пластами и отделены от них пластами известняков. Там же, где нет песчаных и алевроитовых прослоев, появляются известняковые пески, гравелиты и конгломераты — следы размывов в мелководных условиях. Московская синеклиза расположена в центре Русской платформы и представляет собой наиболее стабильный участок земной коры, где общее погружение, число и размах колебательных движений были незначительными.

В Донецком бассейне в это время накапливалась терригенная угленосная формация. На протяжении всего московского века происходило постоянное опускание, на фоне которого имели место колебательные движения (поднятия и опускания) разного темпа и амплитуды — целый спектр колебаний вплоть до мелких осцилляций. Образование угольных циклов связано с колебательными движениями и изменениями климата. Поднятия территории выводили ее из-под уровня моря, закладывалась гидрографическая сеть, шел процесс эрозии и денудации в континентальных условиях. Постепенно рельеф нивелировался, вырабатывались широ-

кие аллювиальные долины, накапливались русловые и пойменные осадки в долинах и на приморских равнинах. Затем наступало заболачивание, формировались болота и торфяники. В период опусканий торфяники перекрывались морскими водами и шло накопление различных морских осадков в условиях мелководного шельфа. Следующее поднятие и опускание приводило к повторению этого процесса. Довольно часто поднятие останавливалось на уровне моря, происходило заболачивание и образование торфяников. В таких случаях континентальные осадки угольных циклов представлены только углем.

Влияние изменений климата мы видим в следующем. Имеются безугольные циклы и циклы с очень маломощными угольными пластами или только прослойками угля. Отсутствие угля не всегда следует связывать со скоростью тектонических движений и седиментации. Возможно, во многих случаях отсутствие угля объясняется более засушливыми и сухими периодами, когда условия для углеобразования были неблагоприятными. При наличии дробной и хорошо разработанной схемы корреляции разрезов Московской синеклизы и Донбасса, вероятно, можно было бы сопоставить безугольные циклы с циклами, содержащими доломиты.

В геосинклинали Южного Урала в московский век происходило накопление флишевой формации. Образование микроциклов флиша можно объяснить деятельностью мутьевых потоков, как было указано выше (седиментационный контроль, по П. Даффу и др. [61]). Однако возможно и альтернативное объяснение. Анализ данных, приведенных И. В. Хворовой [252] и Б. М. Келлером [91], показывает, что слои с градационной слоистостью встречаются только эпизодически, к тому же ее образование может быть связано и не с мутьевыми потоками (см. гл. 10). Большая часть формации сложена песчано-аргиллитовым, алевролитом и мергельно-аргиллитовым мелко- и среднеритмичным флишем без градационной слоистости, с четкими контактами между слоями и хорошей сортировкой обломочного материала. Образование флишевой формации можно объяснить одновременно действующими периодическими изменениями климата и колебательными движениями и эпизодическими землетрясениями, приводившими к образованию обвально-оползневых горизонтов и слоев с градационной слоистостью.

Формирование элементарного флишевого микроцикла мощностью 5—10 см, как было показано выше, происходит за 500—1000 лет. Микроциклы флишевой формации Южного Урала имеют мощность в 8—10 раз больше, следовательно, и время их накопления было во столько же раз больше. Элементарные флишевые микроциклы формировались, вероятно, с периодичностью 5,5—14 тыс. лет.

Микроциклы II порядка образовались за 28—42 тыс. лет. Возможно, здесь проявились изменения климата, связанные с астрономическими причинами. Эпизодически, в периоды высокой

активности Солнца, в результате землетрясений возникали мутьевые потоки, формировались микроциклы с градиционной слоистостью и обвальнo-оползневые горизонты. Вероятно, аналогичные процессы происходили в Южном Тянь-Шане. Сравнение продолжительности (тыс. лет) формирования циклов южно-тянь-шаньского и уральского флиша представляет большой интерес (в числителе — интервал времени, в знаменателе — среднее значение).

Порядок циклов

|                 | I                   | II                      | III                 |
|-----------------|---------------------|-------------------------|---------------------|
| Южный Урал      | $\frac{5,5-80}{14}$ | $\frac{27-67}{47}$      | $\frac{50-150}{75}$ |
| Южный Тянь-Шань | $\frac{0,9-31}{16}$ | $\frac{500-1500}{1000}$ | 4500                |

Элементарные микроциклы продолжительностью 950—1000 лет, выделяемые в Тянь-Шане, имеются и на Южном Урале (слои 26, 24, 16 разреза в бассейне р. Сакмара), но они не описывались и не учитывались. В длительности формирования циклов более высоких порядков совпадений не наблюдается. У нас нет уверенности, что это связано с действительными различиями обстановок формирования флиша в этих двух регионах, а не с разной детальностью исследований. Возможно, описывались явления разного порядка, и совпадение достигнуто только для наиболее заметных объектов, в которых наблюдается чередование зернистых и пелитовых слоев. Самая же главная причина, вероятно, заключается в разной методике выделения микроциклов высших порядков.

Таким образом, в результате сравнительного анализа разновозрастных осадочных формаций Русской платформы, Донбасса, Южного Урала и Тянь-Шаня можно прийти к выводу, что основными причинами цикличности являются колебательные движения и периодические изменения климата, эпизодическими причинами — землетрясения, вызывающие цунами и мутьевые потоки. В направлении от Московской синеклизы к Донбассу и далее к Южному Уралу и Тянь-Шаню наблюдается переход от стабильного участка земной коры — платформы — к наиболее мобильному — геосинклинали; соответственно увеличиваются частота и размах колебательных движений. Элементарному циклу карбонатной формации Московской синеклизы соответствуют 2—3 угольных и 20—30 флишевых. Непосредственная и прямая корреляция микроциклов Южного Урала и Тянь-Шаня, угольных циклов Донбасса и циклов карбонатной формации Московской синеклизы невозможна. Но, вероятно, при наличии послынного описания разрезов флиша можно выявить некоторые реперы, отвечающие угольным и карбонатным циклам.

Надо подчеркнуть, что осадконакопление всегда происходит под влиянием естественных постоянно действующих факторов (тектонических и климатических) и зависит от конкретных условий в каждом данном месте, поэтому не следует злоупотреблять

поисками специфического механизма, если на это нет особых причин. Это не значит, что всегда и повсюду существует единая причина цикличности. Тектонические и климатические факторы сочетаются и взаимодействуют в разных комбинациях, усиливая или ослабляя друг друга; наконец, сказывается влияние и эпизодических факторов.

В заключение необходимо обратить внимание на глобальные масштабы проявления цикличности в отложениях московского яруса среднего карбона. Цикличность наблюдается на огромной территории Русской платформы и окружающих ее геосинклиналей, а также в Средней Азии, Западной Европе, Северной Америке и в других регионах. Циклы седиментации отмечаются как в платформенных карбонатных и терригенных формациях, так и в переходных и геосинклинальных (угленосные, флишевые, молассовые и др.). Таким образом, цикличность осадконакопления представляет собой обычное геологическое явление, выраженное с разной степенью отчетливости.

Геологическое развитие каждого региона и Земли в целом охватывает, как известно, совокупность явлений, связанных с тектоническими движениями, процессами седиментации, вулканизма, плутонизма и метаморфизма. В силу специфики данной работы мы рассматриваем не все стороны геологического процесса, а лишь те его составные части, которые связаны с накоплением осадочных комплексов; проявления вулканизма затрагиваются в той мере, в какой это необходимо для освещения основных закономерностей образования осадочных формаций; проявления плутонизма и метаморфизма не разбираются.

Под осадочной формацией нами понимается определенная закономерная ассоциация горных пород, отличающаяся от других соседних ассоциаций первичным составом осадков, степенью их зрелости, типом стратификации, объемом вулканических продуктов и участием органического вещества. Под формационным рядом понимается совокупность следующих друг за другом осадочных и вулканогенных формаций, отделенных от других формаций региональными несогласиями, перерывами или проявлениями метаморфизма, и поэтому отвечающих одному тектоническому этапу (циклу) развития крупного структурного региона земной коры. В данной главе мы анализируем формационные ряды, формировавшиеся в различные отрезки геологического времени, полагая, что такой путь в наибольшей степени раскрывает представления о циклически направленном развитии земной коры и этапности этого развития, позволяет оценить сходство и различие следующих друг за другом этапов.

#### АСТРОНОМИЧЕСКАЯ И ПЕРМОБИЛЬНАЯ СТАДИИ (катархей, древнее 3500 млн. лет)

Представления о древнем этапе развития Земли во многом определяются взглядами на возраст основания древних щитов и успехами, достигнутыми в корреляции их разрезов. Следуя стратиграфическим схемам, предложенным Л. И. Салопом [203], обобщению по геохронологии докембрия материков А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича [235], работам С. В. Павловского, М. С. Маркова [157], Н. В. Фроловой [243] и других авторов, можно на наиболее характерных разрезах проследить особенности развития земной коры в раннем докембрии, их специфичность и неповторившийся позднее характер седиментации и вулканизма.

На Балтийском щите наиболее древними образованиями, по-видимому, являются габбро-нориты и лабрадориты Чуна-, Монче- и Волчьих тундр юго-западной части Кольского полуострова, для которых измерения возраста К—Аг-методом дали результат 4500—4000 млн. лет. Исследования А. А. Полканова, В. А. Масленникова показали, что эти породы служат основанием

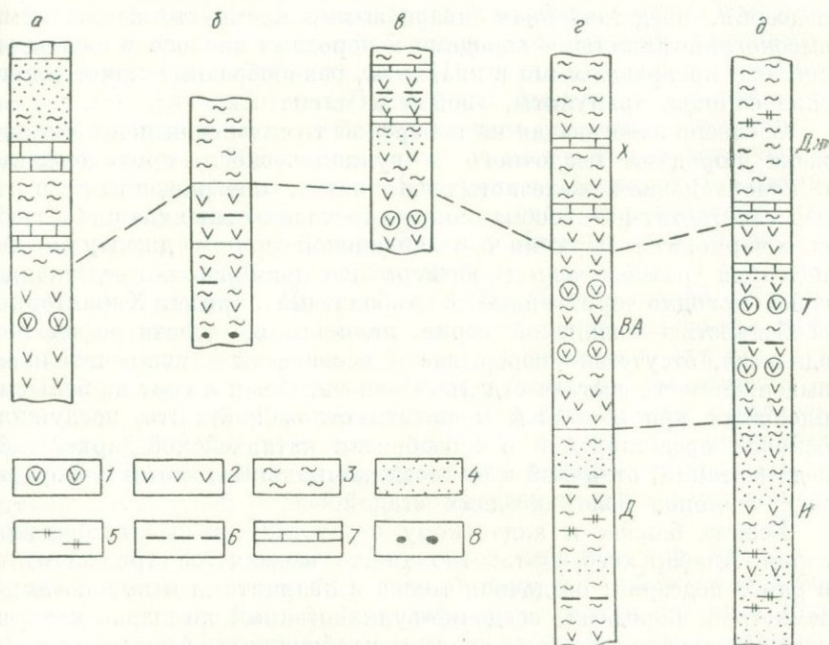


Рис. 43. Главнейшие осадочно-вулканогенные комплексы катархей Северной Америки и Евразии [203].

*а* — Аппалачи, древнейший комплекс Гренвилл, щиты; *б* — Балтийский, кольская серия, *в* — Украинский, бугская серия, *г* — Анабарский, анабарская серия (подсерии: *Д* — далдынская, *ВА* — верхнеанабарская, *Х* — хашчанская), *д* — Алданский, алданская серия (подсерии: *И* — иенгская, *Т* — тимптонская, *Дж* — желтулинская). 1 — чарнокиты; 2 — меланократовые гнейсы и амфиболиты; 3 — мезо- и лейкократовые гнейсы; 4 — кварциты; породы: 5 — высокоглиноземистые, 6 — железисто-магнетитовые, 7 — карбонатные; 8 — конгломерато-брекчии габбро-норитов.

для кольской серии — стратотипического разреза толщ древнего (более 3500 млн. лет) этапа развития Балтийского щита. Кольская серия содержит в основании валуны габбро-норитов и состоит из трех свит гнейсов (рис. 43), богатых глиноземом, а также из магнетитовых кварцитов осадочного происхождения, тесно ассоциирующих с гнейсами основного состава первично-вулканогенного происхождения.

Стратотипическим разрезом катархей Азиатского материка служит разрез алданской серии Алданского щита. Некоторые исследователи, опираясь на цифры абсолютного возраста (не более

3000 млн. лет), не считают эту серию древнейшей [235]. Однако Л. И. Салоп [203] приводит веские аргументы в пользу принадлежности алданской серии к наиболее древним образованиям нашей планеты. Центральная часть щита, как установлено работами Д. С. Коржинского, Н. В. Фроловой, Ю. К. Дзевановского и др., сложена породами преимущественно осадочного происхождения мощностью около 20 км. Основанием разреза служит иенгрская подсерия, представленная кварцевыми, кремнисто-железистыми, высокоглиноземистыми породами и породами кислого и основного состава, превращенными в кварциты, разнообразные кристаллические сланцы, гранулиты, гнейсы и мигматиты.

Согласно залегающая на иенгрской тимптонская подсерия сложена породами осадочного и вулканического происхождения с преобладанием железистых силикатов, превращенными в гиперстен-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы и чарнокиты. Верхняя часть алданской серии — джелтулинская подсерия разнообразных гнейсов и мраморов — представляет собой исходно терригенные и карбонатные породы. Характерной особенностью алданской серии является ее стратиграфическое единство, отсутствие перерывов и несогласий и исключительная выдержанность состава отдельных слоев, пачек и свит на больших площадях при огромной мощности отложений. Это послужило основой представлений о своеобразии катархейской (архейской) седиментации, отличной и от геосинклинальных, и от платформенных эталонов более поздних стадий.

Весьма близок к алданскому стратотипу разрез анабарской серии Анабарского щита, где также выделяется три элемента в ранге подсерий: осадочная толща с кварцитами и высокоглиноземистыми породами, осадочно-вулканогенный комплекс и вновь осадочные породы, в том числе и карбонатные. Аналогами алдано-анабарских разрезов, по мнению Л. И. Салопа, являются древние толщи Чарской глыбы, внутренних зон Байкальской складчатой области, Станового хребта, Енисейского кряжа, где присутствуют средние осадочно-вулканогенные и верхние осадочные карбонатсодержащие элементы алданского разреза.

Образования катархея Юго-Восточной Азии, слагающие фундамент Китайско-Корейской платформы, представлены разнообразными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и гранулитами, часто гранитизированными и мигматизированными. На Индийской платформе к катархею относятся исходно осадочные и магматические породы, глубоко измененные в условиях гранулитовой и отчасти амфиболитовой зон метаморфизма; гиперстеновые плагиогнейсы и гранулиты, амфиболиты, мраморы, кварциты, богатые глиноземом кристаллические сланцы. Эти породы образуют метаморфический «комплекс полуострова», или «индостанский комплекс», залегающий ниже дарварской «системы» архея. Максимальный возраст пород Южной Индии 3065—3450 млн. лет.

К катархею принадлежат разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма в основании древних щитов Африканского материка. По-видимому, сюда должны быть отнесены метаморфические толщи пояса Восточный Найл в Центральной Африке, на которых залегают золотоносные конгломераты с возрастом свинцовой минерализации 3300—3400 млн. лет [235], а также системы древнего основания в Южной Родезии.

В Южной Америке наиболее древней является система Кайенна, состоящая в основном из амфиболитов, амфиболовых кварцитов, пироксеновых роговиков и гнейсов. Возраст цирконов из амфиболитов 3700—4000 млн. лет. В Северной Америке к катархею относятся подкиватинские кристаллические породы — гранулиты, гнейсы и граниты Канадского щита, галька которых встречается в основании архейских серий Киватин и Йеллоунайф. Катархейскими являются и разнообразные амфибол-пироксеновые, гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы (мортон-гнейсы), входящие в гранулитогнейсовый комплекс Монтевидео (3550 млн. лет) южной окраины Канадского щита; к древнейшим относятся также гнейсо-гранулитовые комплексы западного побережья Гренландии, для которых разными методами получены наиболее высокие цифры возраста — 3620—3980 млн. лет. В складчатой системе Аппалачей к катархею, возможно [203], принадлежит комплекс Гренвилл, сложенный в нижней части гнейсами, гранулитами, амфиболитами и чарнокитами, а в верхней — гнейсами, гранулитами, мраморами и кварцитами.

В возрастной трактовке комплексов катархея еще много неясного в связи со сложностью взаимоотношений с более молодыми породами архея и занижением цифр абсолютного возраста. Еще менее ясно их внутреннее строение из-за интенсивного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой ступеней, сложной складчатости, явлений мигматизации и гранитизации. Однако в наиболее полных разрезах Алданского, Анабарского и Балтийского щитов выделяются три крупных полиформационных комплекса мощностью до 5—6 км каждый.

Первый из них, располагающийся в нижней части разрезов, представлен осадочными породами, содержащими высокоглиноземистые сланцы, кремнисто-кварцевые и кварцево-железистые породы, а также основными лавами. Второй комплекс сложен преимущественно вулканогенными породами основного, реже ультраосновного состава. Третий представлен исходно осадочными полимиктовыми породами, чередующимися с вулканогенными, и несет в себе пласты и пачки высоко дифференцированных глиноземистых пород, а также кремнистых, кремнисто-железистых, алюмосиликатно-железистых, карбонатно-алюмосиликатных и карбонатных пород и обломочных кварцитов (?).

Пестрота исходного состава пород, вступающая в противоречие с законами химической осадочной дифференциации, установленными

для более молодых отложений, чрезвычайное однообразие строения разрезов на больших площадях, отсутствие линейной фацциальной зональности позволяют рассматривать комплексы катархея как специфические геологические образования, не проявившиеся в более поздние эпохи. Л. И. Салон обращает внимание на поразительную особенность разрезов катархея на материках северного полушария, выражающуюся в сохранении трех отмеченных комплексов. Трехчленное деление разреза алданского комплекса наблюдается и в анабарской серии, фрагменты этого же разреза обнаруживаются в фундаменте более молодых складчатых поясов Сибири и в Украинском кристаллическом массиве. Трехчленное строение со сходным составом каждого из трех подразделений проявляется в кольской серии; в комплексе Гренвилл Северной Америки отмечаются аналоги среднего вулканогенного комплекса и залегающего на нем верхнего вулканогенно-осадочного с известняками и кварцитами. Однообразие исходных пород в сочетании с однообразным высоким метаморфизмом, не выходящим за рамки гранулитовой и амфиболитовой зон, заставляют вновь обратиться к идее о специфическом пангеосинклинальном, по В. В. Белоусову, этапе развития нашей планеты.

По-видимому, геологические процессы протекали на уже сформированном кристаллическом базальтовом основании. Его фрагменты можно считать установленными, если правильно поняты соотношения кольской серии с массивами габбро-норит-лабрадоритов Монче-, Чуна- и Волчьих тундр и если здесь действительно наблюдается налегание кольских гнейсов на ультраосновные породы [56]. Большой интерес представляет также находка на Урале [149] израндита — породы, состоящей из титан-авгита, оливина и плагиоклаза. Ее возраст оценивается К—Аг-методом в 4385 млн. лет, причем сама порода совершенно не затронута метаморфизмом. С вмещающими породами израндит имеет тектонические контакты; возможно, он представляет собой фрагменты мантийного вещества, поднятого по глубинному разлому.

Катархейская стадия завершилась метаморфизмом и складчатостью в саамскую (белозерскую) эпоху складчатости 3500—3600 млн. лет назад. На продолжительность катархейского этапа нет прямых указаний, так как даже максимальные цифры абсолютного возраста, из которых наиболее достоверны 3620—3980 млн. лет (западная Гренландия), указывают время метаморфизма, а не начало седиментации. Продолжительность катархейской стадии можно оценить приблизительно, экстраполируя длительность более поздних докембрийских стадий. Поскольку интервал между саамской и следующей наиболее крупной кеноранской (шамваянской, родезийской) тектонической эпохой конца архея (2600 млн. лет) составляет около 1000 млн. лет, за начало катархейской стадии, а следовательно, и за начало известной нам геологической истории Земли можно принять 4500 млн. лет.

И. М. Фрумкин [244], основываясь на анализе геологической истории Алданского щита, пришел к выводу о еще более длительном геологическом развитии этой территории в раннем докембрии. Учитывая крайне низкую вероятность получения цифр древнего возраста в полиметаморфических толщах и вводя поправочный коэффициент в имеющиеся геохронологические данные, И. М. Фрумкин оценивает продолжительность допротерозойской истории щита не менее чем в 3000 млн. лет, т. е. датирует начало геологической стадии 5500 млн. лет.

При выяснении начала геологического развития нашей планеты нельзя не учитывать цифр абсолютного возраста 7500—5100 млн. лет, полученных К—Аг-методом Э. К. Герлингом и И. М. Морозовой [56] для массива Чуна-, Монче- и Волчьих тундр, а также 4800—10 000 млн. лет для Мончегорского плутона. Хотя эти цифры кажутся невероятно высокими, следует принимать во внимание, что начало известной нам геологической истории планеты, возможно, уже было связано с процессами осадочной дифференциации. Следовательно, существовали гидросфера и атмосфера (конечно, своеобразная, непохожая на современную), текучие воды и массивы суши, образование которых должно быть отнесено к еще более раннему, чем 4500 млн. лет, времени. О существовании массивов суши говорят, в частности, особенности кварцитов пенгрской подсерии Алданского щита, в которых удалось [105] наблюдать реликтовые обломочные структуры и окатанные зерна рутила и циркона, свидетельствующие о том, что кварциты представляли собой первично-кварцевые пески\*.

Если за начало геологической стадии принять как минимум 4500 млн. лет, то на предшествующую ей гипотетическую астрономическую стадию не остается времени, поскольку по сложившимся представлениям [195, 213, 247] астрономическая стадия, начавшаяся консолидацией газово-пылевого протопланетного облака 5000—4700 млн. лет назад, завершилась формированием оболочечной структуры планеты с многослойной мантией, начальной корой, гидросферой и атмосферой на рубеже 4200—4000 млн. лет. Даже концепция В. А. Рудника и Э. В. Соболевича [195] о последовательном поглощении растущей Землей протопланетного материала, различного по происхождению, составу и физическому состоянию, позволяющая сократить предполагаемое время формирования земных оболочек, не снимает этого противоречия. На дефицит времени, приходящегося на астрономическую стадию Земли, указывали У. Дони и др. [65]. Анализируя историю Солнца и Земли, они пришли к выводу о необходимости пересмотра временных интервалов начального развития планеты.

---

\* При метаморфизме возможно растворение циркона, поэтому надо уметь отделять окатанные цирконы от псевдоокатанных. — *Прим. ред.*

ПРАГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-КРАТОННАЯ СТАДИЯ  
(архей, 3500—2600 млн. лет)

Наиболее характерной особенностью раннего этапа развития земной коры, названного Е. В. Павловским нуклеарным, явилось формирование древних ядер всех современных материков, консолидация которых завершилась приблизительно 2700—2500 млн. лет назад. «Накопление мощной эффузивно-осадочной серии в относительно спокойной тектонической обстановке слабо дифференцированных вертикальных (эпейрогенических) движений, последующее развитие нелинейной, мозаичной системы куполов

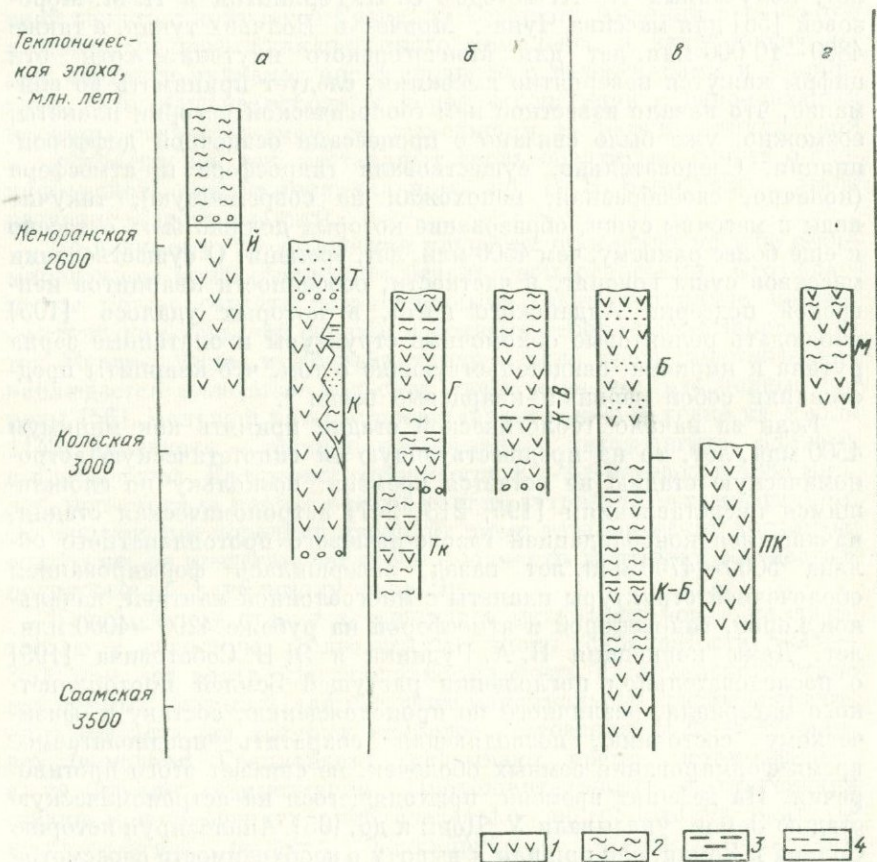
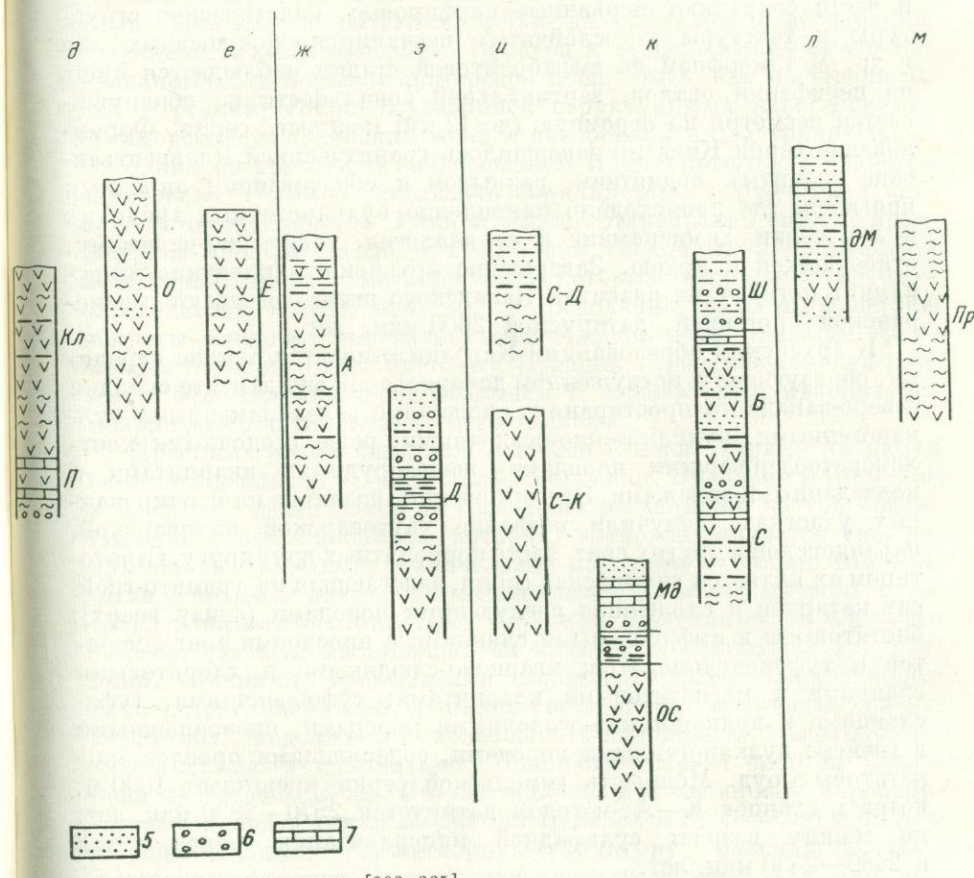


Рис. 44. Главнейшие осадочные и осадочно-

Щиты: а — Канадский (серии: И — Йеллоунайф, К — Киватин, Т — Тимискаминг), К-В — Колмозеро-Воронья), б — Украинский (К-Б — конско-белозерский комплекс, В — (М — михайловская свита); в — Байкальская складчатая область (нижняя часть муйской свиты); г — Енисейская серия); щиты: ж — Корейско-Китайский (А — аньшаньская Камбуи, С-Д — Симанду-Дибала); к — Южная Африка (свиты: ОС — Онвервахт системы Вельяс), м — Гвианский (Пр — система Парамана).  
1 — эффузивы среднего и основного состава; 2 — лейкократовые эффузивы и гнейсы чаники и кварциты; 3 — конгло-

с их периферийными складками среди слабо деформированных полей, неравномерный метаморфизм, мигматизация и гранитизация исходных пород — таковы, по-видимому, специфические черты нуклеарной стадии» [157, с. 12].

Изучение древних толщ выявило разнообразие архейских комплексов и геоструктурных элементов, в которых происходило накопление этих комплексов (рис. 44). Напомним главные особенности наиболее важных разрезов, на которых, по существу, формировались представления об архее как специфической эпохе развития земной коры.



Вулканогенные комплексы архея [203, 235].

б — Балтийский (Тк — тиктозерская свита, серии: Г — гимольская и ее аналоги; базальдуковская серия, Пк — подкриворожская свита); з — Курская магнитная аномалия базальдуковская серия, Пк — подкриворожская свита); е — Енисей-серия, подсерии: П — парамская, Кл — кильанская; О — олондинская серия); и — Нигерийский (серии: С-К — Сула-серия), з — Индийский (Д — дарварская система), и — Нигерийский (серии: С-К — Сула-серия, С-Д — Симанду-Дибала); к — Южная Африка (свиты: ОС — Онвервахт системы Вельяс), м — Гвианский (Пр — система Парамана).  
5 — песчаники; 6 — известняки; 7 — карбонатные породы.

Одно из древнейших образований Канадского щита серия Киватин, залегающая с конгломератами в основании на гранито-гнейсовом катархейском комплексе, сложена базальтами, андезитами и их туфами, а также лавами кислого состава. Присутствуют (в некоторых выходах преобладают) осадочные породы (граувакки, кварциты, кремнистые и кремнисто-железистые породы), ассоциирующие с вулканитами. Имеются штоки и силлы ультраосновного состава. Нижний возрастной предел серии 3000—3500 млн. лет, верхний — 2600 млн. лет. В современном эрозионном срезе серия Киватин наблюдается в виде овалов среди гранитогнейсов и гранитов более молодого возраста.

Породы серии Киватин, как правило, слабо метаморфизованы и часто сохраняют первичные порфировые, кластические структуры и текстуры косослойчатых песчаников, подушечных лав и др. Метаморфизм до амфиболитовой стадии наблюдается лишь на периферии овалов, вертикальной зональности не обнаруживается несмотря на огромную (до 12 км) мощность серии. Формирование серии Киватин завершилось гранитизацией (лаврентьевские граниты), поднятием, размывом и образованием линейных прогибов, где происходило накопление вулканогенных граувакк и лав серии Тимискаминг и ее аналогов, также, по-видимому, относящихся к архею. Завершение архейского (киватино-тимискамингского) этапа развития Канадского щита связывают с кеноранской орогензией, датируемой 2600 млн. лет.

К архейским образованиям Карелии относятся ранние карелиды, образующие в погруженном докарельском фундаменте складки северо-западного простирания, сложенные зеленокаменными вулканогенными, вулканогенно-осадочными, реже осадочными конгломератсодержащими породами, железорудными кварцитами и колчеданными залежами. Эти отложения, развитые на изолированных участках, получили название хаутоварской, ялонварской, парандовской и других свит, часто коррелируемых друг другу. Стратотипом их является гимольская серия, залегающая на гранито-гнейсах катархея и сложенная следующими породами (снизу вверх): биотитовыми и амфиболовыми сланцами с прослоями конгломератов и туфоконгломератов; кварцево-сланцевыми и хлоритовыми сланцами и магнетитовыми кварцитами; туфобрекчиями, туфосланцами и вулканогенно-осадочными породами, превращенными в гнейсы; вулканогенными породами, содержащими прослой магнетитовых руд. Мощность гимольской серии превышает 1000 м; возраст сланцев К—Аг-методом датируется 2570—2830 млн. лет, по свинцу возраст сульфидной минерализации определяется в 2480—2530 млн. лет.

Наиболее древними образованиями архея (палеопротозоя) Карелии Л. И. Салон [203] считает тикшозерскую свиту, сложенную в отличие от всех других комплексов ранних карелид глиноземистыми сланцами, переслаивающимися с обломочными и обломочно-вулканогенными породами.

Образование ранних карелид завершилось складчатостью, метаморфизмом и последующим отложением на их размытой поверхности раннепротерозойского сариолийского комплекса, начинающего следующий (протерозойский) этап развития собственно карелид.

Для архея Сибири характерными являются отложения нижней половины муйской серии Байкальской складчатой области, выделяемые в составе парамской и киянской [203] подсерий общей мощностью свыше 6 км. Эти отложения резко несогласно залегают на породах катархея и представлены в нижней части метаморфизованными конгломератами, песчаниками, и мраморами, чередующимися с вулканогенными породами, а в верхней — мощными толщами метавулканитов кислого и основного состава и их туфами. Нередко встречаются пачки джеспилитов в ассоциации с вулканогенными породами. Переход к вышележащим осадочно-вулканогенным породам протерозоя может быть как постепенный, так и резкий, сопровождающийся структурными несогласиями, метаморфизмом архейских толщ и внедрением в них гранитоидов.

Одним из древнейших образований Индийского щита является дарварская система, слагающая синклинозные структуры в катархейском фундаменте Южной Индии. Дарварская система представлена мощной (около 40 км) толщей осадочных и вулканогенных пород, возраст метаморфизма которых свинцовым методом определяется в 2900 млн. лет. В основании разреза залегают покровы основных эффузивов, сменяющиеся выше кислыми эффузивами (нижний отдел системы). Средний отдел представлен кислыми эффузивами, чередующимися с железистыми кварцитами, кварцитами, аргиллитами, известняками.

Древними архейскими отложениями Южной Африки являются системы Свазиленд в Трансваале, Себаквиан, Булаваян и Шамваян в Южной Родезии. Система Свазиленд разделяется на три свиты. Нижняя свита Онвервахт, которая, возможно, является еще доархейской, сложена вулканическими породами — сильно измененными основными лавами, переходящими выше в кислые лавы, переслаивающимися с глинистыми сланцами. Средняя свита Фигового Древа, согласно залегающая на нижней, представлена граувакками, сланцами, кремнистыми породами, железистыми кварцитами и конгломератами. Верхняя свита Модис, начинаясь конгломератами, продолжается полевошпато-кварцевыми песчаниками, известняками и доломитами. Мощность разреза системы Свазиленд превышает 22 км. Возраст наложенной свинцовой минерализации в породах свиты Модис оценивается в 3150—3380 млн. лет. Породы образуют синклинорную структуру, располагающуюся в секущих ее гранитоидах, возраст которых не менее 3000 млн. лет.

Древнее основание Южной Родезии слагается разнообразным комплексом пород системы Себаквиан, представленных гнейсами, перекристаллизованными полимиктовыми песчаниками и сланцами, кварцитами, железистыми кварцитами, мраморами, тальковыми и серпентинитовыми сланцами. Выше с несогласием и

конгломератами в основании залегают система Булаваан — основные и кислые лавы, туфы, граувакки, аркозовые песчаники, кварциты, железистые кварциты, измененные глинистые сланцы и известняки. Вышележащая система Шамваан, также отделенная поверхностью несогласия, представлена грубообломочными породами с галькой подстилающих пород и гранитов, граувакк, аркозов и сланцев. Мощность отложений измеряется многими километрами. Верхний возрастной предел устанавливается по секущим гранитам в 2650 млн. лет (шамваанский орогенез и гранитизация).

Наиболее характерной особенностью архейских толщ является резкое преобладание в них эффузивных пород основного и среднего состава, что создает представление об архее как эпохе развития обширных вулканогенных прогибов, обрамляющих древние посткатархейские стабильные массивы — поднятые кратоны. Поскольку отложения платформенного типа в архее не известны, эти массивы могут рассматриваться как поднятые участки суши, являвшиеся ареной денудации и выноса осадочного материала в обрамляющие их вулканогенные прогибы.

Совмещение осадочного и вулканогенного литогенеза в одних и тех же прогибах обусловило специфику строения разрезов архея, во многом сходных с разрезами предыдущей катархейской стадии. В отложениях архея кварциты с реликтовыми обломочными структурами, осадочные железисто-кремнистые и иногда высокоглиноземистые породы ассоциируют с лавами, туфами и продуктами их перетолжения (в виде граувакк и недифференцированных пелитовых осадков), кремнисто-глинистыми сланцами, разнообразными силицитами и силикатно-железистыми породами глубинного происхождения.

Большая ширина седиментационных бассейнов в сочетании с огромными мощностями (многие километры), интенсивный вулканизм и развитие ультраосновных пород (аналогов офиолитовых поясов более молодых зон) являются теми характерными признаками, которые, по замечанию М. С. Маркова [157], «больше всего подходят под определение геосинклинали, данное Э. Огом, от которого большинство геологов в дальнейшем отказалось». Вместе с тем в архейских толщах намечается определенное обособление парагенетических ассоциаций горных пород крупного масштаба, в какой-то степени сравнимых с более поздними и более специализированными породными ассоциациями, выделяемыми в осадочные и вулканогенные формации.

В качестве наиболее распространенного комплекса отложений могут быть отмечены толщи сложного многопородного состава большой мощности, характеризующиеся взаимным проникновением (частым переслаиванием и переходом по простиранию) лав основного и среднего состава (спилито-кератофирового типа), граувакк, кремнистых, кремнисто-железистых, терригенно-кварцевых и грубообломочных пород. Разграничение этих разнооб-

разных пород на самостоятельные формационные единицы вызывает затруднения, отчасти из-за неясности стратиграфии и проявлений метаморфизма, но главным образом из-за взаимного проникновения разных породных ассоциаций. Это заставляет считать архей эпохой преимущественного развития сложного полиформационного осадочно-вулканогенного комплекса киватинского типа, который имеет господствующее распространение на северных материках.

В ряде разрезов, по-видимому, могут быть обособлены менее крупные комплексы пород, близкие к обычным, принятым для фанерозоя осадочным формационным единицам. К ним можно отнести формации: терригенно-глинистую тикшозерского типа, терригенно-карбонатную парамского типа, терригенно-граувакковую типа Тимискаминг.

В распределении формационных единиц северных материков установлена (хотя, естественно, и не везде проявляющаяся) последовательность — вертикальный формационный ряд: терригенная формация (с высокоглиноземистыми или грубообломочными породами) сменяется в средней части осадочно-вулканогенным полиформационным комплексом, который выше уступает место терригенно-граувакковой формации тимискамингского типа (рис. 45, а). Вулканогенные образования в виде лав и туфов проникают во все осадочные комплексы, часто вытесняя другие отложения; эта особенность характерна для разрезов архей северных материков.

Несколько иную картину можно наметить в строении архейских разрезов южных материков (рис. 45, б). В древнейших отложениях Африки (системы Свазиленд, Себаквиан — Шамваян), в дарварском комплексе Индии наблюдается как более отчетливое обособление самостоятельных формаций, так и группировка их в определенные ряды. Типовой ряд начинается вулканогенной формацией, сложенной внизу преимущественно основными, сверху — кислыми эффузивами; затем следует смешанная хемогенно-терригенная формация терригенных, кремнисто-железистых, карбонатных и мелано-лейкократовых эффузивных пород; еще выше залегает молассоподобная терригенная формация, содержащая известняки и грубообломочные породы. Более отчетливое обособление единичных формаций, меньшие масштабы проявления вулканизма, присутствие молассоподобных формаций в разрезах южных материков, возможно, следует объяснять более ранней консолидацией южного сегмента земной коры по сравнению с северным. Эта тенденция в дальнейшем получила полное развитие в обособлении и специфике тектонических областей, расположенных по разные стороны Альпийско-Гималайского пояса.

Для архейских отложений, в отличие от катархейских, характерен линейно-зональный тип метаморфизма с широким диапазоном метаморфических проявлений от стадии метагенеза до амфиболитовой с преобладанием зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой

ступеней. Складчатые зоны имеют линейную конфигурацию и срезают периферические части посткатархейских кратонов. Внутреннее строение складчатых зон архея определяется сочетанием линейных складок и брахиформных купольных структур, окаймляющих гранито-гнейсовые купола, в ядрах которых вскрывается катархейский фундамент. Эта особенность, которую часто связывают со спецификой тектонического развития архея, может объясняться также глубокой эрозией.

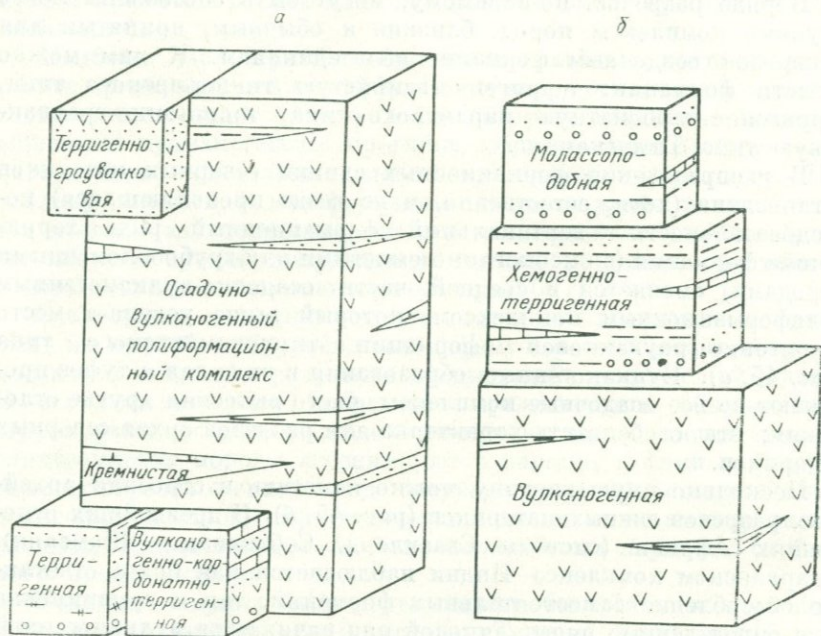


Рис. 45. Диаграмма формационных рядов архея. Материки: а — северные, б — южные.

Гнейсовые купола, по замечанию В. Е. Хаина [246], свойственны «инфраструктуре» складчатых зон любого возраста, до мезозойских включительно, но располагаются в них, как правило, ниже эрозионного вреза. О глубокой эрозии архейских складчатых зон свидетельствует, в частности, изотопный состав свинцов, выделенных из детритовых полевых шпатов Северной Америки [235]. Установлено, что большая часть Североамериканского континента сформировалась в результате дифференциации материала, образовавшегося 3500—2500 млн. лет назад.

Архейская эпоха завершилась складчатостью и гранитизацией, фиксируемой для большинства областей в интервале 2500—2700 млн. лет. Анализ геохронологии докембрия показывает, что цифры абсолютного возраста группируются около близких 3500,

3000 и 2600 млн. лет. Это привело к признанию соответственно саамской (белозерской), кольской и кеноранской (шамваянской, родезийской) орогенических эпох, разделенных периодами седиментации и вулканизма. Наибольшее число определений приходится на время 2500—2700 млн. лет, что дает основание расценивать кеноранскую тектоническую эпоху как наиболее значительную. Особенно важно, что кеноранской орогенией завершается формирование важнейших формационных рядов и полиформационных комплексов архея, уступающих место осадочным и осадочно-вулканогенным формациям протерозоя.

Кроме того, время 2500—2700 млн. лет рассматривается М. В. Муратовым [140] в качестве главной эпохи складчатости, поскольку она закончилась формированием первых протоплатформ: Верхнего Озера Канады, Южной Африки, Австралии, Балтийского и Украинского щитов, Центральной Сибири, образовавших материковые ядра. Кеноранская эпоха завершает, таким образом, сложный и длительный этап развития земной коры в катархее и архее, наиболее характерной особенностью которого было огромное по масштабам проявление вулканизма. Этот этап отмечается также незавершенностью развития — крайне незначительным распространением комплексов поднятий.

Отсутствие орогенных комплексов, глобальность проявления завершающих складчатостей, интенсивный метаморфизм и плутонизм на заключительных фазах — таковы признаки, общие для катархейского и архейского этапов. Сходство отмечается и в наиболее активном вулканизме на средних стадиях развития, а также в строении сложных полиформационных комплексов. В повторении общей тенденции (погружение — вулканизм — глубинная складчатость — метаморфизм) проявилась цикличность процесса, наложенная на общее поступательное развитие. В результате этого развития произошла последовательная консолидация земной коры, начавшаяся, по-видимому, в южном сегменте и завершившаяся к концу архея в глобальном масштабе.

#### ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ПРОТОПЛАТ- ФОРМЕННАЯ СТАДИЯ (ранний протерозой, 2600—1900 млн. лет)

Завершение архейской эпохи складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией прагеосинклинальных систем привело к причленению их к ранее стабилизированным кратонам катархей и к консолидации обширных участков земной коры, послуживших фундаментом раннепротерозойским структурам. Жесткие блоки из консолидированных складчатых систем катархей и архея повсеместно, за исключением некоторых регионов «сквозного» архейско-раннепротерозойского развития, подверглись глубокой денудации и интенсивному химическому выветриванию. В истории Земли больше не было периода, столь значительного по продолжительности

и интенсивности химической дифференциации вещества в глобальном масштабе, как этот период на границе архея и протерозоя. Уже в самом начале протерозоя образовались огромные концентрации остаточных продуктов химической дифференциации: золота, железа, высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых флорд, определивших специфический облик минералогии и петрографии раннепротерозойской эпохи. Результатом катархейского перерыва явилось формирование обширных пенепленов (например, предгуронского в Канаде, предъятулийского в Карелии, предпуранского в Индии и др.).

Осадконакопление в раннем протерозое протекало в областях, которые по интенсивности прогибания, зафиксированной в мощности и составе осадков, могут быть подразделены на три группы.

К первой группе относятся области, где мощности разрезов составляют сотни и первые тысячи метров. Такие области, с которыми связывается представление о протоплатформах, в конце раннего протерозоя могли либо сохраниться в виде стабильных массивов с двухъярусным строением (складчатый древний цоколь и слабо дислоцированный нижнепротерозойский чехол), либо подвергнуться складчатости с образованием сложных, иногда линейных складок. Большие мощности и проявления складчатости отличают протоплатформы раннего протерозоя от собственно платформ и подвижных платформ неогей.

Вторым типом структур раннего протерозоя являются линейные зоны, возникшие в результате раздробления глубокими разломами, погружения и, возможно, раздвижения катархейско-архейских блоков земной коры. Для таких зон характерны большие мощности выполняющих их осадков и их значительная линейная протяженность — многие сотни и тысячи километров. Большие мощности комплексов, по-видимому, являются главным отличием этих зон от протоплатформенных, состав отложений (степень зрелости пород и присутствие в них высоко дифференцированных продуктов) может быть и одинаковым. Подобные структуры часто называют прото-миогеосинклиналями; это название, очевидно, весьма условное, поскольку эти структуры отличаются от собственно миогеосинклиналей тем, что они не имеют сопряженных эвгеосинклинальных зон (за редкими исключениями, установленными для Канадского щита и некоторых областей Сибири) и не являются результатом разрушения последних. Прото-миогеосинклинали, так же как и протоплатформенные области, заполнялись продуктами разрушения и глубокого химического выветривания выступов архейского фундамента, с чем связано формационное сходство их разрезов.

К третьему типу геоструктурных единиц раннего протерозоя относятся линейные области интенсивного прогибания и накопления высоко дифференцированных продуктов разрушения прилегающих массивов суши, с одной стороны, вулканических образований и местных продуктов их переотложения, не претерпевших

значительной переработки (вулканогенно-осадочные грубообломочные породы, граувакки, песчано-сланцевые и первично-кремнистые породы) — с другой. Эти прогибы, называемые прото-эвгеосинклиналями, отличаются от одноименных структур архея значительно меньшими масштабами проявления вулканизма, а от собственно эвгеосинклиналей неогей тем, что совмещают в себе комплексы как вулканогенных, так и осадочных, часто высокодифференцированных пород, и не всегда имеют сопряженные зоны миогеосинклинального типа. Кроме того, в отличие от более поздних эвгеосинклиналей прото-эвгеосинклинали раннего протерозоя не начинаются, а завершаются вулканическими комплексами; во всяком случае проявление вулканизма в них всегда смещено относительно времени заложения структур. Вулканизм может быть не только основным, но смешанным и кислым.

Рассмотрим осадочные и вулканогенные формации наиболее полных разрезов раннего протерозоя в разных геоструктурных зонах, например хорошо изученный карельский комплекс (рис. 46), широко развитый на востоке Балтийского щита, особенно в Карелии и соседних районах Финляндии.

Карельский комплекс залегает резко несогласно на кристаллических породах катархея, зеленокаменных толщах нижних карелид и прорывающих их гранитах, возраст которых 2600—2800 млн. лет. В карельском комплексе выделяют серии: тунгудско-надвоицкую (0—1900 м), сариолийскую (0—1200 м), сегозерскую (900—1400 м), онежскую (1100—2000 м) (последние две серии называют ятулием), бесовецкую (до 1000 м) и ее эквивалент — ладожскую и вепскую (до 2000 м). Все серии, за исключением вепской, сложены внизу осадочными, преимущественно терригенными породами, сверху — вулканогенными породами основного и кислого состава. Серии не образуют единых полных разрезов, они развиты локально из-за миграции прогибов и размывов, следовавших за отложением почти каждой из серий. В развитии карельского комплекса выделяется три этапа [157, 161, 203, 249].

Первый этап характеризуется локальным и одновременным развитием прогибов, в которых происходило накопление аркозов, кварцевых песчаников и конгломератов с гранитной галькой, завершившееся излияниями основных и кислых лав (кварцево-аркозовая и андезит-липарит-базальтовая формации тунгудско-надвоицкой серии), а также накопление песчаников и конгломератов с последующими излияниями базальтов (грубообломочно-молассоидная, по некоторым представлениям тиллитовая и базальтовая, формации сариолийской серии).

Во второй этап произошла консолидация прогибов и ограничивающих их блоков фундамента, послуживших основанием ятулийского протоплатформенного чехла, который охватывал большую часть Карелии и Финляндии. Чехол образован высоко дифференцированными мелководными кварцевыми песчаниками, высокоглиноземистыми глинами, кварцевыми конгломератами, карбо-

натно-глинистыми породами, темными сланцами с шунгитовым веществом и вулканитами. В протоплатформенном ятулии могут быть выделены формации (снизу вверх): кварцево-песчаная, известняково-сланцевая и щелочная оливин-базальтовая (сегозерская серия), аркозвая, джеспилито-карбонатная и трахибазальтовая (онежская серия).

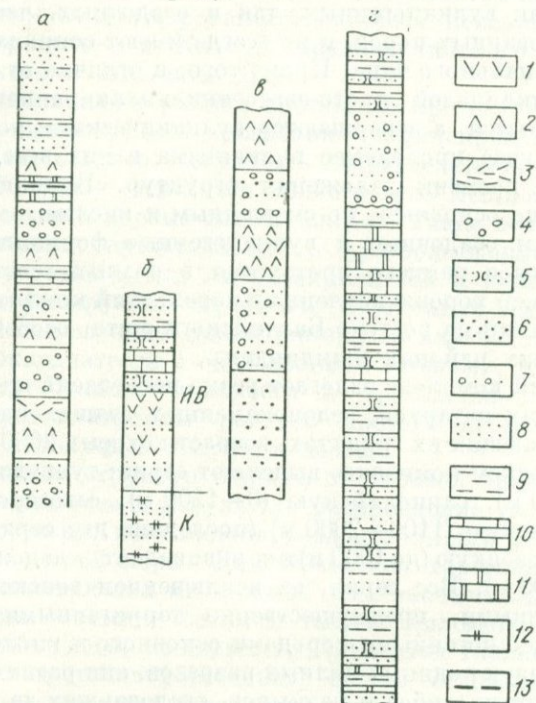


Рис. 46. Разрезы нижнего протерозоя.

*а* — Карелия (карельский комплекс); *б* — Кольский полуостров (серии: *К* — Кейв, *КВ* — Имандра-Варзуга); *в* — Балтийский щит (сланцевый пояс, тампере-ботническая серия); *г* — Байкальская горная область (удоканская серия).  
 1 — эффузивы; 2 — эффузивы основного состава; 3 — эффузивы кислого состава; 4 — грубообломочные породы; 5 — песчаники; 6 — граувакки; 7 — аркозовые песчаники; 8 — кварцевые песчаники; 9 — глинистые сланцы; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — высокоглиноземистые породы; 13 — джеспилиты.

В третий этап протоплатформа раздробилась на отдельные блоки — срединные массивы с полого залегающим ятулием (Карельский, Мурманский, Готский) и прогибы, в которых (возможно, на ятулийском основании, хотя этот вопрос является спорным) происходило накопление сероцветных песчано-глинистых формаций ладожской серии и калевиа Финляндии. Завершается развитие карелид образованием протоплатформенной сланцево-кварцито-песчаной формации петрозаводской свиты и красноцветно-сероцветных шокшинских песчаников вепской серии. В Финской Лапландии самым верхним членом карельского комплекса является толща аркозовых кварцитов и конгломератов, которая иногда

рассматривается как континентальная моласса, завершающая карельский цикл. Окончание цикла по синтетектоническим гранитам, прорывающим карельский комплекс в складчатых зонах, датируется 1900 млн. лет.

К юго-западу от ятулийской платформы и развивающихся на ней наложенных впадин миогеосинклинального типа располагалась обширная область свекофеннид, одновременных, как считают многие исследователи, карелидам. Типичным разрезом свекофеннид является так называемый сланцевый пояс Тампере, где наблюдаются следующие породы (снизу вверх): граувакковые песчаники и сланцы мощностью свыше 3000 м (граувакковая формация); кварцево-песчаные породы, чередующиеся с пирокластами, 1500—2000 м (кварцево-аркозвая формация); вулканические породы, 800—1500 м (формация кислых и основных вулканитов); конгломераты с прослоями и пачками граувакковых сланцев и аркозов, 700—800 м (формация полимиктовая грубообломочная); вулканогенные породы, свыше 1000 м (формация основных вулканитов). Этот разрез может рассматриваться как пример формационного ряда прогибов прото-эвгеосинклинального типа с характерным для раннего протерозоя вулканизмом на завершающих стадиях.

В качестве еще одного примера приведем разрез отложений прото-миогеосинклинального типа, представленный удоканской серией Байкальской складчатой области. Эту серию по мощности (до 13 км) и непрерывности разреза принимают в качестве стратотипической для нижнего протерозоя Сибири [203]. Удоканская серия ограничена снизу зеленокаменными толщами олондинской свиты и ее аналогов, метаморфизованными и прорванными гранитами 2600—2800 млн. лет назад. Верхняя граница определяется возрастом син- и поздне-тектонических гранитов — 1900 млн. лет.

Удоканская серия расчленяется на три подсерии: кодарскую (6000 м), чинейскую (1800—4500 м) и кеменскую (до 4500 м), в свою очередь подразделяемых на ряд свит. Кодарская подсерия начинается чередованием песчаников, сланцев и известняков (известняково-терригенная формация), сменяющихся темноокрашенными терригенными породами — сланцами, песчаниками и кварцитами. Последние образуют отдельные прослои или мощные пачки, наиболее развитые в средней части подсерии (сланцево-песчаная формация аспидного типа). Чинейская подсерия в нижней части сложена песчано-сланцевыми породами с подчиненными прослоями известняков и доломитов (карбонатно-терригенная формация), в верхней — преимущественно карбонатными породами при преобладании доломитов (терригенно-доломитовая формация). Кеменская подсерия включает две формации: кварцево-аркозовых песчаников, в верхней части меденосных, и песчано-сланцевую, завершающую разрез удоканской серии. Наблюдается определенная смена фациальных комплексов по вертикали: темноцветные морские песчано-глинистые осадки в нижней части разреза

удоканской серии, мелководно-морские и лагунные в средней, дельтово-континентальные в верхней.

При всем многообразии осадочных и вулканогенных формаций раннего протерозоя в их составе можно выделить несколько групп, одни характерны только для раннего протерозоя, другие появляются в раннем протерозое и впоследствии прослеживаются в составе более молодых отложений. К типично раннепротерозойским образованиям относятся джеспилитовые формации, главным элементом которых являются железистые окисные соединения при преобладании гематита, чередующиеся с кремнисто-кварцевым веществом. В осадочных толщах джеспилитовые породы переслаиваются обломочно-кварцевыми и высокоглиноземистыми. Могут присутствовать прослои вулканитов, хотя ассоциация железистых пород с вулканогенными, столь типичная для архея, для раннего протерозоя не характерна.

Типичными формациями раннего протерозоя являются также кварцево-аркозовые комплексы, иногда содержащие олигомиктовые и кварцевые конгломераты. Подобные комплексы, с которых обычно начинаются формационные ряды прото-миогеосинклинального и протоплатформенного типа, образуются в результате разрушения гранитно-метаморфических пород основания; они могут содержать огромную по масштабам золото-урановую минерализацию типа Витватерсранд.

В раннем протерозое впервые получают развитие, причем сразу в больших масштабах, группы карбонатных (существенно доломитовых), кварцевых и кварцево-олигомиктовых формаций, а также тиллитовых образований. Широко распространены толщи олигомиктовых и аркозовых песчаников с пластами и пачками кварцевых песчаников, почти лишенных глинистых прослоев. Подобные образования с признаками мелководности бассейнов, чем, возможно, и объясняется отсутствие в них глинистых отложений, Б. М. Келлер [92] выделил в разрезах рифея под названием фалаховой формации. Отмечаются они преимущественно в средних частях разрезов прото-миогеосинклинального типа.

В отложениях раннего протерозоя впервые устанавливаются сероцветно-красноцветные формации (иногда с медистыми песчаниками), молассоидные комплексы с чертами аспидных формаций и отложения с признаками эвапоритов, стоящие у истоков восходящей линии развития будущих красноцветов, моласс и галогенных формаций. Очевидно, на нисходящей линии развития раннего этапа развития земной коры находились раннепротерозойские вулканогенные и вулканогенно-граувакковые комплексы. Масштабы их проявления резко сократились по сравнению с археем; в распределении этих комплексов устанавливается связь с различными прото-эвгеосинклинальными и протоплатформенными структурами, причем вулканогенным комплексам, в которых распространены диабазовые порфириды, порфириновые базальты, трахибазальты, принадлежит в общем второстепенная роль.

В распределении осадочных и вулканогенных формаций трудно установить такую закономерность, которая достаточно четко проявлялась бы в разных регионах, трудно найти тот типовой ряд, который достаточно хорошо выдерживался бы на разных участках земной коры с близкой историей развития. Можно наметить лишь некоторую общую тенденцию в распределении осадочных формаций по вертикали (рис. 47). Эта тенденция выражается в приуроченности кварцево-аркозовой формации, формации кварцевых урано- и золотоносных конгломератов, а также, по-видимому, высокоглиноземистых пород к основанию нижнепротерозойских отложений. Среднюю часть разрезов раннего протерозоя чаще всего

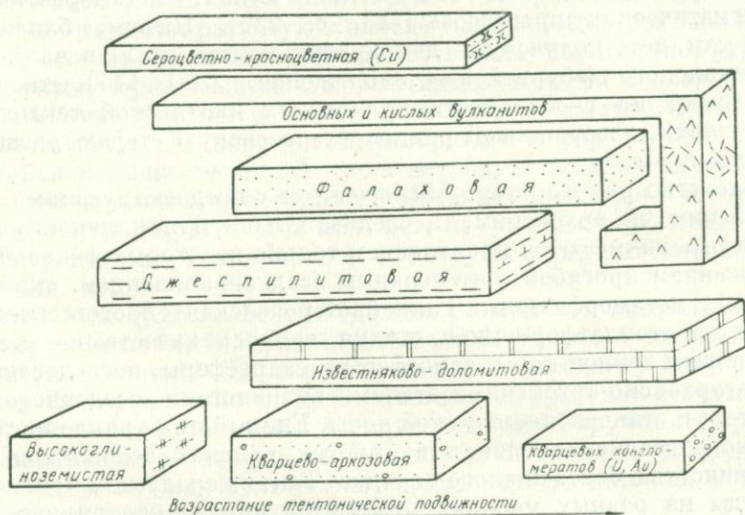


Рис. 47. Диаграмма формационных рядов раннего протерозоя.

слагают джеспилитовая, известняково-доломитовая, доломитовая и фалаховая формации. Менее определено положение вулканогенных формаций, которые в прото-эвгеосинклиналиальных областях более распространены в верхних частях разрезов, однако на платформах, проявляясь многократно, прослеживаются на разных уровнях, хотя обычно и связаны с верхними частями комплексов, разделяемых стратиграфическими и угловыми несогласиями.

К верхним элементам формационных рядов некоторых регионов приурочены сероцветно-красноцветные формации. Значение красноцветных формаций, по-видимому, наиболее велико, потому что они являются по существу единственным признаком завершенности развития раннепротерозойского тектонического цикла, отображенным в его формационной характеристике. Поскольку красноцветные формации распространены далеко не повсеместно, главным признаком завершенности тектонического развития тех или иных регионов в раннем протерозое, как и в более древние

этапы, остаются складчатость, метаморфизм и проявления син- и посторогенного плутонизма.

Процессы метаморфизма и магматизма раннего протерозоя отчетливо датируются цифрами 1800—2000 млн. лет на всех континентах. На Североамериканском континенте, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу [235], максимум значений абсолютного возраста приходится на 1800 млн. лет, на Балтийском щите — 1900 млн. лет (беломорская, или карельская, эпоха тектогенеза), на Сибирской платформе — 1900—2000 млн. лет. Этот рубеж выражен повсеместно, в том числе и в областях развития более древних пород, подвергшихся метаморфической регенерации, что «знаменует сильнейший этап тектонических, метаморфических и магматических процессов» [223, с. 239]. Цифры, близкие к 1900 млн. лет, полученные для других континентов, в частности Африканского (эбурнейское омоложение, 2200—1750 млн. лет), указывают на глобальность проявления карельской тектонической эпохи, завершившей раннепротерозойскую стадию развития земной коры.

Сходство раннепротерозойского этапа с предшествующими катархейским и архейским, а следовательно, и цикличность процесса ограничиваются проявлением только некоторых факторов — заложением прогибов, интенсивным осадконакоплением, складчатостью, метаморфизмом. Раннепротерозойская протогоеосинклинально-протоплатформенная стадия явилась качественно новым состоянием земной коры, атмосферы и гидросферы, последовавшим за катархейско-архейскими этапами вулканогенно-осадочного литогенеза и становлением земной коры. Единый цикл раннепротерозойского осадконакопления во многих районах осложнялся периодичностью более низкого порядка. Так, в карельском комплексе трижды на разных уровнях отмечается проявление вулканогенных формаций. Как указывает Л. И. Салон [203], в разных регионах отмечается один-три регрессивно-прогрессивных этапа, отраженных в развитии соответствующих комплексов осадков. При трех этапах время проявления каждого из них, учитывая общую продолжительность раннего протерозоя 500 млн. лет, следует оценивать в 150—200 млн. лет.

#### ТАФРОГЕННО-СУБПЛАТФОРМЕННАЯ СТАДИЯ, ИЛИ СТАДИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТАБИЛИЗАЦИИ (средний протерозой, 1900—1600 млн. лет)

Средний протерозой, нижний возрастной предел которого датируется проявлением глобального карельского орогенеза около 1900 млн. лет, а верхний — внедрением интрузий рапакиви возраста 1700—1600 млн. лет и следовавшей за этим глобальной регенерацией байкальского цикла, А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов [41] назвали наиболее скрытым и неясным периодом. Это, по-видимому, можно объяснить образованием обширных массивов

суши после карельского диастрофизма и господством денудации. Осадконакопление высоко дифференцированных обломочно-кварцевых и пелитовых, иногда высокоглиноземистых, часто красноцветных, грубообломочных и эффузивных пород преимущественно кислого состава носило эпизодический характер. Оно локализовалось в мелких мульдах и прогибах тафрогенного типа, ограниченных разломами, дискордантными по отношению к складчатому основанию. В редких случаях осадконакопление происходило в прогибах, унаследованных от раннего протерозоя, а также в прогибах начинающегося байкальского цикла.

В качестве европейского и мирового стратотипа осадков тафрогенного типа Л. И. Салоп [203] предлагает субиотнийскую серию Балтийского щита, развитую в районе Даларна Центральной Швеции. В составе серии выделяются свиты Дала: нижняя (порфириты и порфиры, чередующиеся с красными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами) и верхняя (красные кварцевые порфиры, игнимбриты и туфы). Мощность субиотнийской серии несколько сотен метров. Подстилающими являются метаморфические породы свекоффенского комплекса и карельские граниты возраста 1900 млн. лет; прорывается субиотнийская серия гранитами рапакиви, возраст которых определяется в 1650—1700 млн. лет.

Аналогом субиотнийской серии на Балтийском щите являются порфиры Смоланд, Энгердаль (Швеция, Норвегия) и хогландской серии (о. Гогланд). На Украинском щите к среднему протерозою относятся сероцветные и красноцветные терригенно-вулканогенные отложения пугачевской и овручской свит Овручского кряжа, в Башкирском антиклинории — машакская серия субаэральных основных и кислых вулканитов, кварцевых песчаников, конгломератов и сланцев.

В Центральной Сибири среднепротерозойские субаэральные, часто красноцветные толщи кислых вулканитов, обломочных и глинистых пород развиты в Байкальской горной области (акитканская серия), на Патомском нагорье (тепторгинская серия), в Западном Прибайкалье (анайская серия) и других районах. Представлены они отложениями разной мощности (от нескольких сотен метров до 6—8 км), залегают резко несогласно на подстилающих породах и также несогласно, за редкими исключениями, перекрываются отложениями рифея. Для многих разрезов устанавливается трехчленное строение с преобладанием в нижней части красноцветных обломочных, часто грубообломочных пород, в средней — вулканитов преимущественно кислого состава и в верхней — вновь терригенных пород с прослоями известняков и вулканитов. В некоторых случаях (тепторгинская серия) господствующими типами пород являются кварцито-песчаники и высокоглиноземистые дистеновые и диаспорсодержащие сланцы.

В северном Индостане к среднему протерозою может быть отнесена серия Семри, сложенная конгломератами, кварцитами,

глауконитсодержащими песчаниками, сланцами, известняками и пепловыми туфами. В Северной Австралии среднепротерозойскими, видимо, являются обломочно-кварцевые толщи зоны Карпентария мощностью до 15 км, возраст глауконита из которых определяется в 1470—1600 млн. лет, а для рвущих гранитов имеются цифры 1670—1780 млн. лет [235].

В Африке к среднему протерозою, возможно, относится биримийский комплекс (или какая-то часть его), развитый в северной части Нигерийского щита в виде слабо измененных сланцев и кварцитов, прорываемых гранитами и гранитоидами, близкими к рапакиви, возраста от 1500 до 1700 млн. лет. В Южной Африке к рассматриваемой группе может быть отнесена система Ватерберг, выполняющая широкую мульду на породах трансваальской системы. В конгломератах основания толщи содержатся гальки гранитов бушвельдского комплекса, возраст которого 1950 млн. лет. Разрез системы Ватерберг мощностью около 1500 м состоит из конгломератов, брекчий, красноцветных кварцевых песчаников и туфов. Верхний возрастной предел датируется наложенной минерализацией возраста 1230—1340 млн. лет.

В Северной Америке средний протерозой представлен осадочно-вулканогенными, обычно красноцветными толщами, накопившимися в межгорных впадинах (грабенах и прогибах) послегеосинклинальной стадии развития преимущественно в субаэральной обстановке. Один из полных разрезов среднего протерозоя — серия Нижний Дабаунт провинции Черчилл Канадского щита — сложен (снизу вверх) конгломератами с прослоями песчаников, красноцветными песчаниками и алевролитами, лавами андезитового, трахитового и липаритового состава, красными и коричневыми порфирами. Мощность серии достигает 5 км, породы залегают почти горизонтально на складчатых нижнепротерозойских и более древних породах и секутся дайками диабазов, возраст которых определяется в 1560 млн. лет.

Аналогами серии Нижний Дабаунт являются серии Мартин-Лейк, Эт-Тен, Сиукс, Киписарко и другие толщи терригенных, часто красноцветных пород и преимущественно кислых вулкаников, развитых на Канадском щите, в Гренландии и на Северо-Американской платформе. Для многих толщ характерны пологое залегание и слабые вторичные изменения, хотя они могут быть дислоцированы и заметно метаморфизованы. Со среднепротерозойскими толщами пространственно, а часто и генетически связаны граниты рапакиви и массивы анортозитов, возраст которых 1600—1750 млн. лет.

Средний протерозой, таким образом, представляет собой специфическую стадию развития земной коры, непохожую на все предшествующие стадии. Красноцветные толщи, впервые появившиеся в конце раннего протерозоя, в среднем протерозое стали распространенным типом осадочных образований. Тесная ассоциация обломочных пород, слагающих эти толщи, с кислыми вулкани-

тами, которые, как и осадочные породы, часто имеют красную окраску; субэаральная обстановка накопления, слабые проявления метаморфизма в породах, обычно не затронутых складчатостью, — таковы характерные особенности среднего протерозоя.

Породы среднего протерозоя, за некоторыми исключениями, отделены от нижележащих комплексов резким угловым несогласием, а образованные ими структуры наложены на структуры раннего протерозоя и более древние, что позволяет рассматривать среднепротерозойское развитие в качестве самостоятельной стадии существования земной коры, непосредственно последовавшей за ее стабилизацией. Как известно, в классических построениях Г. Штилле [270] стабилизации придавалось решающее значение в становлении структуры земной коры, завершившей ранний этап ее развития и получившей название альгонкской революции, или «революции Лоусона». На сформированных альгонкской революцией (карельской эпохой тектогенеза) континентальных блоках, которые Г. Штилле связывал в единый материк Мегатею, происходило накопление преимущественно континентальных отложений или отложений эпиконтинентальных бассейнов.

В разрезе среднего протерозоя может быть выделено несколько формаций: грубообломочно-кварцито-сланцевая, кислых вулканитов (кварцевые порфиры, ортофиры, монзонит-порфиры и их туфы), вулканогенно-терригенная красноцветная, кварцито-сланцевая высокоглиноземистая, пестроцветная и сероцветная терригенно-доломитовая. В ряде регионов устанавливаются формационные ряды, нижним членом которых являются грубообломочно-кварцито-сланцевые формации, средним — вулканогенные, верхним — вулканогенно-терригенные или терригенно-карбонатные. Чаще в конкретных регионах встречаются лишь отдельные члены типового ряда.

Завершилась среднепротерозойская стадия локально проявившимся выборгским диастрофизмом (1700—1600 млн. лет), бывшим, по-видимому, заключительным отзвуком карельской орогении. Выборгская эпоха сопровождалась складчатостью тафрогенных комплексов и несогласиями на субплатформах, а также внедрением не повторявшихся более в истории интрузий рапакиви и ассоциирующих с ними анортозитов, габбро, щелочных габброидов и щелочных сиенитов.

В конце среднего протерозоя завершением тафрогенно-субплатформенных режимов, за которыми последовала самая крупная за всю геологическую историю перестройка структур земной коры — «великая альгонкская регенерация», или  $\alpha$ -регенерация Г. Штилле, заканчивается первый большой период истории Земли — протогей [270]. Общеизвестны представления, что в течение этого периода происходили консолидация земной коры и формирование сиалических континентальных блоков, а возможно, и единого континентального массива Мегатеи, «который включал не только древнейшие континенты последующего развития Земли, но также,

по крайней мере в их основной части, и более поздние ортогеосинклинальные регионы, возникшие как древние геосинклинали в пределах Мегатеги» [270, с. 383].

С точки зрения интересующей нас проблемы периодичности важен учет не столько общей направленности и необратимости развития земной коры, что не может быть поставлено под сомнение, сколько тех явлений периодической повторяемости, которые могут быть выявлены в истории протогея, длившейся более 3 млрд. лет. Периодическими, несомненно, были явления заложения прогибов, погружения, складчатости, метаморфизма, син- и послескладчатого плутонизма, возобновлявшиеся, хотя и через неравные промежутки времени, в глобальном масштабе. Кроме общей направленности в смещении складчатых областей от центров древних щитов к их периферии отчетливо прослеживается полицикличность их развития, выразившаяся в формировании разных структурных этажей, что, очевидно, также является отражением периодически повторяющихся событий в конкретных геологических регионах.

Осадочно-вулканогенные комплексы обширных мобильных зон катархея сменяются в архее граувакко-вулканогенными, сформированными в широких прогибах-овалах, далее вулканогенно-хемогенно-терригенными линейных прогибов и протоплатформ раннего протерозоя и, наконец, красноцветными вулканогенно-терригенными субплатформенными и тафрогенными среднего протерозоя. В подобной смене одних геологических образований другими не заключалось бы явлений периодичности, если бы эти комплексы, имевшие в протогее глобальное распространение, не повторялись затем почти в той же последовательности в каждой геосинклинальной системе очередных геологических эпох, но уже не в глобальном масштабе, а в пределах узких линейных зон и в течение несоизмеримо более коротких отрезков времени, исчисляемых 200—80 млн. лет.

Представления о развитии геосинклинальных систем фанерозоя, перенесенные на протогей, позволяют видеть в мощных излияниях основных и средних лав катархея и архея аналоги инициального магматизма, в гранитоидах архея-протерозоя — аналогисинорогенного плутонизма, а в кислых вулканитах среднего протерозоя — аналоги кислого субсеквентного магматизма молодых складчатых областей. Точно так же граувакковые толщи архея можно считать аналогами граувакковых формаций ранних стадий, хемогенно-терригенные толщи среднего протерозоя — аналогами средних стадий, а красноцветы — аналогами заключительных, послескладчатых, стадий развития геосинклинальных областей фанерозоя.

Таким образом, в протогее осуществлялась общая линия развития, проявлявшаяся затем в единичных геосинклинальных областях, и в этом смысле можно говорить об едином тектоно-магматическом цикле, или мегахроноцикле, протогея. Все основные стадии

мегахроноцикла протогей с некоторыми изменениями и в иных территориальных и временных масштабах проявились позже в геосинклиналях неогей. Развитием орогенных формаций геосинклинальные области неогей принципиально отличаются как от единичных прогибов протогей, так и от общего филогенетического ряда формаций его тектоно-магматического цикла. Подвижные области протогей были фактически лишены орогенных формаций и в этом отношении полностью соответствуют общему стилю развития этого мегахроноцикла.

Характерной особенностью подвижных областей протогей, являлась также неполнота их развития, проявившаяся в том, что вначале прогибы содержали только формации основных вулканитов и граувакк, т. е. первых элементов мегахроноцикла, затем формировались прогибы с формациями осадочных и вулканогенных пород, а в завершение — прогибы с формациями красцветов и кислых вулканитов, характерных для заключительных этапов мегахроноцикла. Таким образом, формационные ряды подвижных зон протогей всегда редуцированы в своей нижней или верхней части — в зависимости от их возраста, а следовательно, от места, которое они занимали в тектоно-магматическом цикле протогей.

#### СТАДИЯ РАННИХ ОРТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ПЛАТФОРМ (рифей, 1600—650 млн. лет)

Границы рифейской стадии определяются, с одной стороны, заложением прогибов байкальского (ассинтского) тектоно-магматического цикла, последовавшего после заключительных фаз карельской консолидации 1700—1600 млн. лет назад (выборгской, лаксфордской, раннеготской), а с другой — завершением развития байкалит в катангскую (650—620 млн. лет) и позднебайкальскую (570—520 млн. лет) эпохи складчатости. Раннебайкальские движения, взломавшие древний фундамент, привели к разделению земной коры на жесткие стабильные платформы, близкие по форме к современным, а по размерам иногда превосходящие их, и на подвижные области, несущие в себе многие черты геосинклинальных систем неогей. Заложение прогибов относится к раннему времени (от начала раннего до начала позднего рифей), замыкание большинства из них связано с гренвилльской и катангской эпохами диастрофизма.

По простиранию байкальские складчатые системы (за немногими исключениями) несогласны с более древними, срезают их (иногда под прямым углом), что свидетельствует о самой крупной перестройке земной коры, когда-либо происходившей в геологической истории. Огромное значение раннебайкальской перестройки состоит и в том, что «по-видимому, все неогейские геосинклинали заложились уже в процессе альгонкского перелома» [271, с. 158]. Иными словами, байкальские складчатые системы явились

основанием более поздних геосинклинальных систем, положив начало полициклическому развитию крупных линейных зон неогей, завершившемуся для многих из них консолидацией и переходом в состояние подвижных и затем устойчивых платформ. Очень редко, по-видимому, только по периферии Тихоокеанского кольца и только в мезо-кайнозой, новые геосинклинали закладывались на океанической коре, не подвергшейся байкальской орогении.

В сложном разновременном и многофазном развитии байкалид современных континентов все отчетливее выявляются различия между северными и южными материками. М. В. Муратовым [141] устанавливается два типа рифейских геосинклинальных поясов: большие межплатформенные пояса северного типа (Атлантический, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Арктический, Тихоокеанский) и малые внутрикратонные пояса южного типа, расположенные среди древних выступов Гондваны (Катангский, Аравийский и Бразильский).

Подвижные пояса северного типа концентрически обрамляли платформы северного полушария — Северо-Американскую, Восточно-Европейскую и Сибирскую. Типичные для рифея соотношения платформы и подвижных поясов выявляются на примере Сибирской платформы и ее обрамления. По палеотектонической схеме Л. И. Салопы [203] Сибирский кратон, возникший к началу рифея (среднего неопрозооя, по Л. И. Салопу) в результате объединения Ангарского, Чарского, Алданского, Охотского и Карского ранне-среднепротерозойских кратонов, значительно превосходил по размерам современную Сибирскую платформу.

С юго-запада и юга Сибирский кратон был обрамлен Енисейско-Саянской, Байкальской и Охотской ортогеосинклинальными системами с отчетливым обособлением в их пределах широких многогеосинклинальных внешних зон, прилежащих к платформе, и более узких внутренних эвгеосинклинальных зон, сильно переработанных в более поздних складчатых системах. От геосинклинальных систем в сторону платформы ответвлялись Нижнеенисейский, Иркинеевский, Уринский и Юдомо-Майский авлакогены, выполненные мощными толщами терригенных и карбонатных осадков; на приплатформенной окраине Байкальской складчатой системы формировался узкий и глубокий Байкало-Патомский прогиб.

На большей части Сибирской платформы в эпиконтинентальных бассейнах происходило накопление высоко дифференцированных терригенных и карбонатных, существенно доломитовых осадков. Платформенный вулканизм проявлялся слабо, в отличие от соседней Восточно-Европейской платформы с ее весьма широко распространенным вулканизмом траппово-базальтового типа. Структуры складчатого обрамления Сибирской платформы развивались от начала до конца рифея, в течение единого осложнявшегося поднятиями и складкообразовательными движениями тектоно-магматического цикла, окончание которого связано главным

образом с предвендской (катангской) эпохой диастрофизма и с отдельными более поздними фазами, растянувшимися до среднего кембрия.

Для южных материков в течение рассматриваемой стадии отмечается проявление не одного, а двух самостоятельных тектоно-магматических циклов, один из которых завершился гренвильской (кибарской) эпохой складчатости, другой — катангской. Характерной складчатой системой первого цикла является Кибара-Бурунди в Центральной Африке. Согласно Ю. Шуберту и А. Фор-Мюре [273], эта система была заложена около 1850 млн. лет назад на кратонизированном среднекембрийском основании вдоль систем параллельных субмеридиональных разломов, несогласных с древними структурами. В опущенных зонах накапливались терригенные породы, часто весьма дифференцированные, известняки, доломиты, в малых масштабах — основные и кислые вулканы. Главная складчатость, сопровождавшаяся внедрением субтектонических гранитов, произошла 1250 млн. лет назад; внедрение посттектонических гранитоидов отмечается в промежутке 1100—875 млн. лет.

Следующий тектоно-магматический цикл связан с заложением Западно-Конголезской и Катангской складчатых систем во время, предшествовавшее 725 млн. лет. Катангская система имеет субширотное простирание, несогласное с направлением древних структур и системы Кибара-Бурунди, и представлена комплексом терригенных, в том числе и ледниковых \* образований, карбонатных и кремнистых отложений. Система завершила свое формирование около 620 млн. лет назад (катангская орогения), хотя отдельные фазы складчатости и минерализации проявлялись и позже — 570—520 млн. лет. Отложения, выполняющие как Кибара-Бурундийский, так и Катангский прогибы, латерально переходят в отложения платформенного чехла, на Африканском континенте весьма широко развитого.

В соответствии с четырьмя основными типами геоструктурных единиц (собственно платформ, прогибы типа авлакогенов и перикратонных пусканий, многоосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны) в составе рифея обособляются четыре группы формационных подразделений. На платформах и в авлакогенах широко распространены красноцветные, сероцветные песчано-глинистые, карбонатные, эффузивные и характерные для позднего рифея сероцветные обломочные формации, сложенные песчано-глинистыми породами, тиллитами и тиллитоподобными породами. Среди красноцветных формаций, часто несущих следы континентальной обстановки седиментации (трещины высыхания, следы капель дождя, знаки ряби), выделяются глинистые, глинисто-песчаные, песчаные, розовых и бурых доломитов, накопление которых происходило во внутриконтинентальных лагунах; иногда наблюдаются

\* Трансвааль-Нама-Катангская ледниковая эпоха. — Прим. ред.

следы эвапоритов. Сероцветные формации представлены кварцевыми и олигомиктовыми песчаными толщами, глинисто-песчаными комплексами и глинистыми, иногда темными углеродисто-глинистыми породами.

Для карбонатных формаций очень характерно присутствие темных седиментационных доломитов в виде однородных пачек или переслаивания с известняками. Для вулканогенных пород типичны платобазальты, залегающие в виде отдельных пластов либо сравнительно мощных толщ переслаивания лав и туфов (вольнская серия Русской платформы мощностью больше 480 м). Среди вулканогенных формаций выделяются также сложного состава комплексы кислых и основных вулканитов и осадочных пород (Кивино на Канадском щите) и кислых субсеквентных вулканитов, обычно ассоциирующих с красноцветами в верхних частях рифея.

На платформах и особенно в миогеосинклинальных областях в составе верхнего рифея широко распространены толщи, сложенные глинистыми, алевролитовыми и песчаными породами, часто тонко- и горизонтально-слоистыми, хорошо сортированными и содержащими пласты и пачки тиллитоподобных пород. Последние представляют собой плохо сортированные неслоистые песчано-алевритовые породы с рассеянными гальками и валунами, иногда характерной утюгообразной формы, со штрихами и царапинами. Подобные терригенные толщи, которые Б. М. Келлер [92] предложил называть спарагмитовой формацией, широко развиты на всех современных континентах, за исключением, по-видимому, Восточной Сибири, и свидетельствуют о величайшем в истории Земли глобальном оледенении, приходящемся на поздний рифей.

Попытки установить какие-либо общие закономерности в строении вертикальных рядов платформенных формаций встречают большие трудности из-за крайней неустойчивости в смене формаций при переходе от одного региона к другому, что свидетельствует об эпизодичности платформенного осадконакопления, частых перерывах и господстве денудации на обширных блоках земной коры. Эти блоки представляли собой главным образом платообразные поднятия, откуда осуществлялся вынос осадочного, преимущественно терригенного материала в обширные периферические бассейны миогеосинклинальных впадин.

Весьма часто, например в Башкирском Приуралье, Торридоне Шотландии и на Канадском щите, наблюдается последовательная смена по вертикали красноцветных песчано-глинистых формаций доломитовыми и доломито-известняковыми; за доломитовой или непосредственно за терригенной красноцветной нередко следует формация платобазальтов. Однако нередко отклонения от подобной схемы, и по существу каждый из типов формаций может лежать в основании формационных рядов и сменяться другими формациями без проявления сколько-нибудь отчетливой закономерности. По-видимому, достаточно общим правилом является лишь

редкая встречаемость платобазальтов в составе верхнего рифея, господство здесь терригенной (спаргмитовой) формации, что свидетельствует о глобальном проявлении орогенической стадии развития байкальских структур.

Миогеосинклинальные комплексы являются основными типами осадочных образований рифея, они пользуются наибольшим распространением; именно на материале этих отложений со времени первых работ Н. С. Шатского в 30-х годах формировались представления о стратиграфии, тектонике и истории байкалид. Характерной особенностью миогеосинклинальных комплексов рифея является не только их огромная протяженность, но и значи-

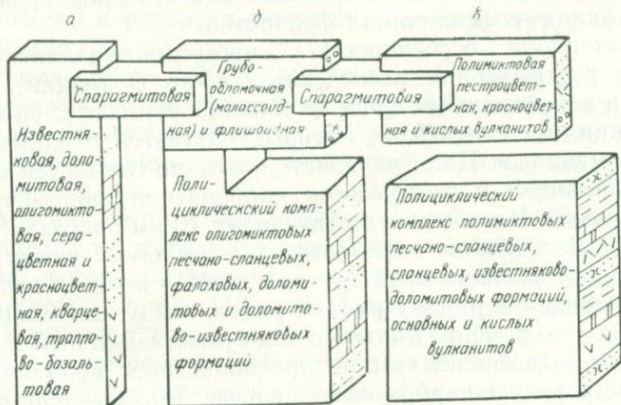


Рис. 48. Диаграмма формационных рядов рифея.

а — платформа; б — миогеосинклиналь; в — эвгеосинклиналь.

тельная ширина, гораздо большая, чем у отложений последующих складчатых зон, формировавшихся на структурах байкалид.

В ряде регионов, например на Байкальском нагорье, удается наблюдать переход миогеосинклинальных зон в поднятия внутренних частей ортогеосинклиналей, а затем в эвгеосинклинали, которые могут отделяться от внутренних поднятий глубинными разломами, трассированными выходами гипербазитов. В большинстве областей (Североамериканские Кордильеры, Урал) выделить эвгеосинклинальный рифей трудно вследствие наложения последующих складчатостей и метаморфизма, из-за чего он изучен хуже миогеосинклинального.

Главными формациями миогеосинклинального типа (рис. 48) являются фалаховые, песчано-сланцевые, доломитовые, доломито-известняковые и известняковые, флишеидные, молассоидные и спаргмитовые. К наиболее специфическим относятся мощные существенно песчаные толщи — фалаховая формация. Н. П. Херасков [255], по-видимому, первый обратил внимание на характерные особенности этих отложений — существенно кварцевый

и полевошпато-кварцевый, но не полимиктовый состав и связь с платформами как источниками питания. Этим миогеосинклинальные толщи байкалид принципиально отличаются от миогеосинклинальных отложений фанерозоя, питавшихся большей частью (за исключением ранних формаций погружения) с внутренних, преимущественно эвгеосинклинальных поднятий.

Специфическими рифейскими формациями являются также глинисто-сланцевые, содержащие пачки окремненных и гематитовых сланцев; первичных доломитов, иногда с пластовыми залежами магнезитов осадочного происхождения; флишоидно-молассоидные, тесно связанные в общих разрезах взаимопереходами, а не разделенные в пространстве и во времени, как это происходит в более поздних складчатых системах фанерозоя.

Характерной особенностью миогеосинклинального рифея является вертикальная последовательность формаций, проявляющаяся в закономерной смене не столько формаций, сколько осадочных циклов, каждый из которых слагается сходными по составу формациями. Цикл начинается песчано-глинистой или фалаховой формацией и завершается карбонатной, доломитовой или известняковой. В мощных, достигающих 10 км разрезах нижне-среднего рифея обычно выделяется два-три таких цикла, приблизительно повторяющих друг друга, и лишь в верхней части разрезов, отвечающих верхнему рифею, рифею-венду или венду (иногда вместе с частью кембрия), появляется существенно новый комплекс флишоидно-молассоидных, или красноцветных формаций, часто содержащих также карбонатные породы. Обособление формаций в пределах циклов, следование циклов друг за другом в разрезе, появление в верхних частях разрезов грубообломочно-флишоидных и красноцветных комплексов — все это показывает, что «начинает складываться направленный формационный ряд, который как бы предвосхищает более четкие аналогичные ряды, известные в фанерозое» [92, с. 105].

Эвгеосинклинальные зоны рифея характеризуются резким сокращением зрелых осадков, вынесенных с платформы, замещением песчаных пород глинистыми, а также развитием основных и кислых вулканитов и продуктов их разрушения в виде граувакковых песчаников и сланцев. Эвгеосинклинальные отложения рифея отличаются от фанерозойских отсутствием четкого обособления вулканогенных пород в самостоятельные комплексы, отделенные от осадочных. Вулканогенные породы тесно переплетаются с осадочными терригенными, кремнистыми и карбонатными, возможно, образуя определенные устойчивые сочетания, однако говорить о цикличности и направленности в строении формационных эвгеосинклинальных рядов преждевременно.

Во многих областях развитие эвгеосинклинальных зон завершилось формированием на их складчатой и денудированной поверхности наложенных впадин, выполненных терригенными грубообломочными, красноцветными и пестроцветными комплексами

с карбонатными породами и пачками кислых субсеквентных вулканитов. Интересно отметить, что в наложенных впадинах, как установлено для Енисейского кряжа и территории Египта [64], прослеживается направленная последовательность отложений от грубообломочных комплексов с кислыми вулканитами к песчано-глинистым толщам, существенно красноцветным, и далее к известнякам, доломитам или глинистым породам.

Рассматриваемая стадия ранних ортогеосинклиналей и платформ связана с проявлением пяти орогенических эпох: эльсонской, гренвильской, делийской, катангской и позднебайкальской, значение которых может быть оценено, во-первых, по масштабам их проявления и, во-вторых, по той роли, которую они сыграли в формировании и развитии тектонических структур и геологических формаций.

Эльсонская эпоха (1300—1400 млн. лет) отмечается несогласиями и перерывами на Русской и Сибирской платформах, внедрением даек авзянского комплекса на Урале, интенсивным метаморфизмом и внедрением гранитов в Южной Австралии, Уганде и других районах.

Гренвильская эпоха (1000—1100 млн. лет) отмечена кульминацией складчатости и гранитообразования в обрамлении Канадского щита, формированием несогласий в его чехле (между нижним и верхним Кивино, 1100—1250 млн. лет). Проявляется орогенез и закладывается складчатая система Аделаида в Австралии, завершается развитие складчатой системы Кибара-Бурунди в Африке, проявляются магматизм и метаморфизм на северной периферии Индийского щита. На Русской и Сибирской платформах гренвильскому метаморфизму предшествует образование комплексов даек (1100—1200 млн. лет), а по времени орогенезу отвечают региональные несогласия в чехле и начало накопления терригенных платформенных формаций\*. В обрамлении Сибирской платформы проявляется складчатость во внутренних зонах и карбонатное накопление сменяется терригенным, во внешних мигеосинклинальных зонах образуются орогенные формации, обычно без угловых несогласий.

Делийская эпоха (750—800 млн. лет) отмечается образованием пегматитов Раджастхана, гранитизацией и чарнокитизацией пород юго-восточного побережья Австралии, развитием посторогенного магматизма в Гренвильском поясе Северной Америки и в Скандинавии.

Катангская тектоническая эпоха (620—650 млн. лет) приводит к кульминации складчатости в системе Катанга (620 млн. лет) и так называемому панафриканскому омоложению такого масштаба, как ни одна из предшествующих орогений (600—500 млн. лет). Эта эпоха характеризуется магматизмом и омоложением

---

\* С этой эпохой горообразования, вероятно, совпадает по времени Ботническая ледниковая эпоха. — *Прим. ред.*

формаций Мантикейра (550—600 млн. лет) в Южной Америке, завершением развития складчатой системы Аделаида в Австралии (550—670 млн. лет). Осуществляется замыкание байкалид складчатого обрамления Сибирской платформы и Урала и переход их в орогенное состояние (650—680 млн. лет); внедряются крупнейшие гранитоидные интрузии; на Сибирской платформе формируются ультраосновные и щелочные интрузии (610—680 млн. лет); на Сибирской и Русской платформах образуется региональное предвендское несогласие.

Позднебайкальская эпоха (520—570 млн. лет) проявляется складчатостью орогенных формаций байкалид северного полушария, заключительными фазами складчатости в системе Катанга (570, 520 млн. лет), складчатостью системы Номо в Южной Африке (550 млн. лет) и завершением панафриканской эпохи омоложения.

Очевидно, что по масштабам проявления гренвильский и катангский диастрофизмы должны рассматриваться как глобальные орогенические эпохи I порядка; эльсонский, делейский и позднебайкальский — II порядка. Оценивая значение катангской и гренвильской эпох в развитии структур байкалид, следует признать катангскую эпоху важнейшей, поскольку она завершает сложный, длившийся около 1000 млн. лет байкальский цикл, и поскольку именно с этой эпохой связано окончание развития полных формационных рядов байкалид, заключающихся орогенными формациями. Фазы позднебайкальской эпохи 570—520 млн. лет, предшествующие кембрию, а также приходящиеся на границы раннего и среднего и даже среднего и позднего кембрия, являются заключительными фазами байкальского цикла. В складчатых областях они проявляются локально, в то время как на платформах происходит начавшееся ранее, в начале венда (650 млн. лет), непрерывное осадконакопление следующего, вендско-палеозойского, цикла.

Наряду с синхронностью тектонических движений, выразившейся в одновременности проявлений диастрофизма во многих районах с разным геологическим строением, в рифейской истории отчетливо отмечаются элементы диссимметрии — разная продолжительность тектоно-магматических циклов и развития полных формационных рядов в главных сегментах земной коры. Гондвана прошла сложное бициклическое развитие, включающее циклы Кибара-Бурунди (продолжительность 800 млн. лет) и Катанга (около 150 млн. лет); Северная Америка претерпела моноциклическое развитие в течение 500 млн. лет, завершившееся гренвильской консолидацией и последующими заключительными фазами, растянувшимися до катангской орогении. Наиболее продолжительной, более 900 млн. лет, была история байкалид в Евразии — с начала рифея и до заключительных этапов позднебайкальской складчатости.

Ограничение данной стадии рубежом 650 млн. лет условно, поскольку характерные для нее события начались в одних регионах раньше, чем в других закончились процессы предшествующего байкальского этапа. Одной из характерных особенностей стадии является формирование сплошного платформенного чехла осадков на северных материках и образование плит, превосходивших по своим размерам территории, занятые щитами. Формирование платформенного чехла относится к началу эокембрия, который «в геосторическом отношении, безусловно, гораздо более тесно связан с палеозоем, чем с эпипротозоем» (рифеем) [203, с. 243]. Нижняя граница эокембрия на платформах почти всегда выражена структурными или стратиграфическими несогласиями, верхняя менее отчетлива и нередко проходит внутри литологически однородных толщ.

Вместе с тем во многих районах орогенное развитие байкальских складчатых областей продолжалось в эокембрии накоплением флишеидно-молассовых формаций во внутренних и краевых прогибах (ашинская свита Урала, ушаковская и мотская свиты Ангара-Ленского прогиба и др.), а также в течение раннего и даже среднего кембрия. Завершение орогенного развития байкалид связано с постепенно затухающими и локально проявляющимися заключительными фазами позднебайкальской складчатости перед средним (550 млн. лет) и поздним (520 млн. лет) кембрием, как это, например, показано А. В. Лейпцигом и А. И. Ицковым [107] для Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Таким образом, между стадиями развития земной коры в рифее и палеозоем отмечается сложная переходная эпоха продолжительностью 100—120 млн. лет. Сложность ее подчеркивается не только совмещением признаков этих двух сменяющихся во времени крупных стадий, но и осуществлением полного цикла развития ранних каледонид к югу от сибирских байкалид, который начался в конце рифея и завершился в конце среднего или начале позднего кембрия [228]. Наконец, необходимо отметить существование на востоке Азии прогибов длительного развития, непрерывно и унаследованно формировавшихся от начала рифея до раннего мезозоя, результатом чего было накопление огромных (до 20—25 км) толщ осадков, лишенных значительных перерывов и несогласий [10].

Формирование земной коры в эокембрии-палеозое осуществлялось по-разному в трех крупных сегментах: Приатлантическому присуще бициклическое развитие, распадающееся на каледонский и герцинский тектоно-магматические циклы; Притихоокеанскому — моноциклическое, где эти циклы не обособлялись; материка Гондваны находились преимущественно в состоянии поднятых консолидированных кратонов. Главными типами структур Приатлантического сегмента являлись ортогеосинклинали и платформы,

в большей части перекрывавшиеся осадочным чехлом и проходившие плитную стадию развития. При всем многообразии ортогеосинклинальных систем этого сегмента в них усматриваются определенные общие черты, сближающие их как между собой, так и с ортогеосинклиналями других областей, сформировавшимися в палеозойскую стадию, и с аналогичными структурами последующей мезо-кайнозойской стадии. Многочисленные работы по теории геосинклиналей (от первых крупных исследований, выполненных в 1859 г. Дж. Холлом и в 1873 г. Дж. Дэна, и до работ Г. Штилле, М. Кэя, Ж. Обуэна и др.) приводят к заключению, что «складчатые пояса на всем земном шаре похожи между собой независимо от их возраста и местных географических условий... все они характеризуются сходными ассоциациями пород» [229, с. 51].

Общность строения и исторического развития ортогеосинклиналей фанерозоя позволяют представить некоторую общую схему соотношения формаций, образовавшихся в разных частях и на разных этапах развития одной геосинклинальной области в течение одного цикла (рис. 49). Очевидно, что подобная схема не может быть универсальной, пригодной для любой конкретной геосинклинали; она отражает лишь наиболее общую тенденцию размещения осадочных и вулканогенных комплексов в геосинклинальных областях. Типовая схема может служить основой для построения рядов геосинклинальных областей, различающихся составом и временем проявления осадочных или вулканогенных формаций.

Попытка выделения рядов по составу магматических формаций предпринималась В. И. Смирновым [217]. Позже Д. С. Харкевич и В. Н. Москалева [250] описали в качестве контрастных геосинклинально-складчатые области уральского типа (схема на рис. 49 более всего отвечает этому типу [12]) и верхоянского, с промежуточными саянским и Тянь-шаньским типами. Так же могут быть построены ряды по характеристикам осадочных формаций, включающие, например, области бесфлишевые, но с формациями вулканогенных граувакк (каледониды Минусинских впадин), поздней (послеинверсионной) генерации флиша, следующей за граувакковой формацией (герциниды Южного Тянь-Шаня); ранней генерации флиша без граувакковой формации (альпийский Кавказ) и т. д.

Последовательное развитие геосинклинальных формационных рядов на протяжении одного тектоно-магматического цикла и повторение сходных рядов в нескольких следующих друг за другом циклах являются наиболее яркими показателями циклической седиментации крупного масштаба в фанерозое.

Вследствие проявления известного закона Карпинского участки платформ, прилегающие к геосинклинальным областям, испытывают сопряженное с ними развитие, приводящее к формированию циклически построенных формационных рядов. Каждый ряд, отвечающий одному циклу, начинается терригенными формациями —

континентальными или морскими, реже эвапоритовыми; сменяется далее морскими карбонатными или терригенными и завершается терригенными континентальными, часто красноцветными или эва-

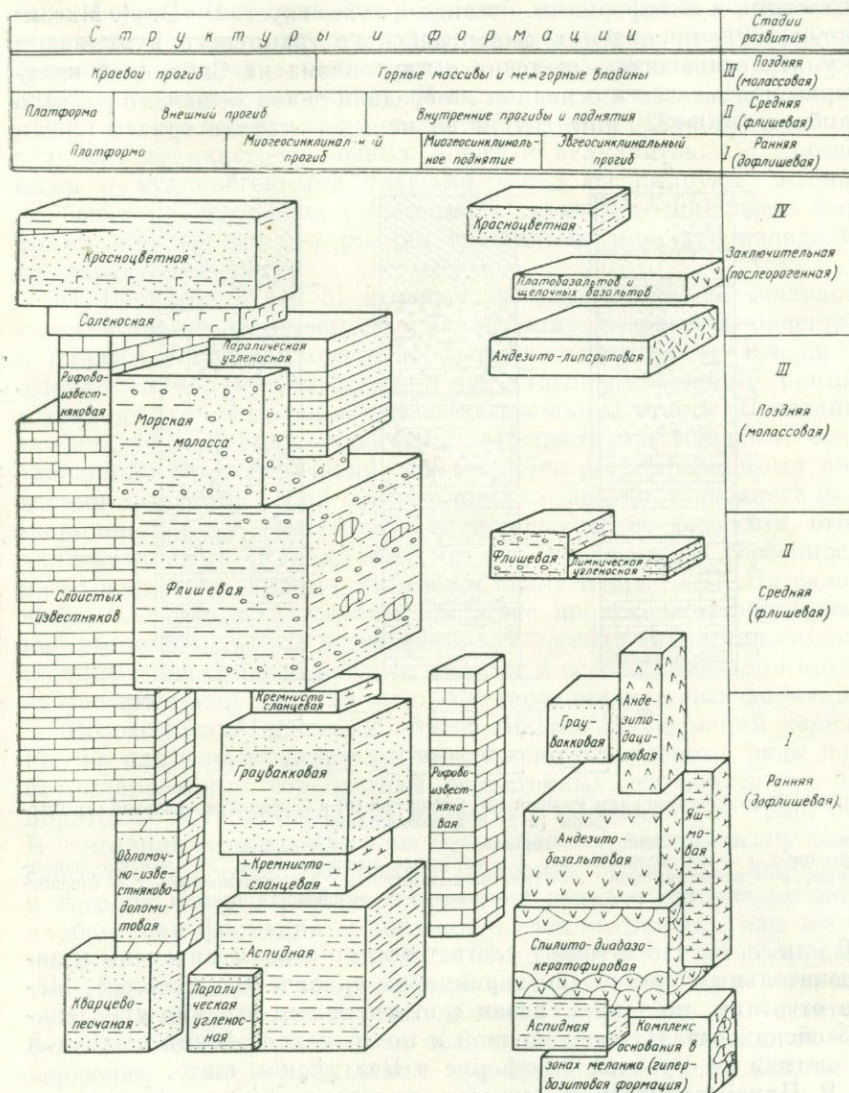


Рис. 49. Типовая схема соотношения формаций ортогеосинклинали уральского типа и прилежащего края платформы.

поритовыми. В осадочном чехле Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ наблюдается трехкратное повторение принципиально сходных рядов, соответствующих каледонскому, герцинскому и альпийскому тектоническим циклам (рис. 50).

Проявления магматизма на платформах менее отчетливо подчинены общей цикличности в рамках крупных сегментов земной коры, куда эти платформы входят, хотя связь между складчатыми областями и платформами, очевидно, существует. По В. Л. Масайтису [130], проявления фанерозойского траппового вулканизма и ультраосновного — щелочного плутонизма на Сибирской платформе приходятся в основном на средний девон — начало раннего карбона (380—320 млн. лет) и на пермь — начало триаса (280—

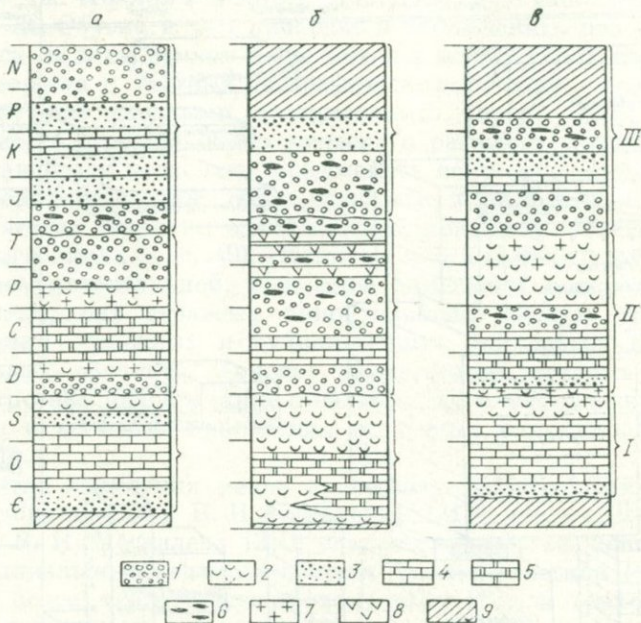


Рис. 50. Формационные ряды Русской (а), Сибирской (б) и Северо-Американской (в) платформ [247, с дополнениями].

Циклы: I — каледонский, II — герцинский, III — альпийский.

Формации: 1 — континентальные, 2 — лагунные красноцветные, 3 — морские терригенные, 4 — известняковые, 5 — гипсово-доломитовые, 6 — угленосные, 7 — соленосные, 8 — трапповые; 9 — перерыв в отложениях осадков.

220 млн. лет), что отвечает соответственно этапам инверсии и заключительным орогенезам герцинских складчатых областей. Менее отчетлив, но также связан с отмеченными этапами среднепалеозойский базальто-щелочной и позднепалеозойский щелочной магматизм на Русской платформе и Балтийском щите.

В Приатлантическом сегменте прослеживаются два тектономагматических цикла — каледонский и герцинский. Складчатые каледониды формировались в Аппалачском поясе, Восточной Гренландии, северной части Арктического архипелага Канады, Северо-Западной Европе (Грампианская геосинклиналь) и обширном Азиатском поясе, протягивающемся от Центрального Казахстана в Алтае-Саянскую область и Тянь-Шань между Си-

бирской платформой, с одной стороны, и платформенными структурами Центральной и Восточной Азии — с другой. Слагаются каледониды как эвгеосинклинальными, так и миогеосинклинальными формациями, причем первые явно преобладают. В них часто прослеживаются устойчивые ряды: базальтовые и спилито-кератофировые формации в начале ряда, андезито-дацитовые — в середине, липаритовые — в конце. Миогеосинклинальные образования представлены сероцветными толщами переслаивания песчаников, сланцев, кремнисто-сланцевых пород и вулканитов. Со сланцевыми и вулканогенными толщами часто ассоциируют мощные карбонатные отложения рифогенного характера. Флишевые формации, так же как и формации орогенного типа, для каледонид не характерны.

Н. П. Херасков [255] отмечает специфические для каледонского этапа песчаниковые формации, широко распространенные в нижнем и среднем ордовике. Эти песчаники могут завершать формационные ряды каледонид или отделять формации ранних и средних этапов от формаций заключительных этапов. Последние представлены песчано-глинистыми сероцветными толщами, сочетающимися с красноцветами; они являются редуцированными аналогами орогенных серий полного цикла развития. Неполнота формационного ряда, связанная с незавершенностью развития, отмечалась многими исследователями как характерная особенность каледонид, хотя, видимо, возможны исключения [247]. На складчатых каледонидах в герцинском этапе происходило формирование разнообразных по формационному составу терригенно-вулканогенных комплексов, которые относят к особому типу орогенных эпигеосинклинальных или остаточно-геосинклинальных формаций.

Возрастными аналогами геосинклинальных формаций каледонид на платформах являются циклически построенные ряды дифференцированных сероцветных терригенных, карбонатных, эвапоритовых и терригенно-красноцветных формаций (см. рис. 50). В основании герцинских складчатых областей каледонскому этапу соответствуют толщи кембрия и ордовика небольшой мощности, в которых часто обособляются нижняя вулканогенно-терригенно-карбонатная формация и верхняя песчано-глинистая или песчаная, иногда пестроокрашенные. Подобные песчаные формации типа кураганской и кидрясовской свит Южного Урала коррелируются в возрастном и формационном отношении с песчаными формациями заключительных этапов складчатых каледонид. Завершение каледонского этапа приходится на конец ордовика, силур, границу силура и девона, а в некоторых случаях — на ранний девон.

Герцинский тектоно-магматический цикл начинается заложением в конце ордовика — начале силура геосинклинальных поясов Аппалачей, Европейского, Скифско-Мангышлакского, Уральского, Таймырского, Центрально-Азиатского и Куэнь-Лунь-Циньлинского. Их развитие повсеместно носило ортогеосинклинальный

характер с обособлением внутренних (эвгеосинклинальных) и внешних (миогеосинклинальных) зон и передовых прогибов. По полноте развития формационных рядов именно герцинские ортогеосинклинали Приатлантического сегмента земной коры принимаются в качестве эталонов ортогеосинклинальных систем неогей. Схема соотношения осадочных и вулканогенных формаций, приведенная на рис. 49, в наибольшей степени соответствует герцинским ортогеосинклиналям, хотя в каждом конкретном регионе могут наблюдаться отклонения от нее. Так, в отдельных складчатых системах редуцируются вулканогенные эвгеосинклинальные комплексы, их место занимают терригенные формации (Западная Европа); на средних этапах вместо терригенных формаций широко развиваются карбонатные; в передовых прогибах вместо верхних моласс и красцветов накапливаются угленосные или вулканогенные формации и т. д.

Вулканогенные формации эвгеосинклинальных зон герцинид особенно характерны для силура, нижнего и среднего девона. В миогеосинклинальных зонах им соответствуют аспидные формации (существенно полимиктовые по составу и со значительной долей вулканогенного материала, вынесенного из эвгеосинклиналей), а также кремнистые и эффузивные толщи, чередующиеся с терригенными. После частной инверсии, охватившей в первую очередь эвгеосинклинальные зоны, получают развитие граувакковые формации зилаирского типа — продукты разрушения ранее существовавших вулканогенных толщ, а также накопления вулканических образований, одновременных с седиментацией. Граувакковые формации наблюдаются часто в верхней половине девона и нижнем карбоне; затем происходит замыкание внутренних прогибов и формирование внешних и краевых с их разнообразным комплексом флишевых, молассовых, угленосных и других формаций орогенного этапа. Широкое развитие краевых прогибов и обломочных орогенных формаций очень характерно для герцинид, в чем состоит их принципиальное отличие от складчатых областей каледонского цикла. Формационные ряды герцинид сравнимы с рядами каледонид лишь в своей нижней, доинверсионной, части, предшествующей замыканию внутренних зон и заложению краевых прогибов.

Другим распространенным типом геоструктурных единиц герцинского цикла являются орогенные эпигеосинклинальные прогибы на складчатом каледонском основании, завершившем геосинклинальное развитие в раннем палеозое и силуре. О. А. Мазарович [121] показал структурную самостоятельность орогенных комплексов среднего-верхнего палеозоя относительно складчатых каледонид как структур фундамента и обратил внимание на формационное однообразие этих комплексов в разных регионах: в Средней Англии и Уэльсе, на островах Северной Земли, в системе впадин минусинского типа Южной Сибири, западной части Центрального и Северного Казахстана. Формационные ряды эпика-

ледонских прогибов в этих областях представлены нижней вулканогенной (порфировой) формацией межгорных впадин, нижней молассовой, морской карбонатно-терригенной, верхней молассовой (пестроцветной или угленосной) формациями. Развитие указанных рядов началось в раннем девоне и завершилось в раннем или среднем карбоне.

Платформенные формации герцинского цикла широко развиты в виде терригенных морских, лагунных и континентальных, часто красноцветных образований девона; разнообразных, преимущественно морских комплексов карбона и в основном континентальных и переходных красноцветных комплексов перми, раннего и среднего триаса. На Сибирской платформе герцинская эпоха, как уже отмечалось, проявилась мощным трапповым вулканизмом.

Следует подчеркнуть некоторые характерные особенности проявления ранних и заключительных стадий герцинского цикла. Как известно, складчатые герциниды развиты в областях, где каледонские движения выразились слабо и где полно проявились движения предшествующего им байкальского цикла. Наоборот, в областях полного развития каледонид на них, как на складчатом основании, формировались не геосинклинальные, а специфические наложенные прогибы с характерными формационными рядами. Подобное чередование полных и неполных циклов является отражением общей закономерности развития геосинклинально-складчатых систем разного возраста. В. Е. Хаин указывает [247, с. 211], что «планетарные тектонические циклы проявляются в конкретных геосинклинальных системах как бы через один... ибо за отчетливо проявленным циклом следует «стертый», первая половина которого выражена обычно постумными поднятиями, а вторая — квазиплатформенным развитием или погружениями, сливающимися с начальной стадией следующего цикла».

Начало герцинского цикла на платформах и в геосинклинальных областях относится главным образом к границе ордовика и силура. Завершение развития каледонид датируется во многих областях концом силура и началом девона. Таким образом, каледонский и герцинский циклы в широком плане разделены некоторой переходной эпохой продолжительностью около 40 млн. лет. Как было показано А. А. Моссаковским [138], герцинский цикл завершился общим орогенезом, объединившим отдельные геосинклинальные системы в единые орогенические области. Эта общая орогеническая стадия, охватившая все герцинские складчатые системы, началась почти одновременно в начале перми и завершилась в интервале от конца перми до среднего триаса. Результатом ее явилась консолидация структур каледоно-герцинского этапа, ставших фундаментом для альпийского цикла, например для образовавшихся к концу герцинского цикла молодых эпипалеозойских платформ — Восточно-Европейской, Урало-Сибирской и др.

В Тихоокеанском сегменте земной коры герцинские образования прослеживаются в выступах основания верховяньских и

тихоокеанских складчатых систем. Представлены они разнообразными геосинклинальными, переходными и платформенными комплексами при преобладании формаций миегеосинклинального ряда [18, 228], часто достигающих мощности 8—9 км. Каледонские и герцинские образования здесь не разделяются. Завершение их развития, также связанное с образованием молодых платформ, выступающих в срединных массивах (Индосинийском, Колымском, Чукотском [140]), приходится на начало среднего — конец позднего карбона.

Южные материка Гондваны в противоположность северным материкам в палеозое находились в состоянии поднятых консолидированных блоков или единого кратона с господством денудации или накопления континентальных обломочных формаций платформенного чехла. Стабилизации Африканского континента, осуществившейся в кембрии, предшествовало накопление в ряде регионов красноцветных формаций (Обосум, Бунду и др.), завершивших позднебайкальскую эпоху 550 млн. лет назад. Палеозойский платформенный чехол, в основном песчанистый, покрывал огромные территории севернее экватора. В основании чехла залегают породы кембро-ордовика, за которыми следуют отложения силура, девона и иногда карбона. Мощность чехла небольшая, и только вдоль берега Средиземного моря наблюдается серия обособленных впадин с глубоким погружением фундамента.

К югу от экватора чехол представлен континентальной системой Карру\*, охватывающей пермо-карбон и триас. В Восточной Африке система Карру залегают на докембрийском основании, в Южной Африке несогласно перекрывает отложения геосинклинальной Капской системы, время формирования которой отвечает позднему силуру — среднему карбону. Палеозойский платформенный чехол несогласно перекрывается мезозойскими, главным образом меловыми осадками, в основании которых часто, но не повсеместно присутствуют юрские, преимущественно континентальные отложения.

Таким образом, на протяжении рассмотренной стадии, начавшейся в эокембрии и завершившейся к концу триаса, существовало три главных сегмента земной коры. Один из них охватывал южные материка с характерным для них режимом поднятых платформ, второй — Притихоокеанскую область моноциклического платформенно-геосинклинального развития, третий — Приатлантическую (вместе с Центральной Сибирью) область бициклического развития с проявленными в ней каледонским и герцинским тектоно-магматическими сопряженными циклами. Геосинклинально-плитная стадия эокембрия-триаса тесно связана с предшествующей рифейской стадией целым рядом признаков. Как рифей-

---

\* Нижняя часть системы Карру выделяется в серию Двейка (Капская мульда) и содержит мощные горизонты гиллитов — следы покровного оледенения; аналогичные образования известны в Южной Америке. — *Прим. ред.*

ская, так и палеозойская эпохи характеризуются делением земной коры на геосинклинали и платформы; среди геосинклиналей господствуют ортогеосинклинали, развивавшиеся на границах кратонов и обособившиеся на внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны.

При всей несхожести ортогеосинклиналей рифея и палеозоя и свойственных им формаций между ними существует определенное соответствие; в их развитии намечается некоторая последовательность от мощных существенно терригенных, образованных в широких прогибах байкальских комплексов к существенно эвгеосинклинальным линейным комплексам каледонского этапа и далее к сложным комплексам герцинского цикла, завершившегося орогенными формациями. В таком развитии — от широких прогибов к обширным поднятиям — можно обнаружить известную аналогию, с одной стороны, с геосинклинальным циклом отдельной геосинклинальной области, а с другой — с дорифейским крупным циклом развития нашей планеты в протогея. Таким образом, отложения рифея — палеозоя — среднего триаса можно рассматривать в составе единого геохроноцикла неогей\*. Геохроноцикл неогей, так же как и протогея, завершился образованием платформ; затем последовала крупная структурная перестройка земной коры.

#### КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКАЯ СТАДИЯ (поздний триас — настоящее время, 210—0 млн. лет)

Завершение формирования орогенных комплексов герцинского цикла и начало нового этапа не было одновременным не только в общепланетарном масштабе или в каждом из главных сегментов земной коры, но даже в масштабе отдельных геоструктурных единиц. Так, развитие Уральского краевого прогиба закончилось на юге в раннем триасе, а на севере в позднем. Начало заложения прогибов в Европе на молодых платформах и в Альпийском поясе относится к интервалу от поздней перми до ранней юры, некоторые прогибы закладывались еще позже. Поэтому за верхний возрастной рубеж герцинского цикла может быть принята некоторая статистическая величина, отвечающая, во-первых, завершению накопления орогенных серий в типичных районах и, во-вторых, окончанию этапа максимального проявления тектонических фаз складчатости, зафиксированных в угловых несогласиях. По подсчетам А. А. Пронина [177], максимум проявления угловых несогласий позднегерцинской тектонической эпохи попадает в промежуток 230—210 млн. лет, завершение ее, таким образом, приходится на начало позднего триаса.

\* Из состава неогей, в понимании Г. Штилле, в данном случае исключается большая часть мезозоя и кайнозой, которые, вслед за В. Е. Хаиным, можно называть эпинеогеем, а соответствующее развитие — геохроноциклом эпинеогей.

Неодновременность перехода к новой континентально-океанической стадии проявляется еще резче в глобальном масштабе. Мезозойский этап развития Тихоокеанского сегмента земной коры при всей специфичности имеет несравненно больше общих черт с альпийским этапом, чем с палеозойским, и поэтому должен включаться в позднюю континентально-океаническую стадию. Время от начала развития мезозой, приходящегося на границу раннего и среднего карбона (310 млн. лет), до окончания формирования герцинид и начала альпийского этапа в Приатлантическом сегменте, соответствующего позднему триасу (210 млн. лет), может рассматриваться как некоторая переходная эпоха продолжительностью 100 млн. лет. Подобные переходные эпохи, как отмечалось выше, проявлялись также на рубежах предшествовавших крупных стадий развития земной коры. Очевидно, асинхронность развития различных областей в конце палеозоя — начале мезозоя не является исключением, присущим только мезозойским — альпийским, как считают многие, а относится к категории общих явлений, неоднократно происходивших в геологической истории.

Характерной особенностью заключительной стадии развития земной коры является, с одной стороны, дальнейшее существование старых геоструктурных элементов, а с другой — формирование новых, ранее не проявлявшихся структурных единиц. К первой категории относятся древние платформы и ортогеосинклинали, ко второй — молодые платформы, специфические геосинклинальные мезозойские области Тихоокеанского пояса, внутриконтинентальные области тектонической активизации, океаны, а также зоны рифтогенеза в океанах и на континентах.

Начало мезозоя отмечается широким развитием молодых платформ, которые, присоединившись к древним платформам, образовали в северном полушарии суперконтинент — Лавразию. Учитывая, что древние платформы Гондваны к тому времени еще не вступили в стадию распада, можно допустить, как отметил М. В. Муратов [140], что начало мезозоя было временем наиболее широкого распространения платформ на земной поверхности. Древние и молодые платформы являлись областями накопления высоко дифференцированных формаций, для которых, так же как в палеозойское время, наблюдаются прогрессивно-регрессивные ряды, сложенные внизу преимущественно терригенными континентальными и морскими формациями, в средней части — морскими органогенно-хемогенными, вверху — терригенными, нередко континентальными. Как на древних, так и на молодых платформах происходило накопление морских (известняковых, известняково-доломитовых, писчего мела, мелоподобных мергелей, терригенно-глауконитовых), а также континентальных и переходных формаций (пестроцветных, сероцветных песчано-глинистых, олигомиктовых и кварцевых, красноцветных слабокарбонатных, пестроцветных гипсово-соленосных, пресноводных известняков и др.).

Между платформами Лавразии и Гондваны с конца перми до начала юры закладывались прогибы Альпийско-Гималайского пояса, которые развивались по схеме ортогеосинклиналей по многим признакам сходно с герцинидами, однако с рядом специфических особенностей, связанных с большей дифференциацией тектонических движений и рельефа. Описание формаций Альпийско-Гималайского пояса содержится во многих известных работах, в том числе в сводке Ж. Обуэна [148], поэтому отметим только их основные особенности.

В отличие от палеозойских ортогеосинклиналей альпийские геосинклинальные системы характеризуются широким развитием формаций карбонатного, терригенного и вулканогенного флиша. Главная эпоха флишенакпления приходится на поздний мел — эоцен, однако флишеобразование как специфическая форма стратификации осадочных толщ и определенных текстурных признаков пород сопровождало накопление толщ разного состава и возраста. Флишевые толщ формировались и на ранних этапах развития Альпийского пояса (таврическая серия Крыма), и на поздних (флишевые аналоги майкопской серии Кахетии и Новороссийского района).

Другой особенностью Альпийско-Гималайского пояса является многообразие вулканических процессов, охватывавших все стадии геосинклинального цикла. С начальными стадиями в триасе и юре связано формирование мощных вулканогенных серий, ассоциирующих с кремнистыми породами, габбровыми и ультраосновными интрузиями во внутренних прогибах, а также различных вулканитов, ассоциирующих с осадочными, преимущественно терригенными породами в прогибах, расположенных по краям Альпийского пояса. Флишевая стадия сопровождалась накоплением вулканогенных толщ главным образом в позднем мелу и эоцене. Вопрос о масштабах мелового вулканизма является спорным, и многие вулканогенные комплексы, располагающиеся вместе с кремнистыми и ультраосновными породами в зонах меланжа среди меловых пород, по-видимому, имеют более древний, триасово-юрский, возраст и накапливались в эвгеосинклинальных прогибах с океаническим типом коры [158]. Формирование молассового комплекса во многих районах также сопровождалось вулканическими основными и кислыми проявлениями неогенового и четвертичного возраста.

Альпийский цикл является незаконченным и в настоящее время находится на стадии накопления континентальных моласс во внутренних и внешних прогибах. Как указывает Н. П. Херасков [255], средиземноморские альпиды в своем типичном виде прослеживаются до Гималаев, восточнее они становятся близкими к азиатско-тихоокеанским альпидам.

Формирование геосинклинальных систем в Притихоокеанском сегменте земной коры протекало по иному плану, отражавшему качественно новый этап развития земной коры в мезозое по

сравнению с прошлыми геологическими эпохами. Устанавливается два тектоно-магматических цикла: мезозойский (или верхооянский) — от конца раннего карбона до конца позднего мела (часто до сенона включительно), и тихоокеанский, начинающийся в позднем мелу и продолжающийся в настоящее время.

В течение верхооянского цикла на окраинах материков, прилежащих к Тихому океану, а также вдоль границы океана и континентов осуществлялось развитие складчатых систем, основные особенности которых определялись их расположением относительно главной структуры земной коры глубокого заложения: границы океан — континент. Во внешней, удаленной от океана зоне и преимущественно на северных континентах образовались обширные прогибы верхооянского типа с характерным для них существенно терригенным осадконакоплением. Во внутренней зоне на границе с океаном почти непрерывной полосой прослеживаются сложные терригенно-кремнисто-вулканогенные комплексы, сформировавшиеся в прогибах, получивших название талассогеосинклиналей [19].

Верхоояниды, развитые на северо-востоке Азиатского материка, где они образуют Верхоояно-Чукотскую и Сихотэ-Алиньскую складчатые области, и их аналоги в Северной Америке и Юго-Восточной Азии явились результатом регенерации гетерогенного субстрата, включающего складчатые и платформенные области палеозоя и докембрия. Блоки субстрата могут выступать в качестве срединных массивов, облекаемых складчатыми зонами. В развитии верхооянид выделяются три стадии со свойственными для каждой из них осадочными и вулканогенными формациями, которые в совокупности определяют специфические особенности верхооянид, отличающие их от всех других геосинклинальных областей.

Для ранней стадии верхооянид характерно образование обширных прогибов с накоплением в них мощных многокилометровых сероцветных морских толщ переслаивания песчано-глинистых пород. По наличию подобных толщ Н. П. Херасков [255] сравнивал верхоояниды с байкалидами, поскольку в обоих случаях эти толщи формировались в широких недифференцированных прогибах, наложенных на переработанные древние структуры, за счет выноса обломочного материала с прилежащих платформ и срединных массивов. В течение средней стадии верхооянид развиваются внутренние поднятия, сужаются прогибы и накапливаются флишеидные и флишевые терригенные формации. Заключительная стадия характеризуется образованием внешних и внутренних прогибов, заполненных на севере сероцветными терригенными, часто угленосными отложениями, на юге красноцветными формациями.

Обломочным толщам в типичных верхооянидах Верхоояно-Чукотской области могут быть подчинены вулканогенные породы кислого и основного состава и карбонатные отложения. Роль

карбонатов возрастает в южном направлении, а в сторону внутренних областей (к Тихому океану) увеличивается количество вулканогенных пород. В ранние этапы при накоплении нижних терригенных формаций проявляется спилито-диабазовый вулканизм, а при накоплении верхних формаций, связанных со стадией замыкания, господствует вулканическая деятельность, приводящая к накоплению мощных толщ андезито-базальтовых порфиритов, андезито-дацитовых и липаритовых порфиритов.

Возрастным аналогом верхоянид по периферии Тихого океана являлись области накопления терригенно-кремнисто-вулканогенных осадков — талассогеосинклинали. Отложения этих прогибов, известные под названием формаций францисканского типа [11, 19], прослежены в Береговых хребтах Калифорнии, на Корякском нагорье, островах Сахалин, Хоккайдо, Новая Зеландия и Новая Каледония. Повсеместно они представлены мощной (до 8—15 км) толщей чередования граувакк, полимиктовых глинистых и глубоководных кремнистых сланцев, основных вулканитов (подушечных лав, туфов и вулканических брекчий), изредка известняков. Нижняя возрастная граница датируется временем от перми до юры, верхняя отвечает апту — началу альба, иногда турону. Подстиляется толща непосредственно океанической корой или кремнистыми глубоководными сланцами палеозойского возраста, вверх по разрезу сменяется флишем верхнего мела.

Литолого-петрографические особенности, структурное положение формаций францисканского типа позволяют считать их особым, не встречавшимся ранее типом геологических образований, сформировавшихся в глубоководных желобах на границе островных дуг и океанов. В отличие от эвгеосинклиналичных формаций, для которых характерно надвигание на соседние миогеосинклиналичные зоны, формации францисканского типа поддвигаются под сопряженные с ними эвгеосинклинали. Сторонниками расширения океанического дна этот процесс обычно принимается за доказательство погружения океанических платформ под континентальные.

Области проявлений тихоокеанского тектонического цикла наложены на структуры внутренних зон верхоянид и на периферические зоны Тихого океана с базальтовым типом коры. Время заложения структур тихоокеанского цикла, или пачифид, датируется началом палеогена, а для внешних островных дуг — мелом, скорее всего поздним.

Системы тектонических структур, включающих окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба, обычно рассматривают как «живые» геосинклинали, хотя вопрос о том, какую стадию развития геосинклиналичных систем они отражают, в большинстве случаев является спорным. По-видимому, переходные от материка к океану зоны даже в пределах Тихоокеанского кольца обладают разной степенью зрелости, оценить которую можно на основании анализа их истории начиная со стадии заложения.

Анализ истории северо-восточной окраины Азиатского материка с начала тихоокеанского цикла приводит к выводу, что эта территория близка к завершению полного тектонического цикла развития. Соотношение формаций мела и кайнозоя Камчатки, Сахалина, Японских и Курильских островов (рис. 51) дает вполне определенную картину, хотя некоторые формации скрыты под водами Охотского и Японского морей. Обнаруживается сходство с типовой схемой соотношения геосинклинальных формаций (см. рис. 49) до уровня, отвечающего поздней (молассовой) стадии.

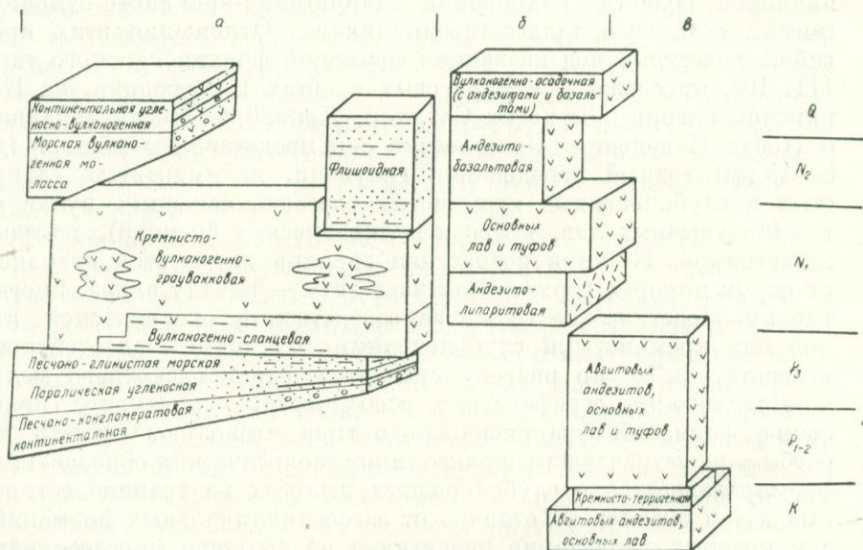


Рис. 51. Схема соотношения формаций тихоокеанского цикла [27, 128].

а — Камчатка, Сахалин, Японские острова (многогеосинклиналь); Курильская дуга (эвгеосинклиналь); б — Большая, в — Малая.

Существенное отличие рассматриваемой области заключается в широком проявлении вулканизма, связанного с ее расположением на границе между континентальной и океанической плитами.

Интересно отметить, что в Южно-Корякской складчатой зоне, сходной с Курило-Камчатской по набору формаций и составляющей с ней единый складчатый пояс, после завершения накопления угленосной молассы в настоящее время происходит образование наземных лав и пирокластов андезитового, дацитового и базальтового состава, которые рассматриваются [67] в качестве продуктов типичного субсеквентного вулканизма конечных стадий геосинклинального развития. Полный тектонический цикл развития этой территории, отсчитываемый от начала сантона, составляет 80 млн. лет.

С мезо-кайнозойской стадией связано возникновение своеобразных, не характерных для прошлых геологических эпох внутри-

континентальных впадин, которые по масштабам не уступают собственно геосинклинальным структурам. На территории Евразии, где континентальные впадины получили наибольшее развитие, наблюдалось две волны их образования: первая датируется триасом — поздним мелом, вторая — олигоценом — четвертичной эпохой. Впадины первой генерации формировались на востоке Азиатского материка — на юге Алданского щита, в Монголо-Охотской зоне палеозойской складчатости, на молодых и древних платформах Юго-Восточной Азии; развиваясь к западу от областей мезозойской складчатости, эти впадины, видимо, генетически с нею связаны.

В мезозойских впадинах преобладают терригенные континентальные формации — красноцветные на юге и угленосные на севере, нередко молассоидные или в виде грубых моласс. Характерна ассоциация терригенных толщ с наземными вулканитами преимущественно андезитового состава, которые целиком выполняют отдельные впадины, достигая мощности 6—7 км. Объем вулканогенных образований возрастает в восточном направлении в сторону геосинклинальных мезозойд, в этом же направлении уменьшается роль континентальных отложений, частично замещающихся сероцветными сланцевыми, иногда флишoidalными толщами, — результат трансгрессий морских бассейнов из области мезозойд.

Вторая эпоха образования внутриконтинентальных впадин началась в олигоцене, хотя в некоторых районах она проявлялась раньше — с позднего мела, или позже — с плиоцена. Этот процесс охватил различные районы Азиатского материка, но особенно интенсивно он проходил в широкой полосе, протянувшейся от западных предгорий Тянь-Шаня до Байкала и далее по побережью Охотского моря. В западной Европе эта эпоха проявилась серией впадин типа Рейнского грабена. Многие впадины Центральной и Средней Азии наследовали движения, начавшиеся в триасе и юре, и чрезвычайно активизировались в конце олигоцена.

Вторая эпоха тектонической активизации привела к огромному по масштабам проявлению континентальных моласс, мощности которых в некоторых впадинах достигают 10 км и более. Кроме моласс в сложении впадин принимают участие красноцветные формации, карбонатные молассоидные, иногда соленосные, характерные для аридных зон, и в областях гумидного типа — бескарбонатные сероцветные или угленосные. В некоторых впадинах наблюдаются вулканогенные накопления. В эту эпоху, которую В. М. Синицын [213] выделяет в самостоятельный, новейший, этап развития земной коры, начавшийся 25 млн. лет назад, формируются крупнейшие комплексные поднятия Тянь-Шаня и Высокой Азии, объединившие на общем пьедестале высотой от 2,5 до 4,5 км разнородные и разновозрастные структурные элементы.

Характерной особенностью мезо-кайнозойской стадии является реально существующая линия развития земной коры, которая для прошлых геологических эпох лежит в сфере гипотез, в той или иной степени подкрепленных косвенными геологическими данными. Для мезозоя и кайнозоя ее проявления имеют прямые доказательства. Эта линия развития охватывает различные процессы деструкции сиалической земной коры, из которых главные — это образование океанов и рифтогенез. Палеонтологически датированный возраст океанов ограничен титоном. Оставшиеся непробуренными толщи рыхлых осадков, возможно, позволят понизить возраст до начала мезозоя, т. е. отнести заложение океанов к самому началу рассматриваемой платформенно-океанической стадии.

Начало рифтогенеза отмечено проявлениями позднеюрского магматизма в Восточной Африке. Грабены в системе рифтов существовали с олигоцена, а их углубление продолжалось в миоцене и плиоцене. Возраст современных океанических хребтов с их характерными формациями базальтов, спилитов и амфиболитов, ассоциирующих с радиоларитами, граувакками и карбонатными илами, а также с расслоенными габбро, дунитами и гарцбургитами, датируется поздним мелом и кайнозоем. Вопросам возраста и происхождения океанов и рифтовых зон посвящена обширная литература, обзор которой проведен В. Е. Хаиным [247] и Ж. Кулоном [99].

Таким образом, рассмотренная заключительная стадия развития земной коры характеризуется рядом специфических особенностей геосинклинальных зон — широким проявлением внутриконтинентальных впадин и мощных орогенических поднятий. Доказано существование океанов и рифтовых зон, что позволяет рассматривать эту стадию как совершенно особое явление, отражающее направленное, необратимое развитие нашей планеты. Следуя за одной из самых существенных в геологической истории эпохой платформообразования, заключительная стадия начинается широкими проявлениями деструкции фундамента и завершается самым крупным горообразованием и развитием моласс. Это позволяет рассматривать ее как единый цикл геологического развития наравне с предшествующими геохроноциклами протогея и неогей.

Явления, свойственные заключительной стадии, находят себе аналогов в предшествующей истории. Так, верхояниды с их мощными терригенными толщами в известной степени сходны с миогеосинклинальными формациями байкалиды; континентальные молассы неогена могут рассматриваться как гипертрофированные аналоги красноцветных, молассоидных и молассовых толщ среднего протерозоя и позднего палеозоя. Хотя существование океанов и рифтовых зон в домезозое не доказано, имеются весьма веские косвенные геологические данные в пользу такого предположения, нашедшие, в частности, отражение в концепциях сторонников но-

вой глобальной тектоники. Поэтому заключительную мезо-кайнозойскую стадию можно рассматривать не только как особое явление в геологической истории, но и как закономерный новый цикл общего циклического развития — геохроноцикл эpineогей, сопоставимый с предшествующими двумя геохроноциклами, хотя и несоизмеримо более короткий по времени.

Геохроноцикл эpineогей протекал по-разному в разных областях земного шара. В это время, так же как и в палеозое, обособились три главных сегмента земной коры: Приатлантический моноциклического развития, Притихоокеанский бициклического развития, южных материков одноэтапного проявления геологических процессов, главным образом деструктивного характера. В мезокайнозойской истории определено проявились несколько эпох повышенной активности, которые в каждом сегменте приводили к своим результатам, но были приблизительно синхронными. К ним относятся поздне меловая и олигоценовая тектонические эпохи. Поздне меловая эпоха привела к завершению верхоянид и становлению пачифид, формированию шарьяжей Альпийского пояса, воздыманию срединно-океанических хребтов, заложению многих внутриконтинентальных впадин, мощному трапшовому вулканизму в Индии и Африке. Олигоценовая эпоха, особенно конец олигоцена, проявилась в замыкании альпид, общем горообразовании на разнородных тектонических структурах и заложении неотектонических впадин, раскрытии грабенов Африканского континента, развитии собственно геосинклинальных прогибов в Тихоокеанском складчатом поясе и в других процессах, отражающих непознанную еще взаимосвязь разнообразных, но, возможно, не разнородных геологических явлений.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В приведенном обзоре мы постарались проследить историю развития крупных осадочных тел, их взаимосвязь во времени, проявляющуюся в формировании рядов следующих друг за другом осадочных комплексов, и последовательную смену этих рядов от первых этапов развития нашей планеты до настоящего времени. Геологическая история, даже если рассматривать ее отражение только в осадочных и отчасти вулканических формациях, носит направленный, необратимый характер. Эта необратимость связана с определенными изменениями физического состояния земной коры, из которых главными, по В. М. Синицыну [213], являются уменьшение генерации радиогенного тепла и понижение уровня астеносферы, определяющей тепловой режим внешних земных оболочек. Своим поступательным и необратимым развитием Земля обязана также внешним экзогенным факторам — изменениям состава атмосферы и гидросферы, их динамики и теплового режима, что в свою очередь связано с астрономическими

причинами — изменениями светимости Солнца, влияния метеоритной пыли и т. д.

Каждая стадия развития, выделяемая в геологической истории, в силу необратимости развития индивидуальна, но обладает рядом признаков, сближающих ее с предыдущими и последующими стадиями. В повторении общих черт, свойственных как отдельным формациям, так и формационным рядам, нельзя не видеть явлений периодичности, или, по нашему определению, вариабельной цикличности. Вряд ли можно согласиться с противниками концепций циклически-направленного развития земной коры, отрицающими понятие цикличности на том основании, что циклическим, следуя точному значению термина цикл, можно называть лишь точное воспроизведение того же состояния, которое было в начале процесса, «а другое понимание цикла и цикличности неизбежно приведет к субъективной... трактовке... что в науке не может быть принято» [221, с. 213]. Очевидно, что проблема периодичности или одного из ее проявлений — цикличности возникла из поисков общих закономерностей развития процессов, разделенных в пространстве и во времени. Понимая, что эти процессы никогда не бывают тождественными, термины вариабельная цикличность и цикл можно использовать для отображения повторяемости общих черт в различных, сменяющих друг друга геологических событиях и объектах.

Периодичность геологических процессов проявлялась в трех линиях развития геоструктурных единиц: формировании геосинклинальных систем, консолидации платформ и накоплении осадочных платформенных чехлов. Наиболее четкая периодичность отмечена в развитии геосинклинальных систем. В этом развитии устанавливается два основных направления: одно — сопровождавшееся вулканизмом и другое — не связанное или слабо связанное с вулканической деятельностью. Эти два типа развития протекали параллельно или последовательно сменяли друг друга, что позволяет выделить в геологической истории три крупных геохроноцикла (рис. 52).

Наиболее ранний геохроноцикл — протогей — начался развитием обширных подвижных областей с накоплением в них разнообразных, преимущественно вулканогенных, формаций катархея, затем мощных вулканогенных комплексов архея и завершился различными, преимущественно осадочными, а к концу геохроноцикла существенно красноцветными формациями среднего протерозоя, и консолидацией платформ.

Следующий геохроноцикл — неогей — также начался формированием обширных прогибов, заполнявшихся в связи с иным состоянием земной коры не вулканогенными, а главным образом терригенными формациями рифея, на смену которым пришли вулканогенные комплексы каледонских геосинклинальных систем, а затем разнообразные формации герцинских геосинклиналей. Завершение геохроноцикла связано с общим поднятием, накопле-

нием красноцветов и моласс и последовавшей затем стабилизацией молодых платформ.

Последний геохроноцикл — эпинеогей, так же как и предыдущий, начался накоплением мощных терригенных толщ в верховьях и в основании альпийских геосинклиналей, сменившихся вулканогенными формациями поздних этапов развития верховья и пачифид, проявлениями вулканизма в Альпийско-Гималайском поясе и последовавшим затем мощным орогенезом и развитием моласс. Геохроноциклы разделены переходными эпохами 100—200 млн. лет, продолжительность раннего, среднего и позднего геохроноцикла соответственно 3000, 1400, 200 млн. лет.

Каждый геохроноцикл, кроме последнего (незавершенного), распадается на несколько стадий, отвечающих определенному состоянию земной коры, отраженному либо в специфическом наборе осадочных и вулканогенных формаций, либо в строении формационных рядов. Каждая стадия вместе с тем отвечает времени проявления хотя бы одного полного тектоно-магматического цикла в одном или нескольких сегментах земной коры. Тектоно-магматические циклы не выходят за рамки основных стадий развития, однако в течение какой-либо стадии при моноциклическом развитии одного сегмента земной коры другой мог существовать в бициклическом режиме. Так, времени формирования одного байкальского цикла на территории Евразии отвечают два тектоно-магматических цикла в Африке; периоду развития палеозойд Тихоокеанского сегмента соответствуют каледонский и герцинский сопряженные циклы Приатлантического сегмента; с альпийским циклом сопоставляются два тектоно-магматических цикла — верховянский и тихоокеанский.

Тектоно-магматические циклы и стадии развития разделены переходными эпохами 50—150 млн. лет. Главные стадии развития, границами которых являются саамская, кеноранская, карельская, катангско-позднебайкальская, бретано-позднерцинская тектонические эпохи, продолжались от 1000 до 200 млн. лет, все более сокращаясь в ходе геологического времени. Время одного тектоно-магматического цикла также уменьшалось, хотя и неравномерно, от 1000 млн. лет в докембрии до 80 млн. лет в кайнозое. Однако геосинклинали с коротким периодом развития существовали уже в докембрии (катангская система) и раннем палеозое (ранние каледониды).

В становлении платформ проявление цикличности ограничено на фоне общего направленного развития. Несомненно, что платформообразующие эпохи повторялись несколько раз, однако становление каждой платформы шло скорее по восходящей линии, чем по циклической. Как было подчеркнуто А. А. Тимофеевым [230], платформенное развитие включает доплитный, плитный и послеплитный этапы, характеризующиеся различными формационными комплексами. О цикличности развития платформ можно говорить, рассматривая вместе конструктивную и деструктивную

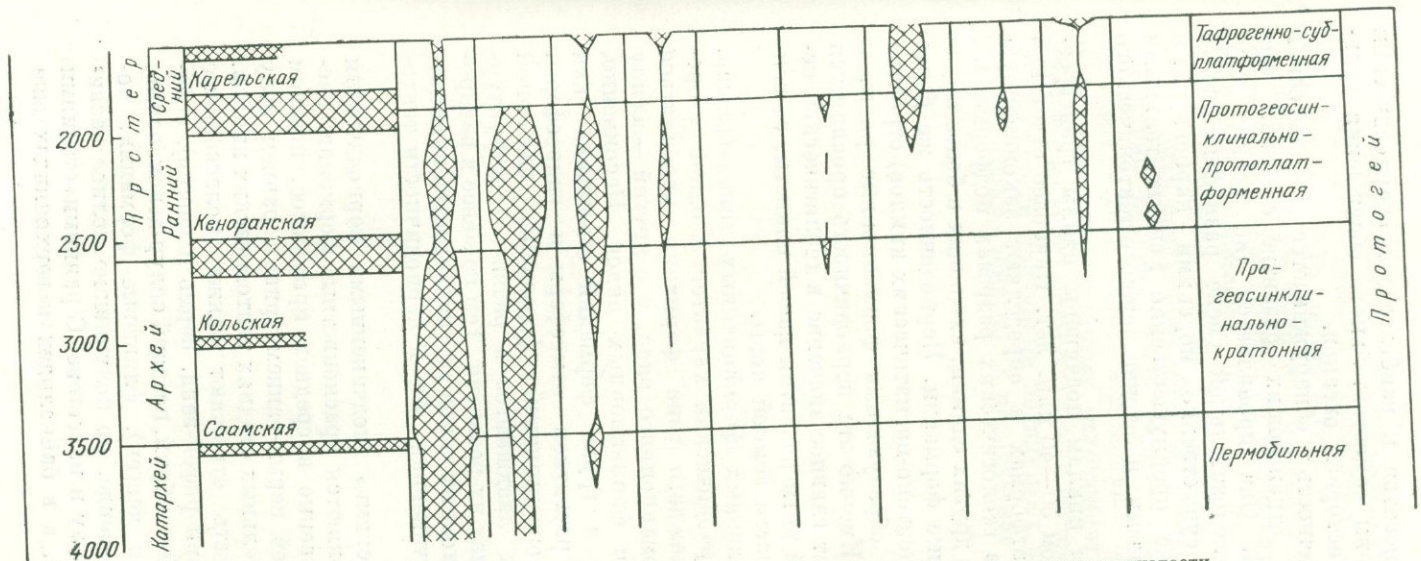
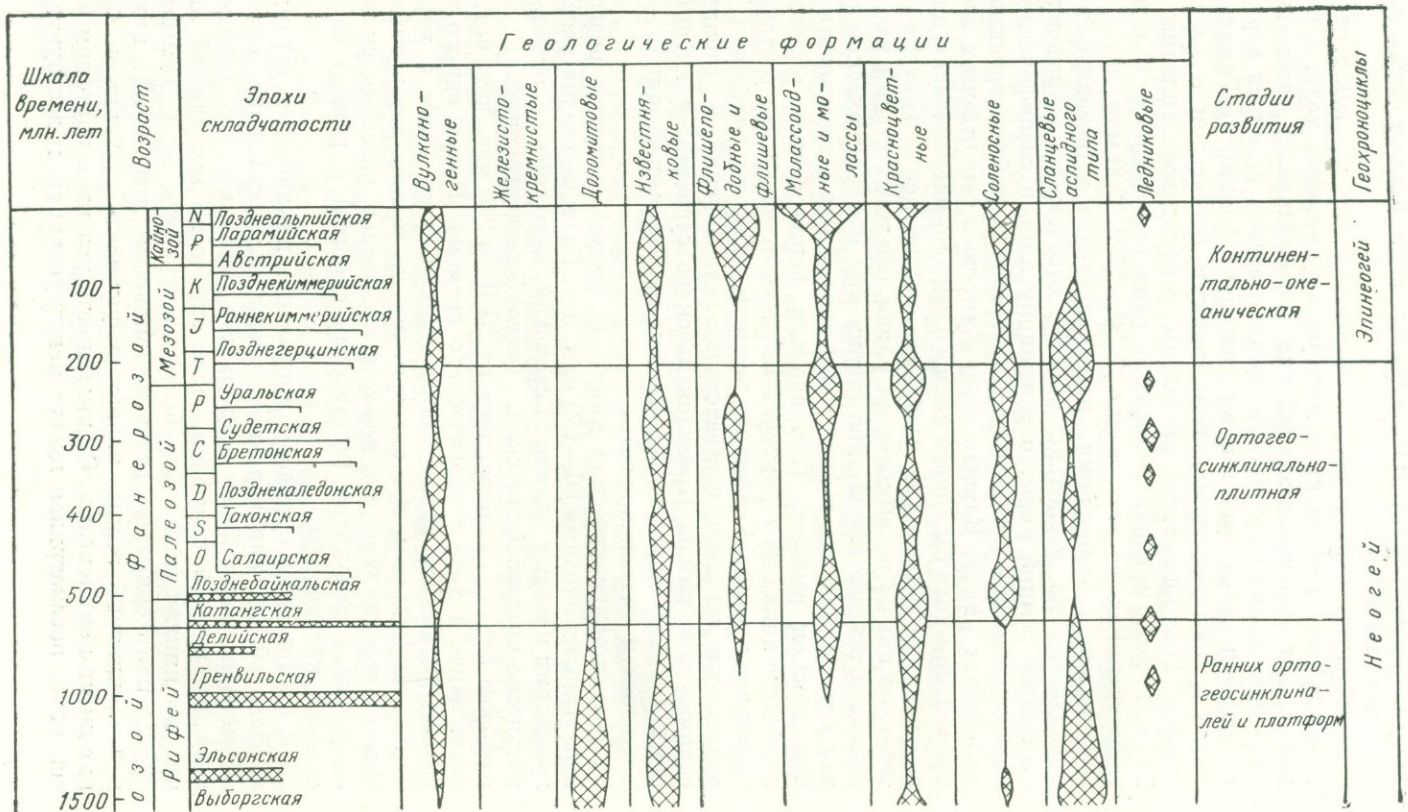


Рис. 52. Распределение геологических формаций по стадиям развития земной коры и эпохам складчатости.

стадии. Эти явления относятся к наиболее долгопериодическим процессам, заслуживающим самостоятельного обсуждения главным образом в связи с историей океанов.

Определенная цикличность обнаруживается в строении платформенных чехлов, отражающих развитие соседних геосинклинальных областей. Она проявляется (во всяком случае в фанерозое) в последовательной смене разнофациальных терригенных формаций преимущественно морскими карбонатными и терригенными и далее преимущественно континентальными и переходными терригенными в течение каждого тектонического цикла.

Тектоно-магматическим циклам подчинены циклы трансгрессий и регрессий с периодом 30—40 млн. лет. Наиболее отчетливо они проявляются на платформах и определяют закономерную последовательную смену в геологических разрезах подформаций, фациальных комплексов и других единиц, входящих в более крупные комплексы — осадочные формации. Периодичность же более крупного порядка (ранга тектоно-магматических циклов) строится осадочными формациями, образующими формационные ряды, и повторением этих рядов. Именно эта периодичность проявляется наиболее отчетливо и имеет главное значение в геологической истории, определяя основной ритм развития нашей планеты, во всяком случае сиалической части земной коры.

Возникновение определенных формационных типов (флиша, моласс и т. д.) носило периодический характер, с одной стороны, в силу тенденции каждого типа формаций проявляться в определенном месте формационного ряда, а с другой — в силу вариабельной цикличности формационных рядов. Несомненно, что периодичность типов и групп формаций осложнена как общим поступательным развитием атмосферы и гидросферы, так и тектонической конвергенцией формаций, связанной с существованием сходных ландшафтов в разных геоструктурных зонах и на разных этапах их развития. Тем не менее в распространении многих формационных типов устанавливается периодическая повторяемость, подчиненная общей периодичности тектонических процессов.

Несомненно «тектоническими» (подчиненными периодичности тектонической природы) являются красноцветные формации, распространенные преимущественно в среднем протерозое, позднем рифее-венде, девоне, поздней перми-раннем триасе, раннем мелу и неогене, т. е. на заключительных стадиях тектонических циклов. Тектоническую периодичность отражают также молассоидные формации и молассы (поздний рифей-венд, пермь и неоген), соленосные формации (докембрий-кембрий, поздний силур-девон, пермь, поздняя юра-ранний мел и неоген), флишевые формации, появившиеся в позднем рифее-венде, но получившие полное развитие в карбоне и в позднем мелу и палеогене. С ранними стадиями геосинклинальных областей, а в байкалидах и верхоянидах еще

и со средними связаны песчано-сланцевые толщи типа аспидных формаций, максимумы их накопления приходится на большую часть рифея, силур, пермь и юру.

Периодическим было накопление угленосных формаций, что определялось периодическими изменениями климата и геотектоническими процессами. Так, по подсчетам А. Г. Железновой и А. К. Матвеева, запасы ископаемых углей земного шара распределяются следующим образом: нижний карбон — 0,9, средний и верхний карбон — 14,6, пермь — 24,3, триас — 0,5, юра — 14,3, мел — 16,7, палеоген и неоген — 28,7%. В повторяющихся оледенениях и ледниковых отложениях большинство исследователей также видят прямую связь с геотектоническими процессами, однако иногда причинами ледниковых эпох считаются не земные (или не только земные), а космические явления [202, 298].

Периодичность геологических процессов вообще и процессов осадконакопления в частности — явление широко распространенное и обычное. Причины периодичности осадконакопления различны, но главными из них являются периодические изменения климата и геотектонические процессы во всем их многообразии. Климат и геотектонические движения вызывают эвстатические изменения уровня моря, что в свою очередь становится одной из причин периодичности осадконакопления.

Можно утверждать, что осадконакопление по своей природе — процесс периодический и развивающийся. В его развитии осуществляется как бы повторение ранее пройденного, но каждый раз на новой, высшей, основе: новые территории, испытывающие поднятие или опускание; иной темп движений с совершенно другими осцилляциями; новые породы, подвергающиеся размыву, и т. п. В результате возникает новый период осадконакопления (выраженный в виде цикла, циклов высших порядков, осадочной формации, рядов осадочных формаций), который по составу, строению, органическим остаткам, минеральным ассоциациям, мощности и другим признакам существенно отличается от предыдущего.

Научное и практическое значение циклической седиментации трудно переоценить. Она важна для выяснения геологической истории отдельных регионов и обширных структурных областей, стратификации осадочных толщ, корреляции разрезов и синонимии пластов полезных ископаемых (угли, соли и др.). Наблюдаемое совпадение границ циклов с биостратиграфическими границами и циклов высших порядков с этапами развития фауны, несомненно, представляет интерес для палеонтологии и биостратиграфии. Особенно ценно изучение циклической седиментации при корреляции немых осадочных толщ. Корреляция по минералого-петрографическим данным, в частности по терригенным минералам, невозможна без учета цикличности.

Многие осадочные циклы обязаны своим происхождением колебательным движениям земной коры. Поднятие территории является началом каждого нового цикла осадконакопления. В область эрозии на площади питающей провинции вводятся новые массивы пород, в связи с чем в осадочной толще появляются новые ассоциации тяжелых и легких минералов. Циклы осадконакопления, как правило, отличаются друг от друга ассоциациями минералов. Это наблюдается в достаточно крупных циклах, начиная с угольных I порядка. Исключение составляют только те циклы,

которые образуются в результате перемирия пород предшествующего цикла (принцип унаследованной седиментации).

Естественно, к выделению и интерпретации циклов в разрезах осадочных толщ следует относиться осторожно и не всякое повторение признавать периодическим (циклическим). Однако уже сама постановка вопроса о наличии или отсутствии циклов всегда ценна, так как заставляет выяснить взаимоотношение фаций во времени и пространстве (в разрезе и на площади), что всегда необходимо.

Если причины периодичности осадконакопления в большинстве случаев поддаются расшифровке и более или менее ясны, то иначе обстоит дело с геотектоническими процессами. Периодичность (циклическость) геотектонических процессов и связанных с ними рядов и серий формаций обычно не строгая, а переменная. Проведенный нами анализ показывает, что в геосинклиналях, на платформах и в крупных сегментах земной коры осадочные и вулканогенные формации периодически повторяются в циклах и формационных рядах или обнаруживают тенденцию к такому повторению.

Следует отметить убыстрение темпа геотектонических движений от ранних периодов развития Земли к более поздним. Эры складчатости в протозое наступали через 1000—500 млн. лет, в неогее и эцинеогее — через 250—200 млн. лет и быстрее. Следовательно, Земля с течением времени приобретает все большую тектоническую активность, весьма возможно, что это свидетельствует о ее расширении. В частности, расширение океанического дна — основу гипотезы новой глобальной тектоники, или тектоники плит, — в настоящее время можно считать установленным фактом. По представлениям астрофизиков, эволюция материи в космосе осуществляется в основном от плотного состояния к разреженному.

Основными причинами геотектонических движений мы, вслед за В. Е. Хаиным, считаем эндогенную энергию Земли во взаимодействии с космическими факторами — периодическими изменениями гравитационного и электромагнитного полей. В этом, вероятно, заложены и глобальные причины периодичности геотектонических процессов. К сожалению, еще слабо изучена периодичность сейсмических явлений и вулканических извержений. В этой области предстоит сделать еще очень многое, а сейчас мы располагаем сравнительно ограниченным фактическим материалом и множеством предположений.

Проблема периодичности геологических процессов неисчерпаема, и, естественно, в одной сравнительно небольшой книге невозможно осветить все ее аспекты. Авторы будут считать свою миссию выполненной, если их труд еще раз привлечет внимание геологов к проблеме периодичности геологических процессов.

1. А б р о с о в В. Н. Озеро Балхаш. Л., 1973. 180 с.
2. А й з е н ш т а д т Г. Е. Условия осадконакопления на Южной Эмбе в юрское время. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 5, с. 901—903.
3. А к ч у р и н И. А., В е д е н о в М. Ф., С а ч к о в Ю. В. Познавательная роль математического моделирования. М., 1963. 28 с.
4. А р х а н г е л ь с к а я Н. А., Г р и г о р ь е в Н. В. Условия образования солеродных зон в открытых морских водоемах на примере эвапоритового нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 4, с. 58—75.
5. А т л а с землетрясений в СССР. М., 1962. 337 с.
6. А т л а с литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., 1956. 367 с.
7. А т л а с литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. М., 1969, 65 карт.
8. А ф а н а с ь е в С. А. К методике корреляции флишевых отложений. — «Вестн. Моск. ун-та», 1960, № 3, с. 24—31.
9. Б а л у х о в с к и й Н. Ф. Геологические циклы. Киев, 1960. 168 с.
10. Б а ш а р и н А. К., П а р ф е н о в Л. М. Прогибы длительного развития востока Азии. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4. М., 1970, с. 111—120.
11. Б е й л и Э. Г., Б л е й к М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—30.
12. Б е к к е р Ю. Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. — «Сов. геология», 1965, № 12, с. 52—68.
13. Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962. 607 с.
14. Б е р г Л. С. Климаты в древнейшие эпохи истории Земли. — «Вестн. Ленингр. ун-та», 1947, № 5, с. 61—66.
15. Б е р г Л. С. Очерки по физической географии. М.—Л., 1949. 340 с.
16. Б е р г е р М. Г., В а с с о в и ч Н. Б. Заметки о геологической терминологии и номенклатуре. — «Вестн. Моск. ун-та», 1972, № 1, с. 42—50.
17. Б е р н ш т е й н Л. Б. Приливная энергетика. — «Природа», 1959, № 11, с. 41—50.
18. Б о г д а н о в А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. — «Вестн. Моск. ун-та», 1968, № 1, с. 5—24.
19. Б о г д а н о в Н. А. Талласогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 3—16.
20. Б о н ч к о в с к и й В. Ф. Некоторые обобщения результатов наблюдений наклонов земной поверхности. — «Труды Ин-та физики Земли», 1959, № 7 (174), с. 3—61.
21. Б о р о в и к о в Л. И. О точности, истинности и достоверности в геологии. — В кн.: Проблемы развития сов. геологии. Л., 1971, с. 300—313.
22. Б о т в и н к и н а Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1952, № 1, с. 63—74.
23. Б о т в и н к и н а Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. 1953. 105 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, угольн. сер., № 4).
24. Б о т в и н к и н а Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 2, с. 46—61.

25. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. 1962. 542 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 59).
26. Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях разных климатических областей. — В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963, с. 332—373. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4).
27. Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 81, с. 236—270.
28. Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи  $S_1$  Ленинградской обл. — «Труды Ленингр. геол. упр.», 1939, № 3, с. 3—32.
29. Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минерал. сырья», 1940, вып. 163, с. 104—133.
30. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., 1960. 233 с.
31. Буданов В. И., Медведев В. С. Микроформы донного рельефа зоны приливного моря. — В кн.: Новые исследования берегов морей и водохранилищ. М., 1961, с. 74—76. (Тр. Океаногр. комис. АН СССР, т. 12).
32. Буртман В. С. О развитии геосинклинальной складчатости. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 15—23.
33. Васильев П. В. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного района. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 90, угольн. сер., № 2, с. 53—69.
34. Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. М.—Л., 1950. 208 с.
35. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л., 1948. 215 с.
36. Вассоевич Н. Б. Эволюция предствлений о геологических фациях. — «Литол. сб.», 1948, № 1, с. 13—44.
37. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., 1951. 216 с.
38. Вассоевич Н. Б. Флиш и астрогеология. — «Геогр. сб.», 1962, т. 15, с. 168—178.
39. Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г. О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Соврем. проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973, с. 9—31.
40. Вахрамеева В. А. К минералогии и петрографии соляных отложений Кара-Богаз-Гола. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии», 1956, вып. 32, с. 67—85.
41. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. — «Геохимия», 1961, № 9, с. 723—731.
42. Вистелиус А. Б. Ритмы пористости и явление фазовой дифференциации осадочных толщ. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 6, с. 519—521.
43. Вистелиус А. Б. О некоторых аналитических методах исследования ритмичности. — «Сов. геология», 1948, № 28, с. 174—182.
44. Вистелиус А. Б. К вопросу о механизме слоеобразования. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 65, № 2, с. 191—194.
45. Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. М.—Л., 1961. 153 с.
46. Вистелиус А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. М.—Л., 1963, с. 204.
47. Вистелиус А. Б., Романова М. В. Красноцветные отложения полуострова Челекен. — М.—Л., 1962. 227 с.
48. Вистелиус А. Б., Фаас А. В. О характере чередования слоев в разрезах некоторых осадочных толщ. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 3, с. 629—632.

49. Волков В. Н. Геологическая природа и характер изменчивости мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. — «Тезисы докл. на III совещ. по твердым горючим ископаемым». Ростов-на-Дону, 1967, с. 27—28.
50. Волков В. Н. О морфологии угольных пластов. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., геогр.», 1969, вып. 18, с. 39—50.
51. Вылцан И. А. К проблеме соподчиненности и синонимии ритмических единиц различных рангов внутри осадочных комплексов. — В кн.: Литолого-геохим. методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири, Новосибирск, 1972, с. 37—39.
52. Вылцан И. А. Особенности строения и методы выделения ритмов II порядка — ритмогамм в осадочных формациях. — «Литология и полезн. ископаемые», 1973, № 1, с. 75—86.
53. Галицкий И. В. Цикличность галогенных отложений краматорской свиты нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., 1972, с. 249—254.
54. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. 1972. 299 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 220).
55. Гейслер А. Н. Синхронные горизонты в циклических осадочных толщах. — «Литол. сб.», 1950, № 3, с. 7—13.
56. Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геол. образований и основных пород. М., 1967, с. 47—60.
57. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Спб., 1868. 144 с.
58. Гроссгейм В. А. О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях (телеконнекция). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 12, с. 49—57.
59. Гумилев Л. Н. Хазария и Каспий. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол.», 1964, № 6, с. 83—95.
60. Гумилев Л. Н. Открытие Хазарии. М., 1966. 189 с.
61. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., 1971. 284 с.
62. Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия образования донных иловых и галогенных отложений минеральных озер. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 22, № 6, с. 1107—1108.
63. Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Л., 1967. 94 с.
64. Долгинов Е. А., Разваляев А. В. Сравнительный анализ орогенных серий внутренних зон байкалид. — «Геология и разведка», 1971, № 10, с. 5—15.
65. Донн У. Л., Донн Б. Д., Валентайн У. Г. Ранняя история Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 8, с. 24—50.
66. Дубарь Г. П. Ритмичность нижнеалданской угленосной формации и связь ее с угленосностью. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1970, т. 60, вып. 2, с. 112—113.
67. Егiazаров Б. Х., Анникеева Л. И. Тектоно-магматические циклы и формационные комплексы южной части Коркинской складчатой системы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4. М., 1970, с. 142—146.
68. Железнова Н. Г., Матвеев А. К. Мировые запасы углей. — «Сов. геология», 1973, № 1, с. 76—85.
69. Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. М., 1935. 546 с.
70. Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 90, угольн. сер., № 2, с. 7—18.
71. Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., 1948. 491 с.

72. Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1951, т. 25, вып. 2, с. 23—48.
73. Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятие ритмичности и цикличности. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», 1955, т. 60, отд. геол., вып. 3, с. 74—76.
74. Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М., 1963. 71 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 86).
75. Жемчужников Ю. А., Брунс Е. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты колчугинской свиты Кузнецкого бассейна. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минерал. сырья», 1940, вып. 163, с. 90—103.
76. Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1. 1959. 331 с. Ч. 2. 1960. 346 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 15).
77. Зенкович В. П. Влияние прилива на элементы профиля морского берега. — «Вопр. географии», 1954, № 36, с. 99—166.
78. Зубаков В. А. Ритмичность геологического развития и стратиграфическая классификация. — В кн.: Асгрогеология. М.—Л., 1962, № 15, с. 179—187.
79. Зубаков В. А. О соотношении этапности и ритмичности в геологическом развитии и некоторых общих вопросах учения о ритмах. — В кн.: Ритмичность природных явлений. Л., 1971, с. 22—26.
80. Иванов А. А. Илецкое месторождение каменной соли. — «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1939, № 1, с. 68—96.
81. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. — «Труды ВСЕГЕИ», 1960, т. 35, с. 403—422.
82. Иванов Г. А. О цикличности строения угленосных отложений Воркутского месторождения. Тезисы. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 90, угольн. сер., № 2, с. 19—20.
83. Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., 1967. 407 с.
84. Иванов Г. А., Македонов А. В., Гуревич А. В. Ритмичность угленосных формаций. Докл. на ежегодн. чтениях памяти Л. С. Берга, Л., 1973, с. 59—72.
85. Иванов Н. В. О связи угленосности с особенностями фациально-геотектонических ритмов осадконакопления. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 5, с. 1140—1141.
86. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам Физико-географического атласа мира). — В кн.: Новые исследования берегов морей и водохранилищ. М., 1961, с. 94—108.
87. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. — В кн.: К вопр. о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951, с. 146—163.
88. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения западной части Сибири. М., 1958. 324 с.
89. Казаринов В. П., Бгатов В. И. (ред.). Осадочные серии палеозоя Сибири. Л., 1962. 437 с.
90. Кашик Д. С. Закономерности раннепермского осадконакопления в северной части Московской синеклизы. Автореф. дис. Л., 1972. 24 с.
91. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Закавказском антиклинории и на Южном Урале и сходные с ней образования. 1949. 165 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104).
92. Келлер Б. М. О формациях рифея. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 7, с. 99—106.
93. Кленова М. В. Отражение динамики русел дельтовых проток на механическом составе донных отложений. — В кн.: Дельтовые и мелко-водно-морские отложения. М., 1963, с. 43—48.

94. Кноринг Л. Д., Деч В. Н. Изучение колебательных движений методами выявления скрытых периодичностей. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 81—93.
95. Корневский С. М. Закономерности соленакпления на Русской платформе. — В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., 1972, с. 255—270.
96. Корженевская А. С., Шульга В. Ф., Виноградов Б. Г. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М., 1962, с. 77—114.
97. Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 90, угольн. сер., № 2, с. 21—27.
98. Кривоносова Н. М. Строение пересыпи Карабушского лимана. — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., 1971, с. 137—140.
99. Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., 1973. 232 с.
100. Кулямин Л. Н., Смирнов Л. С. Приливно-отливные циклы осадконакопления в кембро-ордовикских песках Прибалтики. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 3, с. 697—699.
101. Куприн П. Н., Щербаков Ф. А. Процессы осадконакопления на континентальной террасе Черного и Каспийского морей. — В кн.: Комплекс. исследование океана. М., 1972, вып. 3, с. 48—64.
102. Куршс В. М., Стинкуле А. В. О разновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах Латвийской ССР. — В кн. Вопр. четвертичной геологии. Рига, 1969, с. 83—101.
103. Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л., 1968. 126 с.
104. Кучеренко М. Т., Пожидаев С. Д., Рудометов Б. П. О зависимости между мощностями циклов и угольных пластов в карбоне Донецкого бассейна. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 4, с. 921—923.
105. Лавренко Е. М., Лазько Е. М. О кварцитах иенгурской серии Алданского щита. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд-ния АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 5, с. 241—248.
106. Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. — «Землеведение. Нов. сер.», 1948, т. 2 (42), с. 154—187.
107. Лейпциг А. В., Ицков А. И. Орогенный этап байкалид западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4. М., 1970, с. 27—35.
108. Ли П. Ф. О дальнейших направлениях литологических исследований в Донбассе. — «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1939, т. 68, № 4, с. 628—644.
109. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 72—101.
110. Логвиненко Н. В. Некоторые закономерности процесса осадконакопления в среднем и верхнем карбоне северо-востока Донбасса. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1945, с. 73—86.
111. Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков, 1953. 435 с.
112. Логвиненко Н. В. О циклах седиментации в угленосных толщах. — «Зап. Геол. фак. Харьков. ун-та», 1957, т. 14, с. 9—24.
113. Логвиненко Н. В. О ритмах флиша. XIX Герценовские чтения. Тезисы. — «Труды Ленингр. педагог. ин-та», 1966, с. 75—76.
114. Логвиненко Н. В. Ритмичность флиша и ее происхождение. — В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. Проблемы 6—12. М., 1972, с. 20—25. (Международ. геол. конгр. 24 сес. Докл. сов. геологов).

115. Логвиненко Н. В., Ритенберг М. И. О ритмах флиша и принципах их выделения. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 692—695.
116. Логвиненко Н. В., Ритенберг М. И. Ритмы осадконакопления некоторых осадочных формаций. — В кн.: Литология и палеогеография. Л., 1973, № 1, с. 3—20.
117. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, 1961. 400 с.
118. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. М., 1949. 209 с.
119. Лунгерсгаузен Л. К. Периодичность в изменении климата прошлых геологических эпох и некоторые проблемы геохронологии. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 168, № 4, с. 707—761.
120. Лутугин Л. И. Геологические исследования окрестностей Лисичанска (Бахмутский уезд, Екатеринославск. губ.). — «Изв. Геолкома», 1893, т. 12, вып. 3—4, с. 121—151.
121. Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1961, т. 36, № 2, с. 11—28.
122. Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс. — «Геотектоника», 1972, № 1, с. 29—44.
123. Македонов А. В. История угленакопления в Печорском бассейне. М.—Л., 1965. 247 с.
124. Максимов И. В. О некоторых географических проявлениях одиннадцатилетнего цикла солнечной активности. — «Изв. АН СССР», 1954, сер. геогр. № 1, с. 15—32.
125. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973. 321 с.
126. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., 1971. 134 с.
127. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. 1931. 117 с. (Труды Гл. геол.-развед. упр., вып. 1).
128. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в образовании земной коры. М., 1967. 255 с.
129. Марченко В. И. Ритмичность в морских отложениях геосинклинальных областей (на примере неокома Копетдага). — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 2, с. 3—15.
130. Масаитис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 201—213.
131. Медведев В. С. О роли некоторых неволновых факторов в динамике берегов (на примере Японского моря). — В кн.: Новые исследования берегов морей и водохранилищ. М., 1961, т. 12, с. 42—54.
132. Медведев В. С., Невеский Е. П. О развитии осадкообразования в поздние и последледниковое время на Белом море. — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., 1971, с. 50—69.
133. Медведев В. С., Долотов Ю. С., Щербakov Ф. А. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. — «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1961, с. 121—144.
134. Метод обзора числовых совокупностей для изучения строения разрезов осадочных толщ. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1968, т. 150, с. 123—133.
135. Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., 1968. 381 с.
136. Михлина М. У., Куликов А. М., Бурковский В. П. Новые данные о детальном сопоставлении стратотипических разрезов среднего и верхнего карбона Подмосковья. — «Геология и разведка», 1972, № 10, с. 13—20.
137. Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — «Геотектоника», 1965, № 2, с. 3—14.

138. Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 113—153.
139. Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. — В кн.: Труды Междунар. геол. конгр. 24 сес. Проблема 4. М., 1964, с. 39—57.
140. Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—30.
141. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—74.
142. Мушкетов И. В., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи. 1893. 582 с. (Зап. Русск. геогр. о-ва, т. 26).
143. Найдин Д. П. О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое. — В кн.: Комплексн. исследования природы океана. М., 1972, вып. 3, с. 85—103.
144. Наливкин В. Д. О цикличности геологической истории. — В кн.: Астрогеология. М.—Л., 1962, № 15, с. 188—197.
145. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1. М.—Л., 1955. 534 с.
146. Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967. 254 с.
147. Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А. Некоторые черты строения прибрежных морских осадков. — В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963, с. 67—73.
148. Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., 1967. 301 с.
149. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. Израидит — древнейшая горная порода Урала. — В кн.: Вопр. датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., 1967, с. 16—18.
150. Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., 1972. 207 с.
151. Одесский И. А., Айнемер А. И. Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления. — «Геотектоника», 1969, № 6, с. 77—85.
152. Опоприенко В. И. Проблема цикличности в теоретической геологии. — «Геол. журнал», Киев, 1972, т. 32, № 6, с. 3—15.
153. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. — В кн.: Труды Междунар. Геол. конгр. 21 сес. Проблема 3. М., 1960, с. 115.
154. Очерки по физической седиментологии. Л., 1964. 251 с.
155. Павлидис Ю. А. Некоторые особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря и ее связь с новейшими трансгрессиями других морей. — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., 1961, с. 86—93.
156. Павлидис Ю. А., Болдырев В. Л. К вопросу о послеледниковом развитии центрального участка южного побережья Балтийского моря (в пределах Польской Народной Республики). — Там же, с. 30—41.
157. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 93, с. 9—54.
158. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
159. Первольф Ю. В. О процессе образования ила Мойнакского озера. — «Труды Соляной лаб. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии», 1937, вып. 14, с. 83—95.
160. Первольф Ю. В. Илы и условия их образования в соленых озерах Крыма. — «Труды Лаб. озеровед. АН СССР», 1953, № 2, с. 339.
161. Первозчикова В. А., Синицын А. В. Тектоно-магматические циклы карелид восточной части Балтийского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 39—47.

162. Перфильев Б. В. К методике изучения иловых отложений. — «Труды Бородинской пресноводной биол. ст.», 1927, № 5, с. 1—32.
163. Перфильев Б. В. Изучение заиления водоемов и абсолютная геохронология. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1952, вып. 84, № 14, с. 333—349.
164. Перфильев Б. В. Микрозональное строение иловых озерных отложений и методы его исследования. Л., 1972. 215 с.
165. Погребнов Н. И. Средний и верхний карбон Кубано-Лабинского района на Северном Кавказе. — «Труды Лаб. геологии угля АН СССР», 1956, вып. 4, с. 350—357.
166. Погребнов Н. И., Токманова П. И. Угольные месторождения Северного Кавказа. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М., 1963, с. 1077—1112.
167. Попов Б. А. Формирование профиля подводного склона умеренными приливами. — В кн.: Новые исследования берегов морей и водохранилищ. М., т. 12, 1961, с. 54—66.
168. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 2. Ташкент, 1956. 313 с.
169. Попов В. И., Гриднев Н. И., Набиев К. А. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 3. Ташкент, 1956. 290 с.
170. Попов В. И., Макарова Е. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов. Л., 1963. 714 с.
171. Потапов И. И. О происхождении продуктивной толщи Апшерона. — «Труды Ин-та геологии АН АзССР», 1954, т. 15, с. 170—190.
172. Похвистнева Е. А. Условия образования каледонской молассы в хребте Каратау (Ю. Казахстан). — «Геология и разведка», 1961, № 7, с. 34—41.
173. Проблемы Полесья. Минск, 1973. 120 с.
174. Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972. 293 с.
175. Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Хронология тектонических движений. Л., 1969. 195 с.
176. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969. 231 с.
177. Пронин А. А. Тектонические эпохи фанерозоя. — «Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. науч. центра АН СССР», 1971, вып. 92, с. 3—9.
178. Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. — «Проблемы сов. геологии», 1937, т. 7, № 11, с. 963—994.
179. Пущаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 3, с. 69—92.
180. Резников А. П. Особенности литологии карбоновых месторождений угля на Северном Кавказе. — «Труды Лаб. геологии угля АН СССР», 1956, вып. 5, с. 207—216.
181. Резников А. П. Стратиграфия, литология и палеогеография отложений среднего и верхнего карбона промежуточной зоны (Северный Кавказ). — «Учен. зап. Ростов. ун-та», 1958, т. 53, № 9, с. 85—100.
182. Рейборн К., Мильнер Г. Поиски и разведка аллювиальных месторождений. М., 1933. 391 с.
183. Ритенберг М. И. Распределение мощностей угольных пластов в угленосной толще. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 3, с. 636—639.
184. Ритенберг М. И. О распределении мощностей угольных пластов и вмещающих пород в угленосной толще. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 8, с. 90—105.
185. Ритенберг М. И. О распределении мощностей пластов угля на площади на примере Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 3, с. 649—652.

186. Р и т е н б е р г М. И. К характеристике цикличности и распределения угля в разрезе некоторых угленосных формаций. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 1, с. 189—192.
187. Р и т е н б е р г М. И. Периодичность изменения угленосных отложений на площади и ее значение для корреляции разрезов (на примере Донбасса). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 3, с. 663—666.
188. Р и т е н б е р г М. И. Фациально-циклический метод. — В кн.: Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. Л., 1972, с. 71—95.
189. Р и х т е р - Б е р н б у р г Г. Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968, с. 336—344.
190. Р о м а н о в с к и й С. И. О путях решения проблемы образования флиша. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 110—120.
191. Р о н о в А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). 1949. 390 с. (Труды Геофиз. ин-та АН СССР, т. 130, № 3).
192. Р о н о в А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М., 1961, с. 118—164.
193. Р у б а ш е в Б. В. К вопросу о возможности существования циклов более высших порядков. — Бюл. Комис. по исследованию Солнца, 1949, № 2 (16), с. 31—34.
194. Р у б и н ш т е й н М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 21—30.
195. Р у д н и к В. А., С о б о т о в и ч Э. В. Ранняя история земли. Л., 1973. 23 с.
196. Р у х и н Л. Б. О ритме движений платформы. — «Изв. АН СССР», 1940, сер. геол., вып. 1, с. 31—45.
197. Р у х и н Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. — «Вестн. Ленингр. ун-та», 1948, № 7, с. 24—58.
198. Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л., 1953. 671 с.
199. Р у х и н Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959. 555 с.
200. Р у х и н Л. Б. Проблемы образования древних аллювиальных отложений. — В кн.: Вопр. седиментологии. М., 1960, с. 204—205.
201. Р у х и н а Е. В. Ритмичное строение ледниковой формации и ее литологическая характеристика. — «Науч. труды Ташкент. ун-та», 1972, вып. 431, с. 37—41.
202. С а л о п Л. И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Нов. сер. Отд-ние геол.», 1973, т. 77, вып. 6, с. 74—80.
203. С а л о п Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 309 с.
204. С а п о ж н и к о в Д. С. Современные осадки и геология озера Балхаш. М., 1951, вып. 132. 208 с.
205. С е л е в е е потоки бассейна реки Курмухчай. Баку, 1971. 226 с. Авт. С. Г. Рустамов, А. А. Мамагаде, Б. А. Будагов, Б. Т. Назирова.
206. С е м е н о в и ч Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М.—Л., 1966. 123 с.
207. С е м и х а т о в а С. В. Некоторые черты геологической истории района Арчедино-Донских поднятий. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 3, с. 69—81.
208. С е р г е е в а Э. И., С е р г е е в А. С. Литология и фации верхнепротерозойских красноцветных пород Кольского полуострова. — В кн.: Литология и палеогеография. Л., 1973, № 1, с. 101—111.
209. С е р е б р е н н и к о в М. Г. Гармонический анализ. М.—Л., 1948. 504 с.
210. С е р е б р е н н и к о в М. Г., П е р в о з в а н с к и й А. А. Выявление скрытых периодичностей. М., 1965. 248 с.

211. С и н и ц ы н В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967. 231 с.
212. С и н и ц ы н В. М. Древние климаты Евразии. Л., т. 1, 1965. 166 с.; т. 2, 1966. 166 с.; т. 3, 1970. 133 с.
213. С и н и ц ы н В. М. Сналь. Историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972. 167 с.
214. С л а т в и н с к а я Е. А. Цикличность в угленосном карбоне Карагандинского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 1, с. 168—169.
215. С л а т в и н с к а я Е. А. Циклы разных порядков в угленосных отложениях Карагандинского бассейна. — В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., 1971, с. 129—140.
216. С л а т в и н с к а я Е. А., Л а в р о в В. В. Изменение элементарных циклов по свитам Карагандинской угленосной формации. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 182, № 5, с. 1114—1116.
217. С м и р н о в В. И. Металлогенез геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1962, т. 5, с. 17—62.
218. С о б с т в е н н ы е колебания Земли. М., 1964. 315 с.
219. С о в р е м е н н ы е движения земной коры. М., 1963, № 1. 386 с.
220. С о к р а т о в Г. И. О так называемом законе Вальтера в формировании слоистых осадочных отложений и его русской предьстории. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», т. 25—26, с. 71—79.
221. С п и ж а р с к и й Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., 1973. 240 с.
222. С т е п а н о в П. И. Описания планшетов Донецкого бассейна. М., 1915. 191 с.
223. С т р а т и г р а ф и я и корреляция нижнего докембрия Восточной Сибири. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средн. Сибири. Красноярск, 1967, с. 238—246. Авт.: С. В. Обручев, А. Н. Неелов, Л. П. Никитина, А. М. Мануйлов.
224. С т р а х о в Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 6, с. 70—112.
225. С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. М., т. 1, 1960, 212 с.; т. 2, 1960. 574 с.; т. 3, 1962. 550 с.
226. Т а м р а з я н Г. П. Закономерности в распределении землетрясений Туркмении и некоторые вопросы прогноза землетрясений. — «Изв. АН СССР», 1956, № 5, с. 17—25.
227. Т а м р а з я н Г. П. Цикличность — отражение развития Земли. — «Природа», 1964, № 1, с. 107—110.
228. Т е к т о н и к а Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5000000). М., 1966. 487 с.
229. Т е к т о н и ч е с к и е карты континентов на XXII сес. МГК. М., 1967. 175 с.
230. Т и м о ф е е в А. А. К вопросу выделения этапов в развитии платформ. — «Труды Тюмен. индустр. ин-та», 1971, вып. 11, с. 8—17.
231. Т и м о ф е е в П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М., 1969. 457 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 197).
232. Т и м о ф е е в П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., 1970. 206 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 198).
233. Т и п и з а ц и я ландшафтов угленосных формаций. — В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., 1973, с. 31—41. Авт.: Л. Н. Ботвинкина, А. В. Македонов, А. А. Любер, Е. А. Слатвинская.
234. Т о р а н у ш и ч Ф. Ф., Ш и б р и к В. И. О цикличности в отложениях вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 433—436.
235. Т у г а р и н о в А. И., В о й т к е в и ч Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., 1970. 431 с.

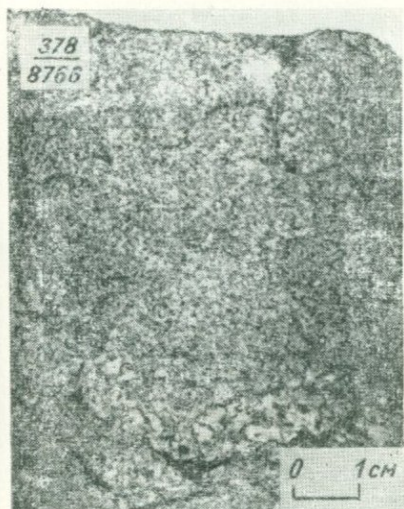
236. Ульмер А. Э. Нижнекаменноугольные отложения Подмосковной котловины (анализ строения осадков, циклов накопления и его практическое применение). М.—Л., 1946. 130 с.
237. Ушаков Д. Н. Толковый словарь русского языка. М., т. 1, 1935. 1562 с.; т. 2, 1938. 1039 с.; т. 3, 1939. 1424 с.; т. 4, 1940, 1500 с.
238. Феофилова А. П. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 94, № 15, с. 933—936.
239. Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадочно-угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна, М., 1963. 175 с.
240. Фивег М. П. Условия образования месторождений калийных солей. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», 1955, № 3, с. 3—15.
241. Флоренский В. П. Периодичность осадконакопления в кунгурских отложениях Западного Приуралья. — «Труды Моск. нефт. ин-та», 1948, вып. 8, с. 103—134.
242. Форш Н. Н. Казанский ярус в окрестностях г. Куйбышева. Материалы по геологии пермской системы. Л., 1940. 101 с.
243. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд-ния АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5, с. 3—42.
244. Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970, с. 142—150.
245. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954. 62 с.
246. Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. — «Вестн. Моск. ун-та», 1968, № 1, с. 25—40.
247. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 510 с.
248. Ханович И. Г., Яновский Г. Г. Методы выделения скрытых периодичностей. — «Труды XXI Всесоюз. науч. сес. Науч.-техн. о-ва радиотехники и электросвязи им. Попова». Л., 1963, с. 14—31.
249. Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита. — В кн.: Труды Междунар. Геол. конгр. 21 сес. Проблема 9. М., 1960, с. 21—25.
250. Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. В кн.: — Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 29—47.
251. Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. М., 1953. 220 с. (Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 43).
252. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолагосская формация Южного Урала. 1961. 352 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 37).
253. Хейсканен К. И. Некоторые черты динамики осадконакопления в средне- и верхнеятулийском бассейне Центральной Карелии. — «Сов. геология», 1964, № 12, с. 58—69.
254. Хеннан Э. Анализ временных рядов. М., 1964. 213 с.
255. Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., 1967. 403 с.
256. Хубка А. П. Основные закономерности формирования верхнесарматских отложений Днестровско-Прутского междуречья. — «Изв. АН МССР», 1962, № 4, с. 35—43.
257. Чайка В. М. Древнейшие осадочные формации платформ и основные проблемы эндогенного рудообразования в докембрии. Автореф. докт. дис. М., 1967. 46 с.
258. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, 1973. 171 с.
259. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования

- аллювиальных свит. 1951. 274 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Геол. сер., вып. 135, № 55).
260. Ш а н ц е р Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. 1966. 239 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161).
261. Ш в а н о в В. Н. Палеогеография западного Таджикистана в ранне-меловую эпоху. — «Учен. зап. Ленингр. ун-та», 1962, вып. 310, с. 161—179.
262. Ш в а н о в В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969. 247 с.
263. Ш в а н о в В. Н. Тонкая ритмичность в каменноугольном флише Алайского хребта. — «Литология и полезн. ископаемые», 1970, № 4, с. 161—165.
264. Ш в а р ц а х е р В. Вертикальные и площадные изменения каменноугольных известняков вблизи Слиго (Ирландия). — В кн.: Вопр. мат. геологии. Л., 1968, с. 158—167.
265. Ш в е ц о в М. С. История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху. — В кн.: Труды Междунар. геол. конгр. 17 сес. М., 1937, с. 470—496.
266. Ш е п а р д Ф. П. Морская геология. Л., 1969. 461 с.
267. Ш н и т н и к о в А. В. Общие черты циклических колебаний уровня озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью. — «Бюл. Комис. по исследованию Солнца», 1949, № 3—4 — (17—18), с. 65—78.
268. Ш н и т н и к о в А. В. Изменчивость солнечной активности за историческую эпоху на основе ее некоторых земных проявлений. — «Бюл. Комис. по исследованию Солнца», 1951, № 7 (21), с. 47—56.
269. Ш о с т а к о в и ч В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1941, вып. 3, с. 393—405.
270. Ш т и л л е Г. Избранные труды. М., 1964. 885 с.
271. Ш т и л л е Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., 1968. 255 с.
272. Ш т о ф ф В. А. Моделирование и философия. М., 1966, 301 с.
273. Ш у б е р т Ю., Ф о р - М ю р е А. (ред.). Тектоника Африки. М., 1973. 541 с.
274. Щ е р б а к о в Ф. А., Н е в е с к и й Е. Н., Г л а г о л е в а Э. А. Литология прибрежно-морских песков юго-западного и южного побережья Кольского п-ва. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М., 1967, вып. 3, с. 65—84.
275. Э й г е н с о н М. С. О возможной природе палеоклиматических изменений. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1953, т. 35, вып. 4, с. 360—372.
276. Э й г е н с о н М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов, 1957. 229 с.
277. Я б л о к о в В. С. Причины некоторых расщеплений угольных пластов. — В кн.: Памяти акад. П. И. Степанова. М., 1952, с. 264—276.
278. A n d e r s o n R. Y. Solar-terrestrial climatic patterns in varied sediments. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 424—439.
279. A n d e r s o n R. Y., К о о р м а n s L. H. Harmonic analysis of varve time-series. — «J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, p. 877—893.
280. A n t e v s E. Retreat of the last ice sheet in Eastern Canada. — «Can. Dept. Mines Surv.», 1925, v. 146, p. 1—138.
281. A n t e v s E. Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, v. 62, p. 1223—1262.
282. A r k e l l W. J. The Jurassic System in Great Britain. Ld., Oxford Univ. Press., 1933. 684 p.
283. A r r h e n i u s G. Sediment cores from East Pacific. — In: Swedish deep-sea expd. rept., 1952, N 5, p. 1—227.
284. B a i l e y E. B. Sedimentation and relation to tectonics. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1936, v. 47, p. 1713—1726.

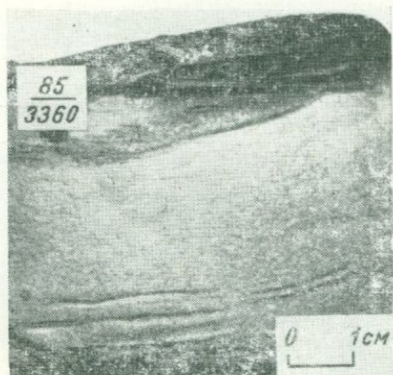
285. Barrell J. Rhythms and the measurement of geologic time. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1917, v. 28, p. 745—904.
286. Bouma A. H. Sedimentology of some Flysch Deposites. Amsterdam, Elsevir, 1962. 168 p.
287. Bradley W. H. The varves and climate of the Green River Epoch. — «US Geol. Surv.», 1929, ser. 158-E, p. 87—110.
288. Bubnoff S. Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. — «Geol. Rdsch.», 1948, Bd 35, S. 6—22.
289. Bucher W. H. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. — «Amer. J. Sci.» ser. 4, 1919, p. 47.
290. Carozzi A. Rhythmes de sedimentation dans le cretace helvetique. — «Geol. Rdsch.», 1951, Bd 39, S. 177—195.
291. De Geer G. A geochronology of the last 12 000 years. — In: Intern. Geol. Congr., Comt. Rend. Pt. 2. Stockholm, 1942, p. 241—253.
292. De Geer G. Geochronology suecica principes. Kgl. svensk. Vetensk., H. 18, 1940. 367 p.
293. Dott Ir. R. H. Cyclic patterns in mechanically deposited Pennsylvanian limestones of Northern-Eastern Nevadic. — «J. Sedim. Petrology», 1958, v. 28, p. 3—14.
294. Duff P. M. D., Hallam A., Walton E. K. Cyclic sedimentation. Amsterdam-Ld. — N. Y., Elsevier, 1967. 280 p.
295. Dzalinski S., Smith A. J. Flysch facies. — «Ann. Soc. Geol. Pologne», 1964, v. 34, p. 245—266.
296. Edwards A. B. Wave action in shore platform formation. — «Geol. Mag.», 1951, v. 88, N 1, p. 41—49.
297. Emiliani C. Cenozoic climate changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep cores of Globigerina ooze facies. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 521—534.
298. Fairbridge R. N. Convergence of Evidence on climatic change and ice ages. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 542—551.
99. Forchhammer G. Geognostische Studien am Meeresufer. — «N. Jb. Mineral. Geol. Paleont.», 1941, Bd 3, S. 1—20.
300. Frebold H. Über cyclische Meeressedimentation. Leipzig, Max. Weg., 1925. 58 S.
301. Gilbert G. C. Sedimentary measurement of Cretaceous time. — «J. Geol.», 1895, v. 3, p. 121—127.
302. Hadding A. The pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. Ld., 1932. 41 p.
303. Ham W. E. Middle Permian evaporites in South-Western Oklahoma. Rep. Intern. Geol. Congr. 21 ses. Copenhagen, Norden, 1960, v. 12, p. 138—151.
304. Hantzschel W. Bau und Bildung von Gross Ripplen im Wattenmeer. Senckenbergiana, 1938, Bd 20, N 1, S. 2.
305. Hantzschel W. Zur Frage der kennzeichen fossiler Natter-Ablagerungen. — «Natur. Volk.», 1953, Bd 83, H. 8, S. 255—263.
306. Heide S. van der. Compaction as a possible factor in upper-carboniferous rhythmic sedimentation. — In: Intern. Geol. Congr. Rep. 18 ses. Great. Britain, Pt. 4, Proc. Sect. C. S., Ld., 1950, p. 38—45.
307. Herman G., Barkell C. A. Pennsylvanian stratigraphy and productive zones, Paradox Shelf Basin. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1957, v. 41, p. 861—881.
308. Hesse R. Turbiditic and Non Turbiditic Mudstons of Flysch section. — In: Intern. Geol. Congr. 24 ses., sect. 6, Stratigraphy and Sedimentol. Montreal, 1972, p. 116.
309. Hill E. S. Shore platforms. — «Geol. Mag.», 1949, v. 86, N 3, p. 137—152.
310. Holmes A. Principles of Physical Geology. Ld, 1965. 1288 p.
311. Johnston W. A. Sedimentation of the Fraser-river delta. — «Geol. Surv. Canada», 1921, N 125, p. 46.

312. Johnston W. A. The character of the stratification of the sediments in the recent delta of Fraser-river. — «J. Geol.», 1922, v. 30, N 2, p. 20.
313. Karlstrom T. The glacial History of Alaska its bearing on paleoclimatic theory. Solar variation change and related geophysical problems. Ed. Fairbridge P. W. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 290.
314. Kindle E. M. Cross-bedding and absence of fossils considered as criteria of continental deposits. — «Amer. J. Sci.», 1911, v. 32, p. 225—238.
315. King A. M. Beaches and coasts. Ld., 1959. 403 p.
316. Klupfel W. Über die Sedimente der Flachseiv in lothringer Jura. — «Geol. Rdsch.», 1917, Bd 7, S. 97—109.
317. Ksiazkiewich M. Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. — «Geol. Rdsch.», 1950, Bd 50, S. 399—449.
318. Kuenen Ph. H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — «Ecolog. Geol. Helv.», 1959, v. 51, N 3, p. 1009—1021.
319. Kulling O. Spar av Varangeristiden i Norrbotten. Eokambriska varvskiffrar och tilliter i Norrbottensfjallens östra rand i nordligaste Sverige. Stokholm, 1951. 44 S.
320. Larras J. Plages et cotes des sable. Paris, 1957. 132 p.
321. Logvinenko N. V. The rhythm of flysch and its origin. — In: Intern. Geol. Congr., 24 ses., Abstracts. Montreal, 1972, p. 193.
322. Lotze E. Steinsalz und Kalisalze. Berlin, 1957. 465 S.
323. Luders K. Sediments of the North Sea. Recent marine sediments. Ld., 1939. 39 p.
324. Marschalko R. Sedimentary clump folds and the depositional slope (Flysch of Central Carpathians). — «Geol. Prace Zpravy», 1962, v. 28, p. 35—96.
325. McKee E. D. Stratigraphy and history of the Moenkopi formation of Triassic age. — «Mem. Geol. Soc. Amer.», 1954, v. 61, p. 1—133.
326. McKee E. D. Experiments on ripple lamination. — In: Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontologists a. Mineralogists. Tulsa, 1965, N 12, p. 66—83.
327. Merriam D. F. The geologic history of Kansas. — «Kansas Geol. Surv. Bull.», 1963, v. 162, p. 1—317.
328. Merriam D. F. (Ed.). Symposium on cyclic sedimentation. — Kansas Bull. Geol. Surv., 1964, v. 169. 633 p.
329. Moore R. S. Stratigraphic classification on the Pennsylvanian rocks of Kansas. — «Kansas Geol. Surv. Bull.», 1936, v. 22, p. 1—256.
330. Newberry I. S. Cycles of deposition in American Sedimentary rocks. — «Proc. Amer. Assoc. Adv. Sci.», 1872, v. 22, p. 97—135.
331. Nipkow H. E. Über das verhalten der Skelette planktischer Kieselagen im geschichteten Tiefenschlamm des Zurich und Baldegersees. — «Rev. Hydrobiol.», 1928, Bd 4, S. 71—120.
332. Norin E. Geology of Western Quruk-Tagh, Eastern Tien Shan. Stockholm, 1937. 195 p.
333. Obradovich H. Prilog poznavanju petrografskog sastava flisnich-sedimenata Gledickin Planina. — «Гласник Природ. музеја у Белограду», 1962, kh. 16, c. 113—125.
334. Plass G. N. The influence of infrared adsorbine molecules on the climate. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 61—71.
335. Pruvost P. Sedimentation et subsidence. — In: Livre jubilaire Centen sire Soc. Geol. France. Paris, 1930, p. 1830—1930.
336. Rayner D. H. The Achanarras limestone of the Middle Old Red Sandstone, Scotland. — «Proc. Jorkshire Geol. Soc.», 1963, v. 34, p. 117—138.
337. Read J. F. Carbonate cycles Pillara Formation (Devonian), Canning Basin. Western Australia. — «Bull. Canad. Petrol. Geol.», 1973, v. 21, N 1, p. 38—51.

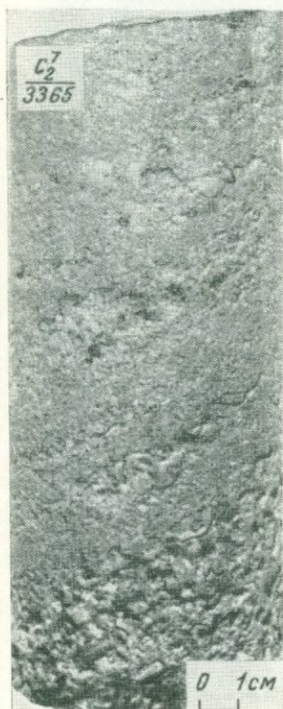
338. Richter-Bernburg G. Zeitmessung geologischer Vorgänge nach warven-korrelationen im Zechstein. — «Geol. Rdsch.», 1960, Bd 49, S. 132—148.
339. S a g r i M. Rhythmic sedimentation in the Turbidite sequence of the Northern Apennines (Italy). — In: Intern. Geol. Congr., 24 ses., Sect. 6. Stratigraphy a. Sedimentol., Montreal, 1972, p. 82—88.
340. S a y l e s R. W. Bermuda during the ice age. — «Proc. Amer. Acad. Sci.», 1931, v. 66, N 1, p. 381—467.
341. S a y r a m o M. Studies on the quaternary varve sediments in Southern Finland. — «Bull. Comm. Geol. Finl.», 1923, v. 60, p. 1—164.
342. S t a m p L. D. On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-France Belgian Basin. — «Geol. Mag.», 1921, v. 58, p. 108—200.
343. S z a d e c z k y - K a r d o s s E. On the laws governing lithologic cycles on changes in rates of deposition. — «Acta Geol. Acad. Sci. Hung.», 1971, v. 15, N 1—4, p. 265—274.
344. T h o m a s C. W. Lithology and zoology of an Antarctic ocean bottom core. — «Deep Sea Res.», 1959, v. 6, p. 5—15.
345. T h o m p s o n A. M. Shallow-Water Distal Turbidites in Ordovician Flysch, Central Appalachian Mountains USA. — In: Intern. Geol. Congr., 24 ses., sect. 6. Stratigraphy a. Sedimentol., Montreal, 1972, p. 89—99.
346. U d d e n T. A. Geological and mineral resources of the Peoria Quadrangle, Illinois. — «S Geol. Surv. Bull.», 1912, v. 50, p. 1—103.
347. V a n H o u t e n F. B. Cyclic lacustrine sedimentation upper Triassic Lockatong formation, central New Jersey, and adjacent Pennsylvania. — «Kansas. Geol. Surv. Bull.», 1964, v. 169, p. 497—531.
348. W a l l a c e R. C. Varve materials and banded rocks. — «Trans. Res. Soc. Can.», 1927, v. 21, p. 1—15.
349. W a n l e s s H. R., S h e p a r d F. P. Sea-level and climatic changes related to late paleozoic cycles. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1936, v. 47, N 8, p. 1177—1206.
350. W a t e r s t o n C. D. Old red Sandstone. — In: G. U. Graig (ed.). The Geology of Scotland. Oliver a. Royd, Edinburgh, 1965, p. 265—308.
351. W e l l e r J. M. Cyclical sedimentation in the Pennsylvanian period and its significance. — «J. Geol.», 1930, v. 38, N 2, p. 97—135.
352. W e l l e r J. M. Patterns in Pennsylvanian cyclothemes. — In: Third Confer. on the Origin and Constitution of Coal., 1956. Nova Scotia Dept. Mines. Nova Scotia Res. Found., Halifax, N. S., 1961, p. 129—166.
353. W e l l s A. I. Cyclic sedimentation. — «Geol. Mag.», 1960, v. 97, N 5, p. 389—403.
354. W i l l i a m s D. Sunspot cycle correlations. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 95, p. 78—88.
355. W i n k l e r A. Zum Schichtungsproblem ein Beitrag aus den Sudalpen. — «N. Jb. Mineral. Geol. Paleont.», 1926, Bd 59, S. 271—314.



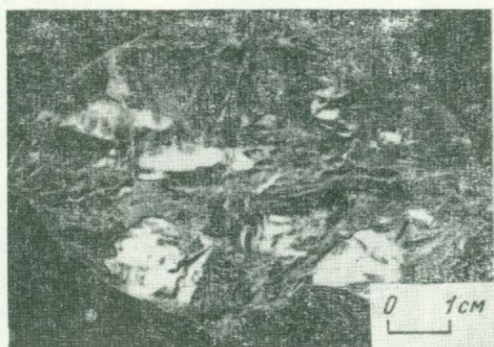
а



б



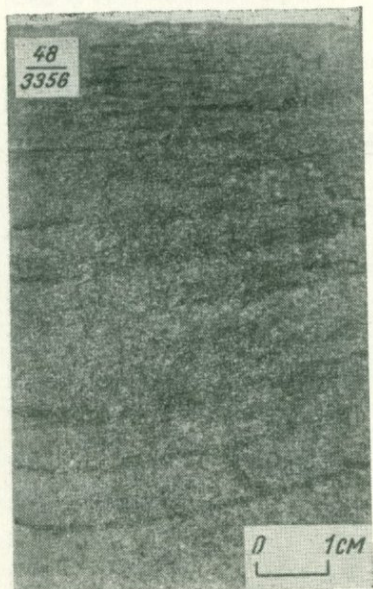
в



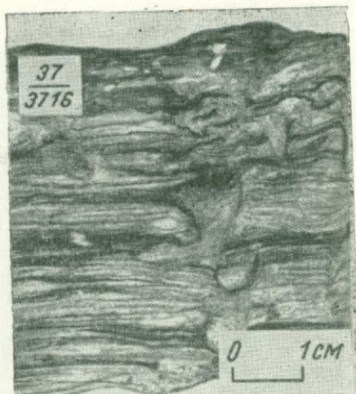
г



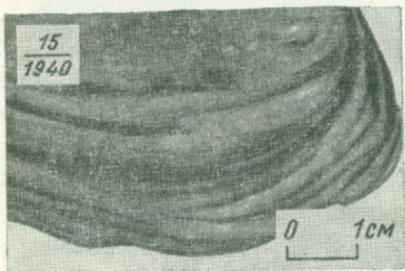
д



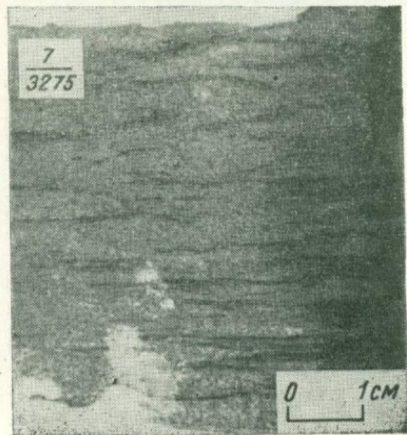
а



б



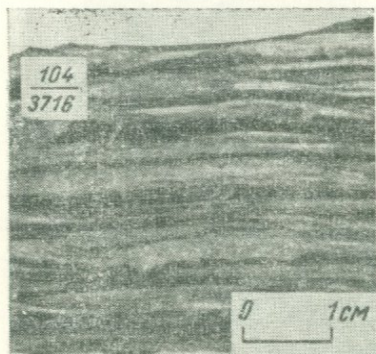
в



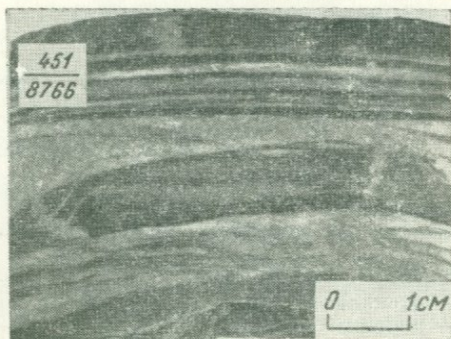
г



д



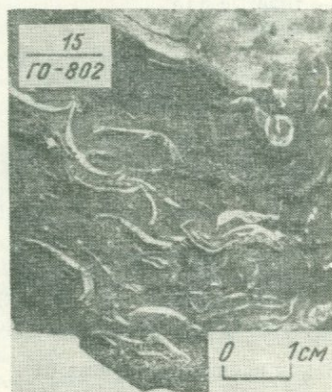
а



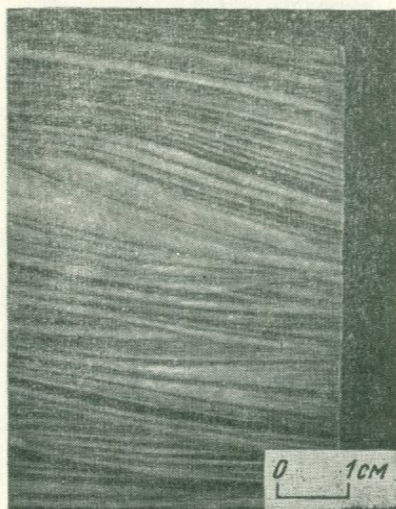
з



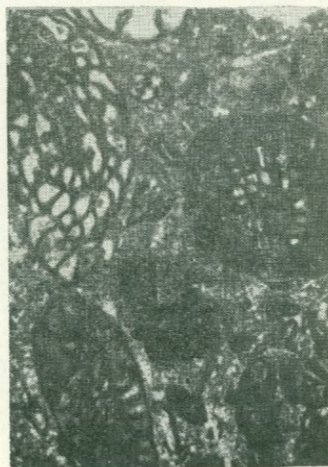
б



д



в



е

- Алгоритм 38  
 Асимметрия годовичных ритмов 115 — простого обзора числовых совокупностей 29  
 Варвы 83, 86, 99, 115 — ритмостратиграфический 22  
 — аномальные 115 — сглаживания 33  
 — диатектические 83 — теории стационарных случайных процессов 38  
 — симметрические 83 — факультальный 22, 25  
 — сложные 83, 87 Микроцикл флишевый 156, 159, 161, 183  
 — толстые 115  
 — тонкие 115  
 Год галактический 8, 64  
 Геохроноцикл 65, 236  
 Гиперцикл 17  
 Глины ленточные 85  
 Градиент тектонических движений 56, 81  
 Градиент температурный 46, 87  
 Движения вековые 56  
 — длиннопериодические 60  
 — колебательные 20, 29, 53, 114  
 Длиннопериодические процессы 60  
 Закон времени орогенеза 61  
 Кодирование признаков 27  
 Колебания вековые 47, 54, 92  
 — долговременные климатические 47  
 — многовековые 47  
 — многолетние 106  
 — собственные 53  
 — солнечной активности 106  
 — тектонические 53, 54  
 — эвстатические 101  
 Кривая магнитуды 58  
 Магнацикл 17  
 Макроцикл 127  
 Мегацикл 9, 17  
 Мезоцикл 127, 130  
 Метод выделения осадочных серий 23  
 — аппроксимации тригонометрическим полиномом 38  
 — геоморфологический 20  
 — геохимический 21  
 — математический 26  
 — минералогический 21  
 — переходных вероятностей 36  
 — осадконакопления циклическое 25  
 Палеоклиматические изменения 46  
 Период 11, 12  
 — годовой 83  
 — исторический 20  
 Периодичность 11, 12, 25  
 — астрономическая 7, 57  
 — вулканизма 24, 236  
 — высших порядков 22  
 — землетрясений 57, 59  
 — климата 50, 51  
 — климатическая 154  
 — колебательных движений 53, 62  
 — латеральная 133  
 — органического мира 11  
 — осадконакопления 6  
 — разного масштаба 48  
 — рядов формаций 186  
 — скрытая 29, 39  
 — солнечной активности 41, 43  
 — элементарная 21  
 Периодограмма 29, 33, 35  
 Режим барико-циркуляционный 46  
 — термический 87  
 Ритм 12, 14, 140, 146  
 — вторично-неполный 147  
 — годовичный 100, 109, 115  
 — многолетний 109, 115  
 — первично-неполный 147  
 — элементарный 22, 82, 87, 100, 147  
 Ритмичность 12, 15, 22, 109  
 — климатическая 101  
 Система циклов 18  
 Слоистость биогенная 89  
 — годовичная 82, 85  
 — диагенетическая 89

- коллоидальная 89
- ленточная 82, 85
- ритмичная 82
- сезонная 82
- Сопряженность тектонических движений 63
- Спектр ритмов 35
- Стадия астрономическая 188, 191
- геологическая 191
- континентально-океаническая 227, 238
- ортогеосинклинально-плитная 219, 238
- пермобильная 188, 238
- прагеосинклинально-кратонная 192, 238
- протогеосинклинально-протоплатформенная 199, 238
- ранних ортогеосинклиналей 211, 238
- тафрогенно-субплатформенная 206, 238
- Степень асимметрии циклов 87, 113, 116, 127, 132, 136
- Стратификация годичная 89, 93
- ленточная 91, 92
- первичная 93
- сезонная 92, 108
- сложная 100
- термическая 87
- Субцикл 9
- Текто-эвстатические изменения 153
- Фазы гранитообразования 62
- магматизма 62
- тектонические 61
- Флокуляция 87, 106
- Формации однородные 135, 138
- осадочные 188, 238
- полифациальные 23
- регрессивные 135
- трансгрессивные 135, 138
- Цикл 9, 11, 12
- Цикл аллювиальный 21, 67
- асимметричный 113
- астрономический 7
- высших порядков 113, 126, 127, 132
- геосинклинальный 24
- годовой 86, 92
- изменения солнечной активности 41
- климатический 7, 168
- колебательных движений 6
- космический 7
- лагуно-морской 126
- лагунный 126
- металлогенический 24
- метаморфизма 24
- неполный 113
- однородный 127
- осадконакопления 7, 10, 18
- Цикл паралических угленосных отложений 119, 144
- полный 113
- пролювиальный 79
- регрессивный 113, 127
- седиментационный 23, 80, 118, 144
- симметричный 113
- соленосный 113
- соленосных формаций 116
- суточный 85
- тектонический 7, 10, 243
- тектоно-магматический 23, 62, 64, 237
- температурный 51
- типовой 22
- трансгрессивный 113, 127
- трансгрессий и регрессий 9, 101, 110, 155
- элементарный 23, 96, 112, 117, 154, 159, 183
- Цикличность 11, 25, 35
- Цикличность донных осадков 48
- карбонатных формаций 146
- многопорядковая 42, 126, 133
- осадконакопления 25
- паралического осадконакопления 143
- соленосных отложений 113
- строения и условий формирования 141
- угленосных формаций 118
- Циклическая седиментация 118
- Циклотема 14
- Цифровой код пород 27
- Эвстатические изменения 153
- Эпохи складчатости 62, 64, 238

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие . . . . .   | 3   |
| <b>1</b> Периодические процессы, их соподчиненность, терминология и номенклатура . . . . .                                    | 5   |
| <b>2</b> Методы изучения явлений периодичности . . . . .  | 20  |
| <b>3</b> Периодические изменения солнечной активности и климата . . . . .   | 41  |
| <b>4</b> Периодичность тектонических движений . . . . .   | 53  |
| <b>5</b> Режимы потоков суши . . . . .  | 66  |
| <b>6</b> Озерные режимы . . . . .   | 82  |
| <b>7</b> Мелкозаливные, лагунные и дельтовые режимы . . . . .   | 95  |
| <b>8</b> Морские мелководные режимы (соленосные формации) . . . . .   | 109 |
| <b>9</b> Паралитические режимы (угленосные и меденосные формации) . . . . .   | 118 |
| <b>10</b> Морские режимы (терригенно-карбонатные отложения и флиш) . . . . .  | 146 |
| <b>11</b> Сравнительный анализ периодичности осадконакопления в латеральном ряду разновозрастных осадочных формаций . . . . . | 174 |
| <b>12</b> Периодичность и направленность тектонических процессов и рядов осадочных формаций . . . . .                         | 186 |
| Заключение . . . . .  | 242 |
| Список литературы . . . . .   | 244 |
| Приложения . . . . .  | 259 |
| Предметный указатель . . . . .  | 262 |

НИКОЛАЙ ВАСИЛЬЕВИЧ ЛОГВИНЕНКО,  
АЛЕКСАНДР ИЗРАИЛЕВИЧ АЙНЕМЕР,  
МАТИЛЬДА ИОНОВНА РИТЕНБЕРГ,  
ЭЛЬВИРА ИВАНОВНА СЕРГЕЕВА,  
ВАЛЕНТИН НИКОЛАЕВИЧ ШВАНОВ

### ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева  
Переплет и суперобложка художника Б. Н. Осенчакова  
Техн. редактор Н. П. Старостина  
Корректор М. И. Витис

Сдано в набор 21/XI 1975 г.                      Подписано к печати 9/IV 1976 г.  
М-37198. Формат бумаги 60 × 90<sup>1/16</sup>. Печ. л. 16<sup>1/2</sup>. Уч.-изд. л. 18,15.  
Тираж 3000 экз. Бумага тип. № 1. Заказ 640/274.                      Цена 2 р. 09 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171,  
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.  
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома Государственного комитета Совета  
Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

# ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИИ

2057

Представление о периодичности геологических процессов появилось одновременно с возникновением геологии как науки.

Периодичность геологических процессов — явление широко распространенное и обычное.

Осадконакопление — процесс периодический и развивающийся. В его развитии осуществляется как бы повторение ранее пройденного, но каждый раз на новой, высшей, основе.

Вероятно, темп геотектонических движений убыстряется от ранних периодов развития Земли к более поздним, что сказывается на периодичности осадочных формаций и формационных рядов.

Проблема периодичности геологических процессов неисчерпаема.

