

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. А. ЖЕМЧУЖНИКОВ

**СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ
И ПЕРИОДИЧНОСТЬ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963 г.



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUT

YU. A. ZHEMCHUZHNIKOV

SEASONAL VARVING
AND PERIODICITY
OF SEDIMENTATION

(Transactions, vol. 86)

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. А. ЖЕМЧУЖНИКОВ

СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ
И ПЕРИОДИЧНОСТЬ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

(Труды, вып. 86)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
М. С. МАРКОВ, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ,

Ответственный редактор

Л. Н. БОТВИНКИНА

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of the Academy of Sciences of the USSR *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
M. S. MARKOV, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

L. N. BOTVINKINA

ПРЕДИСЛОВИЕ

Член-корреспондент Академии наук СССР Юрий Аполлонович Жемчужников — ученый, круг деятельности которого был весьма широким, причем в какой бы области геологии он ни работал, в каждую из них он вносил свое — новое и оригинальное. Среди геологов разных специальностей большой известностью пользуются его работы по палеофаунистике, углепетрографии, литологии, геологии угленосных формаций.

Одной из любимых его тем была слоистость, над изучением которой он работал попутно с остальными исследованиями, а периодически занимался ею специально. Впервые он обратил внимание на особенности слоистых текстур еще в 1920 г., при изучении угленосной толщи в Подмосковном бассейне. Эти наблюдения дали ему основание для предположения об участии континентальных отложений в толще пестрого фациального состава. Его заинтересовало, можно ли на основании изучения типов слоистости дать определенное решение вопроса об условиях формирования данного осадка. Он собирает имевшиеся в то время литературные материалы (главным образом зарубежных геологов) и в статье в 1923 г. кратко излагает свои соображения о значении слоистости при выяснении генезиса пород. Эта работа впервые привлекла внимание русских геологов к изучению слоистых текстур как к специальной задаче.

Ю. А. Жемчужников продолжал эту работу и в 1926 г. опубликовал широко известную статью «Тип косо́й слоистости как критерий генезиса осадков». В ней, на основании как личных наблюдений, так и по литературным данным, он дал сравнительную характеристику типов косо́й слоистости в обломочных отложениях разного генезиса: эоловых, временных потоков, речных, дельтовых и морских. При этом он предложил программу наблюдений, состоящую из перечня 23 признаков, на которые следует обращать внимание при изучении слоистости. Некоторые из них являются непосредственно признаками слоистой текстуры, другие в большей степени связаны с общим фациальным анализом. Эта программа наблюдений в течение последующих трех десятков лет служила нашим геологам основой при наблюдениях косо́й слоистости и ее геологической интерпретации. У многих геологов появился особый интерес к исследованиям в этом направлении, и в последующие годы были проведены специальные наблюдения по предложенной методике многими исследователями (кроме Ю. А. Жемчужникова — Е. П. Брунс, А. В. Хабаков, Д. В. Обручев, Г. Ф. Крашенинников и др.).

В 1940 г. по инициативе Ю. А. Жемчужникова и под его редакцией выходит специальный сборник «Косо́я слоистость и ее геологическая интерпретация» — первая работа, целиком посвященная изучению слоистости осадочных пород.

Вводная статья к этому сборнику, написанная Ю. А. Жемчужниковым, является по существу изложением методики работы. В ней указывается на возможность использования слоистости для решения ряда задач, и в первую очередь — при фациальном анализе, для выяснения обстановки образования изучаемых ископаемых отложений. При этом приводится та же программа наблюдений, которая была предложена им в 1926 г. В этой методической статье Ю. А. Жемчужников особенно подчеркивал необходимость всесторонних наблюдений и недопустимость механического подхода к изучению слоистости. Он писал (1940, стр. 17): «Нужно помнить вообще, что в геологии, как в конкретной естественной науке, истиной является только то, что подкреплено пересечением нескольких рядов правдоподобных фактов».

Ю. А. Жемчужников отмечал ряд затруднений при изучении слоистости, скудость имевшихся в то время фактических данных и сложность самой проблемы, однако наибольшей трудностью на пути исследователя он считал консерватизм мысли и недоверие к непроторенным дорогам. Он особенно подчеркивал это потому, что во всех исследованиях, проводимых им, он сам всегда был новатором и любил идти именно по непроторенным путям, «протоптывая» дорогу для других, идущих вслед за ним. Естественно, что огромный материал фактических исследований, накопленный геологами всего мира в последующие годы, дал основание для критического пересмотра ряда конкретных признаков тех или иных отложений¹. Однако на том этапе знаний в этой области работа Ю. А. Жемчужникова имела очень большое значение для понимания слоистости.

В этом же сборнике Ю. А. Жемчужниковым были опубликованы статьи по изучению им конкретных отложений: особенностей слоистости в девонском песчанике Ленинградской области и (совместно с Е. П. Брунс) слоистости в угленосной толще Кузнецкого бассейна.

В том же 1940 г. в газете «Горняцкая правда» Ю. А. Жемчужников опубликовал статью «Опыт морфологической классификации слоистости осадочных пород», в которой привел таблицу некоторых морфологических типов слоистости. Эта таблица была целиком включена в статью коллектива авторов — «О полевой номенклатуре осадочных пород угленосных отложений», напечатанную в 1941 г. в журнале «Разведка недр» (Е. П. Брунс, Ю. А. Жемчужников и др.). Хотя предложенная таблица и не являлась классификацией в полном смысле этого слова, так как далеко не охватывала всех существующих в природе типов слоистости, тем не менее эта работа дала возможность геологам однозначно называть определенные, наиболее распространенные морфологические типы слоистости.

Кроме перечисленных специальных работ, Ю. А. Жемчужников никогда не забывал указывать на особенности слоистости изучаемых им отложений как в статьях, посвященных тому или иному вопросу (Жемчужников, 1935₂, 1941, 1948₂, 1956 и др.), так и в крупных монографических работах (1934, 1935₁, 1948₁). Занимаясь углепетрографией и литологией угленосных толщ, Ю. А. Жемчужников уделял большое внимание вопросам стратификации в широком понимании этого слова — закономерностям напластования и наслоения (1950, 1955). Его внимание все больше привлекает проблема периодичности в осадочных толщах, которой он посвящает ряд своих работ и которая находит то или иное отражение в работах его учеников. Вместе с этим он подбирает материал по связи явлений слоистости и периодичности осадконакопления.

¹ Л. Н. Ботвинкина. Слоистость осадочных пород.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 59.

В 1955 г. он вновь возвращается к любимой им теме и начинает обрабатывать собранный им материал по слоистости. К сожалению, болезнь Ю. А. Жемчужникова и смерть его в январе 1957 г. прервала этот труд. Выполненная им часть задуманной работы, оставшаяся в виде рукописных материалов, по своему содержанию представляет большой интерес. Поэтому эти материалы были мной систематизированы и подготовлены к печати; они и являются содержанием данной книги.

Предлагаемая вниманию читателей работа посвящена вопросу о связи тонкой сезонной слоистости с периодичностью разных порядков и причине этих явлений. С этой точки зрения Ю. А. Жемчужниковым проанализированы различные отложения, как современные, так и ископаемые разных возрастов. Им показано значение изучения тонких деталей строения осадочных пород, установлены периодический характер сезонной слоистости и зависимость седиментации от космических причин; здесь еще раз указывается на возможность точного определения абсолютного времени формирования отложений на основании изучения деталей слоистых текстур.

Работа эта может быть использована широким кругом геологов, занимающихся изучением осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости осадочных образований и инструкция для ее изучения. В кн.: «Первый Всероссийский геологический съезд». Доклады Сокращенный текст.— Геол. вестник, 1923, № 4.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1926, 7, вып. 1.
- Жемчужников Ю. А. Введение в петрографию углей. Изд. 2. М.— Л., ОНТИ, 1934.
- Жемчужников Ю. А. 1. Общая геология каустобиолитов. (Слоистость в углях). Л.— М., ОНТИ, 1935.
- Жемчужников Ю. А. 2. Петрографическая характеристика и генезис челябинских углей. В кн.: «Челябинские угли». (Слоистость в песчаниках кровли угольного пласта). Изд. Уральск. филиала АН СССР, 1935.
- Жемчужников Ю. А. 1. Вводная статья. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация».— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
- Жемчужников Ю. А. 2. К вопросу о косой слоистости красного девонского песчаника окрестностей ст. Сиверской.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
- Жемчужников Ю. А. 3. Опыт морфологической классификации слоистости осадочных пород.— «Горняцкая правда» от 16 июня 1940 г., № 30(351), научно-техн. листок № 4—5.
- Жемчужников Ю. А. Слоистость в ископаемых углях.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1941, 13, вып. 3.
- Жемчужников Ю. А. 1. Общая геология ископаемых углей. Изд. 2. М., Углетехиздат, 1948.
- Жемчужников Ю. А. 2. Раннеюрский тип угленакопления.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1948, 22, ч. 1.
- Жемчужников Ю. А. Слой и пласт.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 3.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о понятиях «структура» и «текстура» для осадочных пород (По поводу статьи Ю. Г. Старицкого).— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 1.
- Жемчужников Ю. А., Брунс Е. П. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
- Жемчужников Ю. А. (в соавторстве с Е. П. Брунс, Г. А. Ивановым и др.). О полевой номенклатуре осадочных пород угленосных отложений. (Опыт инструкции).— Разведка недр, 1941, № 3.

Л. Н. Ботвинкина

Глава I

РИТМ В ПРИРОДЕ

Ритм широко распространен в природе. Ритмичность отражает периодическую повторяемость многих явлений. Чередование дня и ночи, смена времен года, приливы и отливы, максимумы появления солнечных пятен, колебания климата и ряд других изменений подчинены правильной периодичности, т. е. ритму.

Но помимо таких явных и постепенных периодических повторений, связанных с космическими причинами, отмечаются в земной коре и другие процессы, происходящие от внутренних причин, но также периодические. Развиваясь непрерывно и постепенно в течение известного времени, они в определенный момент испытывают нарушение постепенности в виде какого-то качественного скачка или взрыва, после которого явление начинает совершаться снова в том же порядке. Такие скачки происходят через более или менее одинаковые промежутки времени, т. е. периодически, или ритмически. Наглядным примером подобной периодичности являются гейзеры. Эти горячие источники выбрасывают фонтаны воды через определенные интервалы времени, а потом успокаиваются и накапливают энергию притока вод до нового взрыва. Увеличивающееся количество воды внутри гейзера постепенно подготавливает этот перерыв постепенности в виде извержения. Количество переходит в качество.

Напомним еще о некоторых ритмических процессах. Сердцебиение (пульс), ритмичное само по себе по характеру движения, испытывает периодические изменения в зависимости от части суток, времени года и возраста. Приливы в море, образование ветровой ряби, дюн и барханов, падение капель воды — все это не что иное, как ритмические явления. Периодическая система элементов Д. И. Менделеева раскрывает тот же характер ритмического изменения: при постепенном изменении и непрерывном возрастании определенного показателя наступают моменты кажущегося повторения целого комплекса, но при известной аналогии отдельные члены нового комплекса не тождественны предыдущему и прежде всего отличаются атомным весом и своим номером, определяющим внутриатомное строение. В данном примере ритма повторение сочетается с поступательным изменением, и это характерно для многих природных ритмических процессов.

Сказанное позволяет уточнить само понятие ритмичности, как она проявляется в геологии. Ритм прежде всего характеризуется повторяемостью явлений. Но не всякое повторение оказывается ритмом. В понятие ритма, как оно нагляднее всего проявляется в музыкальной или стихотворной ткани, должно входить *периодическое*, т. е. закономерное, повторение и только мнимое возвращение к исходному пункту, а на са-

мом деле — движение все вперед и вперед. В природе не может быть найден ни один периодический процесс, который не был бы связан с поступательным движением вперед. Это одно из свойств бытия.

Чисто теоретически можно было бы допустить, что такой основной созидательный процесс в геологии, как осадконакопление, окажется ритмическим. Показатель этой ритмичности нужно искать в слоистости и напластовании пород.

Действительно, сейчас все более и более укрепляется мнение, что осадконакопление в большой степени зависит от колебательных движений (больших и малых) в земной коре. «Пульс» последней вместе с другими пульсирующими явлениями, разрушительными и созидательными, накопление осадка и наглядное выражение изменчивости этого процесса — его слоистость — должны быть ритмичными. Но так ли это на самом деле? Это нужно проверить на практике, на конкретном изучении осадков, в которых горизонтальная слоистость является основной.

Если бы образование осадка происходило совершенно равномерно и непрерывно, в условиях приноса материала одной и той же крупности зерна, то слоистость не появлялась бы и переход от одной породы к другой совершался бы постепенно. Если же существует слоистость, это означает, что процесс осадкообразования идет толчками, неравномерно. Слоистость оказывается чередованием пород с не совсем одинаковым размером зерен или привносом побочного материала и, очевидно, отражает динамику приноса, который также испытывает некоторые периодические колебания, или пульсацию.

Однако, когда мы здесь говорим о ритмической природе слоистости, то, в сущности, берем только один признак ритма — прерывность. Но настоящий ритм определяется еще другим существенным признаком — правильностью его, т. е. известной закономерностью повторения.

Всегда ли этот признак проявляется в слоистости? Отнюдь нет. Такие случаи, где он явно и наглядно зафиксирован, пока сравнительно немногочисленны. Сюда можно отнести ленточные ледниковые глины и соответствующие им породы, озерные илы, сапропели, некоторые химические осадки (соли, гипсы, мергели), некоторые морские осадки, а в последнее время доказан такой характер и для глубоководных отложений океана. Но количество данных подобного рода увеличивается с каждым днем и охватывает весьма разнородные по происхождению осадки.

Наряду с этим накапливается все более и более фактов, указывающих на циклическое строение многих осадочных толщ, особенно угленосных. И если периодический характер осадконакопления действительно является основной закономерностью осадкообразования в крупном масштабе, то слоистость отображает его в малом объеме. Мелкие ритмы накладываются на крупные, что подтверждает единство законов геологического развития.

Но почему же тогда мы не видим всюду и во всякой слоистости такой наглядной ритмичности, какая давно уже была констатирована в ленточных четвертичных глинах? Почему ритмичность слоистости и осадкообразования до сих пор не сделалась разделом общих руководств по геологии и осадочным породам? Для этого есть несколько причин.

Первая причина заключается в том, что какую-нибудь новую закономерность видят всегда начиная с наиболее наглядных и бросающихся в глаза фактов. И только затем сквозь сложность и пестроту природных явлений перед взором исследователя постепенно проступают те же скрытые, но закономерные связи и отношения.

А ведь всего 40—50 лет назад, до исследований Де Геера, никто не придавал значения ленточности водно-ледниковых глин, «не видел» ее.

А ленточность и ритмичность флиша стали изучать только в последние десятилетия (Вассоевич, 1941, 1948, 1949, 1951; Келлер, 1949, и др.).

Итак, первая причина того, что представление о ритмической природе слоистости еще не вошло в обиход научной мысли, заключается в новизне этого представления, базирующегося пока на сравнительно небольшом, но с каждым днем расширяющемся числе наглядных фактов, и на некоторых общих соображениях о единстве геологических закономерностей.

Поэтому глаз геолога еще не привык искать ритмические закономерности в обычной слоистости или, найдя их, удовлетворяется констатированием «многократного чередования слоев песчаника и глинистого сланца». А в общем мы в геологической литературе можем найти указание на многие разрезы с ритмическим переслаиванием пород. В настоящее время нередко в статьях можно встретить «ритмограммы» таких переслаиваний. Анализируя эти случаи с интересующей нас точки зрения — изучения слоистости, мы найдем новые примеры, подтверждающие ее характер.

Осадкообразование — сложный процесс и в нем переплетаются порой различные закономерности, причем не всегда легко выделить одну из них как ведущую, она часто затушевана другими и потому ускользает от внимания. Хотя таких случаев может быть и много, но не будут ли они, по существу, все же скорее лишь видимыми исключениями из общего правила, а не выражением самого правила? Основное же «правило» не заключается ли в тенденции к периодичности, которая и создает как ритмическую слоистость, так и цикличность?

Вторая причина лежит в естественном сопротивлении консервативной мысли, которая для подтверждения старого взгляда считает достаточным привести два-три доказательства или полагает, что они не нуждаются в доказательствах, а для новой идеи требует обильного и стопроцентного подтверждения фактами, что отчасти справедливо.

Третья причина, тесно связанная с первыми двумя, заключается в неразработанности методики и терминологии в этой новой области исследования.

Как мы уже говорили, отсутствие удобных классификаций слоистости, общепринятой терминологии или методики изучения составляют препятствие для накопления более или менее однородного и вполне доброкачественного материала для последующих выводов и обобщений¹.

Ниже мы постарались собрать достаточно разнообразный и убедительный материал, чтобы утвердить представление о том, что ритмичность осадконакопления — широко распространенное явление в различных горных породах.

¹ В 1962 г. опубликована работа Л. Н. Ботвинкиной «Слоистость осадочных пород» (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 59), в которой дается единая морфологическая и генетическая классификация слоистых текстур осадочных пород и излагается методика их исследования. — *Ред.*

Глава II

СЕЗОННАЯ СЛОИСТОСТЬ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Сезонная слоистость — это особый вид горизонтальной ритмической слоистости, в которой различают летние и зимние (или весенние и осенние) слои. Пары таких слоев образуют годовые слои, ленты или полосы. Подобную слоистость называют поэтому годовой, ленточной или полосчатой. В ледниково-озерной ленточной слоистости два сезонных слоя, составляющих один годовой слой, называют еще варвой (*varve*) — термином, который нередко применяется в Западной Европе. Сезонная и вообще ленточная слоистость наиболее отчетливо проявляется в озерных отложениях, но она свойственна и некоторым осадкам застойных, тихих заводей, закрытых бухт, а также глубоководным морским отложениям, удаленным от морского берега. Возможно, что в скрытом состоянии сезонность наложения распространена гораздо шире, но вследствие тонкости слоев и затушеванности другими явлениями, например переработкой организмами (иллодами и др.), она выявляется здесь гораздо труднее.

По отношению к горным породам можно констатировать, что кроме песчано-глинистых осадков сезонная ритмичность была до сих пор обнаружена и в некоторых карбонатных осадках (в мергелях, известковых сланцах и др.), в кремнистых породах (в диатомитах, кремнистых сланцах и др.), в граптолитовых сланцах, в так называемых горячих сланцах сапропелевого происхождения и в ископаемых сапропелитах, наконец, во многих галогенных отложениях: в каменной соли, в калийных солях, в гипсе, ангидрите и в других породах.

Таким образом, она равно может присутствовать как в кластогенных, так и в хемогенных и в органогенных породах. Если сезонная или годовая слоистость еще не установлена в других горных породах, то это, возможно, указывает на недостаточное внимание к ритмичности осадконакопления вообще.

Кроме заведомо сезонной слоистости, т. е. годовых повторяющихся лент, часто наблюдаются (иногда в тех же самых отложениях) чередующиеся более мощные слои, включающие сезонные и относящиеся, очевидно, к ритмичности высшего порядка. Это хорошо видно в некоторых кремнистых образованиях, в горячих сланцах и во многих других описываемых ниже отложениях.

К периодичности высших порядков следует отнести ритмичность флиша (третичного) и флишoidных осадков, хорошо изученных Н. Б. Вассоевичем, Б. М. Келлером и другими. Необходимо лишь отметить, что флишевые ритмы и их закономерные части — элементы ритма

(э. р.) в общем должны трактоваться вместе с вопросами напластования, т. е. за пределами настоящей работы, потому что время накопления осадков одного ритма и даже элемента его несоизмеримо больше года или даже сотен лет (по Н. Б. Вассоевичу), т. е. наслоение ни в коем случае не является сезонным. Особый тип ритмической слоистости составляет так называемая градирующая слоистость (graded bedding).

Перейдем к описанию сезонной ритмической слоистости, начиная с озерных осадков.

РИТМИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Озера — это замкнутые водные бассейны, заполняющие впадины на земной поверхности и не связанные с мировым океаном. В отличие от рек, в центральных частях озерных водоемов, как правило, отсутствует заметное движение воды. Некоторые из них приближаются к застойным водоемам, обычно небольшим и бессточным. Однако, вообще говоря, среди озер, т. е. внутриконтинентальных бассейнов, могут быть и озера, имеющие стоки (Севан), или принимающие в себя реки (Аральское), или, наконец, обладающие и стоком и притоками, т. е. проточные (Женевское, Байкал, Ладожское и др.). Поэтому в известных частях озера отмечается движение воды.

Многие руды, нерудные и горючие ископаемые образуются в озерах (железо, марганец, гипс, соли, сапропели и т. п.). Поэтому изучение озерных осадков и их генезиса имеет большое практическое значение. Характер слоистости для генетических построений играет значительную роль. Это повышает наш интерес к периодичности озерных отложений.

Общепринятой классификации озерных отложений не существует. Имеющиеся классификации делят озера или по климатическим зонам, или по осадкообразованию, или по источнику материала для осадков, или по сочетанию различных признаков.

Основным признаком для подразделения озер является характер осадкообразования; исходя из этого, различают озера пресноводные и озера соленые. Однако бессточные пресноводные озера в сухих областях постепенно переходят в соленые, так как вода в них испаряется, а приносимые реками соли постепенно концентрируются.

Если исключить крупные водоемы, типа Ладожского озера, оз. Байкал и т. п.¹, а иметь в виду только сравнительно мелкие озерные водоемы, то по происхождению и отложению осадков мы можем классифицировать их следующим образом.

Пресные озера:

- 1) с кластогенными осадками, в том числе и ледниково-озерные;
- 2) с биогенными (сапропелевыми) осадками;
- 3) с хемогенными (известняково-доломитными) осадками.

Соленые озера:

- 1) смешанного осадконакопления (кластогенного, биогенного, хемогенного);
- 2) чисто хемогенного (галогенного) осадконакопления.

Из этого перечня видно, что осадконакопление в озерах может быть как кластогенным, так и хемогенным и биогенным.

Различие условий осадкообразования в озерах во многом зависит

¹ Так как условия образования осадков в них сходны с морскими.

от особенностей климата, так как с климатическими факторами связано распределение температуры озерных вод от поверхности ко дну. При этом в приполярных и ледниковых озерах наиболее холодные слои воды находятся близ поверхности, а в тропическом поясе — около дна. Поэтому и циркуляция вод имеет неодинаковое направление. Для умеренного пояса характерны смешанные и переходные условия. В данной работе мы не используем материалов по тропическим озерам, а описываем только осадконакопление в озерах умеренного пояса и ледниковых.

Осадконакопление в пресных озерах

Современные озерные осадки умеренного климата

В пресноводных озерах влажной зоны при умеренном климате отлагаются обычно песчано-глинистые осадки, а в засушливых областях — и галогенные. Отложение имеет закономерный характер. Это хорошо выяснено советскими учеными Б. В. Перфильевым (1927, 1930, 1952), В. В. Шостаковичем (1934, 1935, 1941, 1944), Ю. В. Первольфом (1940, 1953) и другими исследователями.

Б. В. Перфильевым была развита *микроразнообразная теория*, т. е. теория сезонного илообразования. В статье 1952 г. автор еще больше подчеркивает сезонный или ленточный характер озерного илообразования и геохронологическое значение его изучения.

В значительной степени сезонная слоистость связана с деятельностью микроорганизмов, весьма обильных в пресных озерах. Микроорганизмы живут на дне озера в поверхностном полужидком, богатом водою, слое ила. Движение организмов в этом слое ведет к перемешиванию ила. Но под поверхностным слоем образуется и сохраняется тонкая слоистость, которую Б. В. Перфильев и предложил называть *микроразнообразиями*. Этот автор делит микроразнообразия, т. е. слоистость, по происхождению на две группы: микроразнообразия превращения и микроразнообразия осаднения.

Микроразнообразия превращения образуются путем переработки уже отложившегося ила деятельностью размножающихся микробов. Это происходит обычно на некоторой глубине от поверхности ила, в зависимости от того, насколько глубоко проникает перемешивание поверхностного ила. Деятельность микроорганизмов неодинакова летом и зимой.

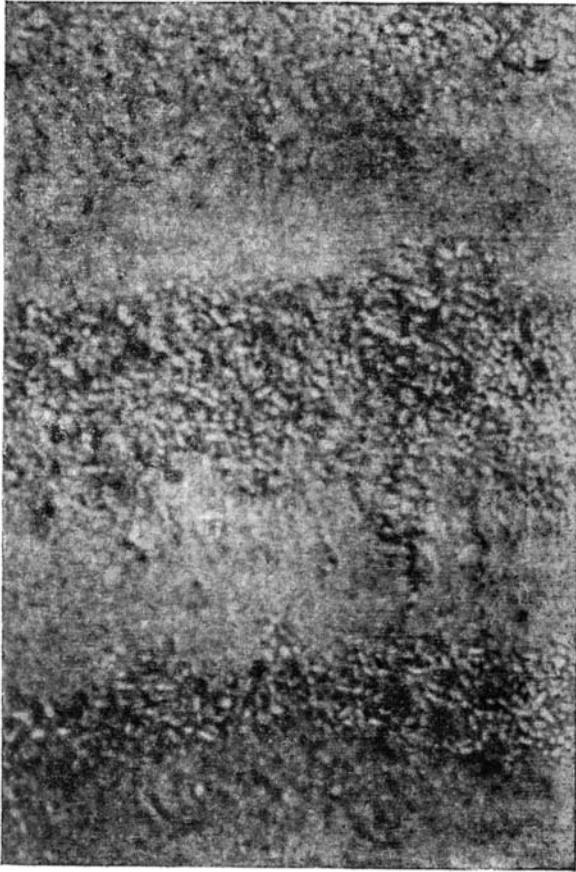
Микроразнообразия (т. е. слойки) осаднения возникают путем выпадения их материала на самой поверхности отложений. Таковы, например, минерогенные солевые слойки или биогенные микроразнообразия, состоящие из фекалий рачка *Artemia* (фиг. 1) из Мойнакского озера. Промежуточные слои — это глинистые отложения с остатками цисты сине-зеленой водоросли *Dunaliella*.

Микроразнообразия осаднения, по Б. В. Перфильеву, встречаются реже, так как они труднее сохраняются, ибо для этого необходимо, чтобы верхний слой ила не подвергался перемешиванию. Зимой прекращается осаднение из воды остатков жизнедеятельности планктона, в результате чего возникает также некоторое различие между летними и зимними микроразнообразиями. В озерах с соленой водой легко могут выпадать тонкие хемогенные осадки, в пресных же озерах такие осадки, состоящие главным образом из сернокислого кальция (гипса) и углекислого кальция, встречаются гораздо реже.

Таким образом, очевидно, что эта слоистость обусловлена сменой как органического, так и неорганического материала. Но во всех случаях наблюдается тонкое чередование, основная причина которого связана с сезонными явлениями. В результате получаются годовые слои, мощность которых зависит от богатства органической жизни в водоемах в летний период и от степени разложения органического вещества.

Следовательно, устанавливается известная связь илообразования с погодой и с климатом вообще.

Годичные слои выявляются гораздо отчетливее после промораживания грунта и подсушивания, благодаря чему ил распадается на тонкие слойки, т. е. как бы разлистывается (подобные опыты были проделаны, в частности, с сапропелем).



Фиг. 1. Фекальные микрзоны в иловых отложениях Монакского озера. По Ю. В. Первольфу, 1937.
Увел. 10

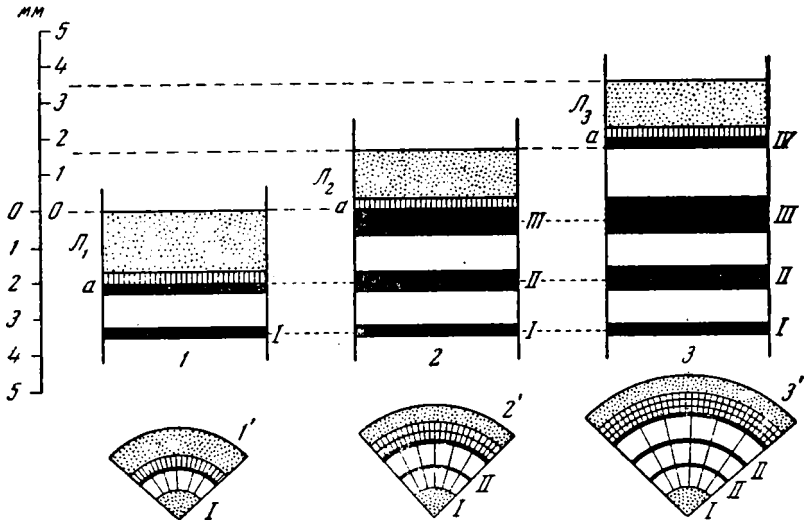
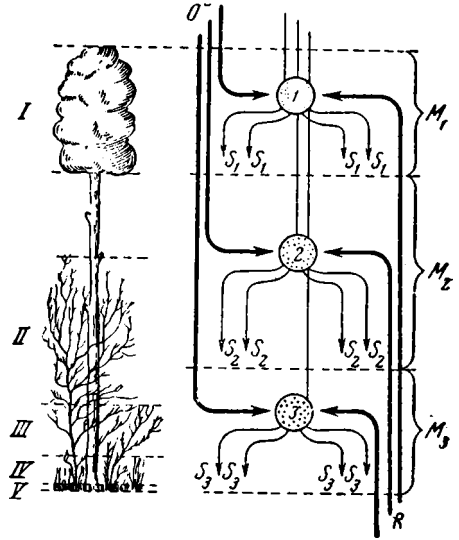
Сезонное происхождение слоистости илов водоемов опытным путем установил Рейсингер (Reissinger, 1930). Он опускал на дно одного из баварских озер ящики. Отложившийся за 10 лет в ящиках ил имел явственную слоистость. При этом число пар слоев ила соответствовало числу лет данного опыта. Описание лучше выраженных сезонных слойков и годовых слоев мы дадим при характеристике микрзон в соленых озерах, Б. В. Перфильевым описаны годовые слои из многих пресноводных озер и даны рисунки микрослоистости.

Б. В. Перфильев (1952, стр. 339) приводит следующую схему для пояснения механизма образования микрзон: «В верхнем слое ила мы имеем два противоположно направленных диффузионных потока — O_2 и R . Снизу диффундируют восстановители, образовавшиеся в результате анаэробных процессов: водород, закисные ионы, углеводороды и т. п. (R). Навстречу с поверхности поступает кислород, пополняющийся в

воду из воздуха и фотосинтезом (O^2). На разных горизонтах ила, в результате взаимодействия этих двух встречных потоков, возникают качественные градации условий, оптимальных для роста разных микробов, приводящих к формированию микрозон (M_1, M_2, M_3). Поскольку ведущая роль в формировании поверхностного слоя ила принадлежит микрофитоценозам, естественно, что микрозональность иловых

Фиг. 2. Схема формирования микрозонального профиля иловых отложений. По Б. В. Перфильеву, 1952

R — поток восстановителей из нижних горизонтов ила. Жирные стрелки — направление вверх пути диффузии восстановителей. O^2 — поток окислителей с поверхности ила. Жирные стрелки — направление вниз пути диффузии окислителей. M_1, M_2, M_3 — микрозоны с различным окислительно-восстановительным потенциалом; кружки 1, 2, 3 — соответствующие им микроорганизмы. S_1, S_2, S_3 — осадочные продукты жизнедеятельности, выпадающие в иловом растворе. I, II, III, IV — аналоги микрозонального профиля иловых отложений с зональным распределением растительного покрова



Фиг. 3. Схема образования в илу годичных слоев у микрозон превращения. По Б. В. Перфильеву, 1952

1, 2, 3 — илообразование в три следующих один за другим года; a — горизонт стабилизации. L_1, L_2, L_3 — лабильные слои первого, второго и третьего годов. II, III, IV — годичные микрозоны первого, второго и третьего годов; I — микрозона превращения, возникшая ранее; 1', 2', 3' — аналогичная картина годичного прироста древесины

отложений определяется не только химизмом, но и светом — по аналогии с ярусностью леса, как изображено на схеме» (фиг. 2).

Образование в илу годичных слоев из микрозон превращения Б. В. Перфильев поясняет другой схемой (1952, стр. 340), считая ее аналогичной схемой образования годичных колец древесины (фиг. 3):

«В первый год наблюдений в горизонте стабилизации (а) возникает микрозона превращения (II). На следующий год, в результате осаждения на поверхности ила в летний период нового слоя, микрозона первого года (II) оказывается захороненной, поэтому размножение микробов в ней прекращается. Новая микрозона (III) закладывается под новым лабильным слоем (L_2). Поскольку на третий год на поверхности ила снова отлагается некоторое количество осадка (L_3), то и третья микрозона окажется захороненной, а несколько выше ее, в новом горизонте стабилизации, под лабильным слоем возникает четвертая микрозона (IV). На формирование микрозон превращения, являющихся продуктом жизнедеятельности определенных микробов, несомненно оказывают влияние условия года, которые могут резко меняться. Поэтому и толщина микрозон должна варьировать из года в год, что и выражено графически».

Ленточная слоистость четвертичных озерно-ледниковых отложений

Своеобразный тип правильной горизонтальной слоистости выражен в так называемых ленточных глинах (banded clays, Bänderstone, argiles rubanées). Со времени исследований Де Геера (De Geer, 1912, 1931) их принято считать *сезонными* осадками (varve sediments)¹.

Эта правильность слоистости и чередование светлых и темных осадков — характерная особенность ленточных отложений. Обычно мы встречаем в них чередование глинистых, более тонких и темноокрашенных слоев с песчаными и алевритистыми, более мощными и светлоокрашенными слоями. Каждая лента, таким образом, состоит по крайней мере из двух частей — нижней, песчанистой, и верхней, глинистой. Песчаный слой постепенно переходит в лежащий выше (как по механическому составу, по оттенку, так и по другим свойствам, определяющим слоистость). Напротив, верхняя граница глинистого слоя очень резкая. Таким образом, отдельные полосы, или ленты, будучи двойными, в то же время отчетливо отделяются одна от другой по резким контактам.

Отложение одной ленты считается годовым отложением. Нижняя, песчаная его часть называется летним слоем, а верхняя, глинистая, — зимним. Предполагается, что они отлагались из ледниковой мути, выносившейся потоками при таянии ледника в ледниковом озере. Доказательствами годичности слоев ленточной глины могут служить следующие факты и соображения. Обычно все ленты, которых в обнажениях насчитывают сотни, а иногда и тысячи, поразительно однообразны как по составу, так и по мощности. Это указывает, во-первых, на периодическую повторяемость одинаковых условий, а во-вторых, на одинаковость этих периодов. Наименьший период правильного чередования двух основных сезонных явлений — годовой, как это и предположил Де Геер.

Согласно Де Гееру, выносимый при таянии ледника грубый материал составлял конуса выноса флювиогляциальных отложений, т. е. озы, а мелкий материал относился далее в озеро. При этом более холодная (около 0°) вода подтаивающего ледника распространялась по всей поверхности озера (температура воды придонной его части равнялась +4°), неся с собой взвешенную муть. Осаждение этой мути было процессом медленным, вследствие большого вертикального пути, а также большой и увеличивающейся книзу плотности воды. Этим определяется совершенная сортировка осадка в каждом пункте и весьма постепенное

¹ Термин «varve» — «варва», который в прямом смысле означает «сезон», предложен Де Геером в 1910 г. на Международном геологическом конгрессе в Стокгольме. В советской литературе чаще встречается термин «лента», реже — «варва».

изменение крупности зерна в одном слое (градировка¹ слойка). Так же постепенно изменяется и толщина осадка, утоняясь по мере удаления от ледника.

При таком понимании образования четвертичных ленточных глин становится ясным, что песчаный, более мощный слой, отлагается в летний период, когда таяние ледника наиболее интенсивно, а отложение наиболее тонкого, глинистого осадка относится к зимнему периоду, когда новый материал не поступает. Переход от летнего к зимнему слою происходит более или менее постепенно и разграничить их можно только условно. Напротив, начало нового таяния льда отмечается резкой сменой материала более грубозернистым, обычно даже песчаным.

От края ледника ленты утоняются постепенно и наконец выклиниваются. Это выклинивание может происходить на расстоянии нескольких десятков километров. Де Геер указывает, что иногда ленты протягиваются на 50—100 км. Таким образом «ленточные глины» залегают в некоторой полосе, связанной с краем тающего ледника. Если бы ледник занимал постоянное положение, то годовые ленты имели бы одинаковое распространение, а внутренние (или проксимальные), так же как и внешние (дистальные) границы всех лент совпадали бы между собой. На самом деле край тающего ледника все время отступает. При этом проксимальный край каждой новой ленты, как бы следуя за отступающим ледником, несколько перекрывает предыдущий, почему образуется черепитчатое расположение глин, что неоднократно подтверждается геологическими наблюдениями.

Исследования Де Геера в Швейцарии и в Швеции (De Geer, 1912, 1931), Антевса в США (Antevs, 1925, 1930_{1,2}), Сейльса (Sayles, 1919, 1921, 1922, 1923, 1924, 1929) и Заурамо (Sauramo, 1923) в Финляндии и в Швеции, К. К. Маркова (1927_{1,2}) в СССР доставили обширный материал о послеледниковых ленточных глинах и дали возможность делать геохронологические сопоставления методом, предложенным Де Геером и развитым всеми указанными исследователями.

Обратимся к некоторым иллюстрациям описанного явления, находя подтверждение для объяснения ленточности в материалах по изучению современных осадочных бассейнов. Особого внимания заслуживает статья Джонстона (Johnston, 1922), в которой описано образование осадков в оз. Луиза в провинции Альберта, Канада. Это небольшое озеро, величиной около 1,15 км², находится на высоте 1728 м и питается ледником Виктория, расположенным недалеко от озера. Поэтому оз. Луиза имеет характер ледникового, а его осадки должны напоминать постплиоценовые ленточные глины.

По наблюдениям Джонстона летом 1921 г., впадающий в озеро ручей образует довольно значительную дельту. Учитывая скорость потока и его нагрузку, Джонстон вычислил, что слой годового осадка должен составить 4,2 мм. Эта величина совпадает и с отмеченной средней толщиной сезонных слоев. Разумеется, у впадения в озеро мощность отлагающегося слоя будет значительно больше.

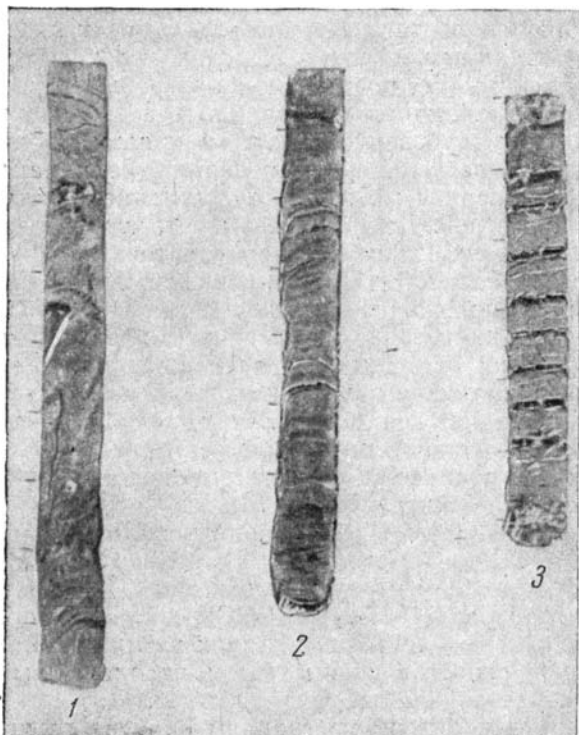
Для сравнения автор изобразил на фотографии (фиг. 4) три колонки, из которых проба 1 взята в оз. Луиза на глубине 1,62 м, проба 2 — там же на глубине 10,7 м, проба 3 взята из чемплейнских ленточных ледниковых силтов² и глин из долины р. Оттава в штате Онтарио.

Проба 1 взята из подводной области дельты. Тонкую слоистость в верхних и нижних частях колонки едва можно разглядеть. По мнению автора, очень тонкие слойки отвечают коротким, может быть, одноднев-

¹ Под градировкой слоя или слойка мы подразумеваем вертикальную по мощности слоя сортировку их зерен.

² Silt — пылевидная порода, близкая к алевриту.

ным периодам седиментации. В общем ясной сезонной ленточности здесь не заметно, но можно предположить, что тонко расслоенные и более мощные части осадка являются летними слоями, а маломощные неслоистые части — зимними.



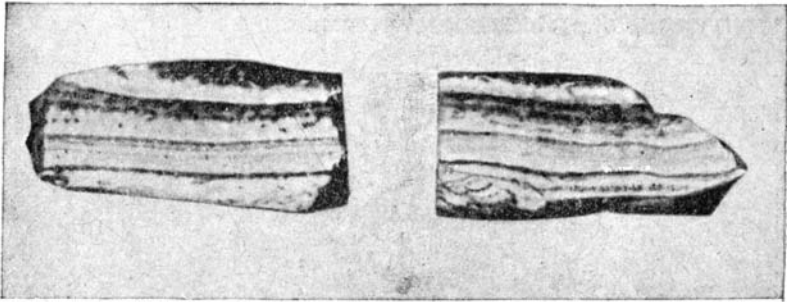
Фиг. 4. Сравнение колонок: 1 — взята в оз. Луиза, на глубине 1,62 м; 2 — там же, на глубине 10,7 м; 3 — ленточные глины и алевроиты кемплейнского (плейстоценового) возраста из долины р. Оттава в штате Онтарио. По Johnston, 1922

Проба 2 взята почти в самой глубокой части озера. Она обнаруживает неясную ленточность. Материал в общем очень тонкий, хотя в основании лент иногда попадаются единичные более крупные зерна. Каждая лента состоит из более грубой, светлоокрашенной части, переходящей сверху в более тонкую, темноокрашенную; вместе они составляют одну ленту, в среднем толщиной 5—4,2 мм. Такие ленты обычно тоньше, чем ленты отложений плейстоценовых ледниковых озер, но по толщине соответствуют лентам отложений некоторых современных ледниковых озер.

Проба 3, взятая из низов плейстоценовых глин долины р. Оттава, обнаруживает, напротив, весьма ясную ленточность, с более светлыми слоями — силтами и более темными — глинами. Глинистые слойки резко отделены от более мощных силтовых (алевритовых). Ленточность носит явно сезонный характер.

Большая часть материала в оз. Луиза отложилась, очевидно, в спокойной воде. Сезонные слойки оказываются более тонкими, чем во всех других случаях, наблюдавшихся Джонстоном. Недостаточная ясность слоев связана с пресноводными условиями. Если в солоноватоводных озерах тончайшие частицы не могли долго оставаться во взве-

шенном состоянии и выпадали, благодаря флокуляции, в тот же сезон, когда и приносились, то в пресной воде оседание шло значительно медленнее, и часть тонкого материала, отложенного летом, была принесена за предшествующий зимний период; выпадая одновременно с песчаным материалом, она давала более смешанный состав слоев. Работа Джонстона подтверждает гипотезу сезонного характера водно-ледниковых осадков, выдвинутую Де Геером и Сейльсом.



Фиг. 5. Слоистый осадок со дна озера Кэвелл в двух взаимно-перпендикулярных срезах. Нат. вел. По Kindle, 1930

С точки зрения актуализма не менее интересны и факты, сообщаемые Киндлом (Kindle, 1930) о слоистости осадков в одном из горных ледниковых озер, именно в оз. Кэвелл в Скалистых горах. Это озеро расположено на высоте 1710 м и имеет сравнительно небольшие размеры — 0,126 км². Максимальная глубина всего 11 м, поэтому температура воды почти одинакова на дне и на поверхности.

Ленточные осадки в оз. Кэвелл очень светлые, что объясняется их кремнеземным составом. В придонных отложениях обнаруживается перемежаемость более светлых и более темных полосок, причем первые имеют толщину около 4—5 мм, а вторые — 0,5 мм (фиг. 5). Светлые слои считаются летними, а темные — зимними. Широкие светлые, оранжево-серые, полоски иногда, в свою очередь, включают еще более тонкие прослойки, уже иного оттенка. Можно привести также характерные фотографии обнажения ленточных глин из слоев ледникового озера Хадли в Массачузете, по Флинту и Ирвину (Flint, Irwin, 1939), и, в сильно увеличенном масштабе, деталь обнажения, обнаруживающую различие более светлых, летних, и более темных, зимних, слоев (фиг. 6).

Ленточные отложения нередко можно разделять на группы или серии различного порядка. Так, на фотографии обнажения финляндских ленточных глин, приводимой в работе Заурамо (1923), видна перемежаемость светлых и темных серий. В первых по мощности преобладают летние слои, во вторых — зимние. Таким образом, и здесь мы видим явный пример ленточности, в сезонном характере которой не приходится сомневаться.

Из этих примеров напрашивается вывод, что образование осадков в современных озерах, питаемых горными ледниками, подчиняется тем же основным закономерностям, которые обнаруживаются в образовании ленточных глин, и объяснение их происхождения приобретает характер достоверности.

Присмотримся ближе к процессу слоеобразования ленточных глин, как он рисуется по наблюдениям некоторых авторов. Мы не будем останавливаться на упомянутых выше классических работах Де Геера, Антевса и Заурамо, отсылая читателя к первоисточникам, и только

используем материалы из работ К. К. Маркова (1927^{1, 2}, 1931) и других исследователей, в которых описываются состав и характер ленточных глин СССР. Наша задача заключается в том, чтобы извлечь те немногие данные, которые ближе всего относятся к текстуре.

В книге К. К. Маркова (1931) ленточным отложениям уделено достаточное внимание. Однако собственно слоистость (кроме ленточности) занимает в ней мало места. Мы узнаем здесь, между прочим, что слоистость в нижних частях камов горизонтальная, а кверху обычно изгибается, следуя за изгибом рельефа холма и плащеобразно облекая ядро кама, образованное супесями.



Фиг. 6. Ленточная глина из слоев ледникового озера в Южном Хадли, Массачузет Справа — мелкая деталь. Нат. вел. По Flint, Irwin. 1939

Для части лент в ленточных отложениях характерны линзовидные летние слои, сложенные тонкозернистым или среднезернистым песком. В некоторых ленточных глинах, например к югу от глинта по течению р. Тосны, слоистость во многих случаях становится неясной или пропадает вовсе. К. К. Марков по характеру слоистости делит ленточные отложения на три типа:

1. Почти неслоистые (Любань, Чудово, ст. Русса, к западу от оз. Ильмень).

2. Отчетливослоистые, с непостоянной мощностью в горизонтальном направлении, с линзовидным характером летних слоев лент (р. Шелонь, р. Луга, к югу от Кингисеппа).

3. Правильнослоистые, со средней толщиной лент 5—12 см, довольно постоянной по простираию (близ Новгорода).

Различие зимнего и летнего материала часто бросается в глаза прежде всего по цвету, так как тонкий материал бывает обычно темнее, в особенности во влажном состоянии. Это связано отчасти с неодинаковой гигроскопичностью, которая в летних слоях, по К. К. Маркову, равна 1%, а в зимних 5%, т. е. в пять раз больше.

Обычно между летними слойками одной ленты и лежащими ниже зимними слойками другой ленты проходит наиболее явственная слоевая граница, тогда как между летними и зимними слоями одной и той же ленты отложение происходит непрерывно, хотя и с убывающей силой.

В литературе имеется очень мало указаний на механический состав ленточных глин, которые отнюдь не являются только глинами, но обычно содержат больше алевроитовых частиц, а иногда и тонкого песка. Тем важнее работа Уэллеса (Wallace, 1927), в которой детально рассматривается механический и химический состав ленточных отложений на примере канадских.

Уэллес проанализировал химический и механический состав трёх типов отложений, из которых мы приводим в табл. 1 и 2 данные лишь о двух — межледниковых слоях из долины р. Дэн в Торонто и отложениях в восточной части оз. Кросс в Восточной Манитобе, на высоте около 300 м. Осадки из долины р. Дэн более известковисты.

Таблица 1

Химический состав отложений (в %)
(по Wallace, 1927)

Оксиды	Долина р. Дэн		Озеро Кросс	
	летние слои	зимние слои	летние слои	зимние слои
SiO ₂	32,34	34,01	69,38	54,65
Al ₂ O ₃	12,00	15,50	15,76	20,94
Fe ₂ O ₃	4,82	5,14	3,90	6,94
CaO	21,20	18,25	4,38	2,84
MgO	4,31	3,64	0,85	2,69
K ₂ O	2,20	2,83	2,11	2,29
Na ₂ O	1,80	1,75	2,10	1,20
Потеря при прокаливании	21,90	18,74	2,00	8,16

Как видно из табл. 1, по мере перехода от лета к зиме наблюдается увеличение в осадках окиси алюминия и железа и отчасти калия. Напротив, известь преобладает, по-видимому, в летних слоях.

Механический анализ тех же двух типов отложений дает еще более разительное различие летних и зимних отложений (табл. 2).

Таблица 2

Механический состав отложений (в %)
(по Wallace, 1927)

Осадки (размер зерен в мм)	Долина р. Дэн		Озеро Кросс	
	летние слои	зимние слои	летние слои	зимние слои
Грубый песок	Следы	Следы	Следы	—
Тонкий песок (более 0,05)	6,16	1,30	6,34	1,00
Силт (0,05—0,005)	47,76	6,44	82,26	4,83
Грубая глина (более 0,001)	33,70	65,42	6,69	26,66
Тонкая глина (0,001—0,0)	11,58	26,26	4,76	67,87
	99,20	99,42	100,05	100,36

Из данных табл. 2 видно, что летние и зимние слои в обоих случаях резко отличаются по размеру зерен, причем летние слои значительно грубее. Максимум зерен летом в том и другом случае приходится на силт (алевроит); особенно резко это проявляется в осадках оз. Кросс.

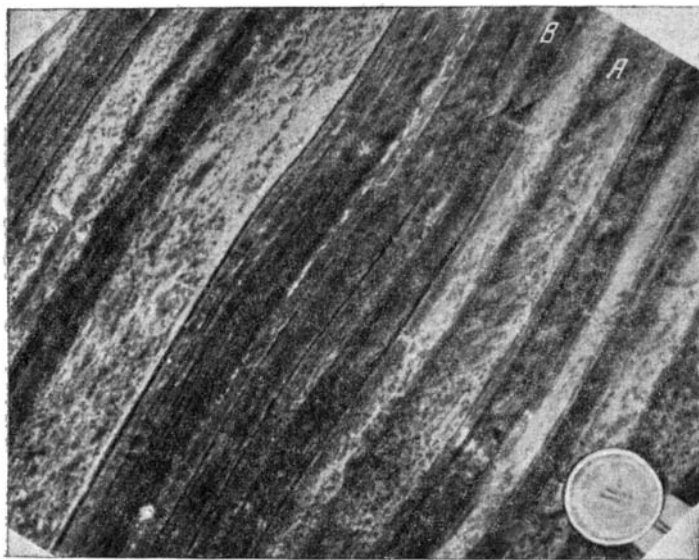
где сilt составляет 82% всего летнего осадка. Здесь также наиболее резко обнаруживаются перемещения этого максимума в зимних слоях в тонкую глину (до 68%).

В отложениях р. Дэн зимние слои содержат главным образом грубую глину и частично тонкозернистую.

Значительная часть послеледниковых (плейстоценовых) ленточных отложений образовалась в ледниковых горных озерах. Периодичность отложения связана здесь с сезонными изменениями деятельности ледников, т. е. с теми же условиями, какие с большой вероятностью приписывают постплиоценовым ленточным глинам.

Искапаемые аналоги ленточных глин

Если считать, что четвертичные ленточные глины являются продуктом отступающего, вследствие таяния, ледника, то их аналоги могут находиться и в отложениях тех эпох истории Земли, которым, по другим данным, было присуще оледенение. Эти аналоги ледниковых групп должны быть связаны с другими ледниковыми породами, в частности с гиллитами, что мы и наблюдаем в действительности.



Фиг. 7. Гуронская ленточная порода из Кобальта, штат Онтарио. Летний слой (А) более светлый и песчаный; зимний слой (В) темнее и состоит из более тонкозернистого материала. В нем следует обратить внимание на еще более тонкие слойки. Масштабом служит монета. По Sayles, 1929

Эпохи оледенений в истории Земли наиболее достоверно следует относить к альгонкскому периоду, к кембрию и к верхам карбона. В настоящее время накопилось уже много данных, позволяющих в некоторых полосчатых породах соответствующего возраста видеть аналоги ленточных глин.

О гуронских слоистых глинах, связанных с тиллитом из Кобальта (штат Онтарио), упоминали Сейльс (1929), а еще раньше — Уэллес (1927). Сейльс дает фотографию, которую мы воспроизводим в настоящей работе (фиг. 7). Грубый светлый песчаный слой (А) сменяется серией очень тонких слойков более темного материала зимнего компонента (В).

Пермокарбонатные ледниковые ленточные породы описывает также Норин (Nogin, 1930) из Курук-Тагских гор в Китае, к северу от Таримского бассейна.

Древнекембрийские ледниковые породы описаны Куллингом (Kulling, 1938) из Северной Швеции (фиг. 8). В Иемтланде и Ингерманланде автор обнаружил в нижнем кембрии типичную ледниковую формацию. Породы изменяются от ленточных глинистых сланцев до алевролита с гальками чуждых пород и, наконец, до тиллитов со штрихованными валунами. Тиллит очень богат илистым материалом. Это обстоятельство, наряду с нахождением ленточных пород, привело автора к мысли о субморском (или субозерном) характере ледниковых слоев. Куллинг ничего не говорит о толщине слоев, но, судя по привидимым им рисункам, можно думать, что она составляет около 0,5 мм.



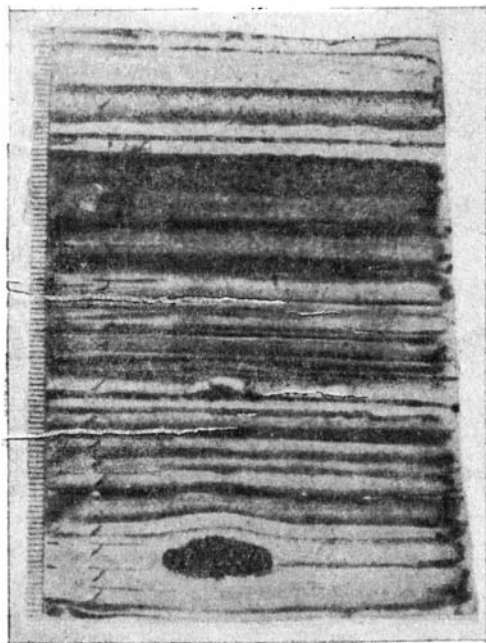
Фиг. 8. Тонколенточный серый аргиллит с эрратическими гальками между Иемтландом и Ингерманландом в Северной Швеции, кембрий. Нат. вел.
По Kulling, 1938

Есть полное основание, по аналогии с ленточными глинами, считать их годовыми или сезонными слоями.

Значительно больше материала имеется по верхнепалеозойскому оледенению. Так, тиллиты каменноугольного возраста в Новом Южном Уэльсе в Австралии были найдены еще в 1914 г. Дэвидом (David, 1914). Зюссмильх в 1919 г. обнаружил между тиллитами сланцы с отчетливой слоистостью и отметил их как сезонные ленточные ледниковые отложения (David, Sussmilch, 1936). Из описания Зюссмильха видно, что ленточные глинистые сланцы сложены правильно чередующимися слоями грубозернистого и тонкозернистого материала. Грубозернистые слои имеют цвет от желтого до бурого, и их зерна различимы простым глазом. Тонкозернистые слои обладают оттенками от серого

до белого, и их зерна оказываются столь мелкими, что даже под микроскопом трудно определимы. В грубозернистом слое нередко обнаруживается мелкая косая слоистость, кверху постепенно переходящая в тонкую горизонтальную. Между этой тонкозернистой частью ленты и ближайшим верхним слоем проходит резкая граница.

Автор считает грубозернистый слой летним осадком, когда реки, вытекающие из ледников, транспортировали более грубый материал, а тонкозернистый слой — постепенно осаждавшимся из взвешенного состояния в зимнее время, когда не происходит ни таяния ледника, ни приноса грубого материала. Изредка спорадически в этих ленточных



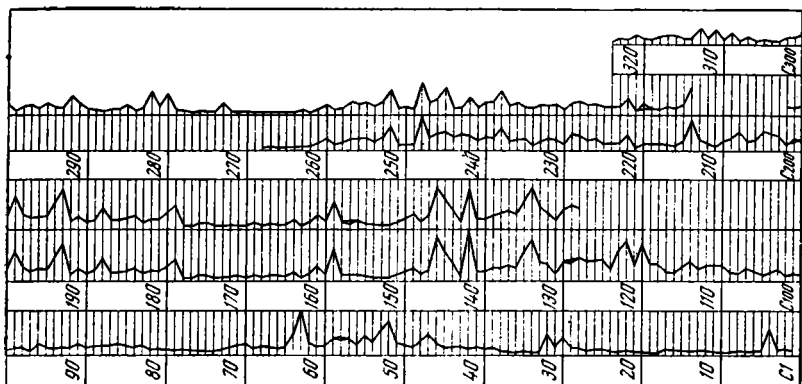
Фиг. 9. Ленточная слоистость, серия Куттинг, Новый Южный Уэльс. Слева миллиметровая шкала. В третьей снизу ленте — линза принесенного песчаного материала. Вверху мощная лента разделена на две части бороздкой, вдоль которой сланец выветрел (белые полоски). По Caldenius, 1938

породах встречаются отдельные гальки величиной 1,27—7,62 см, а иногда и «карманы», уже большего размера, заполненные такими гальками и валунами. Образование валунов можно объяснить выпадением из плавающей льдины, захватившей их на дне ледника.

Кальдениусу (Caldenius, 1938) удалось измерить эти ленточные каменноугольные отложения и произвести некоторые геохронологические сопоставления. В Новом Южном Уэльсе (Австралия) он составил полный разрез (по мощности) в 15,6 м по 11 профилям. Для лучшей видимости границ слоев ориентированные образцы подвергались полировке. Ленточные породы были разбиты на три серии. В первой серии (А) было подсчитано 533 варвы, во второй (В) — 608 и в третьей (С) — 324, а всего 1465 варв.

На фиг. 9 показан образец этой ленточной слоистости из серии А. Если отбросить отдельные нарушения правильности, то можно считать, что каменноугольные варвы карбона Нового Южного Уэльса дают хороший материал для геохронологического сопоставления и для

некоторых палеоклиматических выводов (периодичность климатических изменений). На диаграмме (фиг. 10) показана кривая изменения мощностей по 324 варвам серии С, построенная по принципу Де Геера. Дальнейшему анализу эти кривые Кальдениус, к сожалению, не подвергал, но уже из наложенных на диаграмму заходящих друг за друга отрезков (профилей) общего разреза видно полное совпадение их и возможность сопоставлений.



Фиг. 10. Кривая изменения мощностей лент по 324 варвам серии С (и их сопоставление). $\frac{1}{4}$ нат. вел. По Caldenius, 1938

Не меньший интерес представляют пермокарбонные ленточные породы Сквантума, исследованные Сейльсом (1929) и другими учеными. В Сквантуме над типичными тиллитами сначала залегают переходные слои мощностью 15 м (чередование конгломератов с песчаниками), а выше — ленточные сланцы. Ленточные отложения образованы сложными слоями¹. Летние осадки состоят из слойка более грубого и из слойка более тонкого песка, зимние — из чередующихся слойков алеврита и глины, реже включается и песчаный прослойка.

В разрезе, который мы подробно не описываем, имеется мощная осадочная толща; нижняя часть этой толщи (150 м) сложена однообразной свитой тонкослойных алевритов. Отличительная особенность ее заключается в правильном чередовании более грубозернистого светлого, серовато-зеленого ила с тонкозернистым глинистым более темным илом. Средняя толщина такой пары слойков, т. е. одной ленты, достигает 1 см. Она несколько больше средней толщины ледниковых лент. Однако эти ледниковые породы являются настоящими аналогами ленточных глин четвертичного периода.

Таким образом, в докембрии и в кембрии, в карбоне и в пермокарбоне встречаются весьма вероятные аналоги ленточных глин того же озерно-ледникового происхождения. Они тесно связаны с тиллитами и другими аналогами ледниково-моренных отложений. Очевидно, что, наоборот, нахождение ископаемых ленточных глин по соседству с тиллитами может служить признаком ледниковых (собственно — послеледниковых) эпох в истории Земли. Подсчет древних варв и другие операции с ними (геохронологические вычисления и коннексии) столь же возможны, как и для четвертичных осадков.

¹ Весьма вероятно, что эти сложные слойки — не годовые летние и зимние, а серии слойков, отвечающие более длительным изменениям климата. — Прим. Л. Н. Ботвинкиной.

Осадконакопление в современных озерах

Это обычно озера более аридных областей, где временами создаются условия для выпадения галогенных осадков, временами — для выпадения биогенных осадков (микрзоны) и, наконец — для выпадения кластогенных (терригенных) осадков.

Изучение микрослоистости илов из озер с различным гидрохимическим и гидробиологическим режимом позволило установить Ю. В. Первольфу (1940) для крымских озер различные закономерности. По степени выявления слоистости все илы можно подразделить на две группы: одна — с отсутствующей или невыдержанной микрослоистостью, другая, наоборот, — с резко выраженной микрослоистостью. Илы первой группы, вероятно, связаны с последующим перемешиванием, так как первоначально, по-видимому, все илы образуют микрзоональность. В этих случаях следует допустить участие особых факторов (например, ветра), как это было установлено Ю. В. Первольфом для Сиваша.

В большинстве других случаев микрзоональность (микрослоистость) сохраняется. Но здесь могут быть различия в условиях поступления илообразующих элементов. Состав их может зависеть от геологического, физико-химического и биологического факторов и находиться в разных соотношениях. Поэтому здесь можно выделить три подгруппы (Первольф, 1940, стр. 44):

1. Илы с наличием продуктов размыва береговых пород, кристаллов, выпавших из рапы, и хлопьев органического вещества с остатками организмов. Это свидетельствует об участии в процессе накопления илообразующих элементов геологического, физико-химического и биологического факторов (Сакское озеро).

2. Илы с наличием продуктов размыва береговых пород и массовым скоплением биогенных элементов. Это указывает на участие в процессе формирования ила геологического и биологического факторов, причем участие последнего выражено очень резко (Мойнакское озеро).

3. Илы с отсутствием биогенных элементов. Ход процесса илообразования определяется здесь геологическим и физико-химическим факторами, из которых последний подавляет проявления жизни в этих озерах (некоторые озера Перекопской группы).

Опишем вкратце примеры, наиболее характерные для каждой подгруппы.

Сакское озеро (глубина до 0,5 м). Плотность рапы осенью доходит до 25° Боме (хлористый натрий с примесью магниевых солей и гипса). Микрофауна солоноватоводная — из сине-зеленых и других водорослей (*Microcoleus*, *Dunaliella*), фауна — рачок *Artemia salina*. В качестве основных минералогенных элементов отмечен гипс в виде неправильных пластинок, кальцит в виде округлых частиц, кварц в форме окатанных или угловатых частиц, гидротроилит (гидросернистое железо) — аморфное вещество. Кварц и кальцит приносятся с берега, гипс выпадает из рапы, а гидротроилит — результат воздействия сероводорода на окислы железа. Сероводород образуется при биогенном восстановлении сульфатов рапы, окислы железа поступают из несенных в озеро прибрежных глин. Организмы требуют определенных условий насыщенности: микроколеус — 3—5° Боме, а одноклеточная дуналиелла, живущая на дне, — 14—27° Боме. Чередование таких микрзон указывает на периодическое разжижение рапы.

Средний годичный прирост сакского ила 1,53 мм. Он состоит из слоев (микрзон) — белых, серых и черных. Серые и белые слои

(по 39%) преобладают над черными. Серые слои состоят почти исключительно из кальцита, белые сложены кальцитом и гипсом с примесью кварца, в черных содержится гидротроилит, что и определяет их цвет. Чередование микрозон — закономерно периодическое: серые слои образуются в конце зимы, весной и летом; черные слои — возникают летом, с его вспышкой жизни, а белые — в конце лета и начале осени, когда осаждается гипс.

Как видно, в образовании микрозональной слоистости Сакского озера принимают участие все факторы: геологический (снос выветрелых продуктов с берега), физико-химический (выпадение гипса) и биогенный (летне-осеннее цветение вод).

Особенно интересны наблюдения В. Б. Шостаковича (1935) над иловыми отложениями Сакского озера. Грунт со дна его был взят поршневым буром Б. В. Перфильева. Полученные цилиндрические монолиты разрезались в пелотоме (прибор для разрезания ила) на отдельные тонкие срезы; окислением в них было вскрыто весьма тонкослоистое строение. В почти полном разрезе озерных осадков (черный ил) до глубины 6,5 м от поверхностного слоя В. Б. Шостаковичем было учтено 4188 парных слоев, которые он считает годовыми. Мощность таких «годовых слоев» колеблется обычно от 0,2 до 7,0 мм, а в среднем составляет 1,53 мм за год. Лежащий ниже серый ил заключал еще 1256 годовых слоев.

Мойнакское озеро (глубина до 1 м). Рапа содержит хлористый натрий с небольшой примесью магниевых и других солей; плотность рапы 11—19° Боме. Флора: сине-зеленая водоросль *Chlorogloca sancinoides*, солоноватоводная водоросль *Dunaliella salina*, а из фауны — рачки *Artemia salina*.

Микрозоны бывают двух типов: одни сложены фекалиями артемий, другие — глинистыми частицами с большим количеством дуналиеллы в стадии покоя (цисты). Установлено, что микрозоны являются сезонными отложениями, причем микрозоны первого типа формируются

Таблица 3

Зависимость слоистости от различных факторов

Группы и подгруппы слоистости	Факторы, влияющие на илообразование				
	механический	геологический	физико-химический	биологический	
I группа — с невыраженной микрозональностью	Ветер	—	—	—	
II группа — с отчетливой слоистостью	1-я подгруппа	—	Продукты размыва	Кристаллические элементы, выпавшие из рапы	Наличие водорослей и рачков
	2-я подгруппа	—	Продукты размыва	—	Массовое развитие рачков, развитие цист дуналиеллы
	3-я подгруппа	—	Глинистые породы размыва	Высокая концентрация рассола и выпадение осадка	—

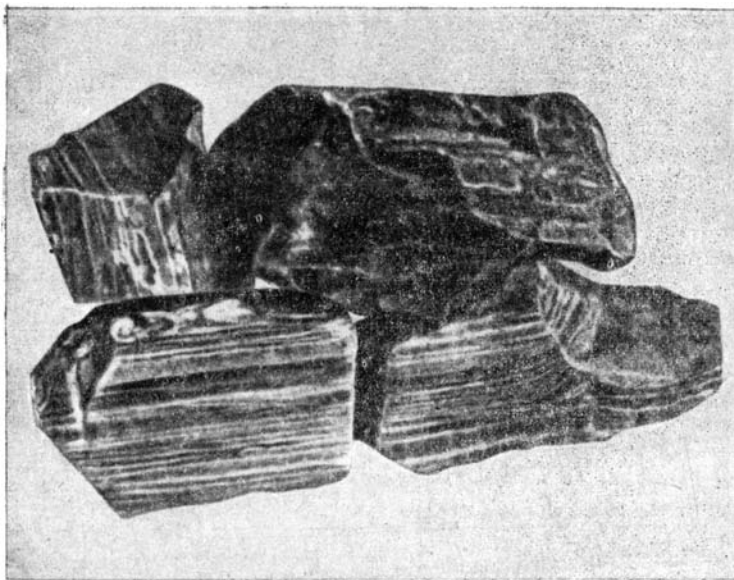
весной и летом (на что указывает развитие рачков), а микрозоны второго типа — осенью и зимой (о чем свидетельствует снос с берегов продуктов размыва, образование цист дуналиеллы). Средняя толщина фекальных микрозон 1,9 мм; глинистых — 2,2 мм. Микрозональность встречается участками.

Перекопские озера. В некоторых озерах этой группы микрозональность выражена резко, но в связи с высокой концентрацией рапы (более 25° Боме) биологические факторы почти сведены к нулю. Весьма четкая слоистость обусловлена чередованием темных, глинистых, и белых, солевых, микрозон. Дуналиеллы встречаются очень редко.

Из приведенных примеров видно различие факторов, влияющих на образование иловых микрозон. Опираясь на данные Ю. В. Первольфа, можно составить обзорную таблицу (табл. 3).

Пермские озерные мергели

Среди ископаемых озерных отложений с сезонной слоистостью можно упомянуть описанные В. А. Апродовым пермские озерные мергели. Он показал и причину этого явления (Апродов, 1949). В разрезе казанских отложений в районе Верхне-Чусовских городков этим исследователем выделена пачка озерных глин с мощными линзами микрослоистых



Фиг. 11. Пермские микрослоистые озерные мергели. Чередование сезонных светлых (летних) и темных (зимних) микролент.
По В. А. Апродову, 1949

глин, аргиллитов и мергелей. В. А. Апродов утверждает, что до 70% всех верхнепермских пород микрослоисты. Он детально изучил один пласт (вернее, его среднюю, ясномикрослоистую часть мощностью 91 см). В этом пласте обозначаются тонкие, от 0,1 до 2,0 мм, темные глинистые и углистые слои, переслаивающиеся с такими же, но более светлыми песчанистыми слоями (фиг. 11). В пермских микрослоистых озерных мергелях обнаруживается чередование сезонных — светлых (летних) и темных (зимних) микролент. Каждая пара таких слоев образует годо-

вую ленту. Средняя мощность слойка 0,67 мм, или на каждый сантиметр породы приходится 17,5 микрослоев. В. А. Апродов видит в этом разрезе сложную ритмичность сезонного характера.

Слоистость сапропелевых отложений

Слоистость сапропелей

В сапропелевых озерах верхний слой сапропеля представляет жидкую эмульсию, насыщенную водой (90—95%). Поэтому говорить о слоистости в этой полужидкой массе не приходится. Более нижние слои, несомненно, должны иметь некоторую слоистость, но она в куске подсохшего твердого сапропеля оказывается незаметной. Однако ее можно выявить посредством промораживания или повторного окисления. Тогда сапропель расслаивается на тонкие листочки. Мы можем это наблюдать и в полуископаемом сапропеле, например в Толполовском болоте, и в горючих сланцах.

Слоистость горючих сланцев

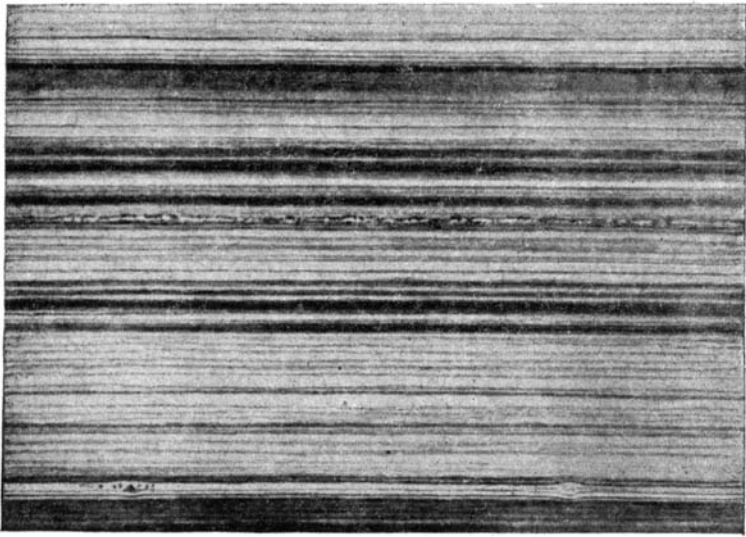
Под «горючими сланцами» обыкновенно подразумеваются тонкослоистые глинистые породы сапропелевого происхождения. По своему генезису они отвечают застойным водоемам озер, как и сапропелевые отложения вообще во влажном умеренном климате. Редко горючие сланцы имеют иное происхождение, например тонкозернистые глинистые породы, пропитанные асфальтом, нефтью и битумами. Но такие породы лучше не относить к горючим сланцам. Сам этот термин является неверным в том смысле, что тонкослоистая и тонкоплитчатая текстура горючих сланцев ничего общего не имеет с настоящими глинистыми сланцами — метаморфизованными породами. Горючие сланцы — нормально-осадочные породы. Их тонкая слоистость и тонкая плитчатость (листоватость) обусловлены совсем другими причинами, которые будут освещены ниже и которые во многих случаях имеют сезонный или годовой, вообще периодический характер.

Сезонная слоистость горючих сланцев была доказана обстоятельными исследованиями Брэдли (Bradley, 1929) горючих сланцев эоценовой формации Грин-Ривер в Колорадо, Юте и Вайоминге. На рассмотрении этой хорошо изученной формации следует подробнее остановиться, так как она включает много любопытных черт, выясняющих глубокое геологическое значение изучения и измерения слоистости.

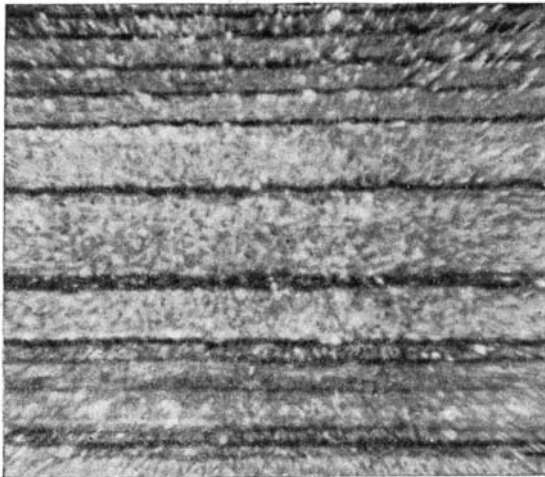
Формация Грин-Ривер (Зеленая река) покрывает площадь около 70 тыс. км² и имеет мощность, достигающую 600 м. Она сложена твердыми мергелями, горючими сланцами и тонкозернистыми песчаниками, в которых почти постоянно обнаруживаются варвы или ленточная слоистость (фиг. 12—15).

Ныне разделенные площади распространения горючих сланцев в Вайоминге, Юте и Колорадо объединены лежащими ниже озерными отложениями, что и позволяет считать их осадками бывшего оз. Гозиут. Этот древний озерный бассейн отделяется горным хребтом от лежащего к югу бассейна оз. Уинта в штате Юта.

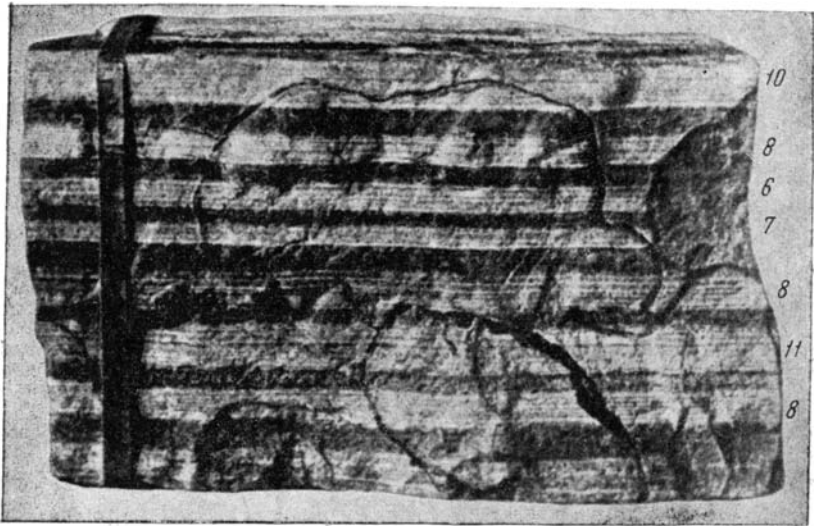
Наличие ритмической слоистости Брэдли обнаружил в трех разновидностях горючего сланца, в битуминозном мергеле и в тонкозернистом песчанике (также битуминозном). Бесструктурное органическое вещество преобладает в высокосортной разновидности горючих сланцев и находится в том или ином количестве в каждой из этих пород. Характерно для них присутствие карбонатов кальция и магния, смешанных с зернами кварца, ортоклаза, санидина, плагиоклаза и с чешуйками слюды и



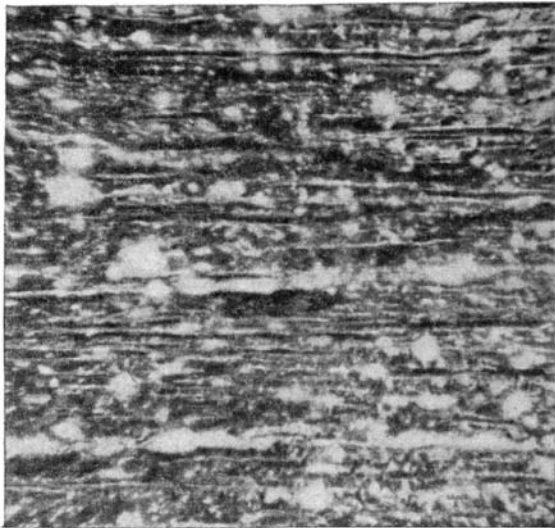
Фиг. 12. Полированная поверхность куска битуминозного мергеля, на котором видны типичные годовые ленты в формации Грин-Ривер.
Увел. 4. По Bradley, 1929



Фиг. 13. Микрофотография тонкозернистого известковистого песчаника. Увел. 37. Светлые полосы песчанисты и необычно толсты. Темные полосы состоят главным образом из органического вещества.
Образец взят из верхней части формации Грин-Ривер
По Bradley, 1929



Фиг. 14. Внешний вид горючего сланца Грин-Ривер. Видны тонкие годовые варвы на светлых более крупнозернистых полосах (число их, от 6 до 11, показано справа). На темных полосах, более богатых органическим веществом, годовые варвы почти не заметны. По Twenhofel, 1932



Фиг. 17. Микрофотография, показывающая тонкие варвы в высокосортном горючем сланце. Черные слои состоят из органического материала, а светло-серые заключают и минеральные зерна. Увел. 54. По Bradley, 1929

глины. Каждая лента горючих сланцев состоит из пары слоев, один из которых более обогащен органическим веществом, чем другой. Контакты между соседними лентами и, что особенно характерно для этих сланцев, — между обоими частями ленты — резкие и правильные (фиг. 12).

В тонкозернистых глинистых песчаниках ленты значительно толще и в них более отчетливо выражена градация зерен от 0,02 до 0,004 мм. Органическое вещество приурочено к верхней, более тонкозернистой части их, причем переход от одной части к другой совершается постепенно, границы же между соседними варвами резкие (см. фиг. 13). Средняя толщина лент в горючих сланцах и мергелях 0,117 мм, тогда как средняя величина 32 лент песчаников составляет 1,16 мм, т. е. в 10 раз больше, хотя все же находится на границе микрослоистости¹. Как и во многих других случаях, здесь выявляется закономерное соотношение между толщиной слоя и грубозернистостью осадка; наиболее толстые ленты большей частью грубозернисты, а наиболее тонкие состоят из наиболее тонкозернистого материала.

Внешний вид горючего сланца из Грин-Ривер показан на фотографии (см. фиг. 14), взятой из работы Твенхофела (Twenhofel and collabor., 1932), на этой фотографии видна периодичность двух порядков; наиболее тонкие полосы — годовые ленты.

Высокосортные (35—60 галлонов выхода масла на тонну) горючие сланцы отличаются тем, что в верхней, органической, части их лент содержится сравнительно мало минерального вещества, а в минеральной части ленты — сравнительно много органического вещества (см. фиг. 15). В нижних, богатых минеральными примесями слоях преобладают зерна карбонатов и хлопья глинистых минералов, а также в большем количестве, чем в органических прослойках, содержатся обломочные зерна кварца и полевого шпата. В органической части кластического материала почти нет, а имеются мельчайшие зерна карбонатов и глинистых минералов. В некоторых наиболее богатых горючих сланцах сами органические прослойки имеют более или менее ясно выраженную слоистость низшего (более мелкого) порядка.

Средняя толщина ленты для высокосортных сланцев 0,037 мм. Для среднесортного сланца (15—35 галлонов выхода масла на тонну) толщина лент горючего сланца равна 0,065 мм. В общем же толщина лент колеблется от 0,014 до 9,8 мм (в тонкозернистых песчаниках). Среднее взвешенное для всей толщи составляет 0,18 мм.

Доказательства годичности ленточных слоев горючих сланцев можно получить из сравнения с толщиной лент ила современных озер (примеры чего мы видели выше), с учетом, разумеется, уплотнения ископаемых осадков; это можно доказать и другими методами. Например, Брэдли приводит вычисленную вероятную толщину годичных слоев, исходя из подсчетов нагрузки потоков определенного водосборного бассейна. При этом он допускает (с оговорками), что нагрузка эта в древнем озере Гозиут примерно отвечала современной. Таким образом Брэдли получил толщину слоев 0,074 мм, сравнимую с толщиной годового слоя Грин-Ривер.

Сопоставление указанных выше данных позволило свести их в табл. 4.

Судя по масштабу денудации и отложения в сходных условиях, видно, что отдельный ритм отложения должен быть равен одному году.

Происхождение лент можно объяснять различным образом. Брэдли отвергает объяснение образования их в результате одних биохимических реакций, т. е. деятельности организмов. Он не находит также достаточ-

¹ Здесь, так же как и в работах А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, под микрослоистостью подразумевается слоистость с толщиной слоев менее 1 мм.

Характер ленточной слоистости в различных отложениях

Формация Грин-Ривер	Средняя толщина лент, в м	Время, необходимое для накопления 1 фута осадков, в годах
Песчаники тонкозернистые	1,160	250
Мергель	0,167	2000
Горючий сланец среднесортный	0,065	4700
Горючий сланец высокосортный	0,037	8200
Взвешенное среднее	0,180	2200
Вычисленная величина годового слоя	0,074	

ных оснований для другой гипотезы, именно — различия в скоростях осаждения. Вообще говоря, мельчайшие организмы доставляют гораздо большее количество органического вещества, чем крупные представители органического мира. При одновременном осаждении зерен карбонатов и микроорганизмов, по закону Стокса (для сферических тел), зерна карбонатов должны бы осесть в несколько раз быстрее, чем более легкие частицы органического материала, и дать четкое расслоение. Однако отступление от сферической формы, наличие различных приспособлений для плавания и другие причины должны значительно видоизменить эту картину. Поэтому Брэдли рассматривает такую трактовку только как одну из возможных, но все же полностью не объясняющую причин строгого ритмического чередования слоев. Это вызывает необходимость допущения периодического поступления органического и неорганического материала и периодического же изменения активности микроорганизмов, т. е. явленного сезонного порядка.

Сезонные изменения быстроты и смены отложений могут проявляться так: в богатых глиной озерах карбонат кальция осаждается преимущественно летом, зимой же частично даже растворяется. Зеленые водные растения поглощают из воды углекислый газ и способствуют этим отложению углекислой извести. По мнению Чемберлена и других исследователей, водоросли могут поглощать углекислый газ из раствора бикарбоната кальция. Осенью они отмирают и попадают в зимние слои.

В некоторых современных озерах наблюдается пульсация в поступлении органического и минерального материала, что приводит к образованию лент, подобных описанной.

Осадконакопление в соленых озерах

Осадки современных соленых озер и их ископаемых аналогов описывались неоднократно и достаточно освещены в советской литературе. Они изучались в отношении последовательности выпадения солей из растворов, закономерности сложения соляных толщ и зависимости солеобразования от климатических и других факторов.

Сезонная ритмичность современных и ископаемых солей и соленосных отложений неоднократно констатировалась. Нередко указывалась и сезонность отложений хемогенных осадков. Большой материал по этому вопросу мы находим у А. А. Иванова (1939), А. И. Дзенс-Литовского (1933, 1936, 1937, 1950, 1956), М. П. Фивега (1955^{1, 2}), Фульда (Fulda, Röhrler, 1921).

А. И. Дзенс-Литовский описал механизм образования донных соляных отложений минеральных озер. Ежегодный прирост солей (или образование так называемого «корня») может наблюдаться только в очень

засушливом климате и при ограниченном притоке свежих вод (Кара-Богаз-Гол, Сакское озеро). Наиболее интенсивный смыв и снос происходят весной и летом во время ливней. К осени этот процесс замедляется, а зимой вовсе затухает.

А. И. Дзенс-Литовский указывает на три основных фактора осадконакопления в минеральных озерах: 1) геологический, 2) биохимический, 3) физико-химический. В течение года их соотношение изменяется: весной преобладающее значение имеет геологический фактор, летом — биохимический, при уменьшении роли геологического фактора, а осенью усиливается действие физико-химического фактора, достигающего максимума обычно зимой, при замирании геологического и биохимического факторов. В результате образуется ленточное, или полосчатое сложение, отвечающее годовым слоям, которые по масштабу могут быть весьма различными. Иногда они так тонки, что едва различимы простым глазом, а в других случаях их легко выделить и подсчитать. Путем подсчета таких годовых слоев определяется число лет их накопления.

Полоски «корневой соли» также имеют сезонное (годовое) происхождение, аналогичное образованию иловых микрозон. На дне Сакского озера находится 2—2,5 м ила, а под ним 3,5—4 м поваренной соли. Еще ниже залегают темно-серые илы. По мощности иловых отложений время накопления толщи исчисляется в 2000 лет, по количеству соли — 175—200 лет. Такие подсчеты, произведенные для различных водоемов СССР, дали цифры того же порядка, что указывает на наличие весьма засушливого климата в I—II веке до нашей эры.

В другой статье А. И. Дзенс-Литовский (1937) описывает полосчатость соли в обнажениях Кулябских соляных куполов, связанную с присутствием прослоев глины и чередованием слоев более чистой и более глинистой соли. Загрязненность соли и другие причины вызывают появление в ней разных оттенков, что еще более подчеркивает полосчатость сложения. В совершенно чистой соли, указывает автор, трудно различать полосчатость. «Местами отдельные полоски соли, — пишет А. И. Дзенс-Литовский, — здесь имеют окраску разнообразных тонов, красноватые тона сменяются серо-голубоватыми и сине-зеленоватыми расцветками» (1937, стр. 44).

Самые светлые (белые) полоски содержат наибольшее количество воздушных пузырьков, заключенных в соли. Но окраска соли в основном зависит от наличия в ней рассеянных включений постороннего вещества, отчего цвет ее изменяется от сталью-серого до совершенно черного.

Толщина полос разнообразна; иногда они очень тонки, причем более мощные — темные слои. Толщина слоев составляет от доли до нескольких сантиметров.

Таким образом, в толще соли чередуются: полоски чистой соли, полоски загрязненной соли и полоски посторонней породы. Совсем темные прослойки состоят обычно из ангидрита и глины или из сильно загрязненной соли. Два или три слоя образуют одно «годовое кольцо»¹. Генезис годовых слоев, как мы видели, объясняется тем, что с повышением температуры повышается растворимость поваренной соли (NaCl), но понижается растворимость сульфатов (CaSO₄), поэтому в насыщенных бассейнах летом наблюдается выпадение чистой поваренной соли с небольшой примесью ангидрита (гипса), а в зимнее время отлагается CaSO₄ с примесью иловых частиц, сносимых водами в озеро. Так можно отличать в разрезе и зимние, сульфатные, слои от летних, соляных.

¹ В немецкой литературе издавна годовые слои было принято называть годовыми кольцами (Jahresringe).

Этот нормальный ритм отложенных соляных озер нарушается иногда сильными засухами или, напротив, очень дождливыми сезонами.

А. И. Дзенс-Литовский, рассматривая периодичность накопления донной соли и сопоставляя ее с периодичностью отложенной каменной соли и с соответствующими данными В. Б. Шостаковича для всех иловых озер, пришел к заключению, что полосчатость (слоистость) каменной соли тесно связана с климатическими колебаниями, обуславливающими некоторые особенности сезонного (годового) отложения.

В 1939 г. аналогичную годовую полосчатость соли в Илецкой Защите, о которой упоминали ранее и многие другие исследователи, подверг более тщательному рассмотрению геолог А. А. Иванов (1939). Здесь также отмечается ритмическое переслаивание полос светлой, чистой, каменной соли, толщиной в среднем 12—15 см, и темных, загрязненных, полос, толщина которых достигает 1,0—1,5 см. В темных прослоях соли много раз больше, чем нерастворимого остатка и ангидрита.

Микроскопическое исследование темных слоев показывает, что основная масса этой породы представлена сростками зерен каменной соли неправильных очертаний. Размер зерен 2—3 мм. Зерна каменной соли то прозрачные, то мутные или окрашены в буроватый цвет глинистым веществом. Глинистое вещество чаще всего собрано в хлопьевидные сгустки в промежутках между зернами соли. Основную примесь составляет ангидрит, образующий мелкие зерна прямоугольного или неправильного очертания. Зерна ангидрита или рассеяны внутри участков каменной соли, или собраны в сростки, или, наконец, образуют полосы. Зерна в отдельных выделениях крупнее, чем в сростках.

Таким путем возникает так называемая полосчатость каменной соли, отличающаяся от слоистости прочих осадочных пород лишь отчетливой и правильной ритмичностью, имеющей сезонный характер.

Развернутую трактовку обстановки образования солей и ритмической слоистости, как в современных соленых озерах, так и в ископаемых осадках каменной соли, мы находим у Лотце (Lötze, 1938). Согласно Лотце, текстура (слоистость) отложений солей отражает колебания в состоянии раствора — в изменении количества приносимого вещества, а также в изменении климата. Поскольку многие из этих колебаний ритмические, то ритмическими оказываются и отложения соли.

Рассматривая отложения современных солоноватых озер, Лотце приводит многочисленные примеры, показывающие, что наряду с непосредственным выпадением осадка из растворов наблюдаются явления размыва и исчезновения уже отложенных солей. Это тем важнее отметить, что не всегда достаточно осознается противоречивость процесса накопления осадка (не только механического, но, как увидим, и химического). Накопление (окончательный итог) всегда является результатом борьбы противоположных начал — отложения и уничтожения осадка — с положительным «сальдо» (итогом) в пользу закрепления осадка в виде породы. Поэтому небезынтересно привести некоторые достоверные случаи частичного или полного уничтожения уже отложенного осадка.

По Лотце, в южнорусских соленых озерах суммарный осадок, образовавшийся в течение лета и носящий название «новая соль», будучи еще рыхлым, весной следующего года пропитывается и промывается водами от таяния снегов и от дождей. Новая соль имеет много примесей и потому горька на вкус. При обводнении эти посторонние примеси вымываются, а остающаяся в осадке поваренная соль уплотняется в каменную массу, которой присваивается название «старая соль». Здесь мы видим, так сказать, избирательное растворение. Слоистость образуется в результате того, что первоначально рассеянные частицы глинистого вещества после вторичного растворения (в дождливые сезоны) осаждаются на поверхности незатронутой залежи в виде тонкого слоя. К ним

присоединяется также принесенный весенними водами песчаный и глинистый ил. Толщина песчано-глинистых прослоек обычно не больше нескольких сантиметров.

Так образуется годичный ритм соленакопления, прерываемого образованием весенних песчано-глинистых прослоек. В оз. Эльтон за 104 года (с 1747 по 1851 г.) оказались отложенными слои соли всех лет, кроме 1776 г. (холодное дождливое лето). Очевидно, этот слой года целиком растворился. Мощность годовых слоев — от 2,5 до 8,8 см (по Милованову). Слоистость правильная.



Фиг. 16. Слоистость каменной соли. Размер образца 38×24 см. Молодая каменная соль из Зигфридгизен около Саршtedта. По Lötze, 1938

Однако имеются и такие соленые озера, где соль образуется только в особо благоприятные годы. Примером могут служить некоторые озера в Барабинской степи в Западной Сибири. Наконец, известны случаи, когда залежи твердой соли под покровом песка и пыли со временем исчезают, что наблюдается, например, в североафриканских пустынях. Вальтер (Walther, 1912) описал своеобразное явление растворения поверхностного слоя рапы в соленосных отложениях Нижнего Египта. Этот слой при малейшем ветре приходит в волнообразное движение, достигающее дна, и поэтому верхний слой соли также становится волнообразным (бороздчатым).

Все это имеет значение для геохронологических сопоставлений.

Помимо общего напластования, т. е. чередования с покрывающими или подлежащими породами иного состава, залежи соли почти всегда обладают выраженной слоистостью (фиг. 16). Эта слоистость проявляется в следующих формах (по Лотце).

1. В виде химической дифференциации крупного масштаба, выражающейся в последовательности выпадения из раствора: например, переходы от карбоната кальция (известняка), через сульфат кальция

(гипс, ангидрит), поваренную соль, к калиевым солям, причем отдельные члены этого ряда более или менее резко отграничены друг от друга.

2. В виде отчетливых прослоек (включений) иного химического состава (например, прослойки глины или ангидрита).

3. В виде еще более отчетливых тонких пленок (Beläge) или листочков (Folien) иного химического состава среди однородной соляной породы.

Слоистость соляных (и вообще химических отложений) во всех указанных случаях имеет тенденцию к ритмичности. Эта ритмичность, или правильная повторяемость, равно присуща как общему напластованию (сложению всей толщи), так и внутренней текстуре осадка. Крупная ритмичность, связанная с последовательностью выпадения все более и более растворимых солей, завершается обратной последовательностью пород. Если первую рассматривать как прогрессивную фазу цикла, то вторую следует считать его регрессивной фазой; фазы эти все время чередуются.

Тонкая слоистость также чрезвычайно правильна. Расстояния между отдельными пленками или листочками чуждой породы составляют несколько сантиметров, реже — более десяти сантиметров. Прослойки обычно состоят из ангидрита или из глины. Ангидрит образует или нечеткие хлопьевидные полосы, или резко отграниченные четкие, иногда прерывистые полосы. Глина залегает обычно в основании годичного слоя, образуя более чистую глинистую пленку. Кверху глина обогащается ангидритом. К краям бассейна ангидрит обогащается глиной. Как пример такой хорошо выраженной последовательности можно указать северогерманскую цехштейновую залежь «древней каменной соли»: кверху ее слои сменяются слоями, состоящими в главной части из ангидрита, а далее замещаются полигалитом, который, в свою очередь, сменяется кизеритом. Книзу смена идет в направлении чередования: ангидрит — каменная соль, далее — доломит — ангидрит и, наконец, известняк — доломит.

В зависимости от концентрации солей в воде и от температуры различные соединения выпадают не одновременно.

Окись Fe выпадает при концентрации солей 6—7° Боме; CaCO_3 — при их концентрации 15—16°; $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — при концентрации 23—25°; NaCl — при концентрации солей более 26° Боме.

Новосадка, отложенная зимой, летом, при повышении температуры, растворяется (по крайней мере частично).

Мы видим, таким образом, что слоистость в мощных осадках каменной соли и других соляных отложениях подчиняется совсем другим закономерностям, чем слоистость обломочных пород. Слоистость этих химических осадков связана с механизмом химического выпадения из раствора солей вследствие разной растворимости при различных температурах, т. е. с причинами гидрохимическими, выпадение же из взвеси механических осадков или их сортировка при волочении по дну подчиняется другим законам. В первом случае (для солей) имеет место химическая дифференциация осадков, во втором случае — их механическая дифференциация. В накоплении калийных солей еще более сказывается влияние хемогенных, а следовательно, и гидрохимических причин отложения и слоистости.

М. П. Фивег (1955₂) подчеркнул, что солеродные бассейны существовали в наиболее подвижных участках предгорных прогибов, в межгорных впадинах и во впадинах платформ, но самые мощные толщи соленосных отложений располагались в наиболее лабильных участках литосферы, интенсивно опускавшихся в течение срока их формирования. «Накопление мощных соляных залежей шло на больших площадях, охватывающих целую систему бассейнов аридной зоны, связанной с

океаном, а не с отдельной лагуной» (Фивег, 1955₂, стр. 3). Иными словами, соленакопление, или формирование соленосных формаций, есть явление региональное.

М. П. Фивег считал, что вся система бассейнов аридных зон проходила «хорошо выраженные в разрезе соленосных отложений этапы развития: сначала постепенного концентрирования, а затем, после достижения некоторого максимума, — опреснения. Процесс концентрирования многократно прерывался поступлением вод с более низкой концентрацией солей. В результате создались ритмично построенные серии с закономерно изменяющимся набором слоев ритмопачек» (там же, стр. 3).

Калийные соли входят в состав ритмопачек верхней части разреза соляных свит, строение и положение которых в разрезе целиком определяются особенностями ритма процессов разбавления. Чаше горизонты калийных пород не повторяются в соседних ритмопачках и поэтому в разрезе соляных толщ они оказываются разделенными слоями каменной соли, во много раз превышающими их по мощности.

Реже, как, например, в Верхнекамской соленосной формации, горизонты калийных солей сближены. Нижние горизонты представлены сильвинитами, а верхние, количественно преобладающие, — карналлитовой породой. Карналлиты на части площади замещены сильвинитом. На Верхнекамском месторождении пестрые сильвиниты на больших площадях развиты только в пределах нижних горизонтов. Все породы этого месторождения неравномерно полосчатые, что особенно заметно в так называемых красных сильвинитах. Здесь наблюдается чередование перистого галита с сильвинитовыми прослоями (по 25—60 мм). По М. П. Фивегу, в основании галитового прослоя часто наблюдается тонкий глинистый пропласток (карбонаты, ангидрит, гидрослюда и некоторые другие). Каждый из отмеченных прослоев — это сезонное образование, а совокупность их составляет годичный слой. Прослои перистого галита — летние, сильвинитовые прослои — осенне-зимние, а глинистые, по видимому, весенние. Мощность годичного набора слоев 5—10 см.

Однако во многих случаях вопрос о сезонном и годовом характере полосчатости оспаривается. Кроме того, ритмичность иногда явно многолетняя. М. П. Фивег изучал многолетнюю ритмичность большого верхнекамского разреза, и мы должны учесть его мнение для правильной оценки значения годового отложения. «Набор слоев ритмопачек этого разреза начинается прослоем соляной глины (10—5 см). Несмотря на сравнительно небольшую мощность, эти прослои отмечают относительно длительный этап (15—30 лет) разбавления, в течение которого верхний слой воды солеродного бассейна доводится до состояния насыщения по хлористому натрию. Выше располагается слой каменной соли (2—4 м), в течение срока формирования которого (25—60 лет) верхние горизонты вод солеродных бассейнов насыщаются калийными солями. Ритм завершается сезонной садкой калийных солей, т. е. образованием слоя калийных пород (1,5—1,2 м). В разрезе толщи калийных пород наблюдается закономерная смена набора слоев в ритмопачках. Так, в ритмопачке *АБ* непосредственно над сильвинитом на половине площади месторождения располагается первый в разрезе слой карналлитовой породы. В ритмопачках выше по разрезу карналлитовая порода располагается непосредственно на каменной соли, без сильвинитового слоя. На части площади вместо карналлитовой породы на каменной соли залегает пестрый сильвинит. Длительность осадконакопления отмеченных здесь ритмов — порядка 100—170 лет» (Фивег, 1955₂, стр. 7).

Но садка калийных материалов происходит неравномерно. Например, красный второй сильвинитовый пласт состоит из семи слоев, из которых четыре нечетных представлены сильвинитом, а три четных каменной солью. Такие же многолетние прослои без калийных минералов

известны в горизонтах *B* и *Г*. Галитовые прослои остаются и не меняют своего положения в разрезе при замене карналлитовой породы сильвинитом. Поэтому везде они широко используются как маркирующие при синхронизации отдельных горизонтов калийных пород.

Далее М. П. Фивег указывает: «Таким образом, в разрезе калийных пород четко фиксируется ритмичность нескольких порядков: в чередовании прослоев — сезонная, в смене слоев калийной породы и каменной соли в пределах горизонта — многолетняя, с длительностью порядка 15—40 лет, в смене ритмопачек — вековая, с длительностью 100—170 лет... Сезонная ритмичность обусловлена сменой сезонов в годовом цикле. Вторая, вероятнее всего, связана с климатической ритмичностью, возможно, с многолетним чередованием более теплых зим или проявлением каких-либо других климатических факторов. Вековые ритмы обуславливаются периодическим поступлением больших объемов опресняющих вод и могут быть связаны не с вековыми изменениями климата, а с условиями перемещения водных масс в связи с эвстатическими колебаниями уровня мирового океана или движениями больших территорий поверхности, которые способствовали более интенсивному поступлению в аридные зоны океанической воды» (там же, стр. 8).

Метаморфизация (диагенетическая) солей, вероятно, препятствует полному и точному восстановлению исходного состава солей.

В ходе концентрирования морской воды площадь акватория солеродных бассейнов, несмотря на ритмично осуществляемое разбавление, в общем постепенно сокращается, и уменьшается их средняя глубина (Фивег, 1955₂, стр. 11).

М. П. Фивег считает, что предпосылкой для накопления калийных солей является наличие неровностей дна бассейна, в частности — отрицательных форм рельефа. Последние сохраняются в результате неравномерного погружения бассейна, что более характерно для геосинклиналей, чем для платформ. Наиболее мощные залежи свойственны краевым частям бассейна и на платформах (стассфурт).

Таким образом, слоистость осадков в соленых озерах и слоистость ископаемых отложений, поваренной соли, калийных солей и других галогенных пород характеризуется отчетливой ритмичностью, этим ритмам давно присвоили название «годовых». Но здесь годовые слои могут состоять из двух, трех, четырех слоев различного химического и минерального состава или даже представлять собой толщу, в которой однородное отложение (например, NaCl) прерывается только тонкими пленками глины или гипса.

Особенность слоистости хемогенных осадков заключается в том, что причины, вызывающие осаждение, т. е. концентрация и температура, при их колебаниях могут содействовать и растворению солей, а следовательно, и исчезновению годовых или сезонных слоев.

На фоне сезонности намечаются ритмы более высоких порядков (например, соляные и др.). Но во многих случаях эту космическую или климатическую периодичность осадконакопления трудно отграничить от явлений напластования, вызванного геотектоническими причинами. Не всегда можно доказать и годичность тонкого чередования, что вызывало и до сих пор еще вызывает споры. Пожалуй, лучшим способом подтверждения сезонности слоев было бы подчинение их одиннадцатилетнему циклу солнечных пятен, обнаруживаемое на кривых мощности сезонных (годовых) осадков.

Доказанный сезонный и годовой характер осадков дает возможность выявлять более крупную периодичность и, следовательно, помогает геохронологическим вычислениям.

РИТМИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ МОРСКИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные осадки

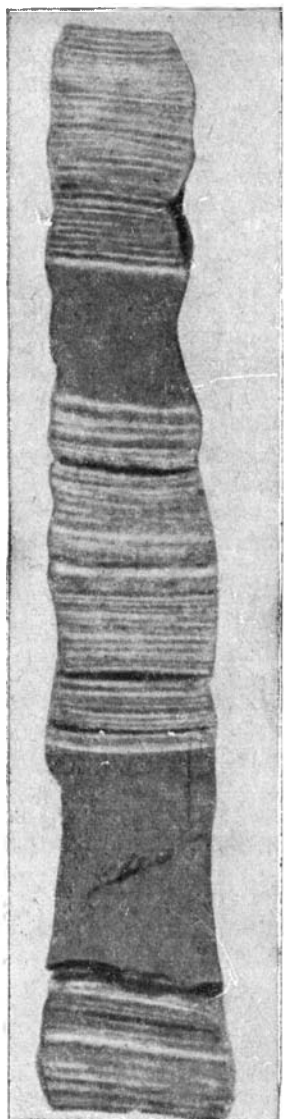
К сожалению, слоистость морских осадков, особенно современных, только в единичных случаях подвергалась более или менее подробному изучению. Поэтому до сих пор большой интерес представляет работа А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), посвященная изучению современных осадков Черного моря. Эта работа — один из немногих документов, в которых слоистость современных морских осадков была описана с высокой тщательностью и пониманием того, что она может дать для исторической геологии.

А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов тщательно описали микрослоистость в современных морских осадках Черного моря. Но эти авторы подразумевают под микрослоистостью «такое чередование в осадках различных петрографических разностей, при которых толщина слоев, образуемых этими разностями, измеряется долями миллиметра» (1938, стр. 104), т. е. она несколько крупнее, чем действительная микрослоистость, заметная только под микроскопом.

Такая слоистость более всего развита в относительно глубоководных отложениях, т. е. в серой глубоководной глине, в глубоководных же песках микрослоистость отсутствует.

В серой глубоководной глине слоистость выражена очень отчетливо (что зависит от различных причин). Эта глина чередуется с прослойками (толщиной в несколько сантиметров) серой же, но неслоистой глины. «Во-первых, глина часто имеет своеобразную неясную полосчатость, зависящую от чередования более или менее окрашенных в серый цвет полос. Во-вторых, в ней иногда располагаются редкие и очень тонкие прослойки из комочков дрюита и, в-третьих, что особенно характерно, глина часто содержит тонкие прослойки мелкозернистого песка, образующего характерную присыпку на плоскостях наслоения, а иногда и прослойки мелкого раковинного детритуса. Все указанные сейчас зачатки слоистости зависят от неравномерного хода осадочного процесса и являются первичными; кроме того, прибрежным разностям серой глины присуща нередко видимая слоистость или, точнее, полосчатость, зависящая от распределения гидротроилита» (Архангельский, Страхов, 1938, стр. 70). Неравномерное распределение гидротроилита образует черные полоски,

которые при высыхании и окислении превращаются в лимонит и приобретают розовую или коричневую окраску.



Фиг. 17. Переслаивание серой глубоководной глины и известкового ила. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938

Другая разновидность глубоководной глины — более темная, с зеленоватым оттенком. Для невооруженного глаза в сухом виде она кажется однородной, при размачивании же расслаивается на тонкие пластинки. Следовательно, ей присуща скрытая, морфологически не выраженная слоистость. На фиг. 17 показано чередование серой глубоководной глины и известкового ила.

Переходный глинисто-известковый ил (фиг. 18), согласно А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, в свежем, влажном состоянии представляет «зеленовато или оливково-серую вязкую пластическую массу,



Фиг. 18. Переходный ил. Увел. 12

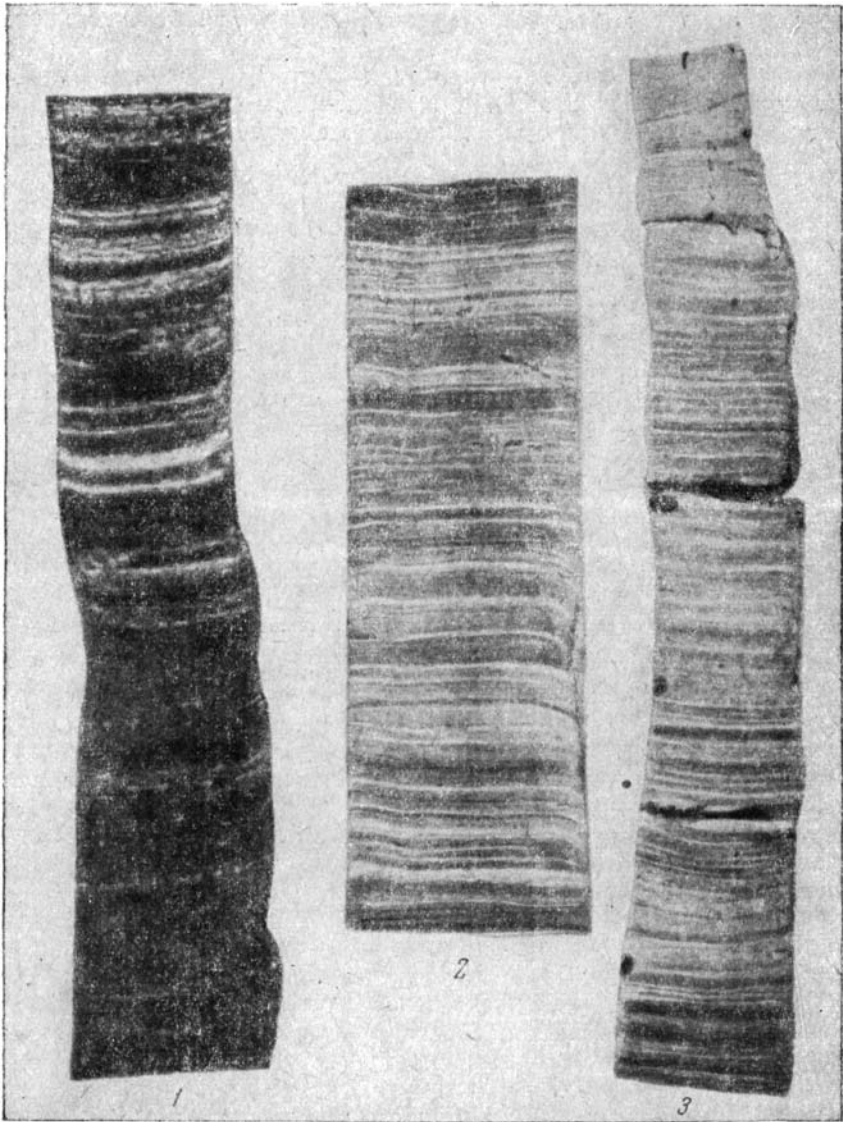
a — прослой собственно переходного ила, состоящие из овальных комочков и пропластков CaCO_3 , разделенных прослойками серой глины и сапропелевыми прожилками; *b* — прослой серой глины. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938

обладающую очень резко выраженной слоистостью, зависящей от частого чередования зеленовато-серых глинистых темных сапропелевых и белых известковых прослоев. При окислении и высыхании образца зеленоватый оттенок исчезает, ил становится светло-серым или беловато-серым и чрезвычайно легко разламывается по слоистости на отдельные диски» (1938, стр. 76).

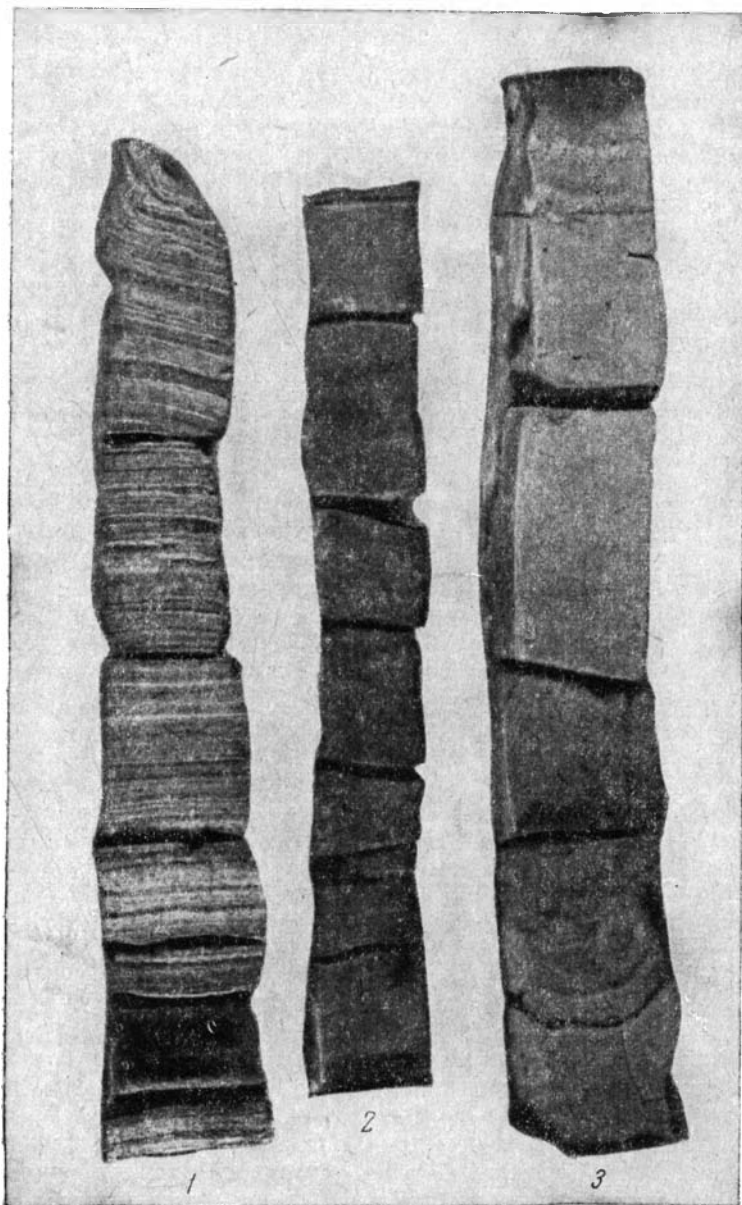
Среди основного типа авторы выделяли три разновидности ила — α , β - и γ , занимающие определенные районы на дне моря. Разновидность α , которая отличается невыраженностью сапропелевых прослоев, встречается редко и потому мы опускаем ее характеристику. Разновидность β образуется на ближайших к берегу участках дна. Все три компонента переходного ила, т. е. глины, сапропели и дрюит, развиты в ней хорошо. Число слоев каждого из них в колонке колеблется от 8 до 21, в среднем 15 слоев на 1 см. Мощность каждого слоя в среднем составит около 0,02 см (фиг. 19).

Разность γ расположена дальше от берега моря. На 1 см сухой колонки приходится 66 слоев, т. е. толщина отдельного слоя в среднем 0,015 см. Роль глины (сравнительно с разновидностью β) уменьшается, а роль дрюита соответственно увеличивается. Сапропелевые прослои выражены столь же отчетливо, как и в разности β .

Переходный ил, согласно А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, образуется при несколько меньшем, чем для серой глины, но постоянном ритмическом поступлении того же глинистого материала: «В серой глине органическое вещество и порошкообразный кальцит образуют с непрерывно падающими на дно минеральными частицами однородную смесь, а в переходном иле в моменты минимального притока терригенного материала на дне отлагают слой почти чистого



Фиг. 19. Основные разности переходного глубоководного ила в известковый ил
1 — переходный ил, разность α ; 2 — то же, разность β ; в верхней части осветленный
прослок — разность γ ; 3 — известковый ил, местами глинистый. Нат. вел.
По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938

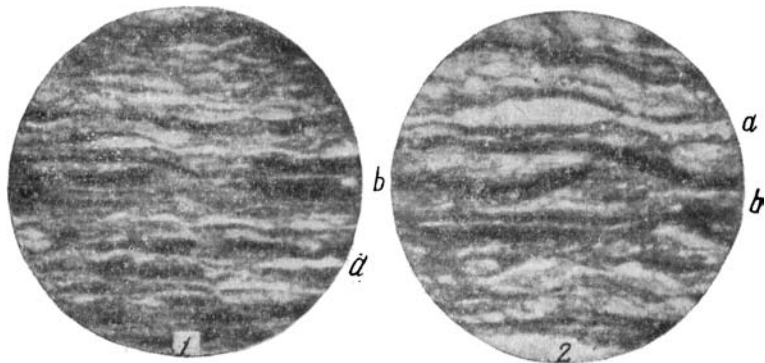


Фиг. 20. Колонка черноморского ила из глубоководной области, изрезанная на составные части. Уменьшено в $\frac{4}{5}$ раза

1 — верхний отдел, известковый ил; 2 — средний отдел, черный ил; 3 — нижний отдел, новозвксинская серая глина. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938

сапропеля или известкового ила» (Архангельский и Страхов, 1938, стр. 81).

Известковый ил приурочен к наиболее удаленным от берега участкам морского дна (фиг. 20, 21). Он представляет собой наиболее тонкослоистый грязновато-белый осадок, очень легкий и хрупкий; в сухом состоянии осадок легко расслаивается; под лупой или под микроскопом в шлифах он оказывается состоящим из тончайших сапропелевых и более толстых дрюитовых прослоек. Измерения дают для первых величину 0,02—0,08 мм, тогда как толщина вторых колеблется между



Фиг. 21. Известковый ил

a — световые эллиптические пятна — комочки дрюита; *b* — разделяющие их темные полосы — сапропелево-пелитовый материал. Слева — увел. 12; справа участок левого шлифа, но снятый при большем увеличении (27).

По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938

0,07—0,40 мм, в среднем около 0,1 мм. Таким образом, толщина известковых слоев в 3—4 раза превышает толщину сапропелевых» (там же, стр. 51). На 1 см приходится обычно 50 пар слойков (дрюита и сапропеля). При большем увеличении видна неправильность распределения сапропеля, облегающего частицы дрюита. Глинистые прослойки также неясно выражены. Лучше всего выявляются полосы дрюита.

Характер отложения указывает на периодический, а не на непрерывный принос вещества на дно моря (в отличие от серой глубоководной глины).

Ограничиваясь этими данными для характеристики микрослоистости илов Черного моря, отметим некоторые выводы, к которым в основном пришли А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов.

Прежде всего авторы отмечают, что в современных и древнечерноморских (эвксинских) отложениях: 1) микрослоистость свойственна только глубоководным осадкам; под микрослоистостью здесь понимается такое «чередование в осадках петрографических разностей, при котором толщина слоев, образуемых этими разностями, измеряется долями миллиметра» (Архангельский и Страхов, 1938, стр. 104); 2) наиболее отчетливо микрослоистость проявляется в переходном, глинисто-известковом и известковом илу; 3) число слоев на 1 см (или тонкость слоев) возрастает от переходного ила к известковому, т. е. от периферии к центру бассейна.

Причина такой ритмической микрослоистости была указана А. Д. Архангельским еще в одной из предыдущих статей (1927). Она увязывается, с одной стороны, с резко выраженной периодичностью развития

планктона в Черном море, что отмечал и С. А. Зернов (1934 г.). С весны до осени планктон богат и разнообразен, а зимой обеднен. С осенней гибелью планктонных организмов связано осаждение богатого органическим веществом ила. Этим определяется накопление слоя сапропеля.

Из работ о современной сезонной слоистости в морях можно упомянуть о недавней статье Зейбольда (Seibold, 1955), который исследовал осадки Адриатического моря в двух пунктах. Колонку донных отложений доставали при помощи трубки Экмана. Зейбольд обнаружил в одном из пунктов годовичную слоистость. Она состоит из пары слоев: один представлен слоем арагонита толщиной 1—3 мм, а другой — более тонким слоем глины с пиритом.

Гораздо больше сведений можно найти в литературе о сезонности слоеобразования ископаемых морских отложений.

Ископаемые аналоги морской сезонной слоистости

Кремнистые породы

Среди кремнистых осадков различают кремнистые сланцы, диатомиты, некоторые железные руды (кварциты), кизельгур и другие породы.

Монтерейские третичные кремнистые тонкослоистые породы, именуемые в литературе «сланцами», типичны для подобных образований не только в Америке, но и во всех других странах. Они обнаруживают сложную ритмичность. Литология их, в частности текстура, изучена очень детально Брамлеттом (Bramlette, 1928, 1946).

Монтерейская толща имеет большую мощность (более 1000 м) и широко распространена в Калифорнии; возраст ее верхнемиоценовый. Кремнистые породы, характеризующие монтерейскую толщу, разнообразны, но соединены одна с другой взаимными переходами. В верхней части отложений господствуют настоящие диатомиты и близкие к ним породы («фарфоровые» и кремневые сланцевые глины). Эти породы составляют большую часть толщи. Кремнистые организмы в породах монтерейской толщи встречаются редко, тем не менее не вызывает сомнения, что они образовались из диатомовых водорослей. Они переслаиваются также с настоящими диатомитами. Линзы или слои кремней (cherts) имеют то же происхождение.

Многочисленное переслаивание пород еще не вполне объяснено, и потому Брамлетт старается внести в этот вопрос некоторую ясность, уточнив роль первичного наслоения и диагенетического изменения в течение позднего миоцена и раннего плиоцена.

Песчаники и тонкозернистые обломочные осадки (алеюриты, глины) автор рассматривает менее подробно, чем карбонатные породы, в том числе и конкреции; в этих конкрециях наблюдаются сохранившиеся диатомеи и обнаруживаются диагенетические процессы, что позволяет сделать вывод об условиях образования вмещающих пород.

Характер напластования и слоистости монтерейской формации и способ ее образования тесно связаны с условиями происхождения нефтеносных пластов, а потому имеют большое практическое значение. Основной и широко распространенный признак этих отложений — тонкая ритмическая слоистость, которая, очевидно, является причиной неодинакового поведения отдельных слоев при деформациях.

Литологический состав толщи довольно разнообразен, но ясное и резкое различие можно провести только между диатомитовыми, довольно рыхлыми породами, и так называемыми «фарфоровыми» и кремне-

выми образованиями, достаточно твердыми и сцементированными кремнеземом.

В верхней части толщи пласты чистого диатомита, мощностью 2—3 м, переслаиваются часто с диатомовыми окаменелыми илами (mudstones) толщиной 7 м и более. В нижних горизонтах отмечается переслаивание зон кремневых пород мощностью до 6 м (более темных) и диатомовых сланцевых глин (shales) почти такой же мощности (более светлых).

Характерная черта всей формации — ритмическая слоистость, хорошо выявляющая удивительное повторное чередование в осадкообразовании. Здесь проявляются различные по масштабу типы чередования пород. На фиг. 22 видно крупное чередование серий более толстых и более тонких слоев. Деталь того же обнажения можно видеть на фиг. 23, где показана пограничная зона, с более широкими (справа внизу) и с более узкими (слева вверху) полосками кремнистой породы, расположенными среди полосок преимущественно кластического осадка (алеурита). На этой же фигуре видно внутри полосок ритмическое чередование более мелкого порядка (более твердых и светлых, тонких слоев кремня (или кремнистой породы) с более мягкой и темной вмещающей породой). На шлифовках под лупой или в прозрачных шлифах можно проследить еще более тонкую ритмичность низшего порядка. Самые тонкие слои меньше 1 мм. Повторяемость пар слоев напоминает ленты, или «варвы» шведских геологов, «ритмиты» Зандера (Sander, 1936).

Каждая новая пара слоев резко отделяется от лежащих ниже. В кластическом материале в нижнем слое крупность зерна уменьшается кверху. Второй (верхний) слой этой пары состоит преимущественно из органического материала. Нередко встречается сложная ритмичность, состоящая из нескольких простых ритмов. В песчаных породах тонкая ритмичность менее правильна и не столь однообразна, а в более грубых песчаниках и вовсе не заметна. Сложная ритмичность, или смена зон с ритмическими парами из разных пород, чередуется по-разному. На фиг. 22 показано большое число таких перемежающихся зон. Границы между зонами с преобладающими органическими или по преимуществу кластическими лентами менее резкие и более постепенные, чем между отдельными лентами. Подсчет показывает, что в каждой зоне имеется от 20 до 50 лент.

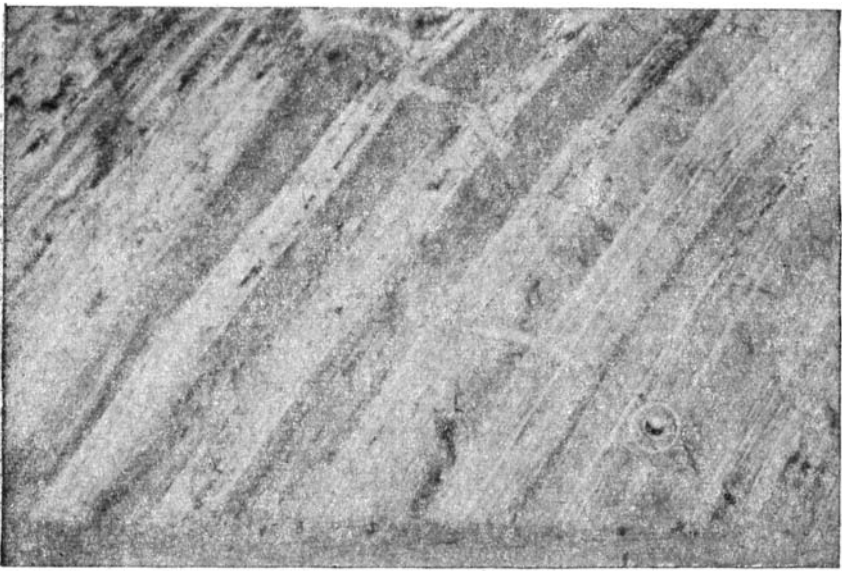
Очень тонкие слои (толщиной в небольшую долю миллиметра) распространены как в диатомовых, так и в более твердых кремнистых породах и показывают смену осадков, более или менее богатых органическим веществом.

На фиг. 24 в тонком шлифе показано чередование в кремнистом сланце более темных, богатых органическим веществом слоев (полосок) с серыми, более бедными им. Пара таких полосок в среднем имеет толщину 0,1—0,2 мм. Они очень похожи на описанные Брэдли морские годовичные ленты в горючих сланцах Грин-Ривер.

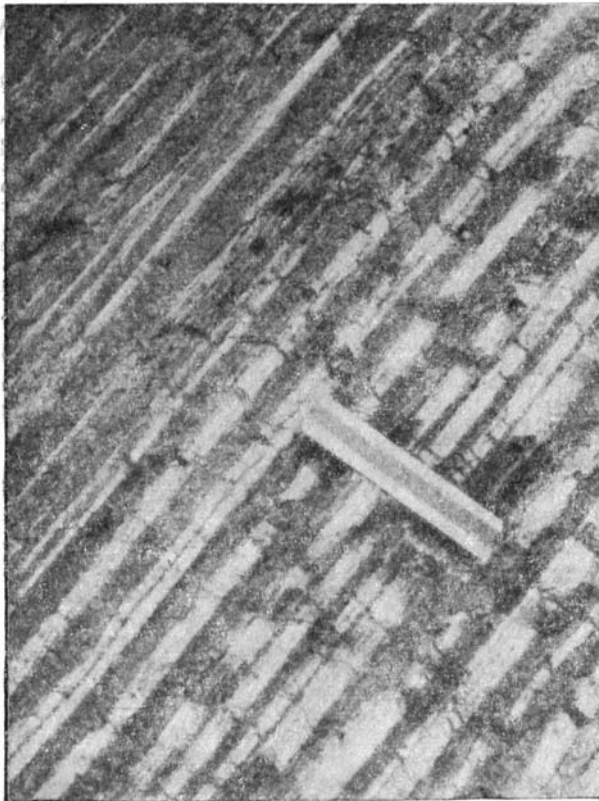
Средние ритмы, мощностью в несколько сантиметров, ясно указывают на периодический привнос обломочного материала в область отложения. Этот привнос кверху, т. е. со временем, уменьшается наряду с уменьшением крупности зерна и с увеличением количества органического вещества.

Весьма тонкая слоистость (lamination) свойственна как диатомовым, так и кремнистым породам и обусловлена главным образом неодинаковым количеством органического вещества (фиг. 25).

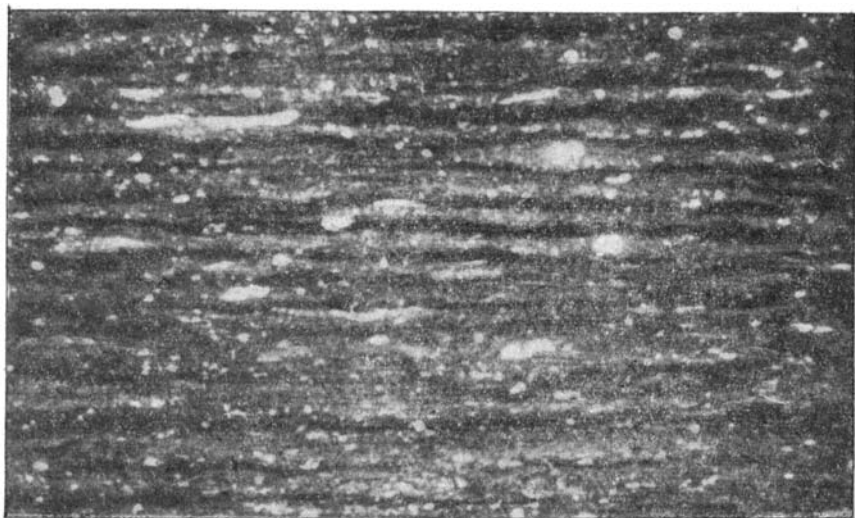
На основании различных сопоставлений с циклами разных периодов (33-летний Брюкнера, 21 000 лет — прецессий, годовых слоев ленточных глин и т. д.) Брамлетт пришел к наиболее вероятному выводу о том, что



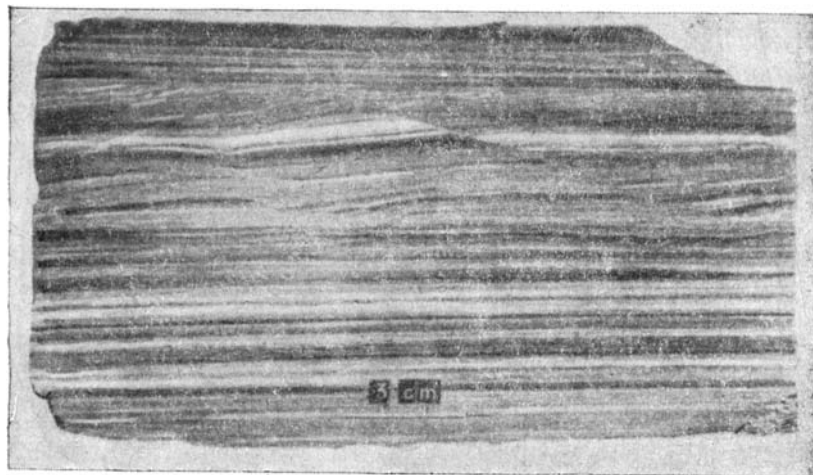
Фиг. 22. Крупное чередование относительно более грубослоистых и более тонкослоистых пород в окрестностях Лос-Анжелоса. Отмечаются песчаные дайжи, дающие ответвления вдоль плоскостей наслоения. Масштабом служит шляпа. По Bramlette, 1946



Фиг. 23. Слоистость того же обнажения, что и на фиг. 22. Деталь. Масштабом служит линейка длиной около 16 см. По Bramlette, 1946



Фиг. 24. Тонкая слоистость в кремнистом сланце с темными прослойками, обогащенными бурым органическим веществом, Увел. 17. По Bramlette, 1946



Фиг. 25. Тонкослойный диатомит. Слоистость обусловлена неодинаковым количеством органического вещества. Видны микросбросы под пологим углом. По Bramlette, 1946

самые тонкие ритмические слои относятся к годовым. Пара таких слоев имеет толщину 0,1—0,2 мм. Тогда накопление всей верхней миоценовой формации, мощностью 1000 м, будет соответствовать 7 млн. лет, а для всего миоценового периода нужно принять 20 млн. лет, что, вероятно, близко к истине.

Ритмическое отложение морских осадков имело место, очевидно, ниже горизонта (предела) деятельности волн. Погружение происходило в строгом соответствии со скоростью накопления осадка (полная компенсация). Это свойственно больше всего мощным формациям геосинклиналей.

Обращаясь к ритмам более крупного порядка, Брамлетт допускает для них 35—100-летние периоды, отвечающие климатическим циклам Брюкнера и толщине в 2—5 см. Для каждого ритма характерно, что, начинаясь снизу грубым кластическим материалом с постепенным уменьшением крупности зерна, он завершается сверху тонкозернистым осадком, богатым органическим веществом, с хорошо выраженным разделением на тонкие слои. Еще более крупные чередования в некоторых частях монтерейских сланцев можно считать обусловленными более медленными колебаниями климата за 2000—3000 лет (судя по толщине этих ритмов и сложению их из тончайших слоев).

Следует отметить следующие характерные черты слоистости разных порядков в монтерейских отложениях. В осадках наблюдается строгая ритмичность трех порядков. Правильность ритмов и их выдержанность на большом протяжении (особенно для второго порядка) объясняется изменением климата как в отдельные сезоны, так и в течение длительных периодов, измеряемых тысячелетиями. Несомненно, накопление толщи такой мощности, с правильным чередованием пород в течение нескольких миллионов лет, могло происходить только в условиях медленного и равномерного опускания, т. е. в геосинклинальном прогибе. Вероятно, самые крупные циклы отложений, мощностью в несколько метров, отражают колебательные движения, происходившие на фоне общего погружения, т. е. являются уже настоящими циклами.

Сезонная слоистость свойственна и другим кремнистым породам, в частности диатомитам. Она связана с биогенной ритмичностью.

Своеобразная ленточная слоистость диатомита из месторождения Бехлеевиц близ Дечина в Чехословакии описана Прохазкой (1953). Диатомит встречается в виде тонких пластов среди базальтов и туфов. Ленточность выражена чередованием светлых слоев с темноокрашенными. Толщина каждого слоя в среднем равна 0,25 мм, но темные слои имеют большую мощность. Исследование показало, что светлые слои образованы в основном кремневыми створками диатомовой водоросли *Melosaria*, накапливающимися в летнее время. Темные слои сложены главным образом сине-зелеными водорослями, достигающими максимального развития в зимнее время. Два слоя образуются в течение года и составляют одну ленту, или варву. В описываемом месторождении подсчитано 1600 лент, соответствующих стольким же годам. По богатой третичной флоре возраст этого месторождения был определен как миоценовый.

Диатомовые и сине-зеленые водоросли развивались, очевидно, в озере, и ленточный диатомит мощностью около 3800 мм (3,8 м) является озерным осадком. Кремнекислота, благоприятствующая размножению диатомовых водорослей, приносилась, по-видимому, с водой горячих источников, что обусловлено поствулканической деятельностью. Таким образом, здесь сезонная слоистость связана с неравномерной жизнедеятельностью организмов, что вообще характерно для озерных водоемов.

Мергели и алевролиты

Микрослоистость в меловых мергелях была описана Г. И. Бушинским (1954, стр. 192). Выявлена она методом пропитывания маслами. Она обнаруживается в виде чередования светлых и темных слоечков, толщина которых измеряется долями миллиметра. В Днепровско-Донецкой впадине микрослоистость в мергеле встречена в низах кампанских слоев р. Крынки, а также в глинистом мелу из низов маастрихта в Перекопской скважине близ г. Ромны. В последнем случае микрослоистость глинистого мела тоньше (от 0,03 до 0,46 мм) и выдержаннее.

Г. И. Бушинский, ссылаясь на работу А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), указывает, что происхождение этой микрослоистости — сезонное и что два соседних слойка отвечают одному году накопления. В среднем на 1 см породы приходится 120 пар слойков. Это действительно микрослоистость, а не тонкая слоистость, и ее можно наблюдать только под лупой или под микроскопом.

Микрослоистость кампанского мергеля «остаточная», так как в соседних слоях он оказывается переработанным илоядами.

В Перекопской скважине маастрихт, по Г. И. Бушинскому (1954, стр. 143), представлен толщей пишущего мела мощностью 165 м. Микрослоистость обнаружена в низах этой толщи, в глинистой разности мела.

Рубей (Rubey, 1928, 1930) описал слоистость верхнемеловых отложений в районе Блэк-Хиллс, штат Вайоминг. Эти безусловно морские породы представляют собой тонкозернистые «сланцы», алевролиты (siltstones) и мергели. Изучение их тонкой слоистости, микроскопического строения, химического и механического состава помогает понять как происхождение этих пород, так и сущность самой слоистости.

Согласно Рубею, большинство прозрачных шлифов из сланцев района Блэк-Хиллс обнаруживает тонкую слоистость, проявляющуюся в более или менее ясном чередовании зерен различной величины и разного состава. Выделяются пары слойков, имеющие среднюю мощность 0,2 мм (от 0,05 до 1,00 мм). Слойки одной пары различаются между собой по трем признакам: 1) по крупности зерна (алевролит и даже песок, глина); 2) по оттенку — темно- и светлоокрашенные слойки алевролита, что вызвано различным содержанием органического вещества; 3) по вещественному составу (карбонат кальция и алевролит). Такая же не совсем правильная ламинация (т. е. микрослоистость) наблюдается и в известковом мергеле. Она определяется сменой агрегатов кристаллического карбоната кальция и темной глины (фиг. 26).

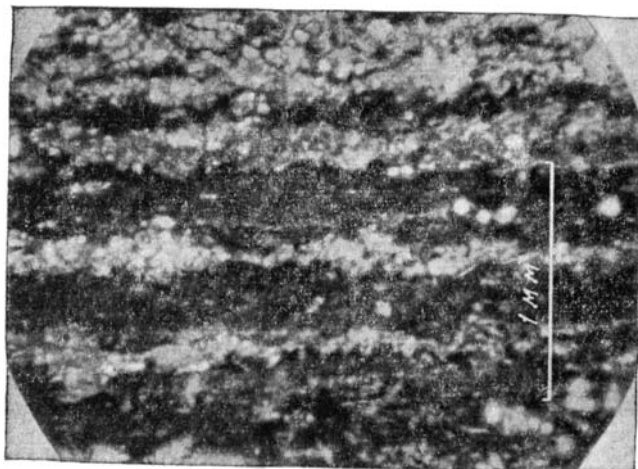
Эти изменения могли быть вызваны только колебаниями в скорости накопления различного материала. Наличие двух или трех указанных выше признаков внутри пары слоев заставляет считать причину образования тонкой слоистости более универсальной, чем случайные штормы.

Наиболее обычный процесс, который, отличаясь правильной периодичностью и интенсивностью, может равно влиять на грубость зерна, органические примеси и известковистость, — это годовой (сезонный) ритм, которым Рубей и объясняет образование этих ленточных верхнемеловых отложений.

Чтобы годовая слоистость не только образовалась, но и сохранилась, нужны, кроме сезонности климата, особые условия, которые в верхнемеловую эпоху, несомненно, имели место в области Блэк-Хиллс. Например, органические слойки могли накапливаться только в спокойных водах, ниже зоны эффективного действия волн. Свертывание глинистых частиц в соленой воде хотя, возможно, и препятствовало разделению

грубо- и тонкозернистых слоев, но не могло помешать образованию слоев органогенных или богатых известью. Эти слои имели шансы сохраниться, поскольку, как указывает автор, осадки накапливались на достаточной глубине, а движение волн распространялось не очень глубоко.

Мощность пары слоев может также служить некоторым подтверждением годового характера их.



Фиг. 26. Микрослоистость в верхнемеловых породах района Блэк-Хиллс. По Rubey, 1928

По данным Антевса, Сейльса и других исследователей (мы эти данные уже приводили выше), во многих ледниковых ленточных глинах толщина слоев составляет до 10 мм; в современных озерных отложениях, заключающих слои органического вещества и карбоната кальция, их толщина также от 0,1 до 10 мм. Рубей приводит таблицу (табл. 5), из которой видно, что полученные им цифры мощности годовых

Таблица 5

Мощности годовых слоев
(по Rubey, 1928, 1930)

	Толщина в мм		
	от	до	в среднем
Пара слоев верхнемеловых сланцев Блэк-Хиллс	0,05	1,25	0,2
Годовые слои ледниковых варв	10,0	100,0	Около 40
» » озерных »	0,1	10,0	» 1
» » морских »	1,0	30,0	» 2
Годовые слои из верхнего мела Колорадо, рассмотренные Джильбертом как соответствующие циклу прецессий			Около 0,06
Годовые слои верхнемеловых сланцев Блэк-Хиллс, вычисленные исходя из современной скорости эрозии			Около 0,07
То же, исходя из общей мощности верхнемеловых пород и продолжительности верхнемелового времени:			
в 2 млн. лет (по солености океана)			0,60
или 50 млн. лет (по свинцово-урановому коэффициенту)			0,03

слоек в Вайоминге вполне укладываются в пределы, существующие для соответствующих ископаемых отложений, но мощности эти меньше, чем в современных отложениях. Для современных отложений, однако, следует сделать поправку на сжатие и дегидратацию¹, в результате чего цифры сильно сблизятся. Если полученная наблюдением цифра 0,2 мм и отличается (она в несколько раз больше) от вычисленной по радиоактивному методу, то разница все же не так велика.

Мы видим, таким образом, что гипотеза формирования «годовых» слоев подкрепляется: 1) ритмическим чередованием верхнемеловых пород в Восточном Колорадо, соответствующим, по Джилберту, прецессионному циклу; 2) предполагаемой поверхностью суши, дренировавшейся в верхнемеловое время морем, и современной скоростью эрозии; 3) общей мощностью верхнемеловых пород, определенной: а) делением ее на число лет, б) по Барелловскому методу (по количеству соли в океанах), в) по радиоактивному методу. Для прецессионных циклов в 21 тыс. лет мощности слоев должны были бы быть гораздо больше. Трудность принятия какой-либо иной гипотезы заставляет остановиться на гипотезе формирования годовых (сезонных) слоев, как на самой вероятной.

В мергелях пермского возраста также встречается микрослоистость, которой чаще всего можно приписать сезонное происхождение. Это явление в пермских пестроцветях татарского яруса, которые считаются морским, подробно описал Л. М. Миропольский (1944, 1946). Но он относит к микрослойкам слойки толщиной от 0,2 до 2,0 мм, т. е. такие, которые другие авторы частично причисляют уже к тонкой слоистости. Во всяком случае, выводы Л. М. Миропольского настолько интересны, что заслуживают более или менее подробного рассмотрения.

По петрографическому составу пестроцветные отложения татарского яруса представляют собой комплекс чередующихся карбонатных и кластических пород, которые легко можно разбить на макрослои толщиной в среднем 30—60 см. Доломиты и известняки преобладают в разрезе, но не везде.

Присутствие микрослоистости составляет своеобразную особенность пород, слагающих татарские отложения, но она приурочена только к некоторым макрослоям толщи и отсутствует в других слоях — промежуточных.

Л. М. Миропольский указывает: «При детальном изучении микрослоистых пород прежде всего отмечается, что микрослоистость, как текстурный признак макрослоистых пород, не приурочивается к какому-либо одному типу пород или близкой группе пород, а наблюдается почти во всех породах» (1946, стр. 40). Автор отмечает также, что микрослоистость не связана и со стратиграфическим положением в колонке разреза татарского яруса.

В отдельном макрослое видно, что микрослоистость развивается не по всей его мощности, а лишь в части его и при этом гораздо чаще ближе к кровле или к почве и реже в середине слоя. Очевидно, она связана с какими-то переходными условиями.

Л. М. Миропольский выделяет три главные разновидности микрослоистых пород, отличных одна от другой по степени выраженности, по пестроте окраски, по выдержанности и другим признакам.

Л. М. Миропольский отмечает ряд своеобразных явлений в микрослоистости отложений татарского яруса: «во-первых, иногда чрезвычайно причудливое переплетение и переслаивание различных типов пород; во-вторых, изменчивость и невыдержанность структурных особенностей

¹ Это обыкновенно и делается лимнологами и другими исследователями (Б. В. Перфильев, В. Б. Шостакович).

у довольно близких пород; в-третьих, непостоянство в составе основных и второстепенных компонентов, как кластической, так и обломочной части их; и, наконец, в-четвертых, невыдержанность вторичных и более поздних процессов и явлений, когда-то имевших место» (1946, стр. 50).

В общем можно отметить полную невыдержанность всех первичных и вторичных признаков микрослоистых пород и самого появления микрослоистости среди макрослоистых (крупнослоистых) пород. Эта невыдержанность отвечает, очевидно, непостоянству условий происхождения микрослоистых и лишенных микрослоистости пород.

Однако Л. М. Миропольский указывает на одно общее свойство, которое остается всегда присущим этому типу осадков. Это ритмичность, свидетельствующая о периодическом и прерывистом привносе материала на дно водоема.

Л. М. Миропольский, не отрицая значения фактора сезонности климатических колебаний, указывает и на возможное влияние некоторых других факторов, которые он называет внутренними. Однако констатирование наличия значительного числа «факторов» мало способствует выяснению того, чем же более всего определяется микрослоистость пестроцветных пород татарского яруса.

Изучая непостоянство пестроцветных осадков, автор пришел к выводу, что они образовались в условиях прибрежной зоны, во время трансгрессивных движений, когда участки, где они формировались, вследствие отхода береговой линии становились несколько более глубоководными, а явления сезонности для отдельных элементов рельефа дна были лучше «уловимыми» (Миропольский, 1946). Исчезновение же микрослоистости Л. М. Миропольский объясняет влиянием регрессивных движений. Такое положение можно считать только вероятным, а не доказанным, так как фаціальная природа пестроцветных пород полностью не изучена.

Известняки

В статье Г. И. Теодоровича (1941) описана микрослоистость в каменноугольных известняках Оренбургской области. Микрослоистые известняки переслаиваются с микрозернистыми известняками, лишенными микрослоистости. Возраст их отвечает башкирскому ярусу среднего карбона.

Отдельные пачки известняков с микрослоями достигают мощности 3—5 м. Микрослои, мощностью 0,25 мм в среднем, скорее всего являются сезонными и имеют химическое или биохимическое (бактериальное) происхождение. Наблюдается некоторое структурное различие двух соседних слоев. Мощность пары слоев толщиной 0,5 мм отвечает годовому слою. Кроме сезонной ритмичности в толще наблюдается и цикличность более высокого порядка, заметная по окраске и другим признакам. На полированных боковых поверхностях породы видны корневые ходы растений, а также следы размыта и растворения осадка на дне бассейна (микробугристость). Следы корней указывают на проникновение их в еще не затвердевший известковый ил. Таким образом, сезонная слоистость может быть обнаружена и в карбонатных породах.

Граптолитовые и диктионемовые сланцы

Марр (Marр, 1925, 1928) описал ленточную слоистость в граптолитовых сланцах силура Англии и попытался сделать геохронологические вычисления. Бэнисдэльские граптолитовые сланцы Англии принадлежат к нижнелудловскому ярусу силура. Они полосчатые и представлены чередованием аргиллита и тонкозернистого песчаника

(в виде очень тонких слоек, мощностью не более 1 см). По аналогии с ленточными глинами Марр склонен считать каждую полоску из пары слоев годовым слоем. Эти полоски (ленты) слишком толсты, чтобы их признать однодневными осадками, и слишком тонки, чтобы видеть в них смену вековых накоплений. Да к тому же, как увидим ниже, если их считать вековыми, то и общая продолжительность силурийского периода должна получиться очень большой.

Марром были подсчитаны варвы (т. е. пары слоев) в трех образцах. В одном из них, толщиной 5 см, оказалось 6 пар слоев, в другом — 44 пары на протяжении 23 см, а в третьем — 33 пары на 7,7 см. Среднее для всех трех образцов составляет 4,3 пары на 1 см толщины породы. Принимая пары слоев за годовые отложения, можно считать, что 1 см осадка образовался в течение 4,3 года.

Марр сделал попытку учесть время накопления всей толщи бэнидэльских сланцев мощностью 1600 м и пришел к выводу, что она накопилась в течение 700 тыс. лет. Так как эти сланцы соответствуют двум граптолитовым зонам, а всего в ордовике и силуре Англии 37 таких зон (16+21), то, допуская для продолжительности каждой зоны несколько уменьшенную цифру в 250 тыс. лет, автор получил 4 млн. лет для ордовика и 5,5 млн. лет для силура. Приложение того же метода для установления времени накопления осадков в зонах Скандинавии, изученных Мобергом, причисляющим 16 граптолитовых зон к ордовика и 17 к силуру, дает близкую к предыдущей цифру. Следует отметить, что допущение векового, а не годового периода отложения варв привело бы к совершенно несообразным цифрам для длительности всего силура (900 млн. лет).

Разумеется, эти единичные измерения не могут претендовать на точность выведения средних величин, но все же указывают на порядок цифр в геохронологических исчислениях.

Таким образом, в граптолитовых сланцах Англии, а возможно и других стран, обнаруживается периодическая, вероятнее всего — годовая слоистость того же типа, что и в ленточных глинах. Средняя толщина годового осадка составляет $1 : 4,3 = 0,23$ см, или несколько больше 2 мм. Эта цифра значительно меньше, чем средняя толщина пары слоев ленточных глин. Но если учесть более сильное обезвоживание и сжатие древних пород по сравнению с четвертичными осадками, то полученные цифры окажутся соизмеримыми, современные же ленточные осадки Черного моря гораздо тоньше.

В диктионемовых сланцах побережья Финского залива также обнаруживается выдержанная тонкая слоистость, ритмичность которой, при детальном изучении, вероятно, окажется годовой. Можно думать, что ритмическая слоистость силурийских горючих сланцев Прибалтики является как сезонной (годовой), так и образованной чередованием пород более высоких порядков.

Отложения застойных бухт — граптолитовые и горючие сланцы подчиняются, вероятно, близким закономерностям. Здесь действует сезонный ритм колебаний в накоплении осадков, почти или вовсе не нарушаемый размытиями и перетолжением или переработкой животными организмами.

Железистые кварциты

Существуют различные точки зрения на происхождение железистых кварцитов, но ни одна из них не дает достаточно полного объяснения своеобразной тонкой слоистости, т. е. тонкого переслаивания кварцевых и железистых слоев. Л. С. Берг (1945, 1949) вообще пришел к выводу, что железистые кварциты первоначально накопились как органогенные

породы. Их появление и особенности строения были вызваны деятельностью особых микроорганизмов двух типов; одни из них обладали способностью накапливать кремнезем, другие — железо. «Попеременное отложение кремнезема и соединений железа обязано массовому сезонному размножению пелагических организмов — в один сезон накопителей кремнезема, в других — отлагавших железо» (Берг, 1949, стр. 196).

Л. С. Берг ссылается при этом на сезонную периодичность размножения организмов фитопланктона в современных морях и на нахождение следов микроорганизмов в кембрийских и докембрийских отложениях. Таким образом, по мнению Л. С. Берга, слоистость железистых кварцитов и подобных им железных руд вызвана сезонным развитием планктонных микроорганизмов в водоемах, где отлагались осадки, давшие начало интересующим нас породам (Берг, 1949, стр. 201). Следует отметить, что Н. М. Страхов (1947) не признает биогенного происхождения железистых кварцитов.

Глава III

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ

Мы рассмотрели бассейновые, т. е. озерные и морские, пресноводные и соленоводные образования, как современные, так и существовавшие в различные геологические периоды. И всюду мы констатировали наличие периодического осадконакопления, выражающегося в ритмичной слоистости. Во многих случаях мы легко могли прийти к выводу, что это сезонная или годовая слоистость. Однако целесообразно найти общие доказательства того, что указанная слоистость действительно оказывается сезонной.

Доказательства сезонности осадков

Таковыми основными доказательствами мы считаем три подмеченные некоторыми исследователями закономерности:

1. Связь с климатическими колебаниями.

2. Сопоставление засушливых периодов с развитием годовых колец древесины.

3. Связь осадконакопления с циклами солнечных пятен и другими явлениями космического порядка.

Связь с климатом. Изучение осадков пресных и соленых озер, с составлением подробных разрезов (по мощностям), убедительно показывает, что темп осаждения и накопления осадка подвергается постоянным колебаниям. Однако эти колебания мощности слоев, наложенные на диаграммы, обнаруживают известную закономерность.

Сопоставление записей разрезов донных отложений с летописью влажных и засушливых лет показывает, что в засушливые годы резко уменьшается толщина годового осадка, а иногда он и полностью выпадает из разреза. Подобные наблюдения проводили В. Б. Шостакович и другие исследователи. Такое соответствие пропусков в осадконакоплении климатическим колебаниям позволяет уточнять корреляцию отложений по годам. Оно указывает на связь осадкообразования с климатом и служит одним из доказательств того, что соответственные пары слоев действительно являются годовыми.

Годовые кольца древесины. Нарастание годовых слоев дерева, как известно, подчиняется климатическим факторам и очень чувствительно к сезонным изменениям температуры и влажности. В частности, толщина слоев испытывает заметные колебания (фиг. 27). В засушливые годы мощность нарастания слоев древесины минимальная или даже нулевая. Поэтому очень убедительным доказательством сезонной периодичности озерных осадков может служить совпадение

определения засушливых лет по осадкам озер и по нарастанию годовых слоев древесины. Этот метод был предложен еще более 50 лет назад астрономом Дугласом в Америке (Douglass, 1921, 1931), а затем развит Эбботом (Abbot, 1935) и другими учеными. В периодическом процессе отложения годовых слоев древесины нет прямой аналогии со слоистостью осадков. Но нас интересует здесь, может ли слоистость озер и «слоистость» древесины коррелятивно зависеть от одного и того же климатического фактора, а следовательно, сопоставляться и между собой.



Фиг. 27. Деталь поперечного среза ствола современного дерева, показывающая изменение от кольца к кольцу. Самое толстое кольцо — второе от левого края. Нат. вел. По Douglass, 1931

Мы изложим здесь довольно подробно сущность разносторонних наблюдений Дугласа, чтобы показать, как закономерности в природе часто бывают настолько скрыты и затушеваны, что для открытия их требуется большая целеустремленность и настойчивость исследователя.

В 1913 г. Дуглас исследовал арizonскую сосну по особо выработанному точному инструментальному методу съемки толщины годовичных колец. По числу колец и по времени спиливания дерева можно восстановить абсолютную хронологию образования колец. При этом были установлены примерно 11-летние периоды максимумов и минимумов слоеобразования. Однако на отрезке, соответствующем 1670—1720 гг., периодичность не наблюдалась, что вызвало некоторые сомнения в правильности метода. Но через несколько лет (1926 г.) работами гринвичского астронома Вальтера Маундэра было выяснено, что в период 1645—1715 гг. была сильнейшая засуха. Полное совпадение этих интервалов времени объяснило тот факт, что соответствующие циклы не получили отражения в росте древесины, так как в засушливые годы такого нарастания может и не происходить.

Чтобы избежать случайных ошибок в оценке цикличности роста древесины, был разработан прием перекрестного сопоставления по нескольким деревьям. В этом случае с точностью устанавливался год роста каждого кольца. Совпадение данных, взятых для разных деревьев, выявляет общий фактор, обуславливающий периодические изменения в росте, и позволяет исключить местные и временные явления, например, ураганы, особенности рельефа и т. п. Таким общим фактором является, по-видимому, климат, в особенности же количество выпадающих осадков, что особенно резко проявляется для деревьев;

растущих на опушке леса. В высокогорных местностях бóльшая роль принадлежит не осадкам, а температуре.

Значительный интерес представляют с этой точки зрения гигантские секвойи, которые растут в настоящее время на возвышенных местах. Возраст некоторых из них достигает тысячелетий. Годичные кольца древесины у них очень тесно расположены, и засушливые годы выявляются весьма резко. Выяснилось, что для получения более точных результатов следует брать сечения верхних частей ствола, а не нижних (у корня).

Не останавливаясь на описании методики составления циклограмм посредством особого прибора, мы коснемся здесь только полученных Дугласом результатов для гигантских секвой Калифорнии. Некоторые из них начали расти за 1100—1300 лет до нашей эры. На циклограммах местами очень хорошо различимы циклы в 11 и 22 года, а иногда и части этих циклов. На больших циклограммах обнаружился еще цикл, соответствующий примерно 100 годам. 11-летний цикл отвечает периодичности появления солнечных пятен и максимумы их совпадали с определенными частями циклограмм.

Не менее интересные результаты дали измерения в западных штатах Америки, где было произведено 8200 измерений для 305 современных сосен. Выяснилось, что ясные циклы в большинстве случаев отвечают половине или трети периода изменения количества солнечных пятен. Эббот (1935) в своих работах по анализу цикличности солнечных пятен дал ключ к разгадке этого явления; рост деревьев он увязывал с активностью солнечной радиации.

У арizonской сосны наряду с крупными циклами в 38 и 100 лет были найдены циклы в 5,5 лет и более мелкие — в 2,25 и 2,55 лет, по-видимому, также связанные с цикличностью солнечных пятен. Для нас здесь существенно то, что в нарастающей древесине во всех случаях наблюдались периодические колебания.

Здесь опять сказывается воздействие солнечной радиации на климатические колебания и влияние этих последних как на проявления органической жизни, так и на неорганические процессы. Но наиболее убедительно доказывается сезонность озерных отложений совпадением засушливых периодов, установленных по нарастающему древесине и по озерным осадкам.

Связь ритмичности в осадконакоплении с циклом солнечных пятен и с другими астрономическими явлениями. Такое доказательство годичности осадочных слоев также весьма убедительно. Об 11-летнем солярном цикле мы говорили уже неоднократно. Здесь уместно будет упомянуть, что 11-летняя периодичность (т. е. повторение максимумов и минимумов) и более мелкая (половина или четверть цикла) наблюдается во многих природных явлениях, прямо или косвенно зависящих от климата. Приводим некоторые фактические данные (кроме уже упомянутых ранее) из работ В. Б. Шостаковича (1934, 1935, 1944), А. И. Дзенс-Литовского (1936, 1957), Корна (Corn, 1935, 1938) и др.

В периоды с минимальным числом солнечных пятен увеличивается испарение и поэтому будет наблюдаться наиболее низкий уровень воды в озерах. Так как скорость накопления карбонатов и органического вещества зависит главным образом от температуры воды, то в годы минимума солнечных пятен с повышением температуры увеличивается и мощность органогенно-хемогенных осадков. В годы же с повышенным количеством пятен накапливается больше обломочного материала.

Ленты, состоящие из органогенно-хемогенных отложений, более чутко отражают пульсацию в солнечной деятельности, чем ленты, состоя-

щие из чисто обломочного материала. Брэдли (1929) считает, что последние должны быть тоньше. Согласно Бруксу (Brooks, 1926), влияние солнечных пятен на температуру сильнее всего сказывается в тропиках и уменьшается по мере приближения к умеренным широтам. По Давиду (David, 1950), верхнекарбонные ледниковые ленты Австралии также обнаруживают 11-летнюю периодичность.

«Годовые кольца» (Jahresringe) в осадках соляных озер и в залежах каменной соли описывались неоднократно и упоминались выше. В них тоже обнаруживается, помимо сезонной, и более крупная периодичность. А. И. Дзенс-Литовский для каменной соли установил три наиболее кратких периода колебаний: 2,80; 5,85 и 10,88 лет. Эти данные близки к цифрам, которые много раз приводил В. Б. Шостакович для озер.

Рассматривая колонки иловых отложений Сакского озера, В. Б. Шостакович (1935) пришел к заключению, что колебания толщины слоев подвержены известной периодичности, кроме сезонной, как уже это отмечал ранее Б. В. Перфильев для озер Карелии. Применяя метод скользящих кривых, этот автор обнаружил (округленно) 3-, 6-, 11- и 30-летние периоды. Более точно определенная средняя длительность первых трех из этих периодических колебаний (от одного максимума до другого) для различных озер видна на приводимой в работе В. Б. Шостаковича таблице (табл. 6).

Таблица 6

Длительность периодов осадконакопления (в годах) для различных озер (по В. Б. Шостаковичу, 1935)

Озеро	I период	II период	III период
Сакское	2,74	5,80	11,63
Пертозеро	2,84	5,86	11,63
Лаго Аверно	3,07	5,00	10,60
Урозеро	2,61	6,55	11,16
Онежское	3,30	5,53	11,86
Чокракское	2,66	5,73	11,88
Телецкое	2,73	5,92	12,60
В среднем	2,85	5,77	11,62

Таким образом, по изменению годичных отложений можно констатировать во всех озерах сложную периодичность с различной длиной периода.

Анализируя колебания в солнечной радиации (зависящей от количества солнечных пятен), в климатических элементах, в изменениях уровня водоемов и сопоставляя эту периодичность с закономерными изменениями в осадкообразовании, В. Б. Шостакович пришел к выводу, что изначальная причина периодичности илообразования — скорее всего космического происхождения.

Проявление солярного цикла, т. е. цикла солнечных пятен, отмечал также и Корн (1938), который в верхнем девоне и нижнем карбоне Тюрингии измерил до 35 000 годовых слоев и построил соответствующие кривые. Основной цикл получился в среднем в 11,4 лет (от 11,0 до 11,6). Он отвечает и среднему из 3200 подсчитанных Дугласом колец секвойи (11,4). Такие же циклы наблюдались и в полосчатом известняке и в различных шиферных сланцах. Описывая динамику колебаний в таких

циклах, Корн подчеркивает, что полученные кривые характеризуются асимметрией, быстрым воздыманием, медленным падением и двувёршинностью. Максимум лежит в первой половине периода колебания, хотя он не всегда хорошо выражен. Корн отметил и более сложный, 23-летний, т. е. двойной солярный цикл, и несколько более крупных, но менее выраженных.

23-летний период открыт в 1908 г. астрономом Хэйлем из обсерватории на горе Вильсон в США. Как отмечено Эбботом (1935) на основании работы Ридса 1923 г., цикл выявляют некоторые ледниковые варвы. Брэдли (1929) указывает такой же цикл в эоценовых мергелях Грин-Ривер. 23-летний цикл, соответствующий двум циклам солнечных пятен, называется циклом солнечного магнетизма.

Этот и 11-летний циклы, вызываемые солнечной активностью, влияют на сезонную слоистость и выявляются именно благодаря ей.

Любопытно, что многие органические и неорганические явления подчиняются той же периодичности солярного цикла и его частям. Так, В. Б. Шостакович установил, например, для колебаний уровня водоемов среднюю периодичность в 2,95; 6,28 и 11,22 лет.

Периодичность колебаний прироста организмов показана в работах В. П. Маслова (1937, 1950), А. Г. Вологодина (1955) и других (табл. 7).

Таблица 7

Периодичность прироста организмов

Организмы	Периодичность нарастания в годах		
Известковые водоросли	2,64	5,46	10,61
Тела кораллов	2,78	5,09	10,75
Строматолиты	2,68	5,91	11,00
Среднее	2,70	5,49	10,78

В. Б. Шостакович (1941) провел сопоставление всех наблюдений над сезонными осадками различного геологического возраста по литературным данным и собственным подсчетам (табл. 8).

Все эти закономерности подтверждают реальность существования сезонной слоистости.

Иногда при подсчете большого числа годовых слоев можно заметить и более крупные циклы высокой продолжительности.

Цикл предварения равноденствий (и, может быть, изменение эксцентриситета земной орбиты) проявляется в регулярном чередовании слоев горючих сланцев со слоями плотных мергелей (Грин-Ривер). Средняя мощность слоев мергеля составляет 1,83 м, при колебаниях от 1,15 до 2,68 м. Мощность слоев горючих сланцев колеблется от 0,18 до 0,91 м. С увеличением содержания органического вещества уменьшается толщина отдельных слоев.

Длительность цикла отложения этих слоев составляет, по Брэдли, 21 630 лет. Согласно Джильберту (Gilbert, 1890), это и должно отвечать совместному действию цикличности предварения равноденствий (26 000 лет) и смещения эксцентриситета. Если допустить наличие не слишком большого эксцентриситета земной орбиты, то в течение одной половины цикла предварения равноденствий (прецессий) должен господствовать климат с коротким жарким летом и продолжительной холодной зимой, а в течение другой половины — климат с продолжительным летом и короткой и мягкой зимой. И это могло иметь место

**Периодические колебания толщины годовых слоев (в годах)
для современных и ископаемых осадков**

(по В. Б. Шостаковичу, 1941)

Отложения разных геологических периодов	Продолжительность седиментационных периодов в годах		
	I	II	III
<i>Кайнозой</i>			
Четвертичный период			
Аллювий. Слоистые илы современных водоемов	2,84	5,80	11,66
Делювий. Послеледниковая глина, Эспаньола, Онтарио	2,20	5,00	11,50
Третичный период			
Нижний сармат:			
Сарматская глина (коллекция А. Н. Криштофовича)	2,43	5,50	11,24
Миоцен:			
Отложения соленого миоценового моря у Зимбаха, Нижняя Бавария	2,67	5,50	—
Эоцен:			
Мергелистый сланец, Грин-Ривер	2,55	5,11	10,00
» » Клер-Крэг	3,08	5,80	11,66
» » Дженесси	2,63	6,15	11,60
<i>Мезозой</i>			
Мел			
Меловые обрывы низовьев Сены	2,53	5,50	11,00
Слоистая глина, Таджикистан	2,50	5,33	10,00
Слабобитуминовые известняки с р. Рион (коллекция А. Н. Кузнецова)	2,50	6,00	10,30
Юра			
Белый юрский известняк, Швабия	2,93	5,73	11,00
Битуминовый полосчатый известняк (коллекция А. Н. Кузнецова)	2,21	5,00	10,80
Битуминовый сланец с р. Унжи	2,81	5,58	10,80
<i>Палеозой</i>			
Девон			
Алфитолитовый сланец, оз. Сонкуль	2,42	5,90	11,00
Девонский песчаник р. Куп	2,60	5,46	11,00
Тонкослойный песчаник, Казахстан, Голодная степь (коллекция Д. Яковлева)	2,60	5,44	10,20
Девонские песчаники, Африка	2,30	5,03	10,00
Кембрий			
Нижнекембрийские отложения, Калифорния	2,42	5,75	11,00
Кембрийский известняк	2,42	6,30	—
Верхнегуронский сланец, Онтарио	2,58	5,91	12,00
Нижнекембрийский сланец, Калифорния	2,40	5,31	10,70
Архей			
Архейский сланец, хр. Сан-Габриэль, Калифорния	3,11	5,73	11,00

при одних и тех же средних годовых температурах. В первом случае, по-видимому, откладывались сравнительно тонкие ленты (варвы), а во втором — более толстые.

Корн (1938) произвел измерение крупных циклов и подсчитал их годовые слои в отложениях нижнего карбона Тюрингии. Получены такие цифры (в годовых слоях): 19 560, 23 000 и 18 500. Они приближаются, таким образом, к прецессионному циклу, который должен отражаться на колебаниях климата. Кеппен и Вегенер (1924 г.) указали на климатические циклы: в 40 400 лет (связанные с изменением эклиптики) и в 91 000 лет (определяющиеся изменением эксцентриситета земной орбиты). Однако значение этих циклов для накопления осадков пока не выяснено.

Причины накопления сезонных осадков

Годовой, сезонный или даже дневной ритм слоистости можно наблюдать во многих случаях в тонкозернистых породах. Дневной (суточный) ритм труднее всего доказать, хотя Шварцбах (Schwarzbach, 1939) и приводит подобный пример.

Непосредственные причины образования сезонной слоистости очень разнообразны. Как мы видели, образование ее обусловлено геологическим, биологическим и хемогенным факторами в отдельности или же их совместным действием. Более детально можно наметить следующие пять причин накопления сезонных иловых отложений:

1. Неравномерное развитие органической жизни (планктона, бентоса) в течение года.

2. Попеременная смена одного органического материала другим.

3. Неодинаковое количество минерального материала, приносимого в озеро в различное время года (ленточные глины и др.).

4. Смена материала, передвигаемого волочением, материалом, вышедшим из взвешенного состояния, и т. д.; эта смена вызывается сменой некоторого движения наноса полным покоем.

5. Колебания в количестве и составе выпадающих хемогенных осадков под влиянием изменения температуры, влажности и концентрации солей в воде.

Все эти причины можно считать связанными с климатическим фактором и утверждать, что сезонная слоистость проявляется там, где климатические (сезонные) влияния на осадконакопление не затушевываются течениями, достигающими дна волнениями и другими явлениями, нарушающими донные отложения озер, лагун, закрытых бухт и морских глубин. Этим водоемы (или части крупных водоемов) отличаются от других типов водной среды, в том числе и от обычных морей, где существуют течения, а около берегов — и волнения. Разумеется, волнения и течения нарушают ритмичность отложения, и на первый план выступают другие динамические причины.

Что касается основной первопричины сезонного слоеобразования, то она, очевидно, связана с космическими (астрономическими) явлениями: со сменой дня и ночи, и особенно с годовой сменой климатических сезонов, с периодичностью интенсивности инсоляции и солнечного магнетизма, с предварением равнодействий, изменением земного эксцентриситета и т. д.

Эти причины влияют на образование и напластования, но в мощных толщах их значение подавляется ведущей ролью тектонических факторов, особенно в геосинклинальных областях; хотя сезонная слоистость сохраняется и здесь. Однако этот вопрос выходит за пределы настоящего исследования.

Сезонная слоистость и абсолютное геологическое время

Корн (1938) сопоставлял среднюю толщину ленточных (годовых) слоев в различных подразделениях нижнего карбона Тюрингии и на основании полученных данных, учитывая мощность соответствующей толщи, вычислил продолжительность ее накопления. Разумеется, это были только примерные цифры, но они могут служить первым приближением к геохронологическим определениям.

Приводим таблицу Корна полностью (табл. 9).

Таблица 9

Определение абсолютного времени накопления осадочных толщ (в годах)

Отдел	Горизонт	Средняя мощность горизонта в м	Толщина годового слоя в мм	Продолжительность в годах
C ₁	Сажистый сланец	12	1,2	10 000
	Нижний кровельный сланец	40	1,5	26 700
	Песчаник	40	2,5	16 000
	Bordenschiefer	700	2,4	292 000
	Верхний кровельный сланец	30	0,9	33 500
	Граувакка	70	27,0	2 600
		Сумма 892	Среднее 2,33	Сумма 380 000
C ₂	Чередование граувакк . . .	300	30	10 000
	Bordenschichtung	500	4	125 000
	Сланец (шифер)	400	1,5	260 000
		Сумма 1200	Среднее 3,04	Сумма 395 000
Для C ₁ +C ₂ Сумма		2092	—	775 000

Для 24 известных по литературе лент Корн вывел среднюю мощность 1,739 мм, или, округленно, 1,74 мм. Если считать, что время накопления всей осадочной толщи земной коры, начиная с альгонка, составило около 1 млрд. лет, то осадконакопление должно было бы дать цифру 1700 км. Однако мы знаем, что на самом деле мощность осадочной толщи не превышает 40—90 км. Из этого Корн делает заключение, что седиментация является эпизодической в любой точке и отвечает самое большее 1:20 или 1:40 времени, исчисляемого по радиоактивным методам (Корн, 1938, стр. 168).

Этого, конечно, и следовало ожидать. Напомним, что еще Чарльз Дарвин во время плавания на корабле «Бигль» высказывал идею о перерывах в осадконакоплении и считал период седиментации значительно более коротким, чем все истекшее время.

Цифра годовой седиментации, полученная Корном (в среднем 1 фут в 950 лет, т. е. 0,3 мм в год), в 5—10 раз меньше, чем цифры, приведенные Шухертом (Schuchert, 1931).

Выявленная продолжительность солярного цикла (цикл солнечных пятен) для нижнего карбона и даже для девона в 11,4 лет позволяет считать, что динамика солнечной деятельности сохранилась неизменной за последние 300—400 млн. лет (как и длительность земного года). А отсюда, согласно третьему закону Кепплера, Корн делает вывод, что и расстояние Земли от Солнца за это время не изменилось.

Такие астрономические заключения, основанные на подсчетах, диаграммах и вообще на количественных закономерностях, имеют чрезвычайно важное значение для геохронологических построений. Широко развитая в настоящем и в прошлом годовая слоистость, при условии большего или меньшего постоянства астрономических условий, может действительно помочь при определении абсолютного геологического времени и возраста осадков того или иного интервала.

То обстоятельство, что осадконакопление происходит не в течение всего геологического времени, несколько не снижает значения геохронологического метода, основанного на изучении годичной слоистости, хотя в этом случае накопленная толща будет во много раз менее мощной, чем при непрерывном осаждении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все ранее сказанное указывает на широкую распространенность сезонной ритмичности или периодической слоистости вообще, так что специальное исследование, посвященное периодичности осадконакопления в связи со слоистостью, вполне оправдано.

Несмотря на разнообразие причин возникновения сезонной слоистости, в ней имеются общие черты, а именно — многократное чередование двух (реже 3—4) слоев различного вещественного состава, позволяющее учесть число лет накопления сезонного осадка.

Можно ли, исходя из этого, считать сезонную ленточную слоистость диагностическим признаком определенной обстановки или фаций? С известными оговорками на это можно ответить вполне утвердительно. Ритмичность соленосных отложений всегда указывает на обстановку соленых озер или отшнурованных лагун и на подобные условия. Слоистость биогенного происхождения в илах может указывать на осадконакопление в озерах, чаще всего (хотя и не всегда) — в пресноводных. Кластогенная ленточная слоистость также в большинстве случаев позволит предположить озерный режим седиментации в условиях холодного или умеренного климата.

Следовательно, можно считать, что для континентального комплекса отложений наличие типичной, более или менее равномерной ленточной (сезонной) слоистости — довольно хороший диагностический фациальный признак их озерного происхождения.

Что же касается тонкой сезонной слоистости в морских отложениях, то она чаще проявляется не в ленточном строении, а в тонком чередовании слоев органического и неорганического происхождения. Для климатической сезонной слоистости типично наличие ритмичности разных порядков; эти ритмы, как показали подсчеты и наблюдения, соответствуют периодам: годовым, появления солнечных пятен, изменения активности солнечной радиации, а возможно, и более крупным — циклам предварения равноденствия и смещения эксцентриситета земной орбиты. Таким образом, выявляется зависимость основной перво-причины сезонного слоеобразования от космических (астрономических) явлений.

Следует оговориться, что чередование пород, по внешним признакам близкое к чередованию ленточных отложений, встречается в обломочных породах более или менее тонкозернистых, когда, например, песчаная толща переходит в глинистую. Но этот переход происходит не постепенно, а путем попеременного клиновидного или «пальцеобразного» выклинивания отдельных слоев, когда мощность и роль песчаного материала уменьшается, а глинистого — увеличивается. Такое переслаивание обычно происходит не очень равномерно, т. е. не вполне ритмично, и во многих случаях его легко отличить. Кроме того, верхние части таких «полосчатых» осадков обычно резко отличаются от ниж-

них слоев, тогда как в озерной ленточности даже при известных колебаниях в мощности и в вещественном составе слоев такой направленности не наблюдается.

Второе направление в изучении сезонной слоистости — это геохронологические подсчеты. Как известно, начало геохронологическим исследованиям было положено Де Геером, впервые применившим данные, полученные им в результате изучения озерной ленточной слоистости, для исчисления продолжительности послеледниковой эпохи. Это направление получает все большее развитие.

Наконец, особенности сезонной слоистости указывают на большое значение ритмических (периодических) явлений в осадконакоплении, причем изучение повторяемости явления нередко ведет к выяснению и учету поступательного хода процесса, т. е. неповторимости и необратимости его. Это еще ярче проявляется в напластовании, цикличности и подобных явлениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В. А. Микрослоистость пермских мергелей в районе Верхне-Чусовских городков.— Сов. геология, 1949, сб. 40.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значение в познании осадочных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, 5, вып. 3—4.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Берг Л. С. Фации, географические аспекты и географические зоны.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1945, 77, вып. 3.
- Берг Л. С. Очерки по физической географии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156, геол. серия (№ 67).
- Вассоевич Н. Б. О двух типах ритмической седиментации карбонатного флиша.— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 4.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, ч. I—1948; ч. II—1949.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
- Вологдин А. Г. Разгадка происхождения строматолитов.— Природа, 1955, № 9.
- Дзенс-Литовский А. И. Пересыпи и косы крымских соляных озер.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, 65, вып. 6.
- Дзенс-Литовский А. И. Геологический возраст донных соляных залежей минеральных озер.— Природа, 1936, № 12.
- Дзенс-Литовский А. И. Соляные купола и полосчатость каменной соли.— Природа, 1937, № 8.
- Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия образования донных иловых и галогенных отложений минеральных озер.— Докл. АН СССР, 1950, 72, № 6.
- Дзенс-Литовский А. И. Геологическое прошлое и настоящее Кара-Богаз-Гола. В кн.: «Чтения памяти Л. С. Берга». Ч. I—III. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Дзенс-Литовский А. И. Палеогеографическая стратификация донных отложений озер и торфяных болот СССР.— Труды Лабор. озеровед. АН СССР, 1957, 5.
- Иванов А. А. Илецкое месторождение каменной соли.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1939, 68, № 1.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, геол. серия (№ 34).
- Марков К. К. 1. Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения.— Природа, 1927, № 9.
- Марков К. К. 2. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1927, 59, вып. 1.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды Главн. геол.-развед. управл., 1931, 117, вып. 1.
- Маслов В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири.— Проблемы палеонтологии, 1937, 2—3.
- Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 118, геол. серия (№ 42).
- Миропольский Л. М. О микрослоистости среди отложений татарского яруса в районе дер. Водолово — г. Марининский посад — дер. Новинская Чувашской АССР.— Ученые записки Казанск. гос. ун-та, 1944, 104, геол. вып. 14.
- Миропольский Л. М. О микрослоистости среди отложений татарского яруса. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1946. (Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 3/7).

- Перволюф Ю. В. О процессе образования ила Мойнакского озера.— Труды Соляной лабор. Всес. ин-та галургии, 1937, вып. 14.
- Перволюф Ю. В. Микростратиграфия иловых отложений соляных озер Крыма.— Бюлл. Всес. ин-та галургии, 1940, № 6—7.
- Перволюф Ю. В. Илы и условия их образования в соляных озерах Крыма.— Труды Лабор. озеровед. АН СССР, 1953, 2.
- Перфильев Б. В. К методике изучения иловых отложений.— Труды Бородинской пресноводной биол. станции, 1927, 5.
- Перфильев Б. В. Микробы и жизнь озер. В кн.: «Озера Карелии». Л., Изд-во Бородинской биол. станции, 1930.
- Перфильев Б. В. Изучение заиления водоемов и абсолютная геохронология.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, 84, № 4.
- Прохазка М. Местонахождение третичной флоры и фауны в ленточном диатомите у Бехлевиц в чешских Средних горах. 1953.— Рефер. журнал, геология и география, 1955, № 7, реф. № 9229.
- Страхов Н. М. 1. Железородные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, геол. серия (№ 22).
- Страхов Н. М. 2. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Теодорович Г. И. Микрослоистые известняки на Южном Урале.— Докл. АН СССР, новая серия, 1941, 31, № 8.
- Фивег М. П. 1. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.
- Фивег М. П. 2. Условия образования месторождений калийных солей.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 3.
- Чугунов Н. Л. Определение возраста и темпа роста рыб по костям. Сборник статей Сибирской ихтиологической лаборатории, Красноярск, 1926.
- Шведов. Дерево как летопись засух.— Метеорол. вестник, 1892, 2.
- Шостакович В. Б. К вопросу об определении возраста ледников.— Изв. Гос. гидр. ин-та, 1934, № 56.
- Шостакович В. Б. Иловые отложения Сакского озера как летописи климата.— В кн.: «Саки-курорт», вып. 1. Симферополь, 1935.
- Шостакович В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1941, 73, вып. 3.
- Шостакович В. Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1944, 76, вып. 4.

- Abbot C. C. Solar radiation and weather studies.— Smiths. Misc. Coll., 1935, 94, № 10.
- Antevs E. The climatologic significance of annual rings in fossil woods.— Amer. J. Sci., 5 ser. 1925, 9.
- Antevs E. 1. Ageologic chronometer: the varved glacial clays give an accurate measure of the ages.— Canad. Min. J., 1930, № 51.
- Antevs E. 2. Varved sediments: conditions of formation of the varved glacial clay.— Rep. Com. Sediement., 1930, № 92.
- Bradley W. H. The varves and climate of the Green River epoch.— U. S. Geol. Survey., Prof. Pap., 1929, № 158-E.
- Bramlette M. N. Pseudostratification in core recoveries.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1928, 12.
- Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks.— Washington Govern. Print. Off., Prof. Pap., 1946, № 212.
- Bramlette M. N., Bradley W. H. Lithology and geological interpretations. In: «Geology and biology of North Atlantic deep sea cores».— U. S. Geol. Survey, Prof. Pap., 1942, № 196.
- Brooks C. E. P. Climate through the ages. A study of the climatic factors and their variations. London, 1926.
- Caldenius C. Carboniferous varves, measured at Paterson, New South Wales.— Geol. Fören. Förhandl., 1938, 60, № 3.
- David T. W. Edgeworth British antarctic expedition 1907—1909. Reports on the scientific investigations. London, 1914.
- David T. W. The geology of the commonwealth of Australia. Vol. 1—3. Edit. a. much. suppl. by W. R. Brown. London, 1950.
- David T. W., Sussmilch C. The carbonic and permic periods. In: «Reports of the International Geological Congress, 16 Session» (1933).— Washington, 1936.
- De Geer G. A geochronology of the last 1200 years. Dans: «Comptes rendus du Congrès Géologique International, II session» (1910), Stockholm, 1912.
- De Geer G. Geologie und Geochronologie.— Geogr. Ann., 1931, H. 1.
- Douglass A. E. Dating our prehistoric ruins.— Natur. Hist., 1921, 21.
- Douglass A. E. Tree rings and their relation to solar variations and chronology.— Publ. Smiths. Inst., № 3152, Washington, 1931.

- Flint R. F. The stagnation and dissipation of the last ice-sheet.—Geogr. Rep., 1929, 19, № 2.
- Flint R. F., Irwin W. H. Glacial geology of Grand Coulee Dam, Washington.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, 50.
- Fulda Röhler. Rhythmische Tällung im Zechsteinmeere.—Kali, 1921, H. 5.
- Gilbert G. K. Lake Bonnewille.—U. S. Geol. Survey, Monographs, 1890, 1, № 20.
- Johnston W. A. 1. Sedimentation in lake Louise, Alberta, Canada.—Amer. Geol. Sci., ser. 5, 1922, 4.
- Kindle E. M. Sedimentation in a glacial lake.—J. Geol., 1930, 38.
- Korn H. Schichtung und absolute Zeit.—Rundschau, 1935, 26.
- Korn H. Schichtung und absolute Zeit.—N. Jb. Min., Geol. u. Paläontol., 1938, 74, Abt. A., H. 1.
- Kulling O. Notes on varved boulder-bearing mudstone in eocambrian glacials in the mountains of Northern Sweden.—Geol. Föreng. Förhandl., 1938, 60, № 3.
- Lötze F. Steinsals und Kalisalzgeologie. Berlin, 1938.
- Marr I. E. Conditions of deposition of the Stockdale shales of the lake district.—Quart. J. Geol. Soc., 1925, 81.
- Marr I. E. A. A possible chronometric seal for the graptolite bearing strata.—Palaeobiologica, 1928, 1.
- Norin E. Preliminary note on an occurrence of late palaeozoic tillite in the Kuruk-Tagh mountains, Sinkiang, China.—Bull. Geol. Soc. China, 1930, 11, № 1.
- Reeds C. A. Seasonal records of geological time.—Natur. Hist., 1923, 23.
- Reisinger A. Methode sur Untersuchung von Seeschlamm-schichten, ihrer Mächtigkeit und ihrer Zusammensetzung.—Ber. Naturwiss. Gesellsch. Bayren, 1930.
- Rubey W. W. Possible varves in marine cretaceous shale in Wyoming. Abstract.—J. Washington Acad. Sci., 1928, 18.
- Rubey W. W. Lithologic studies of finegrained upper cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region.—U. S. Geol. Survey, Prof. Pap., 1930, № 165-A.
- Rubey W. W. Settling velocities of gravel, sand and silt particles.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1923, 25.
- Sander B. Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge. 2. Phytmische Kalke und Dolomite aus der Trias.—Zs. Krist., Min., Petrogr., Abt. B, Min. u. Petr. Mitt., N. F., 1936, 48, H. 3—4.
- Sauramo M. Studies on the quarternary varve sediments in Southern Finland.—Bull. Comm. Geol. Finl., 1923, 60.
- Sayles R. W. Seasonal deposition of aqueoglacial sediments.—Mem. Mus. Com. Zool., 1919, 47, № 1.
- Sayles R. W. Microscopic sections of till and stratified clay.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1921, 32.
- Sayles R. W. Preliminary notes on some regulary banded argillites which suggest seasonal deposition.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, 33.
- Sayles R. W. Seasonal deposition in marine waters.—National Res. Council., Repts. Comm. Sediment. Washington, 1923.
- Sayles R. W. Report on progress of studies on seasonal deposition in glacial sediments.—National Res. Council., Repts. Comm. Sediment. Washington, 1924.
- Sayles R. W. New interpretation of the permo-carboniferous varves of Squantum.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, 40.
- Schuchert C. Geochronology of the age of the Earth on the basis of sediments and life.—Bull. National. Res. Council, 1931, № 80.
- Schwarzbach M. Das Normalprofil des sardinischen Cambriums.—Zbl. Min., Geol., 1939, Abt. B, H. 2.
- Seibold E. Rezente Jahresschichtung in der Adria.—N. Jb. Geol., Min. u. Paläontol., 1965, Monatsh. № 1.
- Twenhofel W. H. a. collabor. Treatise on sedimentation. Baltimore, 1932.
- Wallace R. C. Varve materials and banded rocks.—Trans. Roy. Soc. Canada, 1927, 21, sect. 4.
- Walther J. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2 Aufl. Leipzig, 1912.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	8
<i>Глава I. Ритм в природе</i>	8
<i>Глава II. Сезонная слоистость</i>	11
Общие замечания	11
Ритмическая слоистость озерных отложений	12
Осадконакопление в пресных озерах	13
Современные озерные осадки умеренного климата	13
Ленточная слоистость четвертичных озерно-ледниковых отложений	16
Ископаемые аналоги ленточных глин	22
Осадконакопление в озерах смешанного типа	26
Осадконакопление в современных озерах	26
Пермские озерные мергели	28
Слоистость сапропелевых отложений	29
Слоистость сапропелей	29
Слоистость горючих сланцев	29
Осадконакопление в соленых озерах	33
Ритмическая слоистость морских глубоководных отложений	40
Современные осадки	40
Ископаемые аналоги морской сезонной слоистости	45
Кремнистые породы	45
Мергели и алевролиты	59
Известняки	53
Граптолитовые и диктионемовые сланцы	53
Железистые кварциты	54
<i>Глава III. Периодичность образования слоистости</i>	56
Доказательства сезонности осадков	56
Причины накопления сезонных осадков	62
Сезонная слоистость и абсолютное геологическое время	63
Заключение	65
Литература :	67

CONTENTS

Foreword	8
<i>Chapter I.</i> Rhythm in nature	8
<i>Chapter II.</i> Seasonal varving	11
General observations	11
Rhythmic lamination in lacustrine deposits	12
Sedimentation in fresh-water lakes	13
Recent lacustrine deposits of a temperate climate	13
Varved lamination of Quaternary glaciolacustrine deposits	16
Fossil analogues of varved clays	22
Sedimentation in the lakes of mixed type	26
Sedimentation in recent lakes	26
Permian lacustrine marls	28
Lamination of sapropelic deposits	29
Lamination of sapropels	29
Lamination of combustible shales	29
Sedimentation in the salt lakes	33
Rhythmic lamination of deep-water marine deposits	40
Recent sediments	40
Fossil analogues of marine seasonal varving	45
Siliceous rocks	45
Marls and aleurolites	50
Limestones	53
Graptolite and Dictyonema shales	53
Ferruginous quartzites	54
<i>Chapter III.</i> Periodicity in the formation of lamination	56
Proofs of seasons in sediments	56
Reasons for the accumulation of seasonal sediments	62
Seasonal varving and absolute geological time	63
Conclusions	65
Bibliography	67

Юрий Аполлонович Жемчужников

**Сезонная слоистость
периодичность осадконакопления**

*Труды Геологического института,
вып. 86.*

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор Издательства *Р. Л. Мишина*
Технический редактор *Н. Ф. Егорова*

РИСО АН СССР 20-3В. Сдано в набор 3/XI 1962 г.
Подписано к печати 6/II 1963 г. Формат 70×108^{1/16}
Печ. л. 4,5=6,16 усл. печ. л. Учетно-изд. 5,3
Тираж 2000 экз. Т-100967. Изд. № 1424. Тип. зак. № 5417

Цена 37 коп.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 37 коп.