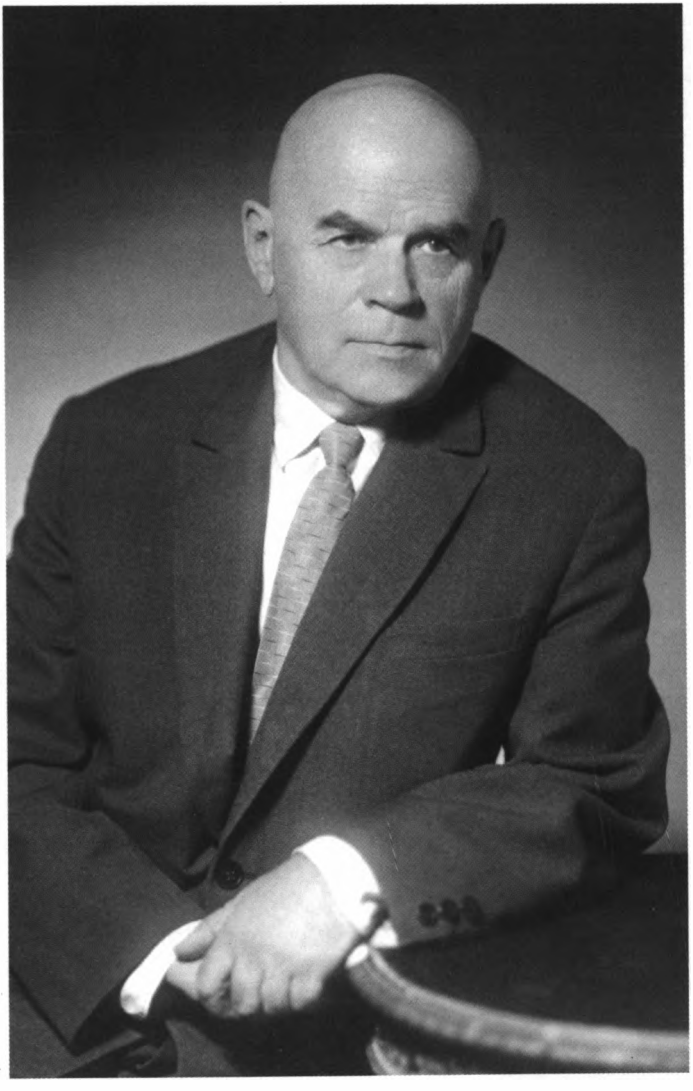
Н. М. СТРАХОВ

Избранные труды

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Том 1

ГЕОС



Н. М. СТРАХОВ

Избранные труды

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Том 1

Москва
ГЕОС
2000

ББК 26.301
С 83
УДК 550.4: 551.3: 551.46

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Department of Geology, Geophysics, Geochemistry and Mining Sciences

N. M. STRAKHOV
Selected Works
PALEOGEOGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF ANCIENT DEPOSITS

Страхов Н.М. **Избранные труды. Палеогеография и геохимия древних отложений. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2000. – 457 с.**
ISBN 5-89118-120-7

В книге собраны журнальные статьи, монографии и отдельные главы крупных работ академика Н.М.Страхова, посвященные проблемам галогенеза и карбонатообразования в условиях аридного климата. Особое место занимают результаты изучения геохимии палеозойских отложений, на основе которых была разработана теория форм миграции химических элементов на водосборах и в конечных водоемах стока.

Главный редактор
Ю.Г.Леонов

Редакционная коллегия:
Г.Ю.Бутузова (ответственный секретарь), *И.И.Волков*, *Ю.О.Гаврилов*, *Э.М.Галимов*, *С.А.Куренков*, *Н.П.Лаверов*, *А.П.Лисицын*, *Е.Е.Милановский*, *Д.В.Рундквист*, *Б.А.Соколов*, *Б.С.Соколов*, *В.Н.Страхов*, *В.Н.Холодов* (зам. главного редактора)

Ответственный редактор
В.Н.Холодов

Strakhov N.M. **Selected Works. Paleogeography and Geochemistry of Ancient Deposits. Vol. 1. – Moscow: GEOS, 2000. – 457 p.**

The book is a collection of articles, monographs, and chapters selected from major works by Academician N.M. Strakhov that tackle the issues of halogenesis and carbonate deposition in arid climate. A central position is held by studies in the geochemistry of Paleozoic deposits that provide a basis for the theory of the forms of migration of chemical elements in drainage systems and in terminal water bodies.

Editor-in-Chief
Yu.G.Leonov

Editorial Board:
G.Yu.Butuzova (executive secretary), *I.I.Volkov*, *Yu.O.Gavrilov*, *E.M.Galimov*, *S.A.Kurenkov*, *N.P.Laverov*, *A.P.Lisitsyn*, *E.E. Milanovsky*, *D.V.Rundquist*, *B.A.Sokolov*, *B.S.Sokolov*, *V.N.Strakhov*, *V.N.Kholodov* (deputy editor-in-chief)

Responsible Editor
V.N. Kholodov

ББК 26.301
ISBN 5-89118-120-7

© РАН, 2000
© ГЕОС, 2000

Предисловие

15 апреля 2000 года исполняется сто лет со дня рождения основоположника теоретической литологии и геохимии осадочных пород, академика Николая Михайловича Страхова. В ознаменование этого юбилея Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН приняло решение продолжить публикацию избранных трудов Н.М.Страхова и издать сборник его ранних работ под общим названием "Палеогеография и геохимия древних отложений".

Сборник является частью и продолжением избранных произведений Н.М.Страхова. Так, в 1983 году в издательстве «Наука» была опубликована книга «Общие проблемы геологии, литологии и геохимии», в 1986 году – «Проблемы осадочного рудообразования», в 1993 году – «Осадкообразование в современных водоемах».

Предлагаемый вниманию читателей сборник, выпущенный издательством ГЕОС, существенно дополняет общие впечатления о научном творчестве Н.М.Страхова, но далеко не исчерпывает все многообразие проблем, поднятых в трудах этого ученого. Общеизвестно, что работы лидера теоретической литологии и геохимии осадочного процесса академика Н.М.Страхова представляли и представляют огромный интерес не только для историков науки – по ним учились и продолжают учиться многие поколения геологов, литологов и геохимиков, в них можно найти ответы на многие актуальные вопросы современной науки, в них разработаны важнейшие методические приемы литолого-геохимических исследований и заложены основы сравнительно-литологической методологии.

К сожалению, многие журнальные статьи, очерки и брошюры были опубликованы Н.М.Страховым в труднодоступных изданиях, рассеялись в сильно разросшейся периодической печати и в настоящее время стали библиографической редкостью. Это обстоятельство и побудило переиздать часть его работ, выбрав из его огромного научного наследия те произведения, которые наиболее полно раскрывают существо некоторых разделов творчества этого замечательного ученого.

Книга «Палеогеография и геохимия древних отложений», состоящая из двух томов, содержит материалы, группирующиеся вокруг трех важнейших проблем, разработанных Н.М.Страховым.

Первая проблема включает в себя палеогеографию и фациальный анализ древних осадочных отложений стратисферы. Работы Н.М.Страхова, посвященные фациальному анализу, в настоящее время не получают должной оценки литологов, хотя, в сущности, они являются образцом исследований подобного рода.

Прежде всего следует подчеркнуть, что, продолжая идеи Ч.Ляйеля, Дж.Баррела, И.Вальтера, Н.И.Андрусова и А.Д.Архангельского, в основу фациального анализа Страхов предлагал положить принцип актуализма. Однако актуализм Н.М.Страхова не следует смешивать с униформизмом, справедливо осужденном в работах Л.В.Пустовалова, Н.Б.Вассоевича, Л.Б.Рухина, В.П.Флоренского, А.Л.Яншина и других ученых и отвергнутом в Решении I Совещания по осадочным породам (17–24 ноября 1952 г.).

В двухтомной монографии «Основы исторической геологии» в 1948 году Н.М.Страхов писал:... «По мере расширения и углубления фациального анализа древних толщ и изучения современного осадконакопления стал накоп-

ляться материал, который по новому осветил принцип самого метода – принцип актуализма. Оказалось, что, хотя современные осадки и напоминают ископаемые породы, но это сходство только в общих чертах, а отнюдь не тождество. Древнюю седиментацию нельзя целиком уложить в рамки современной. У нее есть отличия, и, чем древнее эпохи истории Земли, к которым мы обращаемся, тем более существенными становятся эти отличия. В сущности, этого и следовало ожидать, ибо тектоника земной коры и организмы, обитавшие на поверхности земной коры, и сама гидрохимия океанических водоемов в ходе времен претерпевали изменения, эволюционировали. Естественно, что и осадки – эти окаменелые документы исчезнувшей физико-географической обстановки – также эволюционировали по своим химическим (гидрохимическим) особенностям, структуре, текстуре, большему или меньшему развитию одних типов среди других и т.д. Эту эволюцию осадконакопления в истории Земли мы и должны все время иметь в виду, если не желаем при сопоставлении древних пород с современными впасть в грубый механицизм и получить упрощенные и потому неверные заключения.

Таким образом, современному исследователю в области фациального анализа приходится отказаться от простого "механического" сравнения древних осадков с современными и от простых заключений по аналогии. Он вынужден усложнять свою работу выяснением особенностей древнего осадкообразования и, только учитывая эти особенности, использовать современную седиментацию для реконструкции некогда бывшей на поверхности Земли физико-географической обстановки. Иными словами, *в современном фациальном анализе принцип актуализма, продолжая оставаться главной теоретической базой метода, дополняется принципом эволюции фаций в истории Земли.* При изучении эпох, близких к современности (например, кайнозоя и даже мезозоя), поправки на эволюцию фаций обычно незначительны, но для палеозоя уже существенны, а при исследовании докембрия без учета эволюции фаций вообще, по-видимому, ничего сделать нельзя, в чем мы убедимся ниже (глава VII)» (Страхов, 1948. С. 43–44. Курсив автора).

Очевидно, что при таком освещении методологии исследования мы имеем дело уже не с принципом актуализма, а со сравнительно-литологическим методом в его самом современном и прогрессивном понимании.

Другой особенностью фациального анализа, применяемого в работах Н.М.Страхова, является его *комплексность*; к сожалению, она часто отсутствует во многих современных литолого-фациальных исследованиях.

Действительно, характеризуя фациальные особенности древних бассейновых отложений Н.М.Страхов широко использовал:

1) экологию заключенных в породах фаунистических остатков,
2) гранулометрический и петрографический составы пород,
3) текстурные особенности осадочных отложений,
4) геохимические и минералогические особенности древних толщ,
5) наличие или отсутствие индикаторов климата,
6) морфометрический тип палеоводоема, отражающий особенности тектонического развития региона, его структурно-фациальный план.

В своих ранних работах, посвященных осадочным отложениям, резко обогащенным органическим веществом (доманикиты и «черные» сланцы Русской платформы и Предуралья), Н.М.Страхов, наряду с другими методами реконструкции фациальных обстановок, большое внимание уделял анализу палеонтологических и экологических данных, по возможности разграничивая фауну нормально-соленых, слабо опресненных и осолоненных водоемов, бассейнов с аномальным газовым режимом и т.д.

В работах 60–70-х годов на первый план выступают гранулометрические и

минералого-геохимические фациальные особенности, причем особое внимание исследователя здесь привлекают закономерности распределения химических элементов в разных фациальных зонах.

Как бы то ни было, но фациальный анализ, конечной целью которого является составление фациально-палеогеографической карты, красной нитью проходит сквозь все творчество академика Н.М.Страхова, является своеобразным рефреном в его статьях и монографиях.

Методика литолого-фациальных исследований была подробно описана Н.М.Страховым в двухтомном учебном руководстве «Основы исторической геологии» (М.;Л.: ГИГЛ, 1948. Т. I–II), а также в коллективном руководстве «Методы изучения осадочных пород» (М.: ГОНТИ, 1957. Т. I–II)

В нашем сборнике трудов Н.М.Страхова публикуется две главы, заимствованные из книги «Основы исторической геологии» и посвященные особенностям фациального анализа морских и континентальных древних осадочных отложений; в них наиболее полно раскрыта интересующая нас проблема.

Вторая проблема, отраженная в данном сборнике, касается условий образования, закономерностей строения и генезиса осадочных отложений, резко обогащенных органическим веществом, – так называемых черносланцевых толщ.

«Черные» сланцы представляют огромный интерес с различных точек зрения. Их можно рассматривать как «следы былых биосфер» или продукты жизнедеятельности исчезнувших организмов; в этом случае ключевыми вопросами их происхождения становятся биологические особенности и видовой состав создавших их организмов, их экология, способы воспроизводства и условия захоронения.

«Черные» сланцы можно представлять себе как типичные нефтематеринские или нефтепроизводящие образования и тогда на первый план выдвигаются геохимический и компонентный составы слагающего их органического вещества в сочетании с условиями его катагенетических преобразований в обстановке нефтепроизводящего осадочного бассейна.

Наконец, «черносланцевые» толщи являются мощным концентратором различных химических элементов, причем в некоторых случаях скопления W, V, Au, Mo, U, TR и других металлов в этих образованиях можно рассматривать как промышленные редкометалльные месторождения. В этом случае исследуются минералого-геохимические закономерности миграции и концентрации элементов-примесей, возможности сингенетического прижизненного или танатогенного, их накопления или вероятность эпигенетического привноса и перераспределения вещества рассолами, гидротермальными или вадозными водами.

Все эти аспекты в той или иной мере затронуты в публикуемых здесь работах «черносланцевой» серии, хотя несомненно примат в ней остается за биоэкологическими, геонефтяными, геохимическими и литолого-минералогическими подходами.

Отметим также, что серия «черносланцевых» работ 30-х годов, существенно дополненная статьей Н.М.Страхова, К.Ф.Родионовой и Э.С.Залманзон «К геохимии нефтеносных отложений», опубликованной в сборнике «К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород» (М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 3–115), получила свое завершение в трехтомной монографии Н.М.Страхова «Основы теории литогенеза» (М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I–II; 1962. Т. III,). В ней была предложена, а также обоснована типизация и фациально-генетическая классификация фанерозойских «черносланцевых» отложений и впервые высказана мысль об аклиматическом положении «черносланцевых» месторождений.

В связи с популярностью и широкой известностью трехтомной монографии Н.М.Страхова, Редколлегия сборника сочла необходимым не перепечатывать здесь соответствующие главы. Напомним лишь читателю, что по Н.М.Страхову среди всего многообразия «черных» сланцев фанерозоя выделяются 4 фациально-гентических типа:

1) приустьевые, шельфовые планктогенные горючие сланцы, особенно отвечающие кимериджу Северного Кавказа;

2) пелагические планктогенные горючие сланцы доманикоидного типа (доманик Русской платформы и Приуралья, юрские посидониевые сланцы Германии, хадумские и новогрозненские сланцы Кавказа, юрезанские сланцы Уфимского плато, многие граптолитовые сланцы);

3) пелагические бентогенные горючие сланцы, возникшие за счет отложений растительных подводных водорослей (юрские сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* D'Orb. Русской платформы, ордовичские кукерситы Эстонии и др.);

4) планктогенно-бентогенные горючие сланцы рифовых отложений (абдулинские сланцы Уфимского плато).

Третья проблема, которая освещена в сборнике работ Н.М.Страхова касается эвапоритовых и соленосных отложений, формирующихся в условиях аридного климата. Эта проблема решалась вначале на примере пермских отложений Приуралья и сопровождалась анализом климатической зональности верхнего палеозоя Евразии.

Работы Н.М.Страхова, характеризующие карбонатонакопление и солеобразование в пермских отложениях Приуралья, были начаты во время Великой Отечественной войны, когда Николай Михайлович вместе с семьей находился в эвакуации в г.Уфе и работал в Башкирской нефтяной экспедиции АН СССР под началом проф. А.А.Блохина и А.А.Богданова.

Фрагменты этой работы были опубликованы в брошюрах МОИП и в довольно редких сборниках, а рукописный вариант обобщения под наименованием «Кунгурские отложения Ишимбаевского Приуралья» в 1944 году защищен в качестве докторской диссертации, но, к сожалению, в высокой печати издан не был.

После завершения войны Н.М.Страхов продолжил изучение карбонатных парагенезов солеродных бассейнов на примере содовых озер Кулундинской степи и современных осадков озера Балхаш, Черного и Каспийского морей.

В сочетании с анализом огромного литературного и экспериментального материала эта работа привела к созданию монографии «Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов» (Тр. ИГН АН СССР, вып. 124. геол. сер., № 45, 1951. с. 372), а также тех разделов «Основ теории литогенеза» (т. III: Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.) и «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.), в которых характеризуется осадкообразование в аридных водоемах.

В нашем сборнике собраны ранние работы Н.М.Страхова, посвященные карбонатонакоплению и солеобразованию аридных областей. Можно надеяться, что они помогут глубже понять рождение и развитие идей этого выдающегося ученого и дополнят те сведения о солеродном процессе, которые разбросаны в работах Н.С.Курнакова, А.В.Николаева, И.Н.Лепешкова, А.А.Иванова, В.А.Вахрамеева, А.П.Дзенс-Литовского, М.П.Фивега, М.В.Валяшко, С.М.Кореневского, В.И.Седлецкого, М.А.Жаркова, А.Л.Яншина и других геологов, исследовавших явления галогенеза.

В заключение хотелось бы подчеркнуть некоторые редакционные особенности предлагаемого читателю издания.

На протяжении более чем полувека со времени первой публикации работ

Н.М.Страхова многие названия административно-территориальных подразделений, городов, сел и других населенных пунктов менялись неоднократно. В тексте, подрисуночных подписях и на графиках, иллюстрирующих работы, мы сочли возможным сохранить те названия, которые в свое время использовал автор. Более того, само написание наименований сохранило свою первоначальную орфографию.

Остались также без изменений индексы стратиграфических подразделений и условные обозначения на картах и схемах; как может заметить читатель, они не всегда соответствуют современной стратиграфической шкале и ГОСТ'у.

Наконец, не совсем соответствуют принятому стандарту списки используемой литературы.

В главах из учебника «Основы исторической геологии» (М.;Л: ГИГЛ, 1948), как это и принято в учебном руководстве, адекватный тексту список литературы отсутствует; его заменяют поясняющие текст сноски.

В остальных воспроизводящихся работах Н.М.Страхова списки литературы приведены полностью и в том виде, в котором их опубликовал автор.

Редколлегия надеется, что издаваемая ею книга принесет пользу развитию российской науки и позволит достойно отметить память выдающегося ученого – классика естествознания – академика Н.М.Страхова.

Ю.Г.Леонов, В.Н.Холодов

Основы фациального анализа морских отложений[1]

Определение возраста тех или иных слоев неизбежно влечет за собой вопрос о физико-географической обстановке, в которой они отложились. Какие из этих пород образовались на древних континентах? Какие возникли в древних морских водоемах? Что представляли собой эти древние континенты и моря по очертаниям, рельефу (или глубинам), по климату и гидрохимическим особенностям? Разбор этих и ряда других, более второстепенных, проблем составляет содержание *фациального анализа* осадочных пород, являющегося в настоящее время одним из основных методов историко-геологического исследования.

При ознакомлении с методикой фациального анализа нас будут интересовать два вопроса. Во-первых, на основании каких принципов мы можем вообще подойти к реконструкции физико-географической обстановки минувших эпох? Во-вторых, какими признаками в породах, фауне и флоре руководствоваться при анализе отдельных конкретных случаев, частных типов древней физико-географической среды? Обсуждение этих вопросов и составит содержание III и IV глав.

1. О принципе актуализма как основе фациального анализа

Знакомясь с работами, где дается фациальный анализ ископаемых пород, нетрудно убедиться, что исследователи всегда открыто или молчаливо исходят из сравнения древних осадков и фаун с современными. На основании сходства или различия их делаются те или иные выводы о физико-географических условиях образования ископаемых пород. Таким образом, в основе фациального анализа лежит принцип сравнения древних осадков с современными и заключение по аналогии или по антиномии (противоположности). Этот принцип получил название принципа актуализма или онтологического метода.

Первые попытки применения этого метода относятся к очень давним временам. Еще в XVI столетии Леонардо да Винчи (1452–1519 гг.), найдя в третичных отложениях Апеннин многочисленные раковины, сходные с современными морскими ракушками, совершенно правильно заключил на основании этого сходства, что в древности на месте Апеннин было море. Этот вывод, чрезвычайно важный для последующего развития геологических представлений, был получен в результате применения принципа актуализма, в данном случае – применения стихийного неосознанного в своей истинной сущности. После Леонардо да Винчи многие ученые в Германии, Франции, Англии (Демаре, Геттон, Фюксель, Леман) также пользовались сравнением с современностью для расшифровки генезиса тех или иных пород (угля, мрамора) или целых свит (вулканогенные образования). Но все это были отдельные, стихийные попытки применения принципа актуализма, без отчетливого соз-

[1] Основы исторической геологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1948. Ч. I. Гл. III. С. 42–90.

нания и формулирования самого принципа как метода работы. Только в 1830–1833 гг. Ляйель в «Основах геологии» возвел изучение современных геологических процессов и их результатов (осадков) в ранг метода, пользуясь которым только и можно научно, т.е. достоверно, познать физико-географическую обстановку и процессы прошлого. С той поры, использование в той или иной степени, по личному наблюдению или по литературным данным, современного осадконакопления как «наводящего» материала для палеогеографии стало обычным во всех крупных стратиграфических работах как за границей, так, особенно, у нас. Наиболее удачно и убедительно применяли этот метод: в Америке Дж.Баррел, в Германии И.Вальтер, лично изучавший осадконакопление в пустынных территориях, у нас Н.И.Андрусов, давший классический фациальный анализ миоцена Крымско-Кавказской зоны, и А.Д.Архангельский, которому принадлежит современная интерпретация палеогеографии и условий накопления пород Европейской части СССР. Оба названных русских геолога лично изучали современные морские отложения и, в частности, осадки Черного моря, давшие чрезвычайно много для познания осадкообразования вообще. Работы А.Д.Архангельского привели к обособлению фациального анализа в специальную область историко-геологического исследования.

По мере расширения и углубления фациального анализа древних толщ и изучения современного осадконакопления стал накопляться материал, который по-новому осветил принцип самого метода – принцип актуализма. Оказалось, что хотя современные осадки и напоминают ископаемые породы, но это сходство только в общих чертах, а отнюдь не тождественно. *Древнюю седиментацию нельзя целиком уложить в рамки современной.* У нее есть отличия, и чем древнее эпохи истории Земли, к которым мы обращаемся, тем более существенными становятся эти отличия. В сущности, этого и следовало ожидать, ибо и тектоника земной коры, и организмы, обитавшие на поверхности земной коры, и сама гидрохимия океанических водоемов в ходе времен претерпевали изменения, эволюционировали. Естественно, что и осадки, – эти окаменелые документы исчезнувшей физико-географической обстановки, – также эволюционировали по своим химическим (микрохимическим) особенностям, структуре, текстуре, большему или меньшему развитию одних типов среди других и т.д. Эту эволюцию осадконакопления в истории Земли мы должны все время иметь в виду, если не желаем при сопоставлении древних пород с современными впасть в грубый механицизм и получить упрощенные и потому неверные заключения.

Таким образом, современному исследователю в области фациального анализа приходится отказаться от простого «механического» сравнения древних осадков с современными и от простых заключений по аналогии. Он вынужден усложнить свою работу выяснением специфических особенностей древнего осадкообразования и, только учитывая эти особенности, использовать современную седиментацию для реконструкции некогда бывшей на поверхности Земли физико-географической обстановки. Иными словами, *в современном фациальном анализе принцип актуализма, продолжая оставаться главной теоретической базой метода, дополняется принципом эволюции фаций в истории Земли.* При изучении эпох, близких к современности (например, кайнозоя и даже мезозоя), поправки на эволюцию фаций обычно незначительны, но для палеозоя уже существенны, а при исследовании докембрия без учета эволюции фаций вообще, по-видимому, ничего сделать нельзя, в чем мы убедимся ниже (глава VII).

Так как, однако, установление своеобразия древней седиментации и древней физико-географической обстановки возможно лишь путем их сопоставления с современными осадками и современной обстановкой, то даже при вве-

дении в фациальный анализ нового принципа эволюции фаций детальное и углубленное изучение современного осадконакопления сохраняет для исторической геологии всю свою силу.

В дальнейшем при выяснении признаков той или иной физико-географической обстановки прошлого мы будем базироваться прежде всего на изучении современных фаций, указывая одновременно на возможные отклонения от них в прошлом. Так как подавляющая масса ископаемых пород принадлежит морским осадкам, то, естественно, реконструкция ископаемых морей представляет основную задачу исторической геологии.

2. Гидрологический режим современных нормальных морей и механизм опреснения и осолонения внутриконтинентальных бассейнов

Современные морские водоемы не однородны по своему гидрологическому режиму, фауне и осадкам, но распадаются на три группы: нормальные моря, водоемы осолоняющиеся и водоемы опресняющиеся. В высшей степени вероятно, что те же типы водоемов существовали и в прошлом. Поэтому фациальный анализ морских толщ целесообразно начать с разбора признаков современного нормального моря и механизма, вызывающего опреснение и осолонение морских водоемов.

Современные океаны и широко сообщающиеся с ними нормальные моря характеризуются, прежде всего, постоянной соленостью и постоянным ионным составом солей, как на поверхности воды, так и в ее глубоких горизонтах вплоть до дна. Соленость эта равна 3,5% с отклонением не свыше ± 0,2%, в составе же солей резко преобладают хлориды, слагающие 87% (NaCl, KCl, $MgCl_2$); за ними следуют сульфаты ($CaSO_4$, $MgSO_4$) и на последнем месте – карбонаты ($CaCO_3$). Такая изумительная нивелировка солености и ионного состава солей объясняется непрерывной циркуляцией океанической воды, вызывающей их перемешивание. В полярных широтах (на севере и юге) холодная морская вода опускается вниз и по дну течет к экватору; в экваториальных же широтах ветры сгоняют воду в противоположном направлении, и холодное полярное течение превращается в восходящее, полярные воды становятся поверхностными и текут обратно к полюсу. Северный и южный циклы замыкаются, и вода, таким образом, непрерывно перемешивается.

Другую характерную черту нормального моря составляет обилие в его воде растворенного кислорода, как на поверхности, так и у дна, и отсутствие вредных для дыхания животных H_2S и NH_3 при очень незначительном содержании CO_2. Такой режим также является следствием оживленной циркуляции морских вод. Кислород «запасается» в воде в поверхностной 50-метровой пленке, частью за счет поглощения из атмосферы (мало), частью же за счет фотосинтетической деятельности растительных организмов (главным образом). Вместе с охлажденной водой он опускается на дно, где и поддерживает условия окислительной, кислородной среды. При этом содержание его, конечно, постепенно убывает (расходуясь на дыхание животных), почему на участках подъема донной океанической воды на глубинах от 300 до 700 м в средних и низких широтах наблюдается обычно значительное недосыщение воды кислородом (рис. 1).

Существенно иначе выглядит гидрологический режим у опресняющихся морских водоемов.

Все современные опресняющиеся бассейны – Балтийское, Белое, Черное,

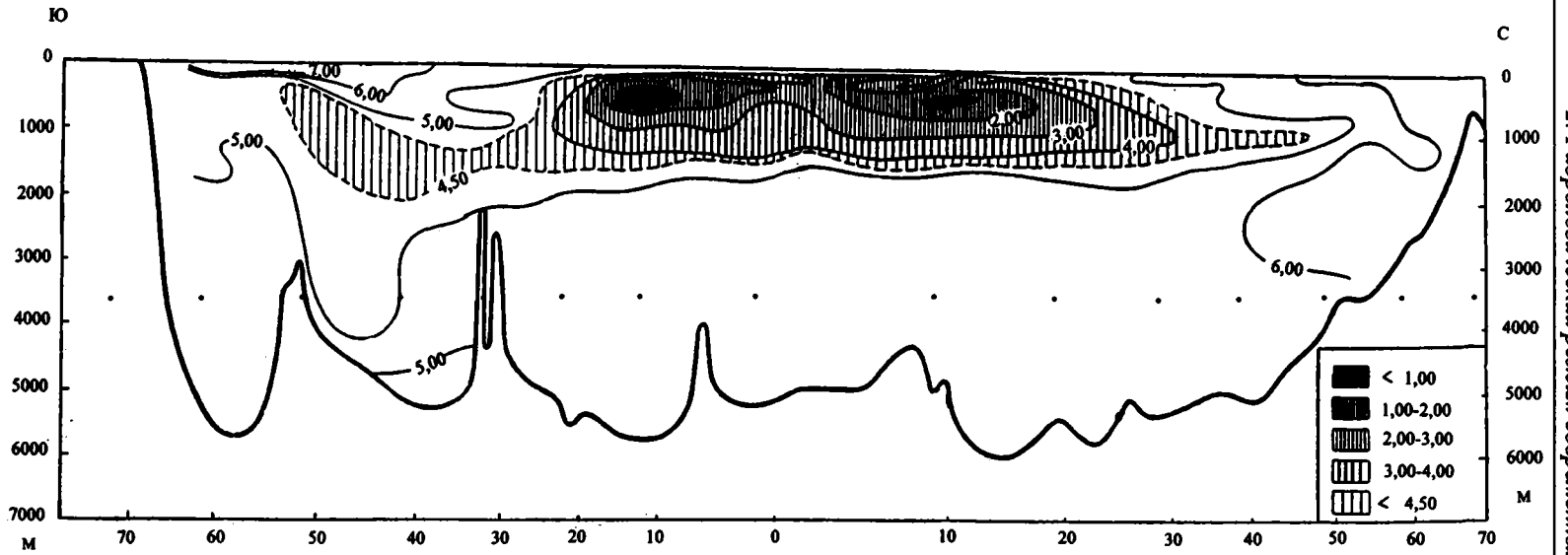


Рис. 1. Распределение кислорода в восточной половине Атлантического океана (по Ваттенбергу)
Содержание O_2 дано в $см^3$ на 1 л воды

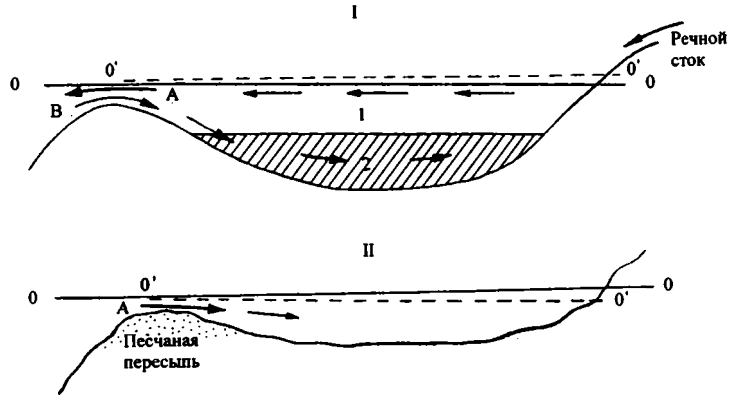


Рис. 2. Схема образования опресненного и осолоненного морского водоема
I – опресняющийся морской водоем гумидной зоны (тип Черного моря) 0–0 – уровень открытого моря; 0'–0' – уровень во внутриконтинентальном водоеме; А – выносящее течение, опресняющее водоем; В – донное течение из открытого моря (существует не всегда). 1 – опресненная зона; 2 – область более соленой воды
II – осоляющийся морской водоем аридной зоны (тип Кара-Богаз-гола, Сиваша и др.) 0–0 – уровень открытого моря; 0'–0' – уровень во внутриконтинентальном водоеме; А – течение из открытого моря, осолоняющее водоем

Азовское моря – представляют собой участки океана, глубоко вдающиеся в континент и сообщающиеся с главной массой океанических вод при помощи узкого пролива (так называемые внутренние моря). При этом опреснение свойственно лишь тем внутренним морям, которые находятся в условиях влажного климата, либо служат резервуаром, куда дренируют воды с громадных гумидных зон. В условиях избыточного увлажнения, свойственного гумидным поясам, на площадь внутреннего моря поступает воды значительно больше, чем испаряется. Этот избыток повышает уровень внутреннего моря сравнительно с океаном, и через горловину моря из него устремляется поток воды наружу, в океан (рис. 2). Так как с этим потоком неизбежно уносится часть солей, то, естественно, длительное существование выносящего течения неизбежно приводит к опреснению водоема. Само опреснение, конечно, раньше всего начинается в поверхностных слоях, а затем опускается вниз, захватывая постепенно все более глубокие горизонты водоема. Если пролив очень мелкий, то ток воды будет все время односторонним (наружу) и сам бассейн в итоге может опреснится весьма сильно. Но при значительной глубине пролива через некоторое время, когда опреснение опустится достаточно глубоко, возникает донное противотечение из океана во внутреннее море. Причина возникновения противотечения заключается в разнице плотностей морской и опресненной воды. Когда опреснение опустится на достаточную глубину, более соленая океаническая вода потечет внутрь и между морем и океаном установится двухъярусный водообмен. По поверхности пролива стекает опресненная вода в океан, на глубине – соленая вода из океана во внутреннее море. Точно такая система характеризует, например, проливы Босфор и Дарданеллы, т.е. связывает опресненные Мраморное и Черное моря со Средиземным. Наличие донного противотечения является, конечно, тормозом к дальнейшему опреснению, которое может и вовсе приостановиться. Совершенно очевидно, что глубина пролива будет время от времени меняться и,

следовательно, донное течение то устанавливаться, то прекращаться, то и степень опресненности внутреннего моря будет также меняться в ту или иную сторону. Этот любопытнейший механизм опреснения, впервые блестяще выясненный адмиралом С.О.Макаровым на Босфоре, несомненно, имел в прошлом широчайшее распространение и, в частности, регулировал всю четвертичную историю Черного моря.

Параллельно с разгрузкой от солей в опресняющемся водоеме резко меняется весь гидрологический и гидрохимический режим, как только опреснение верхних горизонтов четко обозначится.

В водоеме устанавливается устойчивая стратификация воды: наверху располагается наиболее пресная и легкая вода, внизу – соленая и тяжелая, в промежуточном горизонте – вода с переходными свойствами. При таком строении водной массы вертикальная циркуляция воды резко ослабляется, ибо при зимнем охлаждении опресненная и недостаточно тяжелая верхняя вода не может обычно доходить до дна. Придонная зона, долго не получая свежей воды, насыщенной кислородом, постепенно лишается его и становится средой анаэробной. В ней начинается восстановление (редукция) сульфатов десульфатизирующими бактериями и образование H_2S, в большей или меньшей степени накопляющегося в придонной воде. Нормальный газовый режим сменяется аномальным с двухъярусным строением: кислородной зоной наверху и бескислородной внизу.

С наибольшей отчетливостью такого рода соотношения проявляются в современном Черном море. В этом типичном опресненном глубоководном бассейне верхние 50 м слагаются водой с соленостью 1,8%, ниже соленость возрастает, доходя у дна до 2,4%. Вследствие такого слоистого расположения воды вертикальная циркуляция в открытых частях моря может идти лишь немногим ниже 150 м. Вся нижележащая масса воды находится в состоянии покоя и связана с верхним слоем только через посредство медленно протекающих конвекционных токов. В результате вода, начиная от глубины 150 м, заражена H_2S и в весьма значительной степени: например у дна (2000 м) она содержит от 6 до 6,5 $см^3$ H_2S на литр воды. Эта восстановительная зона в Черном море охватывает, по расчетам П.Т.Данильченко и Н.И.Чигирина, приблизительно 85–90% всей массы воды, тогда как окислительная – всего 10–15% (рис. 3).

Хорошо выражено то же явление в норвежских фиордах, где имеются глубокие рытвины с соленой водой, прикрытой слоем опресненной воды меньшего удельного веса. В Азовском море, наоборот, заражение сероводородом, хотя и встречается, но развито гораздо слабее. Так как море это крайне мелководное, то при сильном ветре все слои перемешиваются, и вся толща воды обильно снабжается кислородом. Поэтому и образование сколько-нибудь устойчивого придонного сероводородного слоя невозможно. Но при тихой погоде и фактическом более или менее полном прекращении вертикальной циркуляции (особенно в июле и августе) в придонном слое воды, лежащем на расстоянии от 0,5 до 1,0 м от дна, количество кислорода может понижаться иногда до незначительных долей кубического сантиметра на литр или даже до полного отсутствия этого газа.

В Мариупольской бухте летом часто образуется настоящий сероводородный слой. Аналогичное явление наблюдается и в Балтийском море, в западинах его дна.

Из сказанного видно, что развитие в большей или меньшей степени сероводородного заражения в придонной части опресняющихся внутренних морей представляет, по-видимому, явление, неизбежно сопутствующее самому процессу опреснения. Но степень его выраженности стоит в зависимости не толь-

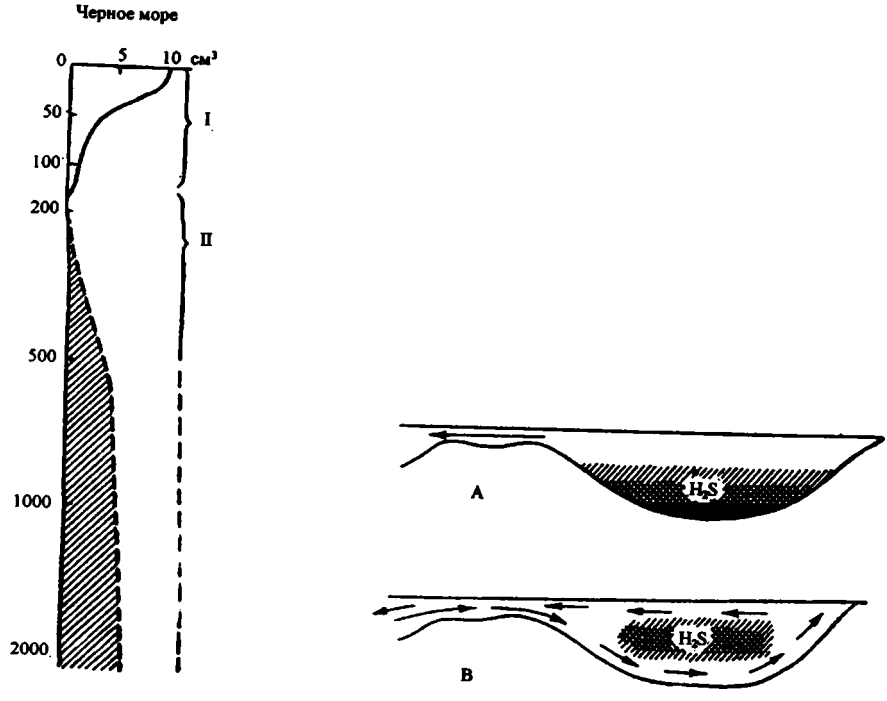


Рис. 3. Схема сероводородного заражения в Черном море и в норвежских фиордах

I – кислородная зона; II – сероводородная зона; A, B – типы газового режима норвежских фиордов: A – в случае наличия только выносящего течения, B – при двустороннем токе воды

ко от величины поверхностного опреснения водоема, но и от глубины и характера рельефа. Бассейны глубокие, особенно с дном, имеющим вид ям с застойной водой наиболее приспособлены к возникновению H_2S у дна и вообще к аномальному газовому режиму, и последний возникает в них даже при ничтожном поверхностном опреснении. Бассейны мелководные с плоским дном, легко перемешиваемые волнением, не испытывают сероводородного заражения даже при большом опреснении или развивают H_2S лишь в слабой степени и как периодическое, а не постоянное явление.

Опреснение внутреннего морского водоема со всеми сопутствующими ему особенностями возможно, по-видимому, не только при помощи описанного выше выносящего течения, но и в случае изоляции бассейна от океана, путем простого разбавления его воды атмосферной водой. Но опреснение таким путем потребует не только большего времени, но и наличия крупной котловины, которая могла бы вместить накапливающуюся массу пресной воды. Замкнутый водоем неизбежно должен разрастаться по площади и глубине (трансгрессия без тектонических погружений), и заражение H_2S здесь должно быть неизбежным. Хорошего примера подобного рода бассейна в настоящее время нет; отчасти к нему приближается небольшое (всего 1 км^2) озеро Могильное на о-ве Кильдине.

Осолонение внутренних морских водоемов, связанных с океаном, происходит в условиях, прямо противоположных опреснению, т. е. в обстановке климата аридного. Механизм самого осолонения прост. Вследствие скудости ме-

теорных осадков на площади моря и дренируемой им территории годичное испарение превышает поступление вод с суши. Уровень водоема понижается относительно океанического, и возникает течение, направленное из океана во внутренний бассейн. Вносимые этим течением соли служат основной причиной осолонения внутреннего моря.

С достижением значительной степени осолонения, когда у дна на обоих концах соединительного протока окажется вода с заметно различной плотностью, вероятно возникновение донного противотечения, выносящего сильно осолоненную воду из внутреннего моря. В современных условиях такого рода сложная система из двух противоположно направленных потоков, располагающихся друг над другом, пока не констатирована, но принципиально не исключена, и могла иметь место в прошлом.

На газовом режиме водоема его осолонение сказывается, по-видимому, в том же направлении, как и при опреснении. Испарение воды происходит, конечно, лишь с поверхности. Сконцентрированный здесь рассол в силу своей высокой температуры может долгое время удерживаться наверху, но при ночном (и особенно зимнем) охлаждении он погружается, и, таким образом, у дна постепенно скопляются массы тяжелой воды. Возникает стратификация, аналогичная той, какая свойственна бассейнам опресненным, и, следовательно, дефицит O_2 у дна и появление H_2S. Последнее осуществляется еще и потому, что при прогрессирующем осолонении на некотором интервале (от 5 до 10° Bè) деятельность десульфатизаторов, по А.Д.Пельш и Л.Исаченко, активизируется, и поступление H_2S в придонную воду возрастает. Интересно в связи с этим отметить, что в придонной воде Кара-Богаз-Гола при исследовании его в 1897 г. действительно был обнаружен сероводород. Все же в силу обычной мелководности осолоняющихся водоемов и волнового перемешивания воды сероводородное заражение представляет здесь, по-видимому, более редкое и слабо выраженное явление.

Обратимся теперь к составу органического мира и к осадкам нормального моря, а также внутренних «аномальных» морей, и посмотрим, чем они характеризуются, – в частности, какие изменения во флоре, фауне и осадках происходят при осолонении и при опреснении.

3. Органический мир и осадки нормального моря и морей опресняющихся и осолоняющихся

Характерной чертой нормальных морей является изумительное качественное разнообразие органического мира и заселенность всех областей моря не только микроорганизмами, но и представителями высокоорганизованных групп.

Действительно, на крупных площадях моря, охватывающих все типы его осадков, можно найти всех представителей беспозвоночных, начиная от фораминифер и радиолярий до иглокожих, членистоногих и моллюсков, причем каждый тип представлен обычно всеми или почти всеми своими классами и отрядами. О замечательном качественном разнообразии фауны и флоры нормальных морей говорит, например, тот факт, что в Средиземном море живут 1234 вида одних моллюсков, 512 видов ракообразных, 260 видов мшанок, всего же несколько тысяч видов фауны и свыше 400 видов только высших водорослей. Столь же богата фауна и других теплых морей: Мексиканского залива, Багамской банки, шельфа восточной Австралии и т.д. Глубина различных участков моря, температура воды и характер грунта обычно резко влияют на

видовой состав животных и растений. Самая обильная и разнообразная фауна свойственна субтропикам и тропикам, где она и наиболее рослая и толстостворчатая. С удалением к северу некоторые группы, как, например, теплолюбивые кораллы, ряд фораминифер, моллюсков и т.д., исчезают; точно так же и при углублении свыше 200–300 м фауна становится беднее и малорослее. Но даже эти относительно малонаселенные районы моря в целом дают качественно достаточно разнообразное население.

Что касается осадков нормального моря, то они характеризуются богатством минеральных новообразований, т.е. минералов, возникших в самом море в результате чисто химических и биохимических процессов. В осадках современных морей констатированы: кальцит в громадном количестве и повсеместно, доломит в виде ничтожной примеси и отдельными кристаллами и конкрециями, окислы железа и марганца, кремнезем, силикаты железа (глауконит), фосфориты, сернистое железо, баритовые и целестиновые конкреции; чрезвычайно вероятно нахождение сидерита. Нетрудно подметить одну своеобразную черту этого перечня минералов: в нормальном море садятся (и входят в состав отложений) лишь наиболее трудно растворимые в воде окислы, карбонаты, сульфиды и другие соли. Соединения более растворимые – $MgCO_3$, $CaSO_4$, NaCl и другие – в море не осаждаются.

Существенно иная картина наблюдается в морях с уклоняющейся от нормы соленостью.

В таблицах 1–3 собраны данные относительно фауны и флоры в морях Мраморном, Черном и в Босфорском проливе и сопоставлены с соответствующими данными по Средиземному морю.

Таблица 1. Число видов фауны в Средиземном, Мраморном и Черном морях (по С.А.Зернову)

Бассейн	Соленость в ‰	Кишечнополостные	Ресничные и круглые черви	Многощетинковые черви	Ракообразные	Моллюски	Оболочники	Рыбы	Мшанки	Всего
Средиземное море	3,8	137	137	424	512	1239	116	524	260	3355
Адриатическое море	3,7	87	54	184	301	583	95	311	149	1764
Мраморное море	2,5	12	?	73	63	304	26	?	62	540
Босфор	2,1	12	?	36	86	223	?	?	32	839
Черное море	1,8	19	31	24	132	105	6	86	12	415

Таблица 2. Число родов и видов трех групп высших водорослей в Средиземном, Черном и Азовском морях

Группа водорослей	Средиземное море – Неаполитанский залив (по Функу)		Черное море (по Воронихину и Зиновой)		Азовское море с Керченским пр. (по Волкову)	
	род	вид	род	вид	род	вид
Зеленые водоросли	27	63	23	54	5	12
Бурые водоросли	56	93	41	64	3	3*
Багрянки	126	267	43	103	8	11
Общее число	209	423	107	221	16	26

*Только в Керченском проливе

Таблица 3. Состав фауны Балтийского моря на разных его участках (по К. Брандту)

Район	Асцидии	Пелециподы	Переднежаберные моллюски	Десятиногие ракообразные	Амфиподы
Каттегат	20	88	85	55	113
Кильская бухта	5	23	17	9	18
Бассейн Балтийского моря	0	6	3	2	11
Ботнический залив	0	4	1	0	5

Из таблиц видно, что по мере опреснения водоемов флора и фауна качественно резко беднеют, становятся однообразнее по сравнению с органическим миром нормального моря. Так, в Черном море фауна по количеству видов в восьми главнейших группах составляет всего 12% от фауны Средиземного моря. При этом особенно важно, что некоторые группы животных, широко и богато представленные в нормальных морях, в Черноморском бассейне частью совершенно отсутствуют (например, морские звезды, морские лилии, головоногие моллюски, плеченогие), частью представлены очень слабо (например, офиуры, голотурии) (С.А.Зернов). Во флоре Черного моря число родов водорослей почти в 9 раз, а в Средиземном море в 17,4 раза больше, чем в Азовском; число видов в Черном в 10, в Средиземном в 19,2 раза больше, чем в Азовском. Некоторые группы водорослей в Азовском море исчезают вообще, как, например, бурые водоросли, удерживающиеся только Керченском проливе. «Еще более, – пишет Н.М.Книпович[1] – выражена бедность флоры в наиболее опресненной части Азовского моря, т. е. в Таганрогском заливе: последние красные водоросли (багрянки), а именно один вид (*Ceramium rubrum* в сильно измененном виде), встречаются у Белосарайской косы (у входа в залив), а далее на восток вся флора высших водорослей указанных групп сводится к немногим видам зеленых».

Аналогичная картина наблюдается и в других водоемах, например, в Балтийском море, в направлении от наиболее соленого Каттегата к опресненному Ботническому заливу.

Одновременно с общим качественным обеднением фауны и флоры в опресняющихся бассейнах наблюдаются характерные изменения в самом облике сохраняющихся еще форм. «Чаще всего, – по словам Книповича, – мы можем наблюдать в природе измельчание под влиянием понижения солености у настоящих морских форм, приспособляющихся к жизни в солоноватой воде. Хорошим примером может служить измельчание моллюсков мидии *(Mytilus edulis)* и съедобных сердцевидок *(Cardium edule)* от западной части Балтийского моря к заливам Финскому и Ботническому. Мидии, достигающие в западной части Балтийского моря (в Кильской бухте) длины 110 мм, имеют в средней части моря наибольшую длину 50 мм, в Финском заливе – 27 мм, в Ботническом заливе – 21 мм; длина сердцевидки у Киля – 44 мм, в Ботническом заливе – лишь 18 мм. То же наблюдается и в других группах животных: так, медуза аврелия (*Aurelia aurita*), диск которой имеет в открытом море диаметр от 10 до 40 см, достигает диаметра в 6 см». Известковые раковины при этом обычно резко утоняются и вообще внешний облик приспособляющихся к опреснению форм сильно изменяется. Виды теряют свой устойчивый габитус, дают много подвидов, местных морф и т. д.

[1] Книпович Н.М. Гидрология морей и солоноватоводных водоемов. 1938.

Что касается количественного развития фауны и флоры в опресняемых водоемах, то органическое население их не только не обнаруживает обеднения, но часто характеризуется, напротив, бурным расцветом. Те формы, которые в солоноватых водах находят для себя благоприятные условия, сильно размножаются, тем более что они имеют меньшее количество конкурентов и дают массовые скопления на дне. Прекрасным примером может служить огромное количество *Cardium edule* в Азовском море.

Весьма характерно и резко сказывается на фауне опресняющихся водоемов сероводородное заражение, когда оно достаточно выражено. Наиболее ярким примером в этом отношении является современное Черное море. В этом водоеме на глубинах свыше 150 м, т. е. ниже линии жизни, донная фауна и флора отсутствуют, что и естественно, ибо H_2S представляет собой ядовитый газ. Все же глубоководные черноморские илы не совсем немы. Н.И.Андрусов, впервые изучавший их, указал, что «почти во всех без исключения образцах глубинного ила, взятых лотом, мы находим скелеты различных диатомовых, принадлежащих отчасти к пелагическим формам. На небольших глубинах можно встретить иногда обломки крупных растений, перенесенных с берега. Так, на станции 29 «Донца» с глубины 228,4 м найдены ветки растений, а в драге VIII «Черноморца» с глубины 707,7 м было много обрывков растений. Отсюда можно заключить, что более мелкий растительный детритус переносится и на большие глубины. Интересную черту черноморского ила составляет нахождение почти во всех пробах пыльцы хвойных. Из животных остатков были обнаружены радиолярии *(Dictyocha* и *Megocoena)*, очень мелкие формы *Entosalenia, Textularia, Rotalia, Lagena*, иглы губок, пластинки синапт, челюсти сагитт. Эмбриональные раковинки двустворчатых весьма обыкновенны в иле глубин, тогда как эмбриональные формы гастропод попадаются гораздо реже. Мелкие косточки рыб встречаются довольно часто, особенно же много их было в иле, извлеченном драгою VIII «Черноморца» с глубины 708 м». В образцах позднейших сборов были обнаружены нередко цельные, хорошо сохранившиеся скелеты рыб, а также скорлупки остракод и даже насекомые.

Из приведенного перечня видно, что глубоководные черноморские илы, вообще говоря, отнюдь не безжизненны, но все их органические остатки принадлежат либо планктону и нектону, либо даже наземным формам, явно занесенным с берега; попадается микробентос из мелководной зоны, занесенный течениями на глубины. *Но макробентос полностью отсутствует, и это, повидимому, руководящий признак для констатации в ископаемом состоянии условий сероводородного заражения водоема.* Там, где мелководные осадки с явно аномальным комплексом донных форм, указывающим на опреснение, переходят в толщи глинисто-известковых пород, лишенных донной фауны, имеются все данные говорить о древнем сероводородном водоеме.

В бассейнах типа Азовского моря, где сероводородное заражение очень слабо и бывает лишь временным, донная фауна присутствует повсеместно, но только резко обеднена в областях появления H_2S. Оказывается, что некоторые животные вырабатывают способность существовать даже в таких неблагоприятных условиях. Из животных, образующих биоценозы[1] Черного моря, моллюски *Syndesmya ovata* и три вида кольчатых червей выдерживали более или менее полное отсутствие кислорода до 7 суток и содержание H_2S в количестве от 0 до 6,1–8,2 $см^3$ в течение 3–6 суток, а немертины выдерживали отсутствие кислорода свыше 10 суток и присутствие H_2S свыше 5 суток (по Н.М.Книповичу). Из животных, принадлежащих к биоценозу ракушечника, значитель-

[1] Под биоценозом в гидробиологии подразумевают сообщество организмов, приуроченное к определенным условиям глубины, грунта и физико-химической обстановки.

ной, хотя и меньшей, устойчивостью обладают некоторые неподвижные (устрицы) или малоподвижные (например, мидии) формы. Заслуживает внимания, что именно *Syndesmya ovata* и черви принадлежат к очень малочисленным видам животных, составляющих фауну ила в более глубоких частях Азовского моря. Отсюда следует, между прочим, что в геологическом прошлом слабые формы ненормального газового режима водоема (до периодического появления H_2S включительно) для нас практически неуловимы, так как не вызывают резких, специфических изменений фауны, простое же ее обеднение может быть вызвано и многими другими факторами, а следовательно, однозначного указания относительно газового режима дать не может.

Несравненно меньшие различия показывает состав минеральных новообразований опресняющихся водоемов.

В Балтийском и Черном морях отлагаются кальцит (в первом мало, во втором в огромном количестве), железомарганцовые конкреции (в обоих случаях весьма обильные), сернистое железо, кремнезем. Из характерных морских минералов только глауконит и фосфориты здесь с достоверностью не обнаружены, причем зерна глауконита в Черном море даже найдены, но только толкуются как переотложенные за счет береговых глауконитовых песков. Таким образом, минералогические отличия по объему не существенны, но характерны. В связи с развитием сероводородного заражения в черноморских илах особенно обильно сернистое железо. По данным Беггильда, имевшего в руках образцы илов из Средиземного и Черного морей, черноморские илы резко отличаются от средиземноморских обилием пирита. Все же пиритизация сама по себе, без палеонтологических данных, не может являться доказательным аргументом в пользу сероводородного заражения придонной воды, ибо H_2S в изобилии развивается и в процессе диагенеза илов, особенно глинистых, что также приводит к появлению пирита и может иметь место в водоеме с совершенно нормальным газовым режимом.

Переходя к рассмотрению осолоняющихся бассейнов, нужно отметить, что здесь мы находимся в гораздо худшем положении, ибо таких бассейнов – сколько-нибудь значительных размеров и сколько-нибудь изученных – в настоящее время почти нет. Исключение составляют залив Сиваш Азовского моря и заливы Кайдак и Кара-Богаз-Гол Каспия, но, к сожалению, все они связаны не с открытым нормальным морем, а с уже измененными – опресненными водоемами, что несколько снижает их значение. Все же, оперируя наблюдениями над этими заливами и зная свойства нормально-морской фауны, можно понять смысл сдвигов в органическом мире, вызываемых осолонением.

При постепенном осолонении внутреннего моря его фауна испытывает изменения, принципиально сходные с теми, какие мы описали уже в опресненных водоемах. Стеногалинные формы[1] (кораллы, иглокожие, головоногие, большинство брахиопод, мшанок) вымирают полностью; эвригалинные – особенно пелециподы, гастроподы, остракоды, – наоборот, первое время увеличиваются в числе, если не видов, то особей, но затем и они испытывают угнетение и начинают вымирать, и с некоторого предела осолонения бассейн совершенно лишается макрофауны. К сожалению, мы не знаем сейчас точно этого предела, но по косвенным данным он едва ли выше 5–5,5%. Вымирание макроформ животных и растений, однако, отнюдь не означает, что осолоняющийся бассейн отныне вообще становится безжизненным. Существует ряд низших организмов, которые обитают и в необычайно концентрирован-

[1] Стеногалинными формами называются организмы, могущие существовать лишь в очень узких пределах солености воды; организмы, выносящие большие колебания солености, называются эвригалинными.

ной воде. «Так в оз. Урмия в Северном Иране, – пишет Книпович, – в период повышенной солености в нем, до 22,24%, наблюдались еще малочисленные высшие ракообразные; в оз. Булак (иначе «Красное» или «Малиновое») близ форта Александровского на Мангышлаке Суворов обнаружил при солености 28,5%... множество жгутиковых *Dunaliella*, от которых зависит характерная окраска воды этого озера..., а в консервированной пробе ила, взятой отсюда, нашел хорошо сохранившихся ракообразных, коловраток, личинок насекомых, какую-то форму червей и водоросли». В Мертвом море при солености 28–29% констатированы три формы живых бактерий и какое-то, ближе не определенное, одноклеточное с жгутиком. В Кара-Богаз-Голе А.Д.Пельшем найдены 2 вида бактерий, 9 видов водорослей. В Большом Соленом озере (США) при солености 21% – множество ракообразных из рода *Artemia*.

В высшей степени характерно, что при такой высокой солености сохранившиеся организмы не только продолжают существовать, но нередко обнаруживают все признаки благоденствия, давая колоссальные популяции. Так, в Кара-Богаз-Голе, по описаниям А.Д.Пельша водоросль *Aphanothece salina* дает в заливах такие цветения, что вода становится слизисто-студневидной и на берег выплескиваются целые комья этого студня. В Большом Соленом озере Эрдлей указывает, что копролиты рачка *Artemia* местами настолько переполняют осадок, что становятся прямо-таки породообразующими, покрывая площадь в сотни тысяч гектаров и давая массы в тысячи тонн.

Еще резче изменения в комплексе минералов, образующихся в соленых водоемах, но проявляются они не с самого начала осолонения, а позже, когда соленость достигает 6–7% и выше. Начинается садка $CaSO_4$ в виде гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). В заливах Каспийского моря гипс садится при солености около 5%, в Сиваше и вообще в заливах Азовского и Черного морей – при солености 9–12%. Разница в минимальной солености, при которой начинается садка гипса в этих водоемах, объясняется неодинаковым содержанием сульфата кальция в исходных бассейнах (в Каспии его больше, чем в Черном и Азовском морях). При еще более высоких степенях солености (15–16%) в бассейнах с зимним охлаждением садится мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), а при осолонении в 24–25% начинает выпадать NaCl. Каких-либо калийных солей в современных осолоненных морских водоемах не образуется, что стоит в связи с их недостаточной соленостью. Одновременно с развитием перечисленных солей минералы, свойственные нормальному морю (в частности, фосфориты, железомарганцевые конкреции глауконит), прекращают формироваться, и только кальцит и $MgCO_3$ продолжают образовываться в больших количествах.

4. О методах восстановления нормально-морских осолоненных и опресненных водоемов прошлого

Из изложенного выше видно, что соленость водоемов и весь их гидрохимический режим отражаются как на органическом мире водоемов, так и на их осадках, и, следовательно, при отнесении ископаемого бассейна к типу нормальных, опресняющихся или осолоняющихся необходимо исходить из анализа сохранившейся в породах фауны и минеральных новообразований.

Но органический мир морей в истории Земли эволюционировал. Одни виды сменяли другие, вымирали роды, отряды, даже некоторые классы (цистоидеи, бластоидеи, трилобиты и т. д.). Чем глубже мы спускаемся по стратиграфической лестнице, тем больше становятся различия. Особенно важно, что параллельно с изменением облика организмов шли, несомненно, изменения их эко-

логических особенностей. Ископаемые организмы даже близкого родства могли обитать в существенно разных условиях. К этому необходимо добавить, что и минералообразование в нормальных и отклоняющихся от нормы водоемах в истории Земли не оставалось постоянным, но тоже эволюционировало, хотя и гораздо медленнее и менее разнообразно сравнительно с органическим миром. Отсюда видно, что задача различения в морях прошлого, – по аналогии с современностью, – нормальных, опресняющихся и осолоняющихся бассейнов представляет достаточно сложную проблему. Само собой разумеется, что мы не можем дать здесь никаких готовых рецептов, шаблонов, но должны обсудить лишь некоторые главнейшие принципы, которыми необходимо руководствоваться при анализе, проиллюстрировав эти принципы примерами.

Когда имеют дело с осадками недавнего геологического прошлого, скажем, четвертичной или верхненеогеновой эпох, обычно пользуются непосредственным сопоставлением видового и родового составов современной и ископаемой фауны и флоры. Такого рода сопоставления делались, например, для четвертичных водоемов Прибалтики, Каспийской и Черноморской котловин, и поскольку отличия фаун в таких случаях ничтожны, выводы об общем характере ископаемых водоемов вполне достоверны. Тот же, по существу, прием используется и для более древних неогеновых водоемов юга СССР вообще и Крымско-Кавказской зоны в частности. Классический анализ их дан почти полвека тому назад Н.И.Андрусовым и полностью подтвержден последующими работами.

Изучая фауну одного из среднемиоценовых горизонтов – чокракского, Н.И. Андрусов обратил внимание на две ее особенности. Во-первых, чокракская фауна своеобразна по своему составу и не содержит ни кораллов, ни брахиопод, ни морских ежей и звезд, ни головоногих, моллюсков, а состоит почти исключительно из пелеципод и гастропод, обычно мелких, слабо скульптированных и небогатых по количеству видов. Во-вторых, сравнение чокракских и черноморских пелеципод и гастропод показало, что, по крайней мере, 80% чокракских родов представлено в современном Черном море. Это сходство особенно наглядно показано на рис. 4, на котором А.Д.Архангельским сопоставлено распространение по типам осадка главнейших представителей чокракской и современной черноморской фаун. Оно свидетельствует с несомненностью, что солености чокракского моря в Крымско-Кавказской зоне и современного Черного были очень близки, т. е., другими словами, что чокракское море было бассейном со значительно опресненной водой.

К осадкам более древним, чем верхнетретичные, особенно к мезозойским и верхнепалеозойским, указанный прием, по причинам, выше отмеченным, не применим. Поэтому, при фациальном анализе мезозойских и верхнепалеозойских пород ограничиваются лишь общим разбором состава сохранившихся фаун, пополняя сделанные заключения наблюдениями над петрографическими особенностями пород.

При этом фауны, отличающиеся качественным богатством и разнообразием крупных систематических групп, в особенности же те, которые содержат группы, известные ныне как стеногалинные (кораллы, морские ежи, головоногие, птероподы, морские лилии), считаются, по аналогии с современными, нормально-морскими. Фауны, качественно бедные, характеризующиеся отсутствием стеногалинных групп, с видами малорослыми, весьма изменчивыми по своему габитусу, склонными давать множество разновидностей, – фауны, сочетающие качественную бедность с количественным изобилием индивидуумов, считаются, опять-таки по сопоставлению с современностью, фаунами водоемов с аномальным гидрологическим режимом и, прежде

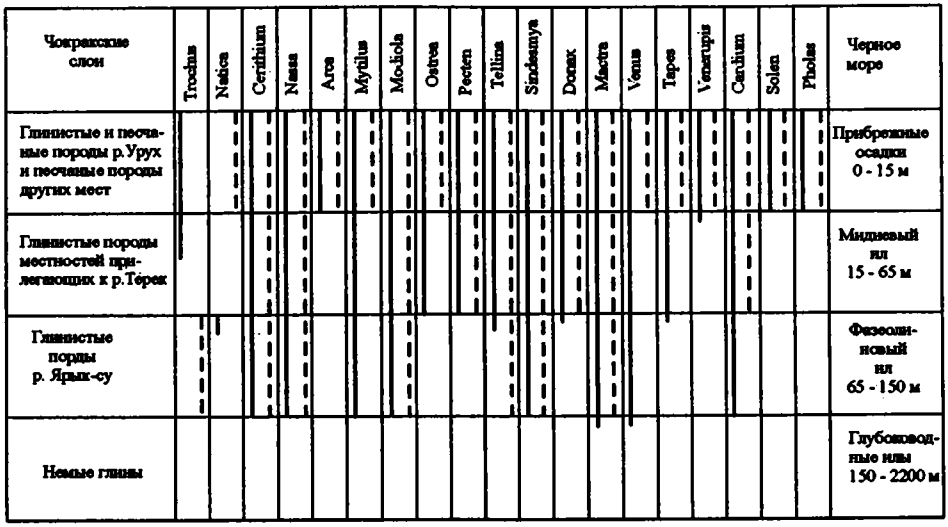


Рис. 4. Биоценозы Черного моря и Чокракского бассейна (по А.Д.Архангельскому)

Сплошные линии дают расположение родов моллюсков в чокракских породах, пунктирные – в осадках Черного моря

всего, с аномальной соленостью. При этом вопрос о том, уклонялся ли водоем в сторону опреснения или осолонения сравнительно с нормальным морем, требует специального рассмотрения и далеко не всегда может быть решен. В самой фауне часто невозможно найти убедительных критериев в пользу отнесения ископаемого водоема к группе опресняющихся или осолоняющихся. Если в органическом мире наблюдается не просто обеднение представителями, но появление форм, не встречающихся в нормальных морских фаунах, например, *Unionidae, Anthracosiidae* и т. д., то можно принять со значительной уверенностью, что мы имеем дело с солоноватым, т. е. опресненным, морским водоемом. Напротив, если имеет место простое вымирание морских форм, речь может идти скорее об осолонении. Сомнения, в конце концов, обычно устраняются литологическими признаками. Когда пласты с обедненной фауной сменяются по вертикали горизонтами палеонтологически немыми и заключающими галогенные осадки, – загипсованные песчаники и глины, доломиты, гипсы, ангидриты и т. д., то совершенно ясно, что перед нами следы бассейна осолоненного. Когда этого нет, и все минералообразование в осадках имеет обычный характер, речь может идти об опреснении.

Чтобы проиллюстрировать, как применяются на практике эти принципы, разберем один поучительный прием – историю верхнекаменноугольного и нижнепермского бассейнов Самарской Луки, впервые разъясненную М.Э.Ноинским (1913 г.). Верхнекарбоновые отложения Самарской Луки слагаются толщей карбонатных пород, известняков и доломитов, до 200 м мощностью. В нижних горизонтах преобладают известняки очень разнообразных типов

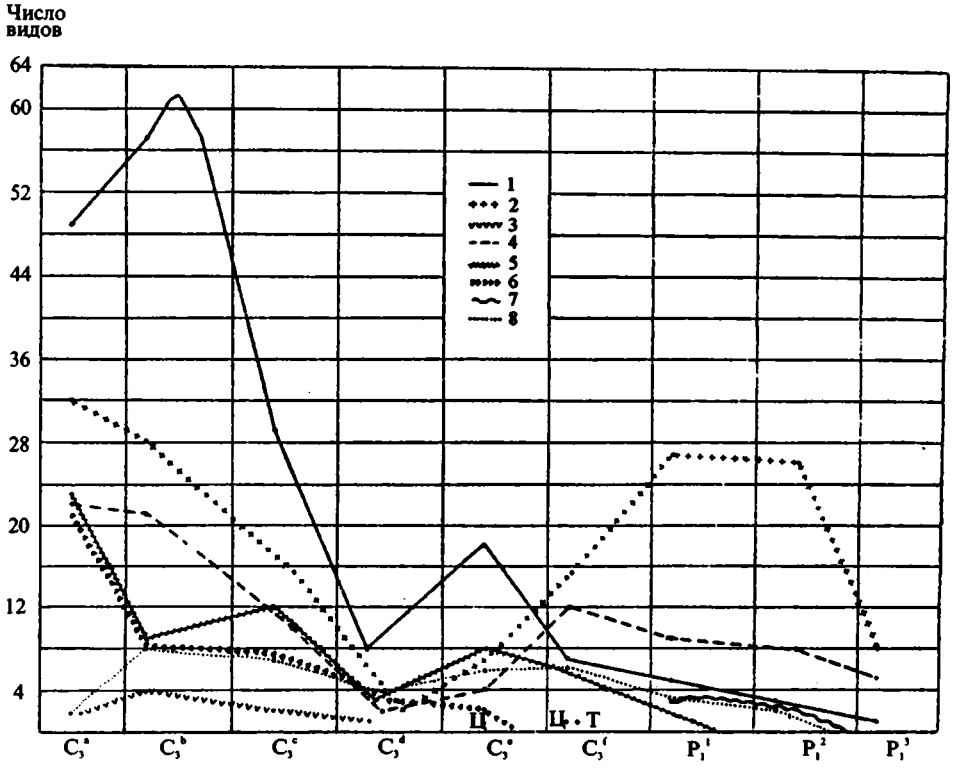


Рис. 5. Распределение фауны в разрезе верхнего палеозоя Самарской Луки (по М.Э.Ноинскому)

1 – брахиоподы; 2 – гастроподы; 3 – морские ежи; 4 – пелециподы; 6 – мшанки; 7 – водоросли; 8 – фораминиферы; Т – трилобиты; ч – черви; ц – цефалоподы

(плотные, землистые, органогенные и т. д.), а доломиты встречаются как исключение; в средних – и те и другие развиты довольно равномерно; в верхних же господствуют доломиты, чистые известняки наблюдаются редко.

Нижнепермские отложения отличаются значительно большей изменчивостью. В юго-восточном углу Самарской Луки, где они лежат под толстым покровом верхнепермских водонепроницаемых отложений, толща P_1 слагается из слоистых доломитов, перемежающихся с прослоями и штоками гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и ангидрита ($CaSO_4$), достигая в общей сложности 50 м мощности. В западной же части Луки и по северному склону ее, где такого покрова нет или он имеет ничтожную мощность, гипс и ангидрит нацело выщелочены, вследствие чего доломиты во многих местах утеряли свое правильное залегание слоями, разбились на отдельные глыбы или же превратились в совершенно лишенный слоистости, так называемый, брекчиевидный доломит. Общая мощность нижнепермских отложений в этих местах достигает лишь 20–30 м.

Как в верхнекарбоновых, так и в нижнепермских породах сохранилось значительное количество органических остатков, которые дали возможность определить из верхнекаменноугольных отложений 323 вида и из нижнепермских 67 видов.

Данные М.Э.Ноинского изображены графически на рис. 5. Для понимания диаграммы следует иметь в виду, что верхнекаменноугольные отложения Лу-

ки разбиваются Ноинским на шесть горизонтов, обозначаемых снизу вверх последовательно буквами C_3^a, C_3^b, C_3^c, C_3^d, C_3^e, C_3^f, а нижнепермские – на три горизонта с обозначениями P_1^1, P_1^2, P_1^3.

Изучение схемы позволяет сделать ряд важных выводов. Фауна горизонтов C_3^a и C_3^b отличается весьма большим богатством; так, в C_3^a мы имеем около 180 видов, принадлежащих 89 родам и 43 семействам; в C_3^b – 157 видов, распределяющихся между 72 родами и 37 семействами; животное население отличается качественным разнообразием, включая все классы морских животных: фораминиферы, мшанки, кораллы, брахиоподы и т. д. Эти признаки с несомненностью указывают, что в эпоху C_3^a и C_3^b бассейн Самарской Луки характеризовался совершенно нормальным гидрологическим режимом, т. е. прежде всего – нормальной соленостью. В более юных горизонтах количество видов начинает стремительно сокращаться. В C_3^c их уже 80; в C_3^d – 26; в C_3^e – 45; в C_3^f – 48; в P_1^1 – 54; в P_1^2 – 45; в P_1^3 – всего 16. Наблюдение за ходом изменений внутри каждого класса позволяет вскрыть дополнительно ряд существенных закономерностей. Весь промежуток времени от C_3^c до P_1^3 мы можем разбить на два этапа. Первый охватывает время, отвечающее отложению горизонтов C_3^c, C_3^d и C_3^e. Этот период характеризуется тем, что если какие-либо изменения в фауне и имеются, то они совершаются в одном и том же направлении во всех классах животных. При переходе от C_3^c к C_3^d во всех классах число видов одновременно сильно сокращается, при переходе же от C_3^d к C_3^e вновь сильно возрастает. Эти изменения фауны, скорее всего, объясняются не первичными изменениями в условиях бассейна, а чисто вторичными явлениями перекристаллизации и растворения органических остатков в породе, благодаря которым мы и получаем общее одновременное изменение фауны в целом.

Совершенно иная картина наблюдается в горизонтах C_3^f, P_1^1, P_1^2, P_1^3. Общее число видов здесь примерно то же, что и в предыдущем горизонте, т. е. между 40 и 50 видами. Однако количественные соотношения между представителями различных классов, так сказать «удельный вес» каждого класса, резко меняются. Начиная с горизонта C_3^f до конца P_1 мы неуклонно наблюдаем, что общее количество видов кораллов, брахиопод, фораминифер, мшанок все больше сокращается; эти классы неуклонно идут к вымиранию и, наконец, один за другим вымирают. Так, мшанки прекращают свое существование уже в конце C_1^e, кораллы и трилобиты – в P_1^1 головоногие и фораминиферы – в P_1^2. Наоборот, пелециподы и гастроподы не только не уменьшаются в количестве, но значительно увеличивают число своих видов, показывая всю видимость благоденствия, пока, наконец, в P_1^3 не становятся единственными хозяевами морского дна.

Однако это был очень своеобразный расцвет. Оригинальная особенность его заключается в том, что увеличение количества пелеципод и гастропод в P_1^3 не повело за собой появления каких-либо новых, прежде не живших родов или даже групп видов. Весь смысл расцвета моллюсков сводится к тому, что «некоторые группы, представленные более или менее обильно в карбоне, получили в P_1^3 исключительно большое развитие, будучи представлены здесь очень большим числом видов и положительно массой экземпляров»[1]. Другой же особенностью «расцвета» является поразительная малорослость фауны P_1^3: «почти все констатированные здесь роды и группы представлены исключительно видами и экземплярами малой величины».

Легко видеть, что отмеченные особенности фауны C_3^f и P_1 ни в коем случае не могут быть объяснены теми же процессами вторичного изменения породы, как это имело место для отложений C_3^c, C_3^d, C_3^e. Там мы видели одновремен-

[1] Ноинский М.Э. Самарская Лука. 1913.

но обеднение всех классов. Здесь же наблюдается не только обеднение, но и отбор внутри классов, приостановка сколько-нибудь заметного образования новых групп, а также общее измельчание фауны. Все эти процессы, несомненно, первичные. Но в качестве таковых они обозначают только одно, а именно – что гидрологический режим и, прежде всего, соленость бассейна отклоняются от нормы; бассейн перестает быть нормальным морем.

Однако в какую сторону идет это отклонение? В сторону все большего опреснения или же, наоборот, в сторону все возрастающего осолонения? Два обстоятельства позволяют решить этот вопрос вполне определенно. При постепенном исчезновении нормально-морских типов (кораллов, брахиопод и др.) в море не появляется никаких новых форм, которые можно было бы рассматривать как представителей пресноводной фауны, хотя такая пресноводная фауна той эпохи теперь хорошо известна. С другой стороны, среди карбонатных пород, чем выше по разрезу, тем больше попадается гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и ангидрита ($CaSO_4$). Эти же соли могут возникать только в условиях осолоняющегося бассейна, в отдельных отшнуровывающихся от него лагун. Таким образом, бассейн Самарской Луки конца верхнего карбона и нижнепермской эпохи был, несомненно, бассейном осолонявшимся.

Для правильного понимания существа дела нужно иметь в виду, что лишь до недавнего геологического прошлого понятие «бассейн нормальной солености» отвечает представлению о современной норме содержания солей – 3,5%. Но чем дальше отодвигаемся мы в прошлое, тем расплывчатее становится количественная оценка «нормальной солености». Можно принять за весьма правдоподобную старую мысль Р. Дэли, указавшего, что соленость современных морей есть явление, исторически развившееся за счет непрерывного вноса в океан солей реками и за счет вулканических процессов. Чем древнее море, тем более низкой была бы «нормальная соленость», а с ней и «нормы» для опресняющихся и осолоняющихся бассейнов. Рубрики для подразделения этих трех типов водоемов являются, таким образом, «скользящей шкалой», переменной величиной, но самая сущность различия между ними, конечно, во все времена оставалась той же.

Из приведенных примеров видно, что расшифровка фациального типа древнего водоема возможна лишь тогда, когда в ископаемом материале ярко проявляются и сочетаются и фаунистические и литологические признаки «нормы» или отклонения от нее в сторону повышения или понижения солености. При отсутствии ярких показателей дифференцирование толщ на свиты, отложенные в опресняющихся и осолоняющихся водоемах, становится затруднительным. Поэтому часто геологи ограничиваются только констатацией уклонения данной свиты от нормально-морской, обозначая ее термином «лагунные осадки» или «лагунная свита».[1] *Такой прием как первый этап фациального анализа ископаемых осадков, конечно, правилен и приемлем, но только как первый этап.* В дальнейшем необходимо всячески стремиться к тому, чтобы отыскать признаки, могущие позволить уверенно отнести бассейн к числу осолоняющихся или опресняющихся.

По отношению к докембрийским породам, однако, даже эта первоначальная ступень фациального анализа – различение нормально-морских и лагунных свит, – оказывается, по большей части неосуществимой.

---

[1] Под лагунной обычно подразумевают более или менее крупный залив (иногда и внутреннее море), слабо связанный с морем и обладающий поэтому водой ненормальной солености (то более высокой, то более низкой) и аномальной фауной. Отнесение к лагунным осадкам дельтовых отложений и литоральных осадков нормальных морей, предложенное М.К.Коровиным, нам представляется неправильным.

5. Литоральные осадки морей и их признаки

При фациальном анализе отложений, принадлежащих крупному ископаемому водоему, одной из первых задач является выделение литоральных осадков, т. е. образований, непосредственно связанных с береговой линией бассейна. Нужно сказать, что литоральные отложения сохраняются редко, скорей как исключение, чем как правило, но тем интереснее их отыскание, ибо вместе с ними исследователь находит и береговую зону древнего водоема, так сказать, ощупывает ее.

Под названием литоральной зоны в современных морских бассейнах разумеют полоску берега между наивысшей точкой прилива и наинизшей отлива, т. е. зону побережья, непрерывно то заливаемую водой, то обсыхающую[1]. Ширина ее зависит от характера берегового уступа: у крутых берегов она измеряется десятками метров, у плоских – несколькими километрами.

Характер литорального осадконакопления чрезвычайно изменчив и стоит в тесной связи с морфологией берегового уступа и составом слагающих его пород.

У берегов крутых, образованных плотными, твердыми породами, волновый прибой достигает максимальной силы и под воздействием его у основания берегового откоса обычно образуется более или менее глубокая ниша (рис. 6). В некоторый момент времени нависающая над нишей часть берега рушится, и на площадке нагромождается хаос обломков самой разнообразной величины, которые затем море обрабатывает, превращая в гальку. Тем временем вырабатывается новая ниша, обрушивается и на площадке возникают новые обломки. Так у крутого берега, сложенного твердыми породами, накопляются осадки, которые в ископаемом состоянии, после их цементации, мы называем конгломератами, брекчиями или переходными образованиями. Органический мир таких участков скуден, ибо пребывание в среде, где волнами движутся крупные камни, для большинства организмов гибельно. Среди немногих обитателей каменистых грунтов одни обладают чрезвычайно плотной раковиной, другие приобретают способность сверлить ходы в камнях и жить в этих дырах (камнеточцы – двустворки *Pholas*, *Lithophaga* и др.), третьи крепко присасываются или прирастают к скалам (как *Balanus*, *Patella*, *Mytilus* и др.).

Совершенно иначе идут процессы у берегов плоских, пологих, сложенных мягкими породами – песками, глинами, мергелями, мелом, известняками и т. д. По мере того, как волна набегает на такой берег, она не разбивается о него, как в предыдущем случае, а своеобразно видоизменяется (рис. 7). С постепенным обмелением площадки и увеличением трения воды о грунт длина волны укорачивается, а высота, соответственно, возрастает, волны становятся высокими и относительно узкими, сжатыми в поперечном сечении. Затем вершинки их опрокидываются и падают вперед (буруны), набегая на берег и таща с собой частицы захваченного грунта. Постепенно замирая, они оставляют несомый ими материал, накопляя так называемый береговой вал. У побережья со спокойным ветровым режимом береговой вал один; за ним в глубь континента тянется более или менее обширная песчаная зона. На участках бурных различают по нескольку валов, причем верхний отвечает периоду наибольших бурь, промежуточные – периодам более спокойным

[1] Напомню, что в рельефе моря различают: *шельф* – от 0 до 200 м, *континентальный уступ* – от 200 до 3000 м глубины и океаническое дно с глубинами свыше 3 000 м. По гидробиологическим условиям на шельфе выделяют: литоральную (приливо-отливную) область и неритовую, охватывающую остальную часть шельфа; верхнюю часть континентального склона (до 1 000 м) называют батиальной зоной, всю остальную часть склона и океаническое дно объединяют в абиссальную область.

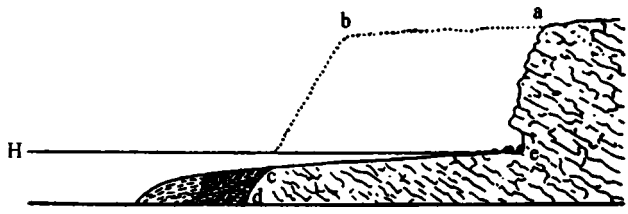


Рис. 6. Деятельность волн у крутого берега
ab – первоначальное распространение поверхности суши; ce – береговая площадка, полученная после срезания берега прибоем; H – уровень моря; c–b – прежнее положение берегового откоса

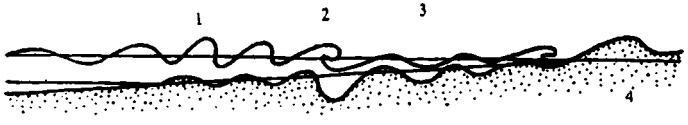


Рис. 7. Деятельность волн у пологого берега
1 – область подпружинивания волн; 2 – область перелома волн (буруны); 3 – область пологих набегающих на берег волн; 4 – береговой вал. Точки – песчаный осадок

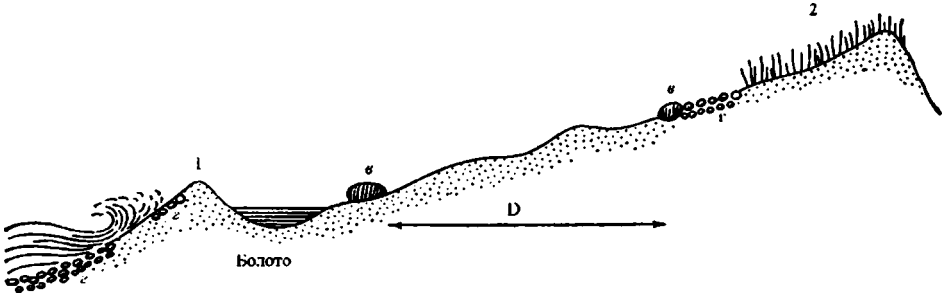


Рис. 8. Береговые валы на о. Рюгене (из К.Андрэ)
1 – обычный береговой вал; 2 – штормовой вал, заросший растительностью и закрепленный; *в* – полоса выброшенных водорослей; *г* – галечные накопления; *D* – полоса перевеваемого песка с небольшими, похожими на дюны, буграми

Морфологически вал представляет собой серию удлиненных холмов, протягивающихся параллельно берегу и составляющих продолжение один другого (рис. 8). Высота вала варьирует и на побережьях Северного моря, например, достигает максимум 2–5 м, тогда как на побережье Атлантического океана 10–12 м. В поперечном сечении валы несимметричны, причем сторона, обращенная к берегу, более крутая (углы наклона до 10–12° у песков и до 12–25° у галечников), противоположная – пологая (углы наклона до 1–2°).

Петрографический состав береговых балов разнообразен и зависит от пород, слагающих берег. Главную массу образует обычно песок с примесью гальки, причем сортировка материала по крупности совершенная. Фаунистические осадки редко значительны, ибо подвижные пески – плохой субстрат для животных. Все же в некоторых случаях раковины, выброшенные на берег,

скопляются в огромном количестве, как, например, на голландском и немецком побережье Северного моря, на Азовском море и в других местах; характерно, что обычно скопляются только правые створки раковин пластинчатожаберных, часто битые, превращенные в детритус; иногда и все скопление представлено обломками. Валы из галечников совершенно стерильны в смысле наличия фаунистических остатков. В отличие от фауны остатки водорослей, вырванных волнением и выброшенных на берег, очень характерны для береговых валов. Значительные массы их, дающие торфяные (углистые) прослои, линзы, пятна, чрезвычайно часты в береговых валах и составляют их особенность. Там же нередко скопляются куски и целые стволы деревьев, ориентированные длинной осью параллельно берегу. Эти обломки часто бывают источены моллюсками-древоточцами (теredинами), а галька – камнеточцами (фоладами).

Из генезиса береговых валов видно, что они представляют собой эфемерные образования, то возникающие, то под влиянием более сильного волнения вновь полностью или частично разрушаемые. Следствием этого является то, что осадкам береговых валов и литоральной зоны вообще бывает, свойственна отчетливая *косая слоистость*. К сожалению, прибрежно-морской тип косой слоистости не имеет ярко выраженных признаков и характеризуется скорее отрицательными чертами, т. е. отсутствием типичных признаков других типов. Все же можно указать на малую мощность отдельных серий (линз), из которых состоит косослоистая пачка (до 0,3 м), на отсутствие среди косых серий строго горизонтальных пачек; на частую смену направлений наклона пластов, придающую слоистости «перистый характер» (существенный признак); на незначительный угол наклона, чаще не превышающий 15–20° (Ю.А.Жемчужников).

У побережий, сложенных коралловыми рифами или известняками вообще, материалом, образующим береговые валы и песчаные отмели, являются выброшенные на берег обломки кораллов и скелетов других с ними живущих организмов. На некоторых участках побережий с обильными зарослями водорослей береговые пески (пляжи) и валы образованы скоплениями выброшенных на берег фораминифер, которые огромными массами живут на водорослях и после отмирания (или даже при жизни) волнением выносятся из воды. Фораминиферовые пески описаны из ряда мест в Средиземном море, из окрестностей г. Римини на берегу Адриатического моря и из других морей. В песке из Гаэты близ Неаполя по приблизительным подсчетам на 1 $см^3$ приходится не менее 5000 раковин фораминифер. Обломочки раковин, песчинки кварца и других минералов в самых верхних мелководных частях неритовой зоны теплых морей нередко становятся центрами отложений $CaCO_3$, образующего концентрически-слоистые оолиты. Вымывание их прибоем на берег ведет к возникновению косослоистых оолитовых береговых валов и пляжей.

На песчаных или известковых пляжах ниже уровня воды под влиянием спокойной зыби на поверхности осадка возникают углубления и понижения, которые являются как бы фотографией волнующейся воды; в области, где волны набегают на берег, в песке образуются параллельно пролегающие борозды и углубления, то симметричные, то ассиметричные на поперечном разрезе. Иногда и те, и другие сохраняются в ископаемом состоянии и служат характерным признаком для распознавания литоральной фации; первые носят название знаков ряби, вторые – волноприбойных знаков *(ripple-marks)*. Они изображены на рис. 9.

В мелких затишных заливах и бухтах осадки литоральной зоны слагаются илом, то глинистым, то песчанистым, переходящим вблизи коралловых рифов и известняковых побережий в чисто известковые илы. С этой фацией побере-

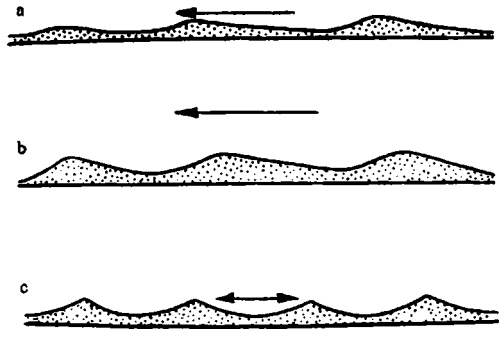


Рис. 9. Волноприбойные знаки
a – волноприбойные знаки эоловые; *b* – волноприбойные знаки течений; *c* – волноприбойные знаки волн

жья под тропиками ассоциируются часто своеобразные растительные сообщества, известные под названием мангровых зарослей. Они известны с побережий Флориды, из Индии и с островов Малайского архипелага. Мангровые растения представляют собой то крупные деревья, то кустарники, обитающие в прибрежной зоне и укрепляющиеся в илах с помощью основных и придаточных корней, спускающихся вниз со стволов. При отливе мангровые заросли имеют вид заболоченного леса, в прилив над водой торчат только зеленые кроны деревьев. При отмирании растения, скопляясь на дне, дают начало торфяникам, так что территории мангровых зарослей часто представляют собой колоссальные (до 3–5 км в ширину и десятков километров в длину) прибрежно-морские болота. На суше, за пределами литоральной зоны, они могут сопровождаться обычными пресноводными болотами с громадными зарослями болотных кипарисов (тисс), болотных пальм (*Nipa*) и т. д. Таким образом, плоские низменные побережья могут дать начало колоссальным скоплениям углей; их аналоги действительно встречены в ископаемом состоянии и выделяются под названием паралических углей, т. е. побережно-морских, в отличие от углей лимнических – озерных и потамических – речных.

На участках илистых побережий засушливых областей, длительно обсыхающих, возникают, как на такырах, трещины высыхания; заходящие сюда животные оставляют следы, нередко сохраняющие форму при высыхании ила и погребаемые затем новыми порциями илистого осадка; крупные капли редкого дождя выбивают округлые ямки, также консервируемые последующими осадками; зарывающиеся в ил черви и некоторые двустворки оставляют свои ходы и т. д. Так, под действием организмов и неорганических агентов в илах литоральной зоны появляется ряд своеобразных структурных и текстурных признаков, нахождение которых облегчает определение литоральной фациальной зоны в ископаемых породах.

Последним членом фациального комплекса (парагенезиса) литоральной зоны являются осадки рек, прорезающих побережье и образующих дельтовые отложения. Судя по примерам современных дельт рек Миссисипи, По, Роны, Нила, Волги и др., дельтовые осадки могут занимать огромные площади в десятки тысяч квадратных километров и достигать мощностей в десятки метров. Отложения дельты состоят из трех частей: *кровли*, образованной горизонтальными или очень слабо наклонными слоями (аллювиальная часть); среднего *косого горизонта*, где слои наклонены в сторону моря, и нижнего *горизонтального отдела* или авандельты, где слои также практически горизонтальны (рис. 10). Верхняя аллювиальная серия состоит из более грубого материала сравнительно со средней косой пачкой; она отвечает постепенному продвижению русла в глубь стоячего бассейна вместе с ростом дельты. Авандельтовая часть осадков, напротив, более тонкозерниста, чем материал косой серии; она соответствует более удаленным от суши, более глубоким и более окраинным частям растущей дельты (Ю.А.Жемчужников). Характерными признака-

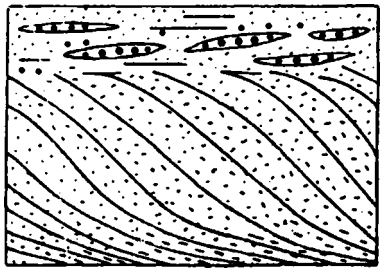


Рис. 10. Строение дельтовых отложений

a – вершинные грубозернистые слои; *b* – слои склонов среднезернистые; *c* – донные слои, тонкозернистые

ми косой дельтовой слоистости является то, что горизонтальные слои срезают косую серию несогласно, в косой же серии углы наклона крутые (до 45°). Из органических остатков в дельтах встречаются как немногочисленные занесенные сюда пресноводные моллюски, так и отдельные эвригалинные формы морской фауны, а также многочисленные обрывки растений, оставляющие после себя отпечатки, сажистые и углистые пятна, линзы и т.д.

Из изложенного видно, что характерную черту литоральной фации составляет чрезвычайная изменчивость возникающих здесь осадков и их признаков. Отложения здесь варьируют от грубых конгломератов до тонких глин и известняков; чисто обломочные породы сменяются чисто органогенными (детритусовые известняки, угли) или хемогенными (микрозернистые известняки); горизонтальная слоистость переходит в косую, фауна и флора чисто континентальные смешиваются с чисто морскими.

Естественно, что разрезы литоральной фации пестры. Это сближает их с осадками континентальных фаций, хотя наличие морских элементов тянет их уже совсем в другую область.

6. О рельефе и глубинах морей геологического прошлого и о методах их реконструкции

Определение глубины отложения осадка в ископаемом водоеме представляет одну из труднейших задач палеогеографии и – нужно сказать прямо – в очень большом числе случаев не допускает решения вообще, либо же дает решения неуверенные и расплывчатые в смысле указания пределов возможных глубин и лишь в некоторых случаях – решения, достаточно четкие и строгие. Тем обстоятельнее должен быть анализ и оценка критериев, которые следует положить в основу батиметрических заключений палеогеографа.

Три круга признаков используются обычно для суждения о глубинах отложения осадка: его органические остатки (флора и фауна), некоторые специфические минеральные новообразования и общие петрографические черты осадка, его структуры и текстуры.

Наиболее отчетливые и яркие свидетельства относительно глубин дают остатки растительных форм – водорослей и так называемых морских трав, представителей цветковых. Это не случайно. Подводные растения, как и наземные, не могут существовать без солнечного света, свет же проникает в морскую воду на ограниченную глубину. Для различных лучей спектра глубина эта очень различна. Красные лучи поглощаются быстрее всего, фиолетовые же проникают наиболее далеко в воду. Кроме того, проникновение света зависит от высоты солнца над горизонтом (т. е. широты места) и от прозрачности воды. Поэтому на разных широтах глубина проникновения света лежит между 200 и 550 м и даже еще глубже. Поскольку, однако, для фотосинтеза требуется определенная напряженность света, глубины обитания донных водорослей значительно меньше. Хлорофиллоносные растения населяют главным обра-

зом верхние части освещаемой области от 0 до 50 м; на глубинах между 50 и 100 м донная флора быстро замирает и лишь в единичных случаях переступает изобату 100 м. При этом в распределении донных водорослей по глубинам замечается определенно выраженная зональность. На минимальных глубинах, в литоральной зоне, обитают главным образом зеленые или синезеленые водоросли, к которым подмешиваются лишь единичные формы бурых и багряных водорослей. От линии максимального отлива до глубины примерно 27 м обитают преимущественно бурые водоросли; по наиболее распространенному роду *Laminaria* эту зону часто называют ламинариевой. Водоросли в этой зоне приурочены к скалистому и раковинному грунту, на илистых же и илисто-песчаных грунтах в изобилии произрастает морская трава. От 27 до 90 м господствуют известьвыделяющие багряные водоросли из семейства *Corallinaceae*. Ниже, как указывалось, донная флора в море практически исчезает. Таким образом, вся морская флора является типично мелководной и в этом отношении представляет исключительный интерес, как мерило глубин ископаемых фаций.

Значительно шире по глубинам распространены выделяющие известь донные животные. Не имея возможности разобрать местообитание каждой крупной группы в отдельности, мы изобразили вертикальное их распространение графически (рис. 11).

Изучая диаграмму, нетрудно видеть, что подавляющая масса современного зообентоса привязана к верхней половине шельфа (от 0 до 100 м) и особенно к верхней части (от 0 до 50 м). Здесь живет главнейшая часть донных фораминифер, большинство пелеципод, гастропод, все рифостроящие кораллы, все известковые и кремнероговые губки, часть каменистых, а также большая часть мшанок, почти все беззамковые брахиоподы, много морских ежей. Все эти группы связаны либо пищевыми взаимоотношениями, либо общностью грунта (например, обитанием на скалах, на песке, в иле), либо же тем, что одни организмы (например, пелециподы) являются удобным местом прикрепления для других, например, для багряных и бурых водорослей, мшанок и т. д. Благодаря таким биологическим взаимоотношениям, перечисленные группы организмов встречаются совместно, образуя богатейшие по разнообразию видов прибрежные сообщества или биоценозы, занимающие определенные площади по глубине и грунту и переходящие по простиранию одни в другие. Коралловые рифы и раковинные банки (устричные, мидиевые и др.), колоссальные фораминиферовые популяции на громадных зарослях водорослей и морской травы – вот характерные представители биоценозов верхней, наиболее обитаемой, половины шельфа.

Помимо общего видового богатства, у этих мелководных биоценозов имеются некоторые внешние характерные отличия: раковины образующих их видов обычно крупные, толстостворчатые и несут разнообразные признаки механических повреждений действием волн или других животных. Лишь обитатели глинистых мелководных грунтов обладают тонкой раковиной небольших размеров и в этом отношении имитируют биоценозы более глубоких илистых грунтов.

Нижняя часть шельфа на глубинах 100–200 м населена уже менее богато и разнообразно. Главнейшие обитатели этой полосы – мшанки, брахиоподы, каменистые губки, морские ежи; к ним подмешиваются гастроподы, пелециподы, фораминиферы и др. *В этой зоне впервые начинает появляться и подмесь раковинок отмерших планктонных форм фораминифер.* Разнообразие биоценозов начинает убывать. Из трех характерных типов сообществ, – коралловых рифов, раковинных банок, подводных водорослевых лугов, – сохраняется лишь один – биоценоз раковинных банок. Сами раковины становятся меньше по размерам и тонкими.

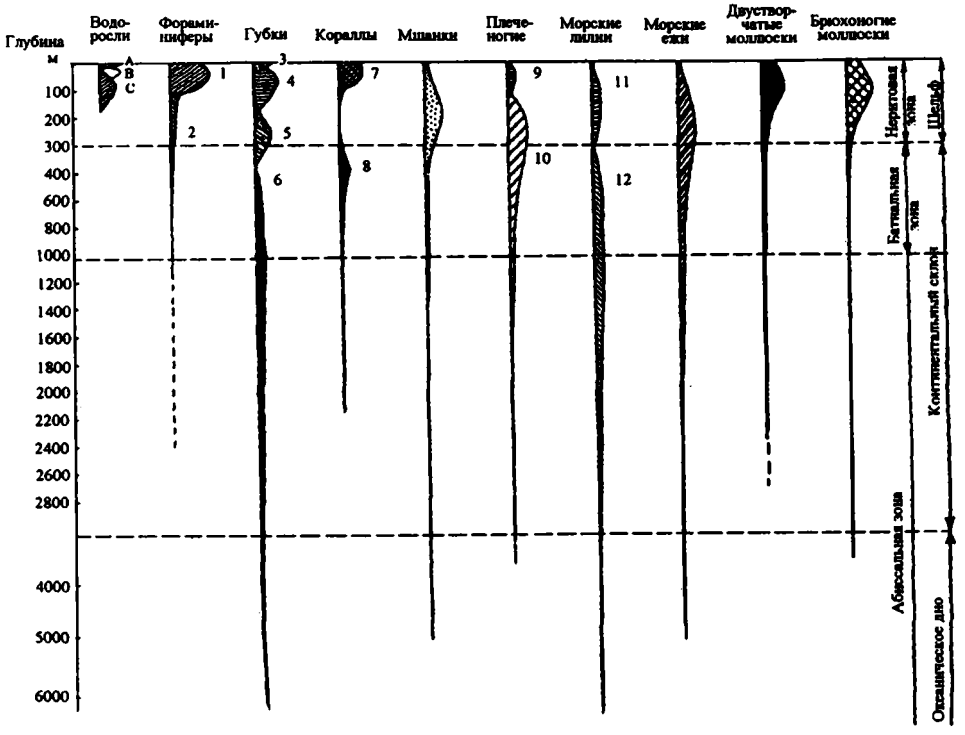


Рис. 11. Распределение по глубинам основных групп бентоса (по сводкам Динера, Циттеля, Кэшмана, Твенхофела и др.)

A – синезеленые водоросли; B – бурые водоросли; C – красные водоросли

1 – *Miliolidae*; 2 – *Lagenidae*; 3 – *Calcispongia*; 4 – кремнероговые и роговые губки; 5 – *Lithistidae*; 6 – *Hexactinnelidae*; 7 – колониальные рифостроющие кораллы; 8 – одиночные кораллы; 9 – *Inarticulata*; 10 – *Articulata*; 11 – *Comatulidae*; 12 – прочие группы морских лилий

В батиальной области, охватывающей верхнюю часть континентального склона, обитают частью брахиоподы и мшанки, частью морские ежи, некоторые одиночные кораллы, донные фораминиферы, в основном же криноидеи и кремневые шестилучевые губки. К этим бентонным формам по мере углубления все больше присоединяются раковинки планктонных фораминифер, *которые и становятся здесь господствующим элементом в комплексе присущих осадку органических остатков*. Ракушечные поля из скоплений главным образом брахиопод еще встречаются у верхней кромки батиальной зоны, но затем быстро исчезают. Лишь заросли криноидей и кремневых губок оживляют местами однообразный пейзаж, все слабее, по мере углубления, населенного глинистого осадка. Сами обитатели ила становятся малорослыми и тонкостворчатыми.

Еще в большей степени проявляется обеднение фауны на нижней части континентального склона и на *океаническом дне*, которое хотя и не представляет собой настоящей пустыни, но заселено все же крайне слабо.

В нарисованной картине видно, что органический мир современного моря достаточно хорошо реагирует на батиметрические условия своего существования и указанные выше области – верхняя и нижняя части шельфа и батиальная зона – отчетливо различаются по своей биологической характеристике. Спрашивается, можно ли, и в какой мере, пользоваться этой схемой для палеогеографии бывших морских водоемов? Опыт показывает, что, в общем, возможно, однако с рядом неизбежных ограничений.

Для эпох сравнительно недавних, как четвертичная и верхнетретичная, для которых возможно непосредственное сравнение видового состава современной и ископаемой фаун, заключения по фауне относительно глубин ископаемой фации, конечно, вполне реальны, порой даже до значительных деталей, до прямой аналогии конкретного ископаемого биоценоза с конкретным современным. Так обстоит, например, дело с плиоценовыми осадками Крымско-Кавказской зоны, биоценозы которых Н.И.Андрусов и А.Д.Архангельский прямо сопоставляют с биоценозами Каспийского моря. Но чем дальше в глубь времен мы отодвигаемся, тем резче становится различие ископаемого и современного населения моря, тем более общими и расплывчатыми становятся сопоставления. *Приходится ограничиваться сравнением не видового и родового состава организмов, а их группового состава, комбинаций отрядов и классов.* При таких сравнениях выясняются два в высшей степени важных обстоятельства. Во-первых, в основных своих чертах то распределение главнейших групп морских организмов по глубинам, которое охарактеризовано выше, удерживается до очень глубокого прошлого, до верхнего палеозоя включительно, или даже до девона включительно. Ниже органический мир становится настолько отличным от современного, что и такие общие сопоставления делаются затруднительными. Во-вторых, для некоторых из дошедших до нас групп даже на ограниченном отрезке времени – от девона – намечаются ясно выраженные изменения. Так, криноидеи, ныне в главной массе обитающие в верхнем палеозое, являются типичным компонентом коралловых рифовых построек, водорослевых известняков, фораминиферовых, – в частности фузулиновых, – известняков и других пород, в мелководном генезисе которых ни у кого нет ни малейших сомнений. Это значит, что верхнепалеозойские криноидеи, в отличие от современных, обитали в прибрежной полосе от 0 до 50 и 100 м глубины и лишь впоследствии (как полагают – в мезозое) мигрировали на большие глубины. Точно так же распространение верхнепалеозойских ринхонеллид и теребратулид и их ассоциация с другими организмами указывают на их преимущественную привязанность к мелководью, тогда как сейчас эти семейства обитают в более глубоководной области. Возможно, что существуют и иные, более мелкие черты отличий в батиметрическом распределении форм по морскому дну, пока еще недостаточно выясненные. Важно отметить характер самих отличий. *В обоих случаях речь идет о переходе организмов из мелководья в область больших глубин.* Это едва ли случайно. Мы должны иметь в виду, что первичные организмы, оформившиеся в первобытном океане из растворов органических веществ, были, вероятно, планктонными формами. Лишь впоследствии часть их под влиянием борьбы за существование вторично перешла к обитанию на дне, причем, как обычно бывает, первыми сделали этот шаг растения, а затем животные. Первый бентос должен был появиться, таким образом, где-то в мелководной области, но едва ли у самого берега, и уже отсюда началась миграция отдельных форм частью в литоральную зону, но главным образом на глубины, т. е. на площади, где жизненная конкуренция пока еще отсутствовала. С развиваемой точки зрения миграция криноидей, ринхонеллид и теребратулид на глубины не просто любопытный случай, но отражение общего закономерно протекавшего в

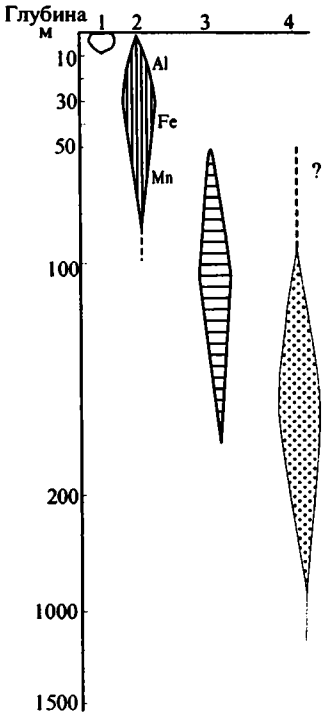


Рис. 12. Распределение по глубинам моря некоторых хемогенных минералов

1 – кальцитовые оолиты; 2 – оолитовые накопления гидроокислов алюминия, шамозито-гидрогетитовые и марганцевые; 3 – фосфориты (желваковые и пластовые); 4 – глауконит

геологическом прошлом процесса завоевания бентосом морских пучин[1].

Установление этой общей тенденции приводит к выводу, имеющему явное методологическое значение: сообщества, которые ныне являются более глубоководными, в прошлом могли жить на меньших глубинах. Это особенно касается таких ассоциаций, как мшанково-брахиоподовый биоценоз, губковый, эхинидный и др. Для верхнепалеозойского времени эти заключения, как будто, достаточно оправдываются фактическим материалом. Таким образом, схема батиметрического распределения главнейших групп морской фауны и флоры, данная выше, в ее самых общих чертах применима для большого отрезка времени, вероятно, до девона включительно. Но при практическом ее использовании необходимо по мере углубления в прошлое считаться с возможностью некоторого уменьшения глубины сходных биологических ассоциаций, так сказать, придвигания древних биоценозов к берегу сравнительно с их современными аналогами.

Помимо органических остатков, помощь в определении батиметрических условий отложения фаций оказывают также некоторые химические образования в морских илах. Это – карбонатные, железистые и марганцевые оолиты, бокситовые бобы, фосфориты, глауконит (рис. 12).

Кальцитовые оолиты Каспия, Красного моря и Багамской банки (близ п-ова Флориды) представляют собой шарики величиной обычно в просяное зерно; в центре оолита находится постороннее тело – кварцевая песчинка, обломок раковины, сгусток карбонатного ила – и вокруг него ряд тончайших кальцитовых оболочек, собственно и слагающих зерно. Нередко 2–3 оолита сливаются и одеваются общими дополнительными оболочками. С другой стороны, встречаются оолиты раздробленные, ставшие центром нового оолитообразования, и оолиты, продырявленные сверлящими водорослями.

В настоящее время массовые накопления кальцитовых оолитов зарегистрированы в Красном море. Во всех случаях они приурочены к минимальным глубинам, от 0 до 10 м, и нередко как было указано выше, выбрасываются волнами на берег и принимают участие в составе береговых дюн. На основании этих и других наблюдений над ископаемыми кальцитовыми оолитами уже давно признано, что оолитовые накопления представляют собой характернейшие образования ничтожных глубин и подвижной, волнующейся среды. Однако физические основания для такой их локализации оставались не вполне ясными. В настоящее время – после исследования условий равновесия

[1] Во избежание недоразумений, укажем, что одновременно с завоеванием бентосом глубин моря и приспособлением к ним, в мелководной зоне в общем ходе эволюции продолжалась смена одних видов (и биоценозов) другими.

$CaCO_3$ в морских водоемах (К. Бух, Г. Ваттенберг) – эти причины можно, по-видимому, считать разъясненными. Дело в том, что в морских бассейнах, особенно теплых и засушливых районов, $CaCO_3$ в поверхностных слоях не только насыщает, но и резко пересыщает воду – до 350% от насыщения. При этом опытами установлено, что пересыщенные растворы $CaCO_3$ отличаются значительною стабильностью, так что для разгрузки их от избыточного кальцита требуется обычно не только затравка в виде какого-то зародышевого центра (кристаллика $CaCO_3$), но и энергичное и длительное встряхивание. Это встряхивание в природе осуществляется волнениями в прибрежной зоне, а роль зародышевых кристаллов играет муть, поднимаемая со дна, обломочки ракушек, кварцевые песчинки, раньше осевший кристаллический кальцит. Вот почему кальцитовые оолиты так тяготеют к прибрежной полосе и являются характерными для нее образованиями.

Мелководными, хотя и не столь прибрежными, образованиями являются железистые, марганцовые и бокситовые оолиты.

Современные железистые оолиты были обнаружены Е.Пратье в осадках Северного моря, где они располагаются главным образом между изобатами 35–40 м, хотя отдельные оолитовые зерна встречаются и на меньшей и на большей глубине. Строение железистых оолитовых зерен аналогично оолитам кальцита; ядром является всегда кварцевая песчинка или какое-нибудь другое минеральное зерно.

Среди ископаемых осадков железистые оолиты пользуются весьма большим распространением. При общности структурных особенностей со всеми другими оолитовыми образованиями, они отличаются более сложным минералогическим составом и слагаются главным образом гематитом или гидрогематитом и лептохлоритовыми минералами (шамозитом и др.), дающими чередующиеся концентры; превалируют то окисные, то силикатные минералы. Часто с ними ассоциируется еще сидерит, но, по наблюдениям ряда геологов и минералогов (Г.Берг, Л.Кайе, А.Хайес, П.Вагнер), этот минерал развивается вторично. Кроме целых оолитов, в мезозойских осадках очень часто встречаются оолиты поврежденные, с выщербленными краями, с отставшими друг от друга концентрами (причем щели заполнены кальцитом или сидеритом), или даже расколовшиеся на более или менее крупные куски. Обломки оолитов или их концентров становятся часто ядрами новых оолитовых зерен, указывая тем самым на многократное перемывание или переотложение осадка в процессе его формирования. Почти повсеместно оолиты несут следы деятельности сверлящих водорослей (*Girvanella*), прободающих отдельные участки зерен. Хайес отмечает их для нижнесилурийских оолитовых железных руд Ньюфаундленда, Кайе – для всех палеозойских и мезозойских руд Франции, Гауб – для юрских руд Швабии, Берг – для нижне- и среднеюрских руд Эльзас Лотарингии. Это обстоятельство в совокупности с другими, отмеченными выше особенностями оолитовых железных руд ясно указывает на их весьма мелководную природу (верхняя четверть шельфа). Накопляясь местами огромными массами, железистые оолиты формируют нередко настоящие железорудные месторождения крупного промышленного значения (керченские руды и т. д.).

Совершенно теми же особенностями обладают, как показали исследования Е.В.Рожковой и А.Г.Бетехтина, оолитовые бокситовые и марганцовые накопления, которые, следовательно, также должны быть причислены к категории весьма мелководных образований и могут использоваться палеогеографом как признак верхней части шельфа.

Локализация оолитовых образований Fe, Mn, Al_2O_3 на очень малых глубинах достаточно объясняется химическими свойствами этих элементов. Все

они дают истинные или коллоидальные растворы, устойчивые лишь в строго определенных условиях, существующих главным образом в пресных и подкисленных водах. Когда такие воды поступают в соленый и щелочной морской водоем, соединения Fe, Mn, Al_2O_3 коагулируют уже вблизи берега и обогащают осадок иногда до стадии рудного тела. Тот факт, что песчинки обычно бывают заряжены отрицательно по отношению к воде, а золи железа и алюминия – положительно, объясняет, что оседающие гели обволакивают песчаный материал и образуют оолиты. Исходя из того, что в ряду Al_2O_3 – Fe – Mn окислы алюминия наименее, а окислы марганца наиболее устойчивы в водных растворах, можно полагать, что бокситовые морские руды будут характеризовать наиболее близкие к берегу и мелкие места, тогда как марганцовые – наиболее удаленные. По-видимому, так оно и есть, ибо в ряду бокситы – железные руды – марганцовые руды между каждой соседней парой можно наблюдать все постепенные переходы, тогда как между крайними членами переходов не констатировано. При указанном только что размещении руд по глубинам и относительно береговой линии эта закономерность совершенно понятна.

Фосфориты в современных морях найдены в ограниченном числе мест – у южной оконечности Африки (Агульясская банка), у побережий Калифорнии, у Ньюфаундленда и в других местах (всего, по исчислению Г.И.Бушинского, в 10 пунктах). Чаще всего они ассоциируются главным образом с песчанистыми или глинисто-песчанистыми осадками и располагаются на глубинах от 50 до 150 м, т. е. в средней части шельфа. По исследованиям А.В.Казакова, такая локализация не случайна, но объясняется механизмом образования фосфоритов. Как показывают наблюдения над современными бассейнами, минимальные содержания P_2O_5 (0–30–40 мг/м^3) свойственны самой верхней части воды, от 0 до 50 м. Далее до глубины 500 м идет быстрое возрастание P_2O_5 (до 300 мг/м^3) и затем с некоторыми колебаниями это содержание удерживается до самых больших глубин. Аналогичные изменения в вертикальном разрезе бассейна свойственны и CO_2. Такое размещение P_2O_5 и CO_2 объясняется тем, что главным источником и того и другого вещества является разложение отмерших организмов, частью донных, частью планктонных, опускающихся после смерти на дно. Наличие CO_2 при этом имеет огромное значение для удержания в растворе фосфорнокислых солей: с уменьшением CO_2 их растворимость быстро падает и фосфаты выпадают в осадок.

Представим себе теперь, что вдоль края шельфа идет восходящее глубинное течение, в результате которого вода, перемещаясь в горизонтальном направлении, в то же время поднимается к верхним горизонтам бассейна. Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды, последняя становится насыщенной $CaCO_3$, который выпадает в первую очередь; несколько позже в верхней половине шельфа идет кристаллизация фосфата кальция. Таким образом, фосфатонакопление происходит на шельфе за счет химического осаждения фосфата кальция из морской воды восходящих глубинных течений, могущих содержать P_2O_5 до 300–600 мг/м^3. «Химическая седиментация фосфатов, – пишет А.В.Казаков[1], – не может происходить в зоне фотосинтеза (0–50 м), где растворенный в морской воде фосфор энергично потребляется фитопланктоном, а также в более глубоких областях моря (ориентировочно более 200 м), где высокое содержание CO_2 препятствует образованию условий пересыщения. Химическое осаждение фосфатов наступает в верхней и средней части шельфа, т. е. на глубинах ориентировочно 100±50 м». Фосфориты геологического прошлого по своим признакам гораздо разнообразнее фосфоритов современных. Однако учет всех их осо-

[1] Казаков А.В.Фосфоритные фации, ч. I, 1938.

бенностей позволяет, и их генезис более или менее уложить в рамки только что охарактеризованной концепции. Отсюда вытекает, что фосфатонакопление в настоящий момент можно использовать как один из критериев глубины отложения той или иной фации ископаемого водоема.

В тесной связи с фосфоритами, – во всяком случае фосфоритами желвакового типа, – стоит глауконит.

Этот минерал пользуется в настоящее время широким распространением, образуя широкие полосы по побережьям Африки, Америки, Австралии. Глубина его отложения сильно варьирует от немногих десятков до сотен метров, однако максимальное глауконитообразование приходится на глубины около 200 м, на так называемую иловую линию, т. е. глубину, от которой начинается господство глинистых осадков. К сожалению, генезис глауконита с химической точки зрения до сих пор не расшифрован, почему и причины тяготения глауконита к глубинам около 200 м нам не ясны. В данном случае приходится оперировать его батиметрией просто как эмпирическим фактором.

Сопоставляя, как это сделано на рис. 12, батиметрическую локализацию кальцитовых, железистых, марганцовых и бокситовых оолитов, фосфоритов и глауконита, нетрудно видеть, во-первых, что все они укладываются, в общем, в рамки шельфа или лишь слегка выходят за его пределы и, во-вторых, что внутри шельфа перечисленные материалы выстраиваются в некоторый последовательный ряд, намечающий некоторую внутришельфовою минералогическую зональность. От берега до немногих метров глубины располагаются кальцитовые оолиты, за ними до 50–60 м следуют оолиты бокситовые, железистые, марганцовые (вероятно, в порядке их перечисления) затем на глубинах 100±50 м располагаются фосфориты и около иловой линии (200±100 м) – глауконит. *Указанные минералогические зоны шельфа следует понимать конечно, лишь как области, максимально благоприятные для возникновения свойственных им минералов и как главную арену их генезиса.* В действительности образование каждого минерала заходит иногда за границы зон, откуда и возникают сложные минералогические комплексы: железисто-фосфатовый, фосфато-глауконитовый, марганцово-фосфатовый и др. Но даже и при наличии такого рода захождения друг за друга ареалов отдельных минералов общая зональность хемогенного минералообразования на шельфе в настоящее время вырисовывается достаточно отчетливо и может служить для целей реконструкции батиметрии водоемов геологического прошлого.

Что касается петрографических признаков осадка как такового, его структуры и текстуры, то в этом отношении для батиметрии удается использовать лишь немногое. Грубозернистые – гравийные, грубопесчаные, ракушечниковые – осадки, с неправильной невыдержанной слоистостью, со следами перерывов и переотложения только что отложенных слоев, указывают на *условия мелкого моря*, на отложение осадка в области действия волнений, хотя в некоторых случаях почти все эти особенности могут быть вызваны действием сильных волнений и на относительно глубоком месте. Разобраться в этой неопределенности позволяет палеографическая карта. Если перечисленные признаки осадка проявляются в периферической области развития изучаемых пластов, вблизи предполагаемой береговой линии, они могут толковаться только как свидетельство мелководности зоны. При их констатации внутри широкого ареала развития морских пород следует думать о действии глубинных течений. Отсутствие указанных выше структурных и текстурных признаков в осадке обычно истолковывают как указание на относительную глубоководность его отложения, но исключений и отклонений здесь может быть еще больше.

Вообще относительно признаков глубины отложения ископаемых осадков необходимо иметь в виду следующее. *В то время как существует ряд прямых*

и достоверных положительных критериев мелководности осадка (т.е. его принадлежности к неритовой зоне), положительные и прямые критерии глубоководности (т.е. осаждения в батиальной и абиссальной областях) отсутствуют. Отсюда, естественно, получается, что определение мелководности ископаемых фаций только в редких случаях бывает затруднительным и спорным, определения же глубоководности, как правило, всегда страдают условностью, мало надежны и неубедительны. Как только мы переступаем изобату, примерно 200 м, и переходим в зону илистых отложений, все черты осадков – фаунистические, минералогические – нивелируются, сглаживаются, унифицируются, и изменение глубин на сотни и даже тысячи метров не находит себе эквивалентного отражения в осадке. В этом роковая для палеогеографических реконструкций ископаемых морей особенность морской седиментации. Отправляясь от предполагаемой древней береговой линии, мы обычно можем различить осадки литоральные и верхней четверти шельфа от осадков его середины и низов, но дальше все сливается в единую «серую массу» нерасчленяемых батиметрически, обычно глинистых, осадков центральных частей моря. Определение истинных глубин этой центральной котловины по ее осадку остается задачей, пока в подавляющем большинстве случаев неразрешимой.

Исследования последних лет показали все же, что и в этой области порой, при подходящем стечении обстоятельств, могут быть получены весьма интересные и достоверные результаты.

Мы имеем в виду работы в области изучения артинских (нижнепермских) пород Башкирского Приуралья, проведенные Д.Ф.Шамовым (г. Уфа). Здесь наблюдаются следующие соотношения. В западной полосе Приуралья за артинское время накопилась огромная, до 1200 м, толща рифовых известняков, сложенных кораллами, морскими лилиями, фузулинами, водорослями; по всем признакам толща эта отложилась на глубинах от нескольких до немногих десятков метров. К востоку рифовая фация сменяется толщей всего в 90–120 м тонкозернистых карбонатно-глинистых пород с остатками главным образом планктона (радиолярии) и губок и с редкими фузулинами; в составе этой толщи удается распознать все те же стратиграфические горизонты, что и в рифовой фации. Переход рифовой фации в карбонатно-глинистую постепенный, без тектонических нарушений. О чем говорят эти соотношения? Накопление мощной толщи мелководных рифовых осадков возможно лишь при условии одновременного прогибания, погружения морского дна, которое компенсировало прирост осадка и не давало возможности котловине совсем заполнится осадком. За артинское время площадь рифов прогнулась таким образом на 1200 м. Но если это так, то, очевидно, и соседняя зона маломощных карбонатно-глинистых осадков должна была погрузиться на те же 1200 м, что и рифы, но только здесь осадок по своей маломощности не компенсировал прогибания. Отсюда логически вытекает, что к концу артинского времени глубина области карбонатно-глинистой фации должна была достигать, по крайней мере, 1000 м.

Этот частный случай сам по себе напрашивается на обобщение. Совершенно тот же прием применим, очевидно, во всех случаях, когда мощность осадка центральных частей моря заметно меньше мощности его мелководных осадков. Самое вычисление глубины этих центральных частей моря для любого момента седиментации может идти по формуле:

$$H=M+h-m,$$

где H – искомая глубина центральной фации; M – мощность соседней мелководной фации к моменту, на который ведется расчет; h – средняя предполагаемая глубина отложения этой мелководной фации и m – мощность цен-

тральной фации к рассчитываемому моменту. Понятно, что H в данном случае дает только верхний предел глубин, а не истинную глубину центральной котловины, которая, возможно, была еще большей.

Когда мощности центральных фаций больше мощностей прибрежных, наша формула, конечно, неприменима, и вся проблема батиметрии центральной котловины моря повисает в воздухе.

Из сказанного явствует, что в вопросе об определении глубин ископаемых морей исследователь, если он хочет быть максимально объективным, должен всегда базироваться не на одном каком-либо признаке, а на совокупности их, одни данные проверять другими, не довольствоваться достигнутым до него, искать новые пути и возможности для проникновения в «туманные дали» батиметрии морей прошлого. В этой области работа лишь начинается, и нас ждет много неожиданных и интересных открытий.

7. Некоторые закономерности в размещении шельфовых фаций современных морей и их значение для палеогеографии морей прошлого

Для фациального анализа ископаемых морских отложений существенно знание некоторых закономерностей осадкообразования, касающихся главным образом мелководных, шельфовых областей моря, т. е. тех именно фациальных зон, которые были наиболее распространены в геологическом прошлом. Закономерности эти разъяснены за последние 15–12 лет работами американских и некоторых советских ученых (Ф.Шепарда, П.Траска, М.В.Кленовой, А.Д.Архангельского, Н.М.Страхова).

В 1932 г. Фрэнсисом Шепардом была опубликована серия мелкомасштабных карт осадков шельфовой зоны из самых разнообразных участков земного шара: вдоль восточного побережья Северной Америки, Мексиканского залива и Южной Америки от о-ва Тринидада до Рио-де-Жанейро; вдоль калифорнийского побережья Северной Америки, вдоль побережья Азии от устья Ганга до Сахалина включительно, вдоль европейского побережья от Испании до Норвегии и Баренцева моря. Эти карты были построены в основном на изучении морских навигационных карт, на которых, помимо отметок глубин, наносятся обычно также сведения о грунтах; определения грунта давались макроскопически, без лабораторного изучения, и потому, конечно, карты Шепарда могут рассматриваться лишь как первое, грубое приближение к действительности. Тем не менее, и в таком несовершенном виде они представляют для нас большой интерес, тем более, что детальное изучение отдельных морей – калифорнийского побережья, Баренцева моря, Черного моря, Каспия, Ла-Манша, Северного моря – дает, в общем, сходные результаты.

По представлениям, господствовавшим до недавнего времени, а отчасти удерживающимся и доныне, в мелководной зоне по направлению от берега в открытое море имеет место постепенная смена грубозернистых осадков все более тонкозернистыми: гравий и грубые пески сменяются тонкозернистыми песками, последние – песчанистым илом и затем – илом, лишенным песка. Карты Шепарда показывают, что такого рода простая и ясная картина встречается скорее в виде исключения, а не как правило. Типичным ее примером служат отрезки карт калифорнийского побережья и восточной Азии изображенные на рис. 13–15. Гораздо чаще, однако, наблюдаются отклонения от этой картины. Глинистые осадки, например, очень часто располагаются прямо в прибрежной полосе моря и окаймляются по внешней части шельфа песками.

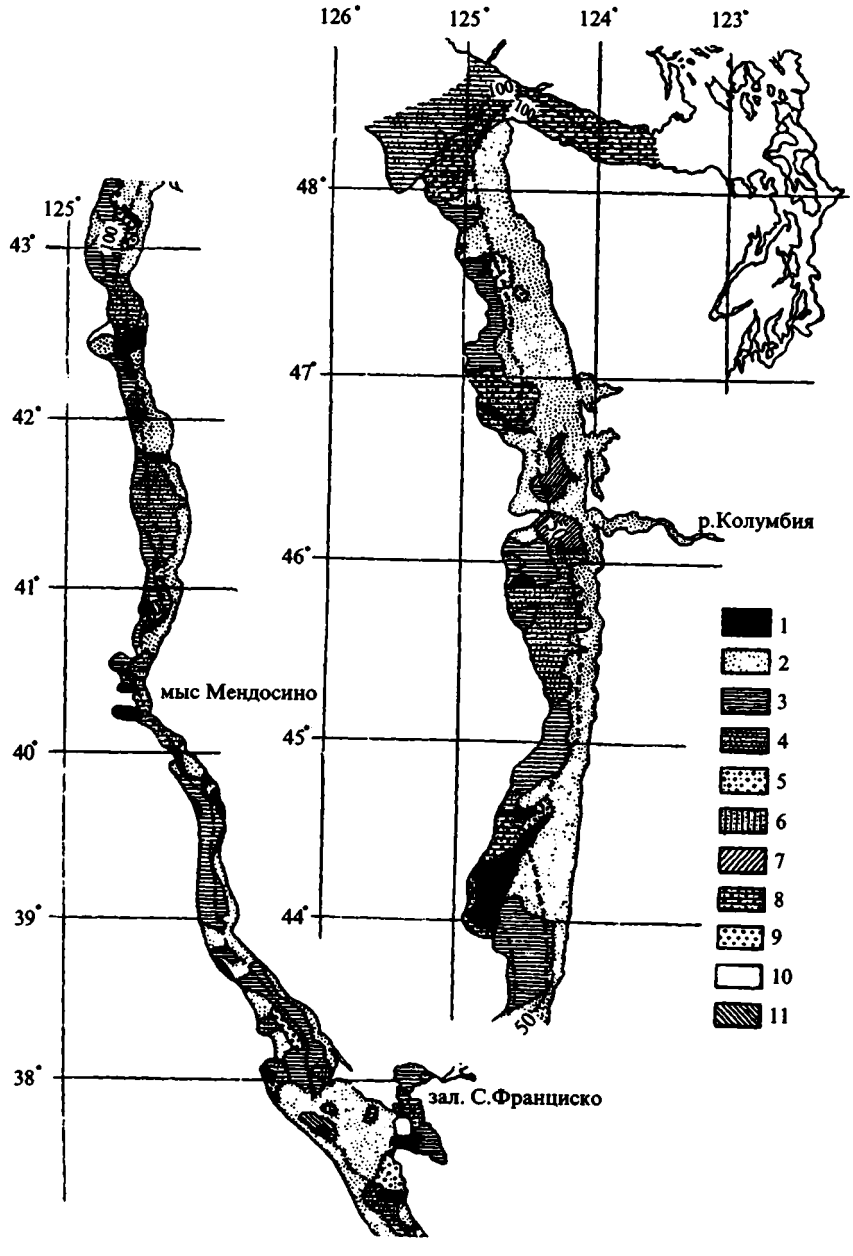


Рис. 13. Схема распределения осадков на шельфе на тихоокеанском побережье Северной Америки от С.Франциско до залива Хуан-де-Фука (по Шепарду)

1 – скалистый грунт; 2 – песок; 3 – глина и силт (песчанистая глина); 4 – песок и глина; 5 – песок и гравий; 6 – ракушечники с примесью песка; 7 – песок с примесью раковин и глины; 8 – песок с примесью гравия и глины; 9 – гравий; 10 – осадки не известны; 11 – ракушечники, песок и гравий

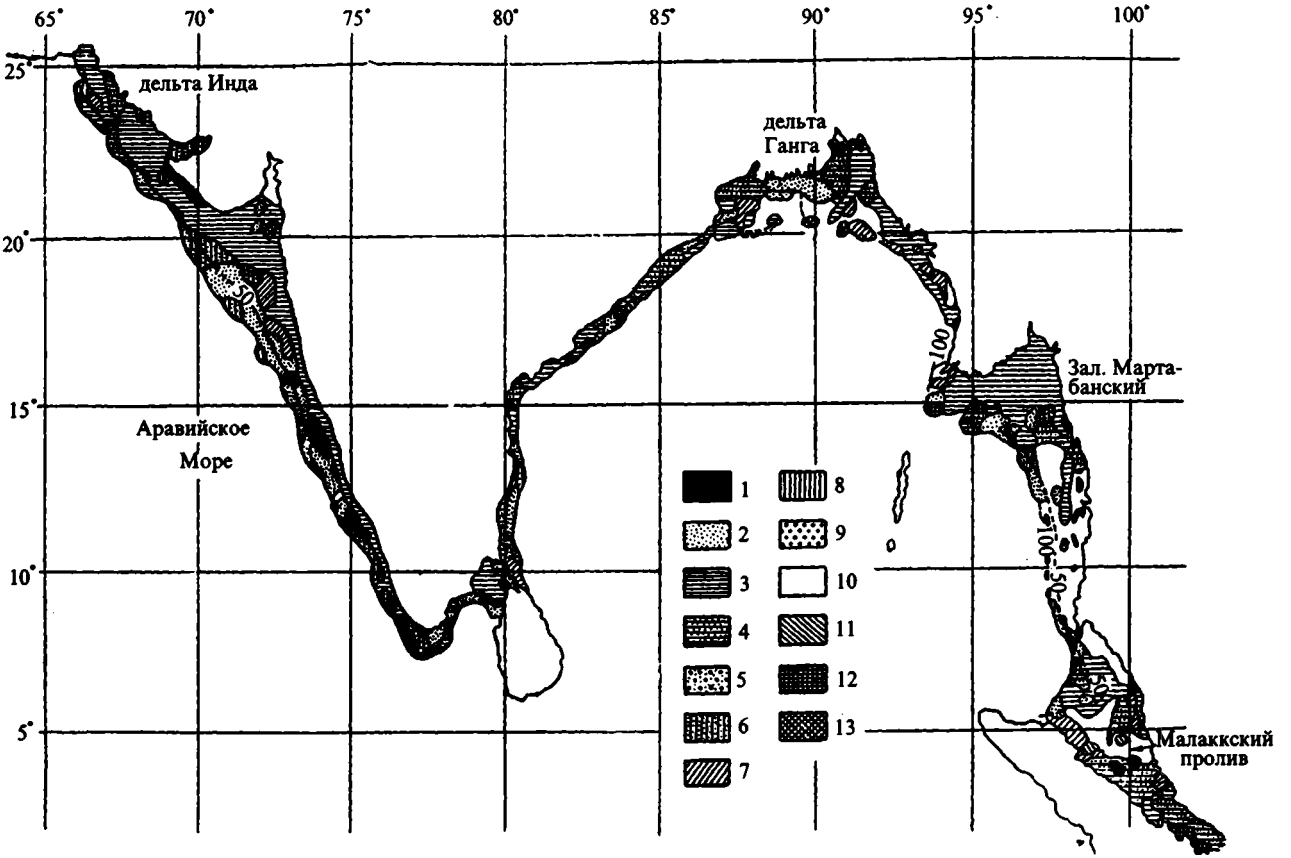


Рис. 14. Схема распределения осадков на шельфе южной Азии (по Шепарду)

1 – скалистый грунт; 2 – песок; 3 – глина и силт; 4 – песок и глина; 5 – песок и гравий; 6 – ракушечники с примесью песка; 7 – песок с примесью раковин и глины; 8 – ракушечники; 9 – гравий; 10 – осадки не известны; 11 – ракушечники, песок и гравий; 12 – глина с раковинами; 13 – песок, раковины, глины, гравий

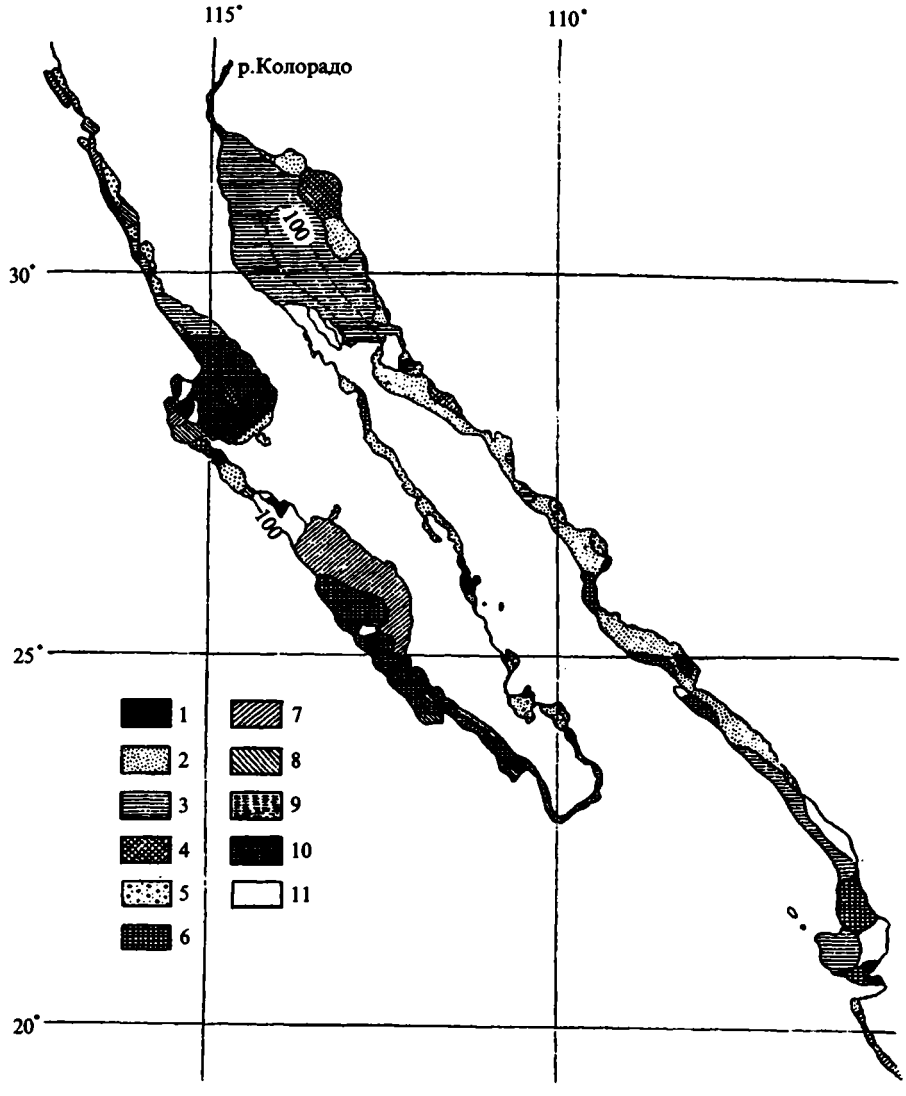


Рис. 15. Схема распределения осадков на шельфе северо-западной Мексики и Калифорнии (по Шепарду)

1 – скалистый грунт; 2 – песок; 3 – глина и силт; 4 – песок и глина; 5 – песок и гравий; 6 – ракушечники с примесью песка; 7 – то же, с примесью глины; 8 – ракушечники с примесью песка и гравия; 9 – ил; 10 – глина с раковинами; 11 – осадки не известны

В других случаях илы образуют более или менее крупные пятна внутри песчаной полосы. Пески часто не показывают никаких признаков измельчения по мере удаления в открытое море и углубления шельфа; напротив, существуют случаи погрубения осадка в этом направлении, вплоть до образования гравийных полей. В некоторых случаях на значительных участках шельфа и даже в верхней части континентального склона обнаруживаются площади, лишенные современных осадков, как бы «окна», в которых проступают на дне моря более древние слои. Если добавить к этому лоскутное, пятнистое залега-

ние ракушечников среди терригенных осадков, то станет очевидной вся сложность и прихотливость распределения на шельфе современных отложений.

В этой прихотливой и изменчивой картине можно все же уловить несколько простых закономерностей. Так, главная масса крупных пятен и полос прибрежных иловых отложений теснейшим образом связана с устьевыми частями крупных равнинных рек. Это наблюдается у рек: Амазонки, Ориноко, Миссисипи, Ла-Плата, Сан-Франциско, Гаронны, Эльбы, Менам, Ян-Цзы-Цзян, Хуан-Хе, Ирравади, Инда, Дона, Днепра, Волги. У всех этих речных артерий мощный илистый язык выходит из устья (или из дельты) и под воздействием господствующего течения на шельфе заворачивает в ту или иную сторону, образуя на некотором расстоянии глинистую прибрежную зону. Далее в открытое море эти полосы приустьевых глинистых илов сменяются нормальными песчаными осадками шельфа. Интересно, что глинистые речные выносы отличаются часто большой тонкозернистостью. Их возникновению благоприятствуют два обстоятельства: 1) отсутствие в приустьевых частях рек сильных морских течений и постепенное замедление речной струи по мере ее выхода в море, 2) коагуляция тончайшего глинистого материала под влиянием катионов морской воды. По мере отодвигания от берега в открытое море вынесенный рекою материал поступает в область более сильных течений, обычно характеризующих нижнюю часть шельфа, и потому здесь илистый материал уже не оседает, но выносится дальше. Так возникает аномальное распределение осадков в верхней части шельфа: более тонкозернистых вблизи берега, более грубозернистых – по внешнему краю шельфа.

Другой прибрежной фацией, максимально приспособленной к улавливанию мути и к образованию глинистых осадков, являются заливы, закрытые или полузакрытые от волнений моря песчаными косами, как, например, заливы Венесуэльский, Персидский и др. Их осадки, по данным Траска, отличаются исключительной тонкозернистостью, равной тонкозернистости илов глубокого моря.

В открытой части шельфовых морей пятна глинистых осадков среди песков или песчанистых илов возникают обычно в той или иной связи с течениями. Последние на шельфе довольно разнообразны, иногда сильны и связаны частью с ветровым режимом Земли и с общей циркуляцией воды в океанах, частью с приливно-отливными движениями воды. Существенно, что течения захватывают часто слои воды до значительных глубин. В случае наличия заметного подводного рельефа течения смывают с подводных возвышенностей весь тонкозернистый глинистый материал, в прилегающих же западинах он аккумулируется. Западины дна шельфа являются, таким образом, ловушками тонкозернистых частиц и вместилищем глинистых осадков, образующих пятна среди более грубых песчаных отложений. Такая роль депрессий, как ловушек глины, отчетливо видна, например, на картах Немецкого моря, где бороздина у норвежского побережья характеризуется илистыми осадками, тогда как большая мелководная часть моря дает пески; с не меньшей отчетливостью те же соотношения проступают в Баренцевом море, где депрессии к югу от Шпицбергена и к северу от п-ова Рыбачьего дают глину, а отмели посредине моря – песчанистые осадки. Но с наибольшей отчетливостью влияние рельефа выявлено на участке калифорнийского побережья, исследованном П.Траском и Ф.Шепардом. Как видно из рис. 16 топография дна здесь отличается большой сложностью. После узкой собственно шельфовой площадки идет серия глубоких (1000–3600 м) котловин или, как их здесь называют, бассейнов, с крутыми стенками и плоским дном, разделенных гребнями, частью подводными, частью же выступающими и над водой в виде гористых островов. За пределами последнего выступа располагается крутой собственно континен-

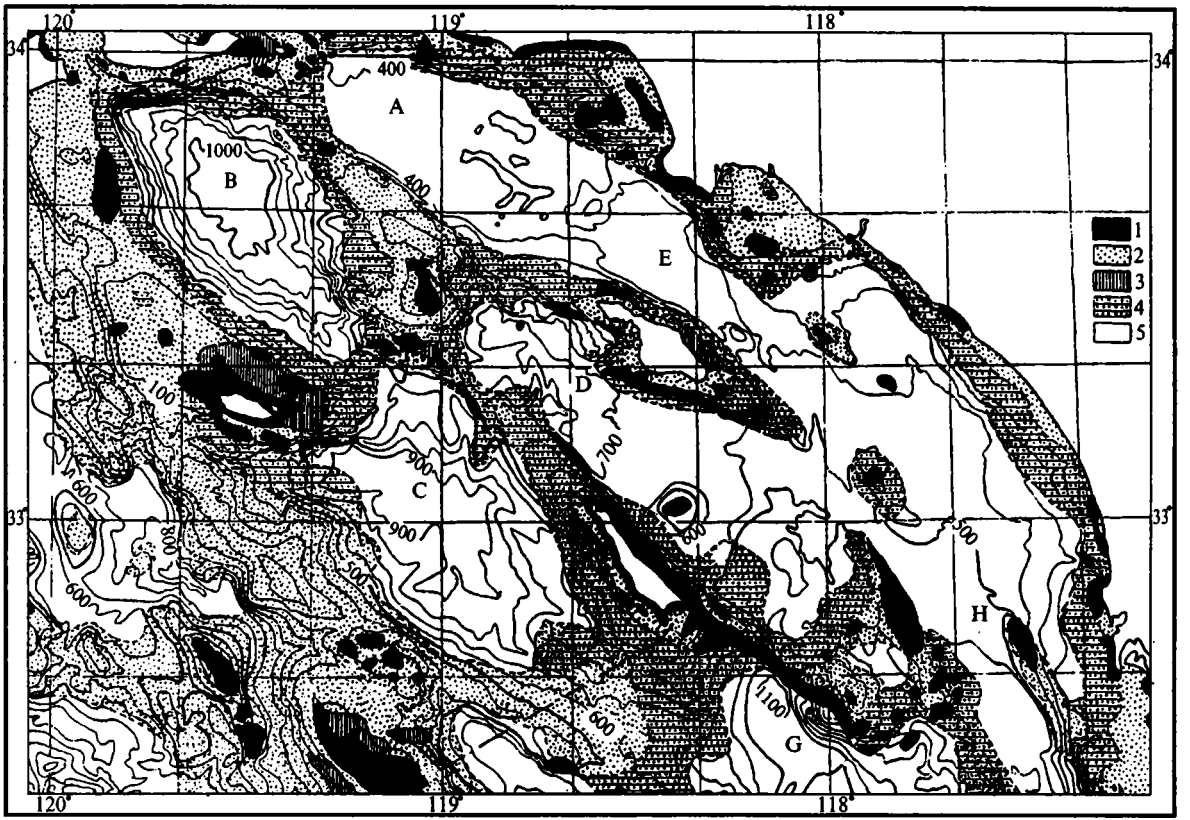


Рис. 16. Схематическая карта распределения осадков на шельфе калифорнийского побережья (по Ч.Шепарду)

A – котловина Санта-Моника, B – котловина Санта-Круц, C – котловина св.Николая, D – котловина Каталина, E – котловина св. Клемента, H – котловина Сан-Диего

1 – скалистый грунт; 2 – песок; 3 – известковые отложения; 4 – илы и песок; 5- ил

Область «скалистых грунтов» может быть местами покрыта тонким слоем осадка. «Песок» по периферии поднятий часто состоит из раковин фораминифер и глауконита. Глубины даны через 100 фатомов (182 м)

тальный склон, ведущий к океаническому дну. В распределении осадка по указанным элементам рельефа обнаруживается строгая закономерность. На прибрежном шельфе более мелководные части покрыты песком, более глубокие на ряде участков – песчано-глинистыми отложениями. В зоне «бассейнов» на поверхности «хребтов» и на их склонах отлагаются обычно пески и ракушечники, во многих случаях не отлагается ничего, и располагаются «скалы», где проступают более древние породы (миоцен-плиоцен). На дне «бассейнов» накопляются тонкозернистые глинистые осадки с содержанием карбонатов от 7 до 25% и органического вещества до 4–6%. Такого рода локализация осадков, по данным Траска и Шепарда, – прямое следствие течений, частью поверхностных, частью глубоких, связанных с приливно-отливными движениями воды. Нужно думать, что большинство других случаев нахождения глинистых пятен среди песчаных полей шельфа (и, наоборот, песчаных среди иловых) имеет причиной аналогичное сочетание топографии дна с действием течений.

Все же имеются несомненные, хотя, может быть, и не очень распространенные случаи, когда локальное обогащение илом мелководных осадков не имеет отношения к топографии морского дна, но зависит исключительно от действия течений. Такого рода условия реализуются в затишных, прибрежных зонах, а также на участках с неустойчивым движением воды, где соприкасаются течения противоположного направления, взаимно тормозящие друг друга. Примером прибрежных затишных зон с илистым осадком является область от р. Печоры до южной оконечности Новой Земли в Баренцевом море. Область противоположно направленных или неустойчивых течений намечается, во-первых, в северной части Баренцева моря, где ей отвечает полоса илов, пролегающая через разные элементы подводного рельефа, и, во-вторых, в Черном море (рис. 17), где с нею связана срединная полоса серой глины, протягивающаяся от выступа анатолийского берега на юге до Крыма на севере. В Черном море, как известно, существуют два кругообразных движения воды, идущих против часовой стрелки, – одно в западной половине моря, другое – в восточной. В полосе отложения серой глины эти течения направлены в прямо противоположные стороны, что вызывает их торможение и оседание здесь тонкого илового материала.

Что касается нахождения на нижней части шельфа осадков более грубозернистых, чем на верхней его половине, то основной причиной здесь также является обычно действие течений, но сильных, уносящих более мелкий материал. В некоторых случаях (Агульясская банка у южной оконечности Африки) имеет место не только замедленное отложение, но даже размыв течениями ранее отложенных осадков. Таким образом, эффект действия течений весьма разнообразен.

На нижней части шельфа и в начале континентального склона в случае их заметной крутизны современные осадки в ряде мест отсутствуют в силу их подводного оплывания, соскальзывания. Эти явления подробно изучены в Черном море и описаны А.Д.Архангельским и автором. На площадях соскальзывания выходят более древние породы, в прилежащих же (снизу) районах склона развиваются своеобразные брекчии, состоящие из крупных и мелких кусков ила, порой прихотливо измятых (рис. 18).

Весьма интересный вопрос о механизме формирования ракушечных полей, нередко наблюдаемых на шельфе, и о закономерностях их локализации. Наиболее отчетливо и убедительно расшифровывается он на примерах Черного моря и Каспия.

В Черном море ракушечники располагаются двумя крупными полями: на северо-западе, от г. Варны до мыса Тарханкут, и на северо-востоке, у Керчен-

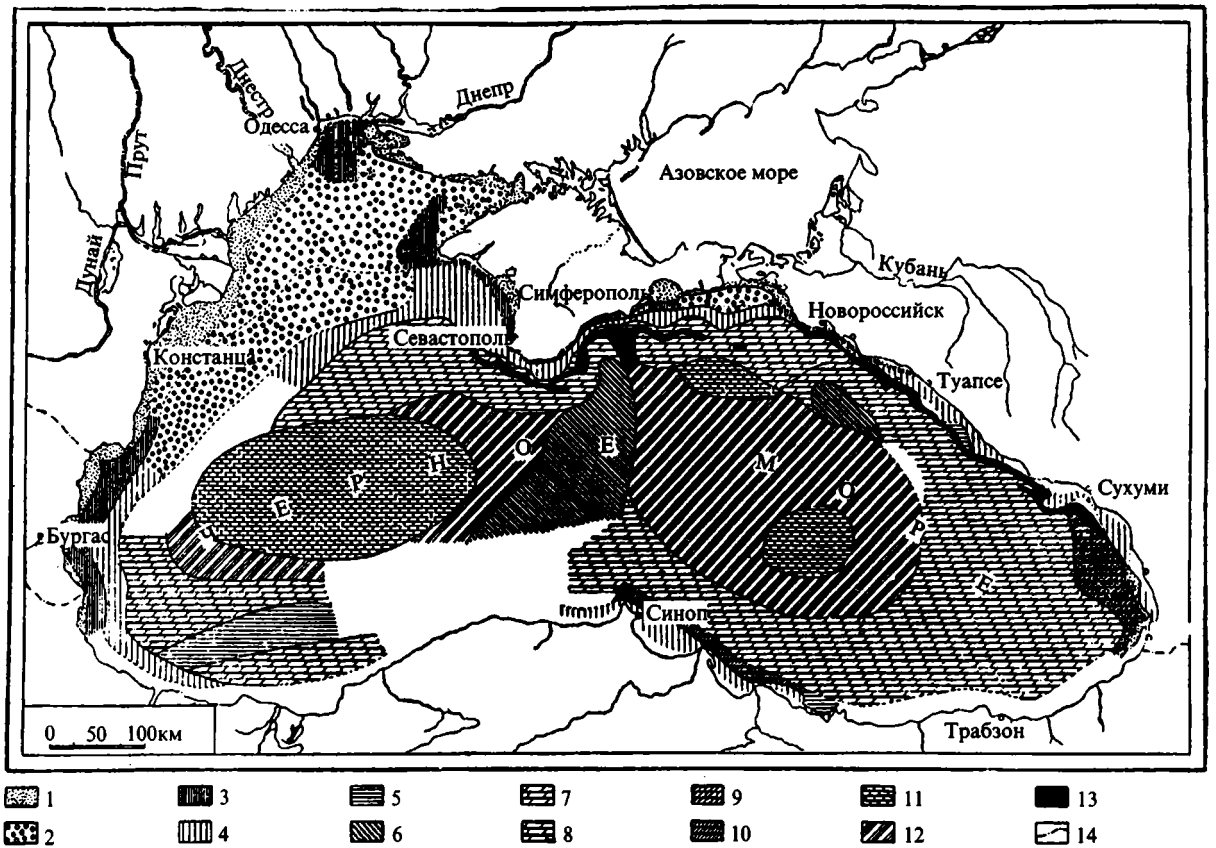


Рис. 17. Схема современных осадков Черного моря (по А.Д. Архангельскому и Н.М.Страхову)

1 – пески; 2 – ракушечники; 3 – мидиевый ил; 4 – фазеолиновый ил; 5 – серая глубоководная глина; 6 – серая глина с прослойками известкового ила; 7 – переходный ил; 8 – то же, с прослоями серой глины (к югу их число возрастает); 9 – то же, с прослоями серой глины и песка; 10 – переходный ил с частыми прослоями серой глины; 11 – известковый ил; 12 - известковый ил с прослоями серой глины; 13 – области отсутствия современных осадков; 14 – государственные границы

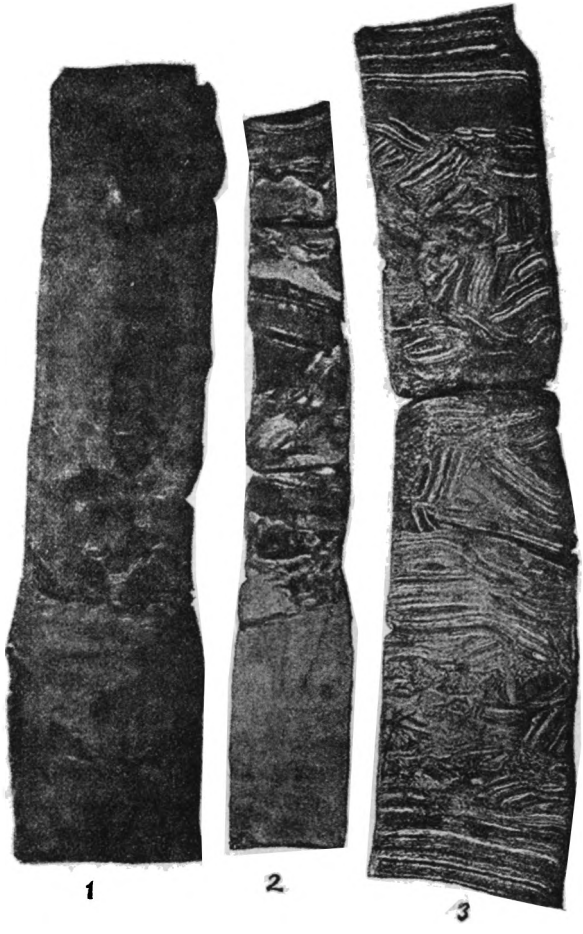


Рис. 18. Оползневые дислокации в черноморских осадках
1 – угловатые и эллипсоидальные куски черного и глинисто-известкового ила, вдавленные в новоевксинскую глину; 2 – брекчия из угловатых и обтертых галькоподобных кусков черного ила, микрослоистой глины; в нижней части – серая новоевксинская глина; 3 – брекчия из кусков глинисто-известкового ила между двумя ненарушенными слоями того же ила

ского пролива. И в том и в другом случае они слагаются массовыми накоплениями раковин *Modiola phaseolina* и *Mytilus*, к которым присоединяются устрицы *Cardium, Loripes* и другие формы.

Вообще говоря, развитие ракушечников может иметь место при достаточно различных условиях. Оно может обусловливаться особо большой продуктивностью морского дна, т. е. изобилием живущих здесь донных организмов, раковины которых подавляют приносимый обломочный материал и маскируют его. Но оно может зависеть и от прямо противоположных причин – особо малого приноса терригенных частиц, которые теряются в остатках донных организмов и не влияют на состав и характер осадка. Наконец, возможно, что в некоторых случаях возникновение ракушечников определяется сочетанием обеих указанных выше причин.

Для Черного моря вопрос решается совершенно однозначно изучением мощностей как самих ракушечников, так и окружающих их илистых осадков.

В северо-западном ракушечном поле мощность осадка колеблется в пределах от 25 до 10 см. Мощности свыше 50 см здесь почти не встречаются и характеризуют почти исключительно прибрежные песчаные и лиманные отложения. Наоборот, в районе илистых отложений к югу от Крыма мощности, как правило, свыше 50 см и на большей части площади даже выше 100 см. В прикерченском ракушечном поле мощности незначительны – от 10 до 40 см; в прилежащих же илистых районах, особенно по кавказскому побережью, мощности возрастают до 100 и даже до 200 см. Таким образом, создается отчетливая картина сильного понижения мощностей осадка в ракушечных полях сравнительно с мощностями синхроничных им глинистых осадков. Эта закономерность решает вопрос о механизме образования черноморских ракушечников.

Если бы главнейшей причиной развития ракушечников была высокая продуктивность бентоса, тогда мы должны были бы наблюдать в ракушечном поле не уменьшение, а, наоборот, увеличение мощностей. Действительно, в этом случае получилось бы, что к одинаковому количеству обломочных частиц здесь присоединяется избыточное количество (по сравнению с остальными районами) раковинного материала.

Понятно, что получающаяся отсюда суммарная мощность осадка должна быть значительно выше обычной. Так как в ракушечных полях происходит в действительности не увеличение, а уменьшение мощности осадка, то отсюда вытекает, что решающей причиной образования ракушечников является не избыточная продуктивность бентоса, а недостаточный принос обломочного материала. Возможно, что местами в области ракушечников наблюдается и повышенная продуктивность бентоса, однако эти местные особенности не меняют общей картины. Можно сказать, что черноморские ракушечники это, в сущности, илы, из которых как бы удален избыток терригенного материала, и потому, естественно, произошло обогащение осадка раковинами. *Районы развития ракушечников в Черном море – это участки шельфа, на которые обломочный материал приносится в недостаточном количестве; площади же развития илов – это участки нормального или даже избыточного поступления терригенных частиц.*

Сопоставив такой характер осадкообразования на различных участках черноморского шельфа с характером примыкающих побережий, легко поймем факторы, определяющие локализацию ракушечных полей. Мощные терригенные осадки развиты в основном у высоких энергично размываемых гористых берегов, имеющих сложное строение, каковыми являются южный берег Крыма, кавказское и малоазиатское побережье. Поля маломощных ракушечников, почти чистых от терригенных частиц, примыкают на северо-западе Черного моря и у Керченского пролива к низменным, слабо размываемым берегам, в строении которых к тому же большую роль играют известняки.

Совершенно те же факторы определяют развитие ракушечников в Каспийском море. Как видно на рис. 19, огромное поле их занимает северную мелководную часть моря, вне глинистых языков, выходящих из рек Урала, Волги и Терека. Отсюда длинный пояс ракушечников тянется вдоль восточного побережья Каспия почти до крайнего юго-восточного угла моря. Во всех этих местах побережье низкое, примыкает к пустыне и потому не дренируется. Принос обломочных частиц здесь сведен к минимуму, и содержание $CaCO_3$ доходит до 70–95%. Вдоль западного и южного краев шельфа, где он подходит к Кавказу и Эльбрусу и где в Каспий впадают многочисленные мутные горные реки (Сулак, Кура), накопляются пески и глины; ракушечники исчезают. Ослабленный принос терригенных частиц у низких, плохо дренируемых берегов, особенно в зоне засушливого климата, является, по-видимому, фактором, регулирующим распределение ракушечников и в других местах шельфа вообще.

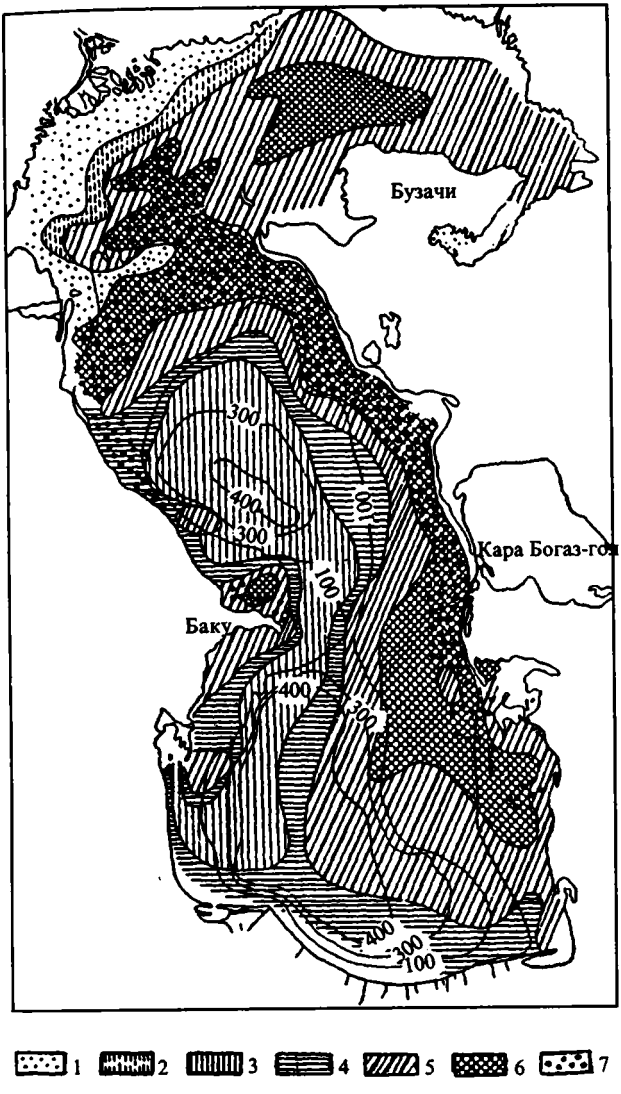


Рис. 19. Распределение карбонатов в Каспийском море (по данным В.П.Батурина, М.В.Кленовой, А.Ф.Носова, С.Г.Саркисяна)

1–6 – карбонатов на сухую навеску породы, %: 1 – меньше 5, 2 – от 5 до 10, 3 – от 10 до 15, 4 – от 15 до 20, 5 – от 20 до 50, 6 – больше 50 (до 95, 8%);7 – ракушечники

По крайней мере, многие авторы (Шепард, Терсье и др.) думают таким образом. Показательно, что наибольшие по площади ракушечные поля развиты вокруг п-ова Флориды (очень низменный берег), по внешнему берегу п-ова Калифорнии (то же), у берегов Франции и Англии. Приуроченность коралловых рифов к районам с чистой водой (и, следовательно, крайне ослабленным поступлением терригенных частиц) общеизвестна.

Описанные закономерности пространственного размещения фаций в области современного шельфа имеют существенный интерес для палеогеографа, так как позволяют поставить и при подходящих обстоятельствах решить для ископаемых водоемов ряд вопросов, касающихся детализации их физико-

географической обстановки. Действительно, если исследователь располагает фациальной картой достаточно крупной площади, дающей разнообразные типы мелководных отложений, он всегда должен иметь в виду, что фациальная изменчивость может указывать: а) на местный привнос частиц глины крупными речными водотоками (вблизи берега); б) на неодинаковый характер побережья то гористого, хорошо дренируемого, то плоского, лишенного стока; в) на неровности дна бассейна; г) на действие течений. Для решения этих вопросов в каждом данном случае, – как вообще в фациальном анализе, – нет ни готовых рецептов, ни шаблонов, но вкратце изложенные выше данные по осадкообразованию на современном шельфе могут дать толчок мысли в нужном направлении.

8. Об отражении климатических условий на осадкообразовании в море

Известно, что на осадкообразовании континентов климатическая обстановка отражается с большой ясностью, почему континентальные фации – особенно хемогенные – и являются надежным средством для разъяснения климатической зональности прошлых геологических эпох. Естественно проанализировать тот же вопрос применительно к ископаемым морским водоемам.

Вообще говоря, морская водная среда по самому существу своему мало приспособлена к реагированию на климатические различия. Климат есть сочетание некоторого температурного режима с режимом метеорных осадков. Для океанов в целом и для открытых морских водоемов режим выпадения осадков, очевидно, значения иметь не может. Общая соленость воды и состав ионов, как известно, под всеми широтами в океанах и морях одни и те же и от метеорных осадков не зависят в сколько-нибудь заметной степени. Что же касается температурного режима, то он различен под разными широтами, однако различия эти охватывают лишь верхние 100–150 м воды, сравнительно невелики по амплитуде и, что особенно важно, в таком виде лишь едва-едва могут влиять на химические процессы, протекающие в воде. Естественно, что при таких условиях климатический режим моря лишь слабо отражается на его седиментации.

И все же, если взять океанические водоемы в целом, для современного момента и для любого периода геологического прошлого, в их донных илах можно найти ряд черт, обязанных, несомненно, влиянию климата. Наиболее отчетливо проявляются они в арктических зонах. Благодаря наличию ледников, сползающих с континентов и островов, и разносу ими несортированного валунного и моренного материала, осадки как прибрежных, так и глубоких частей арктического моря приобретают характер гляциально-морских отложений. В основе это – терригенные илы или пески с обильными включениями крупных и мелких валунов (несортированных). Карбонатов кальция в осадке крайне мало или почти нет, а когда они имеются, то представлены исключительно, раковинными остатками; *хемогенный кальцит, насколько мы знаем, по-видимому, отсутствует нацело*. Это обстоятельство не случайно, но стоит в связи с тем, что вода полярных водоемов, по расчетам Г.Ваттенберга, С.В.Бруевича и других, из-за ее низкой температуры, как правило, недосыщена $CaCO_3$, который удерживается в растворе. Напротив, в связи с обильным цветением в полярных водах диатомей – типичных холодолюбивых форм, гляциально-морские арктические осадки обогащены кремнеземом (раковинки), а по южной окраине арктической и антарктической областей даже пере-

ходят в диатомовые илы. Такое тяготение кремнистых фаций к холодным областям мы наблюдаем и в прошлом, со времени появления диатомовых в истории Земли, т. е. с юрского периода. Для более ранних эпох не имеется фактических данных.

В областях влажных климатов – умеренного и тропического – влияние климатического режима сказывается почти исключительно в прибрежных мелководных частях океана и в его глубоко вдающихся в сушу заливах. Обильные водотоки, дренирующие сушу влажных климатов, выносят в море огромную массу обломочных частиц, и потому именно зоны моря, примыкающие к влажным континентам, особенно «приспособлены» к терригенной седиментации. С речными же водами, а также путем непосредственного высачивания подземных вод в ряде береговых участков, в море вносится главная, подавляющая часть растворенных Fe, Mn, Al_2O_3[1], выщелачиваемых из коры выветривания континентальных массивов. Поскольку все эти элементы, как показали непосредственные определения Томсона, Робинсона и других исследователей, очень неустойчивы в морских растворах, они быстро выпадают в мелководной области еще в пределах терригенной седиментации, обогащая осадки железистыми материалами. Области мелкоморья, примыкающие к зонам влажных климатов, являются поэтому главными аккумуляторами Fe, Mn и Al_2O_3 (окисного, не силикатного), и в ряде случаев именно в этих зонах, особенно в тропической и субтропической, возникли в прошлом огромные (по человеческим масштабам) железорудные, марганцово-рудные и бокситовые накопления. Вместе с тем, благодаря прогрессирующему повышению температуры, в верхних слоях воды теплых морей органический мир становится гораздо богаче по видовому составу и крупнее по размерам. Крупные, с богатой скульптурой гастроподы, двустворки, коралловые заросли, мшанки, обилие крупных донных фораминифер в современный геологический момент и в прошлом характеризуют мелководье теплого тропического пояса. Повышение температуры имело и другое характерное следствие: появление настоящего хемогенного $CaCO_3$ как составной части морских осадков, часто в очень крупных массах. Во внутриконтинентальных заливах, находившихся во влажных климатах, обилие поступающей речной воды приводило к постепенному их распреснению со всеми вытекающими отсюда следствиями, описанными выше.

На участках океанов, примыкающих к континентам аридной зоны, седиментация благодаря отсутствию речного стока приобретает главным образом карбонатный характер. $CaCO_3$ садится как в результате расцвета данной фауны и флоры (в виде их скелетных элементов), так и благодаря хемогенному выделению, особенно интенсивно идущему именно здесь. Наоборот, Fe, Mn, Al_2O_3 в осадках представлены крайне слабо, и железных, марганцовых, алюминиевых руд, как показало специальное изучение этого вопроса Н.М.Страховым, здесь, как правило, не возникает. Заливы, глубоко врезанные в море, в аридной зоне испытывают осолонение, и процессы седиментации в них идут в направлении, указанном выше (см. раздел 2 настоящей главы).

Все отмеченные до сих пор отличия в седиментации морей разных климатических зон сказываются, повторяем, в полной мере лишь в мелководной шельфовой области, точнее даже в верхней части ее. С углублением различия становятся менее яркими, сглаживаются и осадки постепенно приобретают однообразный, «унифицированный» вид. Это и понятно, ибо с углублением в море единственный климатический фактор, определяющий различия, – тем-

[1] В настоящее время выясняется, что рудные концентрации перечисленных элементов не возникают в результате привноса их поверхностными водостоками.

пература, постепенно выравнивается и перестает влиять на седиментацию. Существенно заметить, что одинаковые температуры в южных областях относятся к большим глубинам, чем на севере. Иными словами, углубление действует на осадок так же, как похолодание. Для правильного понимания изложенного нужно также иметь в виду, что различия морской седиментации в разных климатических зонах даже в области мелкоморья могут на отдельных участках сглаживаться под влиянием течений, которые переносят осадки из одной климатической области в другую; например, терригенный материал влажной тропической зоны попадает в зону моря, примыкающую к пустыне. Такое же значение имеют рельеф побережья и направление речного стока: например, Нил впадает в море в засушливой полосе, хотя питается осадками влажных тропиков. Таким образом, описанная выше схема есть только некоторая общая канва, которая в каждый конкретный геологический период проявляется то более ярко, то более бледно, но которая всегда лежит в основе морской седиментации и которую нужно иметь в виду при анализе морских фаций прошлого.

Итак, можно принять, во-первых, что климатические влияния сказываются в областях мелкоморья, т. е. в верхней части шельфа; во-вторых, что признаки этих влияний в морских осадках отчетливо улавливаются лишь тогда, когда оперируют материалом крупных участков, достаточно удаленных друг от друга по ширине. Климатический анализ небольших, близко расположенных участков морских фаций всегда крайне труден и мало надежен, особенно если вспомнить, что изменения глубин здесь действуют так же, как изменения температуры.

9. О влиянии подводного вулканизма на осадкообразование в морских водоемах

До сих пор мы разбирали особенности морской седиментации, которые определяются чисто экзогенными или, как их называют иногда иначе, гипергенными поверхностными факторами: рельефом дна моря и прилегающих территорий, течениями, климатом и т. д. За последние 10–15 лет, однако, все больше выясняется, что гипергенные процессы – не единственные факторы, контролирующие морское осадконакопление, но что очень крупную роль, особенно в так называемых геосинклинальных морях глубокого геологического прошлого, играл вулканизм и, в частности, подводный вулканизм. Поэтому для понимания материала дальнейшей части курса представляется целесообразным кратко суммировать существующие материалы и представления.

К сожалению, современный подводный вулканизм и его влияние на осадконакопление остаются пока совершенно неизученными, и мы вынуждены базироваться исключительно на анализе ископаемого материала.

Наиболее ярким и бесспорным проявлением эффузий на морском дне является аккумуляция на определенных участках огромных масс лавового и пирокластического материала. Накопление этих масс происходит, в общем, так же, как и на континентах, но водная среда накладывает на аккумулирующийся материал своеобразный отпечаток. Так, застывание лав под водой приводило к образованию своеобразной округло-эллипсоидальной их текстуры, известной под названием подушечной, структура же основных лав приобретала черты диабазовой (выделение крупных кристаллов полевых шпатов раньше метасиликатов). Пепловый материал, попадая в подвижную водную среду, испытывал временами некоторую сортировку по крупности зерна, и отсюда – сле-

ды слоистости вулканических туфов. Взаимодействие пепла с катионами и анионами морской воды в некоторых случаях вело к значительному химическому изменению самого пеплового материала, его «подводному выветриванию» и к превращению в глинистые породы своеобразного минералогического состава (бентониты); по данным К.Гуммеля, при этом может идти образование и других железистых алюмосиликатов типа лептохлоритов. Все эти изменения с наибольшей силой шли, конечно, в наиболее тонкозернистых пеплах («пепловых глинах») и постепенно приостанавливались с погрубением их. По периферии пепловых конусов и среди самих пеплов кое-где обитала донная морская фауна, а местами и флора, которые засыпались при последующем извержении, и, таким образом, в пеплах сохранялись органические остатки. При длительных перерывах вулканической деятельности на поверхности лав и пеплов отлагались более или менее мощные пласты нормальных морских пород – песков, глин, известняков, которые при новых извержениях перекрывались пачками пепловолавового материала и теперь придают эффузивному комплексу макрослоистость и сложный состав. Подобно многим современным вулканическим островам, подводные вулканы прошлого в теплых тропических зонах моря становились местом образования коралловых рифов, которые в виде крупных линз, значительных по мощности, но коротких по простиранию, часто встречаются среди эффузивных толщ; содержащаяся в них фауна служит основанием для их стратиграфического расчленения.

Наблюдения последних 10–15 лет показывают, однако, что в областях подводного вулканизма дело отнюдь не ограничивалось только накоплением пирокластических толщ; здесь разыгрывался и ряд других геохимических процессов, давших своеобразные породы, ассоциирующиеся пространственно с пирокластами. В число этих пород, прежде всего, входят разнообразные кремнистые образования: кремнистые сланцы и яшмы. Яшмы представляют собой породы, главную составную часть которых, до 90–95%, образует тонкозернистый (иногда почти аморфный) кремнезем (SiO_2); в качестве примесей фигурирует глинистый и туфовый материал; порой обильны окислы железа и марганца, придающие яшмам красивую расцветку (кирпичную, зеленую, желтую, пятнистую): некоторые разности яшм полосчаты и тонкослоисты.

Макроскопические остатки фауны в яшмах отсутствуют, но микроскопические часты и иногда обильны, но однообразны и образованы почти исключительно радиоляриями.

При обогащении яшм глинистым или туфовым материалом, они переходят в кремнистые сланцы или окремнелые туфы.

Как указывалось, яшмы и кремнистые сланцы обычно тесно ассоциируются с эффузивными морскими отложениями, образуя среди них прослои, часто венчая толщи эффузивов или располагаясь на их продолжении, т. е. фациально их замещая. Но, наряду с этим, встречаются и пачки кремнистых пород, как бы независимые от эффузивных свит, не связанные с ними пространственно и внешне (географически) изолированные от них. Это, впрочем, еще не доказывает их действительной независимости от деятельности подводных очагов вулканизма.

Учитывая обычно явное тяготение кремнисто-яшмовых толщ к эффузивам, уже давно многие геологи (Л.С.Либрович, В.П.Нехорошев, Я.С.Эдельштейн) пришли к заключению, что яшмы каким-то образом связаны с деятельностью подводных вулканических очагов. При этом намечены две возможные формы связи. Пепловый материал, особенно тонкозернистый, попадая в воду, разлагается; при этом часть освобождающейся SiO_2 переходит в раствор в виде золя и мигрирует с морскими течениями на некоторое, в разных случаях различное, расстояние, после чего коагулирует, выпадает и образует на дне скоп-

пература, постепенно выравнивается и перестает влиять на седиментацию. Существенно заметить, что одинаковые температуры в южных областях относятся к большим глубинам, чем на севере. Иными словами, углубление действует на осадок так же, как похолодание. Для правильного понимания изложенного нужно также иметь в виду, что различия морской седиментации в разных климатических зонах даже в области мелкоморья могут на отдельных участках сглаживаться под влиянием течений, которые переносят осадки из одной климатической области в другую; например, терригенный материал влажной тропической зоны попадает в зону моря, примыкающую к пустыне. Такое же значение имеют рельеф побережья и направление речного стока: например, Нил впадает в море в засушливой полосе, хотя питается осадками влажных тропиков. Таким образом, описанная выше схема есть только некоторая общая канва, которая в каждый конкретный геологический период проявляется то более ярко, то более бледно, но которая всегда лежит в основе морской седиментации и которую нужно иметь в виду при анализе морских фаций прошлого.

Итак, можно принять, во-первых, что климатические влияния сказываются в областях мелкоморья, т. е. в верхней части шельфа; во-вторых, что признаки этих влияний в морских осадках отчетливо улавливаются лишь тогда, когда оперируют материалом крупных участков, достаточно удаленных друг от друга по ширине. Климатический анализ небольших, близко расположенных участков морских фаций всегда крайне труден и мало надежен, особенно если вспомнить, что изменения глубин здесь действуют так же, как изменения температуры.

9. О влиянии подводного вулканизма на осадкообразование в морских водоемах

До сих пор мы разбирали особенности морской седиментации, которые определяются чисто экзогенными или, как их называют иногда иначе, гипергенными поверхностными факторами: рельефом дна моря и прилегающих территорий, течениями, климатом и т. д. За последние 10–15 лет, однако, все больше выясняется, что гипергенные процессы – не единственные факторы, контролирующие морское осадконакопление, но что очень крупную роль, особенно в так называемых геосинклинальных морях глубокого геологического прошлого, играл вулканизм и, в частности, подводный вулканизм. Поэтому для понимания материала дальнейшей части курса представляется целесообразным кратко суммировать существующие материалы и представления.

К сожалению, современный подводный вулканизм и его влияние на осадконакопление остаются пока совершенно неизученными, и мы вынуждены базироваться исключительно на анализе ископаемого материала.

Наиболее ярким и бесспорным проявлением эффузий на морском дне является аккумуляция на определенных участках огромных масс лавового и пирокластического материала. Накопление этих масс происходит, в общем, так же, как и на континентах, но водная среда накладывает на аккумулирующийся материал своеобразный отпечаток. Так, застывание лав под водой приводило к образованию своеобразной округло-эллипсоидальной их текстуры, известной под названием подушечной, структура же основных лав приобретала черты диабазовой (выделение крупных кристаллов полевых шпатов раньше метасиликатов). Пепловый материал, попадая в подвижную водную среду, испытывал временами некоторую сортировку по крупности зерна, и отсюда – сле-

ды слоистости вулканических туфов. Взаимодействие пепла с катионами и анионами морской воды в некоторых случаях вело к значительному химическому изменению самого пеплового материала, его «подводному выветриванию» и к превращению в глинистые породы своеобразного минералогического состава (бентониты); по данным К.Гуммеля, при этом может идти образование и других железистых алюмосиликатов типа лептохлоритов. Все эти изменения с наибольшей силой шли, конечно, в наиболее тонкозернистых пеплах («пепловых глинах») и постепенно приостанавливались с погрубением их. По периферии пепловых конусов и среди самих пеплов кое-где обитала донная морская фауна, а местами и флора, которые засыпались при последующем извержении, и, таким образом, в пеплах сохранялись органические остатки. При длительных перерывах вулканической деятельности на поверхности лав и пеплов отлагались более или менее мощные пласты нормальных морских пород – песков, глин, известняков, которые при новых извержениях перекрывались пачками пепловолавового материала и теперь придают эффузивному комплексу макрослоистость и сложный состав. Подобно многим современным вулканическим островам, подводные вулканы прошлого в теплых тропических зонах моря становились местом образования коралловых рифов, которые в виде крупных линз, значительных по мощности, но коротких по простиранию, часто встречаются среди эффузивных толщ; содержащаяся в них фауна служит основанием для их стратиграфического расчленения.

Наблюдения последних 10–15 лет показывают, однако, что в областях подводного вулканизма дело отнюдь не ограничивалось только накоплением пирокластических толщ; здесь разыгрывался и ряд других геохимических процессов, давших своеобразные породы, ассоциирующиеся пространственно с пирокластами. В число этих пород, прежде всего, входят разнообразные кремнистые образования: кремнистые сланцы и яшмы. Яшмы представляют собой породы, главную составную часть которых, до 90–95%, образует тонкозернистый (иногда почти аморфный) кремнезем (SiO_2); в качестве примесей фигурирует глинистый и туфовый материал; порой обильны окислы железа и марганца, придающие яшмам красивую расцветку (кирпичную, зеленую, желтую, пятнистую): некоторые разности яшм полосчаты и тонкослоисты.

Макроскопические остатки фауны в яшмах отсутствуют, но микроскопические часты и иногда обильны, но однообразны и образованы почти исключительно радиоляриями.

При обогащении яшм глинистым или туфовым материалом, они переходят в кремнистые сланцы или окремнелые туфы.

Как указывалось, яшмы и кремнистые сланцы обычно тесно ассоциируются с эффузивными морскими отложениями, образуя среди них прослои, часто венчая толщи эффузивов или располагаясь на их продолжении, т. е. фациально их замещая. Но, наряду с этим, встречаются и пачки кремнистых пород, как бы независимые от эффузивных свит, не связанные с ними пространственно и внешне (географически) изолированные от них. Это, впрочем, еще не доказывает их действительной независимости от деятельности подводных очагов вулканизма.

Учитывая обычно явное тяготение кремнисто-яшмовых толщ к эффузивам, уже давно многие геологи (Л.С.Либрович, В.П.Нехорошев, Я.С.Эдельштейн) пришли к заключению, что яшмы каким-то образом связаны с деятельностью подводных вулканических очагов. При этом намечены две возможные формы связи. Пепловый материал, особенно тонкозернистый, попадая в воду, разлагается; при этом часть освобождающейся SiO_2 переходит в раствор в виде золя и мигрирует с морскими течениями на некоторое, в разных случаях различное, расстояние, после чего коагулирует, выпадает и образует на дне скоп-

ления кремневого геля; последний позже уплотняется, дегидратизируется и дает яшмы или кремнистые сланцы. В районах переноса и осаждения SiO_2 обильно развивается кремневый радиоляриевый планктон, скелеты которого и принимают участие в составе яшм, но отнюдь не служат основной причиной их накопления, как думали раньше; яшмы – это не биолиты (по терминологии Я.В.Самойлова), а хемолиты. Так как подводное выветривание, по предложению Гуммеля (1921 г.), именуется часто гальмиролизом, то изложенная концепция может быть названа схемой гальмиролитического генезиса яшм. По другой схеме – гидротермальной – кремнекислота поступает в морскую воду непосредственно путем высачивания на дне моря горячих источников, гейзеров, содержащих в растворе, наряду с другими веществами, также и SiO_2. Решить на конкретном материале, каким именно способом доставлялась SiO_2 в морскую воду, обычно не удается, почему обе изложенные схемы до сих пор существуют как две потенциальные возможности. Наличие яшм, не связанных пространственно с эффузивными комплексами, указывает, как будто, на то, что яшмы могли возникать и независимо от подводного вулканизма. Однако это было, по-видимому, не всегда. Дело в том, что по опытам Мура и Мейнарда (1929 г.), SiO_2 в морской воде отличается значительной устойчивостью, и потому его осаждение и образование яшм могло идти, – по крайней мере, в некоторых случаях, – на большом расстоянии от вулканического очага, что и создает теперь видимость независимости яшм от подводного вулканизма.

Кроме накопления SiO_2, вблизи очагов подводного вулканизма идет, по-видимому, аккумуляция еще ряда других соединений, в том числе Fe, Mn, и, возможно, алюминия (в виде бокситов). Мы уже отмечали, что некоторые яшмы обогащены Fe и Mn, придающими им своеобразную расцветку. Естественно думать, что эти два элемента в яшмах имеют тот же источник и генезис, что и основная масса породы (SiO_2). Но существуют и гораздо более значительные рудные накопления Fe и Mn, по-видимому, того же самого происхождения. Классическим примером их являются гематиты Средней Германии (мульды Диль и Лан в Рейнских Сланцевых горах), стратиграфически и территориально связанные с диабазовыми и шальштейновыми толщами D_1–D_2. Сюда же, возможно, должны быть отнесены пиритовые скопления Рио-Тинто в Испании, месторождения Раммельсберг и Мегген в Германии и пиритовые руды Трондьемской мульды в Скандинавских горах. Рудные тела этой своеобразной группы располагаются либо внутри эффузивных формаций, либо по периферии их (у верхней границы, горизонтального окончания и т. д.), либо даже за пределами собственно эффузивных комплексов, но в ближайшем соседстве с ними. Морфологически рудные скопления представляют собой линзы, продольные размеры которых измеряются сотнями, иногда тысячами метров, мощность же – десятками метров, иногда свыше 100 м, отчего линзы оказываются сильно раздутыми, утолщенными в средних частях. Линзы часто явственно слоисты и иногда содержат фауну брахиопод, кораллов, гониатитов. По составу рудные тела сложены то окисными формами железа (гематит), то сульфидами (пирит), причем в последнем случае характерен очень сложный химический состав руд, в котором, кроме Fe, крупную роль играют сульфиды Cu, Pb, Zn, Ag и др.

Разъяснение генезиса очерченных месторождений представляет большие трудности, ибо в них слиты и причудливо переплетены признаки типично осадочного и гидротермального происхождения. Естественно, что мнения исследователей уже давно разделились. Среди разных суждений была высказана гипотеза о сингенетическом осадочно-эффузивном происхождении названных руд, что для некоторых месторождений, как, например, германские гематиты Диля и Лана, является сейчас общепризнанным. Своеобразие данного фаци-

ального типа состоит в том, что рудообразование связано с подводной эффузивной деятельностью и происходит за счет железистых растворов, выделяемых из вулканических очагов в послевулканическую их стадию. Аналогичные образования имеются и среди марганцовых месторождений, причем распространены здесь, возможно, даже шире, чем среди железорудных. Таковы, вероятно, месторождение Мазульское (Красноярский край), многочисленные линзовидные месторождения среди яшмовых толщ нижнего и среднего девона Урала, карбонатные накопления в C_1 Германии и Испании, в юрских радиоляритовых толщах Альп и т. д. Теоретически говоря, такого рода эффузивно-осадочные образования мыслимы и среди бокситов, но с достоверностью пока не установлены. В этом направлении Н.А.Штрейс и А.В.Пейве пытаются сейчас истолковать генезис девонских бокситов Северного Урала, но пока это представляет лишь интересную, но не до конца аргументированную гипотезу.

Мы остановились на разборе осадочно-эффузивных процессов потому, что обычно при анализе фаций ископаемых морей эти процессы обходятся молчанием. Между тем, совершенно очевидно, что эффузивно-осадочные комплексы прошлого – это документы весьма своеобразной, далеко не обычной обстановки на определенных участках морей геологического прошлого, и в качестве таковых они требуют самостоятельной расшифровки. Хотя, благодаря усилиям ряда петрографов и геологов, мы и достигли сознания своеобразности этой обстановки, однако круг процессов, ей свойственных, еще далеко не раскрыт. Между тем, с палеогеографической точки зрения эффузивно-осадочные комплексы исключительно интересны и важны, ибо представляют собой (как увидим ниже) образования, свойственные лишь определенным тектоническим единицам земной коры (геосинклиналям) и появляются в них лишь в определенные моменты их жизни (в эпохи прогибаний). Поэтому локализация эффузивно-осадочных комплексов в древние эпохи была отчетливо закономерна.

Основы фациального анализа континентальных отложений. Понятие о палеогеографической карте[1]

В отличие от морских, континентальные отложения прошлых геологических периодов сохраняются мало и в тем меньшей степени, чем к более отдаленному прошлому мы обращаемся. Главная масса континентальных пород относится к более молодым периодам истории Земли, начиная с верхнего палеозоя, т. е. к карбону и перми, мезозою и кайнозою. Эта близость их к современному геологическому моменту позволяет при фациальном анализе их проводить параллели с современностью гораздо увереннее, чем в случае древних морских отложений.

Фациально-континентальные осадки гораздо разнообразнее морских. Влияние климата и рельефа сказывается на их петрографических признаках гораздо ярче, чем на морских отложениях. Континентальные осадочные толщи, поэтому легко разбиваются на несколько фациальных комплексов, каждый из которых возник при определенном сочетании климатических и геоморфологических условий и представляет собой единое целое. Это: 1) комплекс гумидных равнин; 2) комплекс аридных равнин; 3) комплекс межгорных котловин аридного и гумидного климатов; 4) комплекс районов материкового оледенения; 5) петрографический комплекс континентальных вулканических пород.

Ниже мы разберем петрографические и фаунистические особенности каждого фациального комплекса, подчеркивая те признаки слагающих его пород, которые позволяют делать определенные выводы о среде их отложения и, таким образом, реконструировать физико-географическую обстановку палеоконтинентов.

1. Фациальный комплекс равнин гумидного климата

В настоящее время равнины гумидного климата пользуются обширным распространением, как в умеренных широтах, так и под тропиками. Примерами их являются: Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская низменность, Северо-Американская равнина, Южно-Американская низменность. Средне-Сибирское нагорье, Центрально-Африканское и Деккан в недавнем прошлом также были типичными равнинами, но в связи с недавними четвертичными поднятиями перешли в стадию плоскогорий, и ранее отложенные на них осадки сейчас интенсивно разрушаются; последнее обстоятельство, впрочем, не мешает воспользоваться названными плоскогорьями при характеристике некоторых фаций, связанных с их прошлой равнинностью.

Характерной чертой гумидных равнин является их слабо расчлененный холмистый рельеф с малой амплитудой колебаний высот, измеряемой десятками или немногими (2–3) сотнями метров. В связи с влажностью климата гумидные равнины отличаются обилием влаги, которая частью скопляется в котловинах между холмами, образуя серии крупных и мелких озер и болот,

[1] Основы исторической геологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1948. Ч. I. Гл. IV. С. 90–129.

частью же стекает по обширной разветвленной речной сети. С момента появления на Земле древесной растительности (т. е. с палеозоя) гумидные равнины, несомненно, всегда были зонами густых лесных зарослей, облик которых, конечно, менялся под влиянием эволюции растительных форм.

С областями гумидных равнин связан парагенезис четырех фаций: коры выветривания, делювия, речного аллювия и озерного аллювия.

Корой выветривания, или элювием, называются участки массивно-кристаллических и осадочных пород, выходящие на дневную поверхность и измененные под влиянием температуры и атмосферных осадков.

Сущность изменений заключается в физическом раздроблении плотных исходных материнских пород и в глубоком их химическом и минералогическом перерождении.

Все сульфидные минералы Fe, Mn, Cu и других элементов окисляются и превращаются в окислы. Сложные орто-, мета- и алюмосиликаты также в большей или меньшей степени (часто нацело) разрушаются, а входящие в их состав щелочи (K и Na) и щелочные земли (Ca и Mg) удаляются из элювия в виде растворимых бикарбонатов; Fe_2O_3 и Al_2O_3 частично также удаляются, но в основной массе (особенно малоподвижный Al_2O_3) остаются: железо и марганец в виде гидратов окислов, окись алюминия частью в виде диаспора и гидраргиллита, частью в виде каолинита, галлуазита и других минералов. Кремнезем, освобождающийся при разрушении силикатов, обычно нацело удаляется. Благодаря всем этим глубоким химическим перестройкам вещества кристаллическая структура исходных пород разрушена, и вещество коры выветривания находится в виде землистых (глинистых), главным образом коллоидальных и субколлоидальных масс.

В настоящее время наиболее мощная и типично развитая кора выветривания, достигающая десятков метров мощности, констатирована в тропической лесной и лесостепной зоне Южной Америки, Африки, Азии, Австралии, где генезис ее связан с предыдущей равнинной стадией этих территорий и где она была подробно изучена и описана К.Бауэром (в 1898 и 1909 гг.), А.Лякруа (1914, 1922 гг.), К.Фоксом (1932 г.), И.Вальтером (1915 г.) и рядом других исследователей. В литературе она известна под названием латеритов, или тропических красноцветов. Строение ее здесь в общих чертах сводится к следующему. Нижним горизонтом профиля (рис. 1) является «зона разложения», в которой исходная порода, изменяясь химически, сохраняет в большей или меньшей мере первичную петрографическую структуру. Разложение идет часто неравномерно: на одних участках оно проникает глубже и прихотливыми языками вдается в неизменную породу, на других отстает, отчего нижняя граница коры выветривания приобретает порой весьма причудливый «бахромчатый» вид; среди глубоко выветрелых участков встречаются совершенно свежие, прихотливых очертаний останцы. Преобладающие тона рыхлой землистой массы зоны разложения блеклые, сероватые, иногда розоватые.

Над зоной разложения располагается «пятнистая зона» (по терминологии Г.Гаррасовица), она же «аккумулятивная зона» (термин А.Лякруа). Разложение достигает здесь такой степени, что первичная структура породы исчезает и порода превращается в пеструю неслоистую глинистую (землистую) массу, в которой остаточные алюмосиликаты (каолинит, галлуазит и др.) и полуторные окислы (Fe_2O_3, Al_2O_3) распределены чрезвычайно неравномерно, пятнами, откуда и происходит название зоны. Никаких органических осадков кора выветривания, конечно, не содержит.

Ископаемая кора выветривания сохраняется обычно редко, как исключение. Тем не менее, в настоящее время достоверные примеры ее известны не только для относительно молодых периодов истории Земли, как неоген, па-

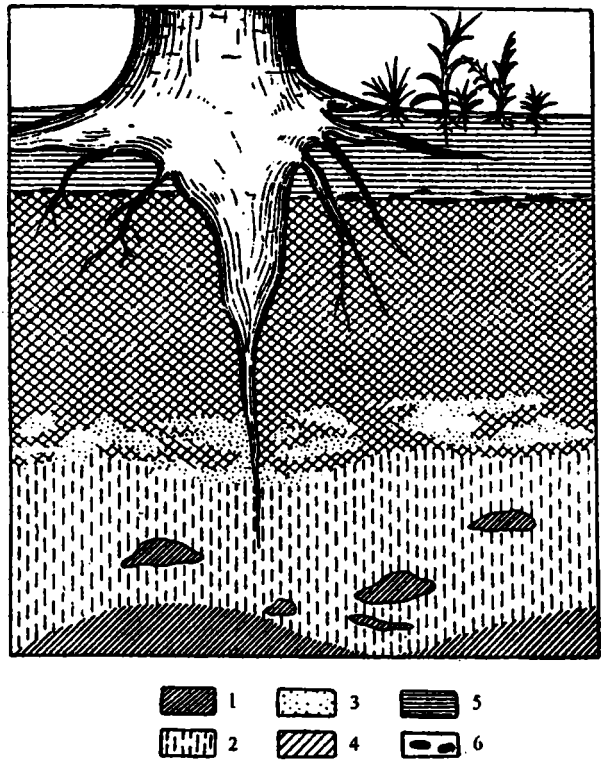


Рис. 1. Строение тропической коры выветривания под лесами (по П.Фагелеру)
1 – материнская порода; 2 – горизонт разложения; 3 – пятнистый горизонт; 4 – красный суглинок; 5 – почвенный горизонт; 6 – пятнистые накопления железа

леоген (Азовско-Подольский кристаллический массив), мел, юра (Урал, Салаир), но и для таких древних, как девон, силур и даже докембрий (Воронежский массив в СССР, Западные штаты США). Закономерности строения, равно как и вещественный состав ископаемой коры выветривания, изучены пока слабо. Но общее разделение коры на зону разложения и зону аккумуляции сохраняет, по-видимому, свое значение. Нужно иметь при этом в виду, что очень часто кора выветривания сохраняется лишь частично, в силу ее последующего размыва; иногда от нее остаются только «корни» зоны разложения. Отсюда – кажущееся разнообразие ее типов. Одной из распространеннейшей пород, связанных с ископаемой корой выветривания, являются каолины (часто промышленного значения), локализующиеся главным образом на гранитных интрузиях; на более основных породах (габбро и др.) – железные руды, бокситы, на осадочных породах, кремнистых и глинистых сланцах, первично слегка обогащенных марганцем, – марганцовые руды («марганцовые шляпы»).

Палеографическое значение коры выветривания определяется тем, что в сколько-нибудь развитом виде она встречается исключительно в наиболее плоских пенепленизированных участках влажных равнин. Об этом единогласно свидетельствуют все наблюдатели современных латеритов. «Путешествующий по Гвиане – пишет Дюбуа[1], – не находит в этой латеритной области

[1] Du-Bois. Die Laterite und Schutzrinde der Britanischen Guiana. Tschermak's Mitteilungen tur Mineralogie, etc., 1903.

никаких крупных горных кряжей, но только многочисленные изолированные холмы, выстраивающиеся друг за другом по некоторым направлениям и покрытые латеритами». В Индии плосковершинные холмы с латеритными плащами в отдельных регионах ясно сливаются в единую, плоскую, слегка волнистую поверхность древнего, частично уже разрушенного пенеплена. В Австралии, по данным Е.Симпсона, латериты развиты на ясно обозначенных пенепленах, таких, как 300-метровый пенеплен хребта Дарлинг, и на верхних частях очень мягких склонов долин. Такое тяготение коры выветривания к особо пенепленизированным площадям совершенно понятно, ибо только в этих условиях накопляющиеся продукты выветривания остаются на месте, избегая размыва и уноса их текучими водами, и внутри этих рыхлых масс развивается тот сложный профиль, который обычно характеризует кору.

Так как пенепленизированные участки могут встречаться среди равнин не только тропического, но и умеренного климата, то, естественно, мы должны иметь в ископаемом состоянии кору выветривания как тропической, так и умеренной зон. Встает вопрос, как различить их? К сожалению, пока на него нет достоверного ответа по той причине, что в настоящий момент на равнинах умеренного климата, в связи с их недавним освобождением из-под ледникового покрова, еще не успело сформироваться сколько-нибудь развитой и мощной коры выветривания; элювий измеряется всего 0,5–1,5 м и целиком совпадает с почвенным профилем; какие-либо специфические черты коры умеренного климата, таким образом, еще не оформились, и это обстоятельство ставит нас в затруднение по вопросу о различиях в признаках выветривания в тропическом и умеренном климатах. Обычно считается, что богатство коры гидратами алюминия (диаспор или гидраргиллит) свойственно тропикам и субтропикам, тогда как наличие гидрослюд указывает на климат умеренный (П.А.Земятченский). Однако вполне достоверными признать эти критерии пока нельзя.

В областях, где рельеф влажных равнин становится более расчлененным, образование сколько-нибудь значительной по мощности коры выветривания затрудняется тем, что рыхлый материал смывается вниз и переотлагается частью у подножия их, либо же уносится далеко от своего источника и захоронается в речных руслах и озерных водоемах.

Материал, отложенный на склонах холмов, образует так называемый *делювий*. Возникновение его связано с деятельностью дождевых и снеговых вод. После каждого дождя вода, стекающая по склону, увлекает с собой некоторое количество обломочного материала; в нижних частях склона по мере замедления течения начинается разгрузка, и, таким образом, здесь постепенно накопляется более или менее мощный плащ обломочного материала. Петрографический тип делювия весьма своеобразен и зависит от состава пород, выходящих на вершинах холмов. Чаще всего это буроватый или красновато-бурый песчанистый суглинок, в котором в большей или меньшей массе разбросаны остроугольные обломки твердых пород: кремней, опок, известняка и т. д. Как правило, делювий неслоист или имеет очень неправильную и местную слабо выраженную слоистость. Щебенка часто лежит кучками. Органические остатки в делювии представляют обычно переотложенную фауну коренных пород, выходящих на вершинах холмов, реже – сингенетическую фауну в виде раковин легочных моллюсков (*Helix, Pupa*), костей наземных позвоночных и т. д. Иногда среди делювия удерживаются погребенные почвенные горизонты (гумусовые). Мощность делювиального шлейфа в верхних частях склона – сантиметры и немногие метры, у подножия – до нескольких десятков метров. Спускаясь на дно ложбин, делювий входит в зону накопления речного аллювия, где обычно сложно с ним переплетается. Интенсивность развития делю-

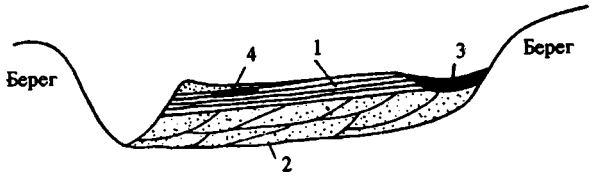


Рис. 2. Строение речного аллювия (схема)
1 – пойменный аллювий (слоистость его см. на рис. 3); 2 – русловой аллювий (детали косой слоистости его см. на рис. 3); 3 – торфяники притеррасовых болот; 4 – торфяники стариц

вия в области гумидных равнин значительно варь-ирует. В гумидном климате даже крутые склоны (до 30°) задернованы и слабо доступны для делювиального смыва. Только с приближением к аридной зоне и по периферии последней (в так называемой полузасушливой полосе), где на склонах дерновый покров не сплошной, а осадков еще достаточно (талые, снеговые воды, ливни), образование делювия может достигать крупных масштабов. Большинство древних делювиальных чехлов несет признаки этих условий в виде карбонатов, неполно разложенных силикатов и алюмосиликатов. Выщелоченный, обогащенный коллоидальными полуторными окислами делювий центральных частей гумидной зоны распространен гораздо меньше.

Строение аллювия равнинных рек и его генетические признаки существенно иные.

Равнинные реки отличаются обычно широкими долинами со слабым продольным уклоном, что вызывает медленное течение воды и сложное меандрирование речного русла. Поэтому ископаемый речной аллювий залегает (в плане) в виде широких сложно изгибающихся лент.

На поперечном сечении такой ленты (рис. 2) видно, что аллювий состоит из двух горизонтов: нижнего, или руслового аллювия и верхнего, или пойменного. Русловый аллювий слагается серией песчаных линз, порою галечников, причем линзы срезают одна другую, иногда прихотливо, и имеют каждая свое собственное сложение, свою текстуру. Размеры линз варьируют, но, в общем, невелики – несколько метров в длину и до 1–1,5 м в толщину. Нижние (базальные) слои руслового аллювия образованы обычно галечниками с прослоями песка; выше галечный материал становится редким и часто вовсе исчезает. Пойменный аллювий слагается главным образом глинами и песчанистыми глинами, среди которых встречаются отдельные линзы песка. В зависимости от режима реки в аллювии преобладает то русловой, то пойменный горизонт. У коренного берега в релефе поймы, как правило, обозначается ложбина, куда высачиваются грунтовые воды в виде ключей. Это способствует заболачиванию ложбины и отложению на ней мощных горизонтов торфа, являющегося, таким образом, одним из составных членов общего разреза аллювия. В ископаемом состоянии они дадут пласты угля. Зарастание стариц также дает болота и торфяники, но меньших размеров.

Вообще следует заметить, что накопление углей представляет отнюдь не редкое явление в речных долинах, особенно в стадию зрелости и одряхления реки. М.А.Усов выделил даже особый тип потамических, т. е. речных, угольных месторождений. В настоящее время известен ряд таких месторождений: Челябинское, Богословское, Елкинское на Урале, Гусино-Удинское и ряд смежных с ним в Забайкалье, Буреинское и др.

Характернейшую особенность аллювиальных толщ, имеющую прямой ди-

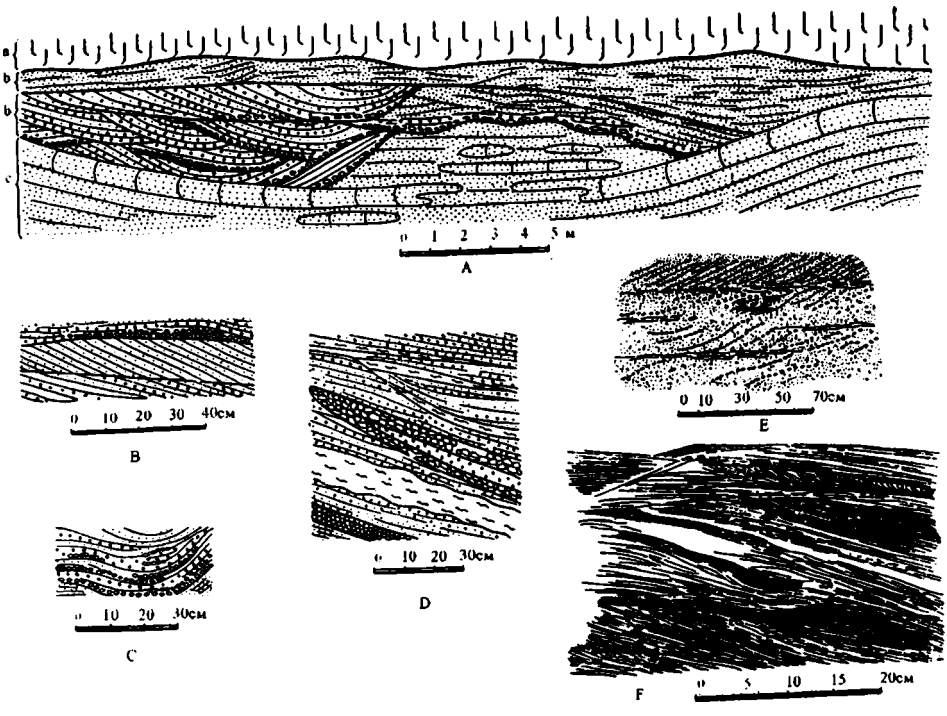


Рис. 3. Типы косой слоистости руслового аллювия

A – схема слоистости аллювия в террасовых отложениях р. Девицы, в карьере Бирюк: *a* – суглинки, *b* – аллювий, *c* – мезозойские пески

B-C-D – детали слоистости в аллювии; E – слоистость в русловых аллювиальных песках Челябинского каменноугольного бассейна; F – слоистость в пойменном аллювии (разрез Челябинского бассейна)

агностический интерес для ископаемых объектов, представляет слоистость, не одинаковая у руслового и пойменного аллювия. У руслового аллювия она носит название косой (диагональной) слоистости и, по-видимому, может значительно варьировать. На рис. 3 воспроизведена косая слоистость древнего аллювия р. Девицы, описанная А.С.Корженевской и О.А.Бахваловой (1940). «Косые серии – пишут они, – представляют пачки вогнутых слоев, выполняющих углубления дна (русла); в других разрезах это пачки прямолинейных слоев, падающих в одну сторону и, по-видимому, представляющих косы или отмели, отложенные ручьем или рекой... В косых сериях, выполняющих углубления русел, материал плохо отсортирован и в отдельных слоях песок меняется от грубозернистого песка, гравия и галечника до тонкого песчаного или глинистого материала. Как правило, в основании каждой мульды сосредоточены прослои гальки и грубого песка, в верхней же части серии материал постепенно становится более отсортированным и тонким»[1]. Несколько иначе выглядит слоистость в юрских песках Челябинского буроугольного месторождения, определяемых Г.Ф.Крашенинниковым как аллювиальные. Как видно на рис. 3, слоистость характеризуется чередованием косых и горизонтальных или почти горизонтальных слоев; иногда видно, что косые серии сложены бо-

[1] Сб. Косая слоистость / Под ред. Ю.А.Жемчужникова. 1941.

лее грубым материалом, чем их разделяющие горизонтальные; в некоторых случаях косая слоистость проявляется именно благодаря косому расположению грубого материала в более мелком. Мощность косых горизонтальных серий исчисляется несколькими дециметрами, причем мощность первых обычно несколько больше мощности вторых. Характерно, что во всех наблюдавшихся случаях разные косые серии наклонены в одну сторону. В общем типичном случае, по мнению Ю.А.Жемчужникова, для косых серий аллювия характерно отсутствие строго горизонтальных серий между наклонными и постепенный переход от одного наклона к другому в горизонтальном направлении; наклон косых серий, вообще говоря, небольшой (редко более 20°), направление же наклона слегка варьирует, но одно из них является преобладающим; форма косых линий неправильная, и они часто не параллельны.

Для пойменного аллювия (главным образом супесчано-суглинистого) типична иная слоистость. Она, в общем, горизонтальна, вернее, пологоволниста, с довольно выдержанными (на десятки, иногда сотни метров) слоями толщиной от нескольких сантиметров до 0,5 м. Внутри слоев наблюдается порою тонкая плойчатая слоистость, иногда узловатая.

Для полноты характеристики аллювия существенно добавить, что в осадках его встречаются, хотя и не часто, остатки пресноводной фауны – рыб, моллюсков (*Unio*, *Anodonta*, *Valitata*, *Paludina* и др.). Поскольку реки были естественными водопоями для всех наземных позвоночных и местом постоянного обитания для многих из них (*Brontosaurus*, *Diplodocus* и др.), в речных осадках обычно находят кости рептилий, амфибий и млекопитающих, то разрозненные, то в виде целых скелетов. Иногда аллювиальные осадки являются настоящими кладбищами скелетов, как, например, верхнепермские местонахождения парейазавров на реках Северной Двине и Юге, скопления остатков нижнемеловых игуанодонов в Бельгии, знаменитая миоценовая сиваликская фауна в Индии и ряд других. Отсюда вытекает огромный интерес аллювия для целей палеогеографии и палеоботаники. В умелых руках эти аллювиальные кладбища раскрывают исключительные по яркости картины прошлой жизни на континентах.

Озерные водоемы внутри современных равнин во влажном климате являются весьма распространенными образованиями, причем по размерам своим они варьируют от «луж» в немногие гектары площадью и в несколько метров глубиной до водоемов в десятки тысяч квадратных километров и глубиной в десятки, а иногда и в сотни метров (Великие озера в США, Байкал, Ладожское и Онежское озера). Характерной чертой пространственной локализации внутриконтинентальных озер является их расположение не изолированными единицами, а большими группами – «озерными районами». При этом часто отдельные члены озерного комплекса соединены друг с другом протоками, речными руслами и сливаются, таким образом, в единое целое.

Все озера влажных климатов обладают пресной водой, и концентрации соли в них не поднимаются выше 0,01–0,02% или 100–200 мг/л.

Донная фауна их очень бедна формами и сводится к немногим двустворкам (*Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*) и гастроподам [*Bythinia*, *Valvata*, *Limndeus*, *Planorbis*, *Paludina (Vivipara)* и др.], большинство из которых обладает малыми размерами и очень тонкостворчатой раковиной. Планктон несравненно обильнее и включает зеленые и синезеленые водоросли, диатомей (иногда во множестве), а из животных – низших раков (остракод, филлопод и т. д.).

Озерные отложения равнин влажных климатов в главной массе своей, как в современный геологический момент, так и в прошлом, представлены тонкозернистыми обломочными породами: песками и глинами, причем последние распространены особенно широко. Озерные пески обычно средне- и тонко-

зернисты, часто глинисты, слоисты. Галечный материал встречается редко и свойственен очень узкой прибрежной зоне у скалистых берегов. Озерные глины главным образом серые и зеленовато-серые, часто песчанистые, то однородные, неслоистые, то, наоборот, с чрезвычайно тонкой и правильной слоистостью, вызванной сезонной седиментацией. Весной и летом в связи с массовым приносом в озеро обломочного материала образуются тонкие пластинки глины, в доли миллиметра толщиной; летом и осенью благодаря цветению и отмиранию планктона на дно поступает много органического материала и возникают прослойки, почти целиком состоящие из органического вещества. Поэтому озерные глины, вообще говоря, несколько обогащены органическим веществом или, как говорят, несколько битуминозы (или углисты). $CaCO_3$ в них обычно отсутствует или представлен ничтожно. Лишь в озерах с развитыми в окрестностях известняками и доломитами отлагаются мергели и даже известняки. Фаунистические остатки в озерных глинах, песках и мергелях скудны, раковины разбросаны единицами и лишь редко образуют ракушечники, слагающиеся, как правило, одним каким-либо видом пелеципод или гастропод. Чаще встречаются скелеты и отпечатки рыб, обломки веток, листья занесенных с берега растений, пыльца, нередко отпечатки насекомых. Ряд ископаемых озерных отложений даже знаменит своими местонахождениями превосходно сохранившихся остатков насекомых: карбоновые угленосные отложения Коммантри во Франции, пермские отложения Русской равнины, юрские отложения хребта Кара-Тау в Средней Азии. Иногда встречаются кости наземных позвоночных животных – рептилий, амфибий, млекопитающих и птиц, трупы которых были занесены в озерные водоемы. Эти находки позволяют в отдельных случаях довольно подробно реконструировать органический мир не только самого озерного водоема, но и окружающих его площадей, и получить таким путем интересную картину жизни на континентах прошлого.

С терригенными породами ассоциируется ряд *хемогенных образований, которые, как увидим ниже, являются характерным и членами осадкообразования именно влажных климатов и могут служить, так сказать, их индикаторами.* Это – сапропелиты, концентрации Fe, Mn, Al_2O_3, кремнистые породы.

Под названием сапропелитов понимают (вслед за Г.Потонье) илистые осадки, обогащенные органическим веществом, составляющим в них 20–30–40% и более, иногда же образующим главную массу осадка. Источником органических веществ является фито- и зоопланктон водоемов, почему и само накопление сапропелитов свойственно лишь озерам так называемого евтрофного типа, т. е. богатыми питательными веществами. При уплотнении таких озерных сапропелитов получаются породы, известные под названием горючих сланцев и своеобразные сапропелевые угли – кеннели и богхеды.

Микроскопическое изучение богхедов показывает, что они возникли за счет массового скопления водорослей, обитавших в озерных водоемах, в составе же кеннелей крупную роль играют споры и пыльца наземной растительности. Очевидно, кеннели формировались в озерах среди тайги, и тучи пыльцы, выдуваемой ветром при цветении тайги, оседая, примешивались к автохтонному водорослевому материалу в настолько большой пропорции, что иногда подавляли его. Как и озерные глины, сапропелиты локализуются в центральных частях озерных котловин, выклиниваясь к их прибрежным частям. Ископаемые озерные сапропелиты известны из озерных водоемов глубокой древности, начиная с девона, но в действительности спускаются, вероятно, в докембрий.

Озерные железные руды, известные в современную эпоху главным образом из северных широт, являются типично прибрежными образованиями, приуро-

ченными к относительно узкой (100–300 м) прибрежной полосе и к глубинам от 1 до 3–5, редко до 10 м. Внутрь озера, в более глубокие части его, руда выклинивается, хотя некоторая обогащенность осадка железом еще наблюдается. Вдоль прибрежной полосы руды распространены не повсеместно, а лишь на некоторых участках, образуя пятна разнообразных очертаний и размеров: округлые, эллипсоидальные, широкие ленты, нитевидные полосы и т. д., причем длина пятен колеблется от десятков метров до нескольких километров, ширина же – от нескольких метров до 100–200 м. Замечено, что эти рудные пятна находятся вблизи участков побережий, сложенных песчаными и щебенчатыми водопроницаемыми грунтами с подзолистыми почвами; внос железа в озеро осуществляется главным образом грунтовыми водами, выщелачивающими из почв железо (и Mn) и отлагающими их в озере. Минералогически современные железные руды представлены гидрогетитами различной степени обводнения, обычно со значительной примесью Mn и отчасти фосфора. Содержание Mn в шведских озерах местами настолько возрастает, что железные руды переходят в марганцовые. Примесь же фосфора приводит иногда к образованию минерала вивианита (фосфат железа синего цвета). Морфологически озерные руды представлены частью аморфной глинистой массы бурого железняка, частью же в виде бобов и плоских концентрических слоистых конкреций («денежная» руда, «блинчатая» руда и т. д.).

В прошлые геологические эпохи озерные железные руды отлагались не только в северных озерах, но, как показали специальные исследования автора, и в озерных водоемах субтропических и тропических влажных зон и даже преимущественно в этих последних. При этом сами руды были разнообразнее по составу и по локализации их внутри водоемов. В крупных озерных котловинах теплого пояса окисные железные руды приурочивались также к краевой прибрежной зоне, но здесь с ними ассоциировались нередко накопления гидратов окиси алюминия в виде гидраргиллита и железные руды переходили по простиранию в железоалюминиевые и даже чисто алюминиевые (бокситы). В некоторых озерах юрской и палеогеновой эпох субтропической зоны железо накоплялось не только в форме окислов, но также и в виде сложных силикатов группы шамозита, зеленоватого цвета; обычно этим рудам свойственно оолитовое сложение: центральное песчаное зерно обволакивается чередующимися концентрами шамозита и гидрогетита (иногда гематита), давая в результате шарики величиной с булавочную головку или просяное зерно («икряной камень»). Иногда в составе оолитов принимает участие и сидерит, и получаются слоистые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды, локализующиеся, в общем, также по периферии озерных котловин. В центральных частях озерных водоемов среди глинистых осадков железо нередко также накопляется массами, образуя многочисленные сидеритовые конкреции, залегающие пластообразно и образующие убогие железорудные месторождения. Железо первично оседало здесь среди глин в виде окислов, но затем в процессе раннего диагенеза озерных илов было восстановлено органическим веществом до закиси (FeO), подверглось некоторому перераспределению в осадке и сформировало (вместе с CO_2) сидеритовые конкреции ($FeCO_3$).

В современных озерах, главным образом умеренного влажного климата, очень часты также кремнистые осадки – диатомиты, образованные почти нацело скорлупками диатомовых водорослей. Среди отложений неогена, палеогена, мела и юры также встречаются аналогичные образования, но спускаются ли они на более древние этапы геологической истории – остается неясным.

Для озерных водоемов влажного климата характерен, однако, не только охарактеризованный выше «набор фаций», но и закономерная эволюция осадкообразовательного процесса, приводящая к последовательной смене в разре-

зе озерных осадков. Выявить эту смену помогают наблюдения главным образом над лучше изученными озерами умеренного климата.

В первую стадию развития озерного водоема, когда атмосферные осадки только заполняют котловину, и окружающие территории проходят начальные этапы выщелачивания, в озеро вносится много карбоната кальция, который отчасти садится в нем и дает начало относительно карбонатизированным илам (озерные мергели). После того, как верхние почвенные горизонты освободятся от $CaCO_3$, из почвы начинают вымываться Fe и Mn; содержание карбонатов в воде озера убывает, осадки лишаются $CaCO_3$, но начинают обогащаться железом, накопления которого иногда достигают стадии железных руд. Одновременно под влиянием поверхностного стока атмосферных вод, вымывающих из почв фосфаты и нитраты, озеро в процессе своего развития обогащается этими питательными элементами и приобретает богатый планктон. На осадках это сказывается постепенным обогащением их органическим веществом и появлением сапропеля. Железорудная стадия сменяется сапропелевой.

Непрерывно заполняемое терригенным материалом и собственными биогенными продуктами озеро подходит к завершающему этапу своего существования – умиранию и превращению в болото. По мере заполнения осадками озеро мелеет и одновременно начинает постепенно зарастать. Образуется травянистый торфяной покров, который, возникнув вначале у берегов, мигрирует затем к центру озера, затягивая собою зеркало воды и погребая его под собой (висячие торфяники – зыбуны). Следом за травянистой растительностью поселяется древесная, и озеро превращается в лесное торфянистое болото. Под покровом торфяника на глубине некоторое время еще сохраняется вода (зыбуны), а затем исчезает и она, засыпаясь растительным материалом, падающим сверху из торфяного покрова, и, так сказать, рассасываясь в нем. Озеро исчезает, сменяясь плащом болотного торфа, который впоследствии под покровом новых осадков может превратиться в бурый и каменный уголь.

Чем меньше по размерам исходный озерный водоем, тем быстрее достигает он старости и превращается в торфяник. Поэтому современные озера таежно-подзолистой полосы, необычайно варьирующие по площадям и объемам, но все возникшие одновременно в постледниковое время, как бы фиксируют различные фазы эволюции озерного седиментационного процесса, и такие гиганты, как Ладожское и Онежское озера, находятся в этом отношении в самом начале пути, тогда как карликовые уже исчезают или исчезли, превратившись в торфяники.

Описанную эволюцию озерной седиментации нужно понимать, конечно, лишь как общую схему процесса. Необязательно для каждого озера прохождение железорудной стадии или стадии формирования базальных карбонатных илов. Многие юрские озера Урала и других мест, например, имеют железные руды прямо в основании озерного разреза. Решающее значение в этом отношении имеет литологический состав территории, примыкающей к озеру, как на это указывает, например, интересная карта южношведских озер, даваемая Лундквистом[1]. Точно так же при изменении хода выветривания и размыва в окрестностях озера в самой озерной толще возможны неоднократные повторения таких пород, как мергели, руды, сапропелиты, т. е. как бы возврат к прожитым этапам седиментации. Однако общее направление эволюции озерных водоемов влажных зон этими отклонениями не упраздняется; сами колебания седиментационного процесса происходят как бы в некоторых рамках, и это обстоятельство весьма облегчает анализ озерных отложений прошлых эпох и позволяет использовать их данные для реконструкции процессов, идущих не только в озере, но и в окружающем его пространстве.

[1] Lundquist E. Bodenablagerungen und Entwicklungsgeschichte der See. 1927.

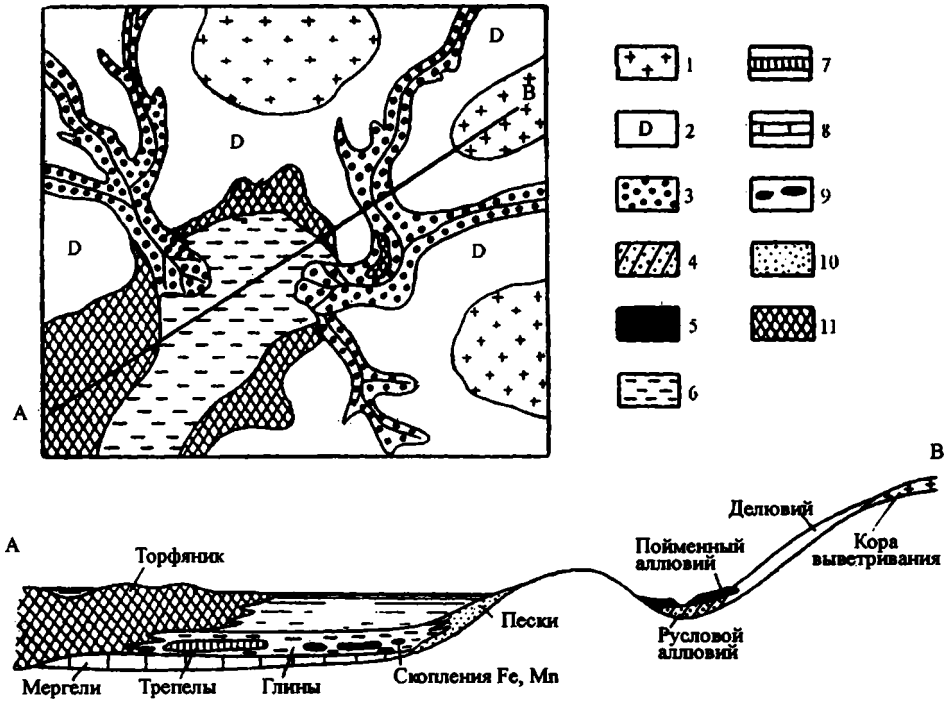


Рис. 4. Соотношение фаций в осадочном комплексе гумидных равнин (схема)
1 – кора выветривания; 2 – делювий; 3 – речной и овражный аллювий вообще; 4 – русловой аллювий; 5 – пойменный аллювий; 6 – озерные глины; 7 – трепелы; 8 – мергели в основании озерных отложений; 9 – скопления железа и марганца; 10 – озерные пески; 11 – торфяники

Познакомившись с признаками отдельных фаций, слагающих фациальный комплекс гумидных равнин, естественно коснуться некоторых вопросов, касающихся комплекса в целом. Четыре характерных признака отличают его от других континентальных формаций и позволяют устанавливать его наличие в ископаемом состоянии.

Во-первых, прерывистое, лоскутное залегание отдельных фациальных типов, что ведет к большой пестроте и фациальной изменчивости гумидного комплекса. На рис. 4 изображено графически распределение членов комплекса на площади, а профиль дает сечение его по линии А – В. Отмеченная пестрота и изменчивость разреза на рисунках выступает весьма ясно.

Во-вторых, наличие некоторых типов фаций, которые можно назвать *фациями-индикаторами* влажных климатических условий отложения комплекса. Это – угли, железные, марганцовые руды и бокситы. Вместе с тем, характерно полное отсутствие среди пород легко растворимых осадков (каменной соли, ангидрита и т. д.), а также слабое развитие карбонатов в составе пород, либо даже полное их отсутствие (особенно доломита).

В-третьих, терригенные породы, входящие в фациальный комплекс гумидных равнин, отличаются обычно своей тонкозернистостью. Сколько-нибудь заметные горизонты крупных галечников (конгломератов) и брекчий отсутствуют, и подавляющую массу разрезов образуют в одних случаях глины, в дру-

гих – пески. При наличии слабо расчлененного рельефа это и понятно, ибо отсутствуют достаточно сильные водотоки, способные разрушать ложе и переносить грубые обломки. Таким образом, тонкозернистость пород, слагающих фациальный комплекс гумидных равнин, можно причислить также к числу признаков-индикаторов, в данном случае указывающих на геоморфологический характер области аккумуляции, в частности, на ее равнинность.

Наконец, в-четвертых, осадки гумидных равнин обычно отличаются малой мощностью, измеряемой всего несколькими десятками метров, хотя их отложение длится порой достаточно долго. Это также не случайно. Накопление осадков гумидного комплекса идет за счет эрозионного срезания положительных элементов рельефа и переотложения материала в разделяющих их котловинах. Длительное сохранение условий равнинной страны указывает на крайнюю медленность движений земной коры, на почти полную их остановку. Поскольку амплитуды высот незначительны, очевидно, и толщи, возникающие за счет срезания холмов, могут быть только маломощными.

При сопоставлении фациального состава древних комплексов гумидных равнин с их составом в настоящий момент нетрудно убедиться в том, что ископаемые осадки обычно беднее фациально сравнительно с современными. Основной причиной является то обстоятельство, что, будучи приурочены к разным элементам рельефа, фации гумидных равнин неодинаково способны к переходу в ископаемое состояние. Лучше всего «приспособлены» к этому озерные осадки, как занимающие наиболее низкие места котловины; при сложных перипетиях геологической истории эти котловины гораздо чаще покрываются новыми осадками, чем разрушаются. Отложение склонов (делювий) и особенно вершин их и пенепленов (кора выветривания), напротив, при всяких подвижках земной коры обычно в главной массе срезаются либо континентальной эрозией, либо абразией наступающего на континент моря. Поэтому в ископаемых комплексах гумидных равнин мы обычно видим главным образом озерные и частью аллювиальные речные осадки и лишь крайне редко делювий и кору выветривания. Как и вообще геологические документы, фациальный комплекс гумидных равнин до нас доходит, таким образом, в значительно искаженном виде с «вырванными страницами».

Ранее мы описали равнинный осадочный гумидный комплекс безотносительно к тому, возник ли он в условиях умеренного влажного или тропического влажного климата. Наблюдения над современной седиментацией действительно показывают, что на равнинах в обеих климатических зонах осадкообразование протекает весьма сходно. В частности, образование торфяников и железных руд, прежде приписывавшееся только умеренным широтам, в действительности в очень сходных формах идет и в тропиках; еще в большей степени это относится к обломочному речному и озерному аллювию. Тем не менее, все же какие-то черты различия в равнинном осадочном комплексе высоких и низких широт должны существовать. Все дело в том, чтобы правильно схватить эти особенности и найти правильный путь к их выявлению в ископаемом материале. В современную эпоху существует один чисто внешний характерный признак, отличающий осадки умеренной зоны от осадков тропических: на севере делювий и частью аллювий и озерные илы окрашены в бурые и серые тона, под тропиками же – в красные. Это происходит от того, что на севере минералы окиси железа многоводны, на юге же, в условиях высокой температуры и резкой инсоляции, они теряют много воды и краснеют. Пользоваться этим признаком для ископаемых осадков, однако, едва ли возможно. Дело в том, что при старении железистых коллоидов они со временем теряют воду и приобретают красный цвет, особенно, если при этом подвергаются усиленной нагрузке. Ископаемые континентальные отложения, таким обра-

зом, со временем теряют свою первичную раскраску и унифицируются, принимая красноватые тона, пользующиеся широчайшим распространением. Здесь трудно найти точку опоры для различения гумидных комплексов равнин умеренных широт и тропического климата.

Более существенными оказываются, по-видимому, некоторые минералогические различия. Изучение пространственной локализации бокситовых руд и каолинов показывает, как будто, что они тяготеют к областям тропиков и субтропиков. Однако и это отличие следует пока использовать с осторожностью и лишь в сочетании с другими, ниже характеризуемыми, признаками.

С чрезвычайной отчетливостью в современную эпоху различия умеренного и тропического гумидных комплексов выступают лишь в захороненных в них органических остатках и, в частности, в растительных остатках. Достаточно вспомнить тайгу умеренного пояса и вечнозеленый лиственный лес влажных тропиков (гилеи), чтобы стало ясно, что в данном случае речь идет о действительно важном и существенном дифференцирующем признаке. *В флористических остатках прежде всего и надобно искать различия при анализе ископаемых аллювиально-озерных комплексов.* Для эпох, близких к современной, т. е. со сходной флорой (например, для палеогена, неогена и верхнего мела) такие исследования достаточно надежны и осуществляются путем непосредственного сопоставления ископаемой флоры с современной растительностью. Но для эпох, более удаленных, начиная с нижнего мела, с флорой иного состава, такого рода работа становится более затруднительной; в качестве элементов сравнения фигурируют более крупные ботанические группы (семейства, отряды), а также общие биологические признаки. В частности, развитие древовидных и лианоподобных форм и отсутствие колец годичного роста в древесине рассматриваются обычно как признак тропического климата. Наличие годичных колец толкуется как указание на климат умеренных широт. Чем дальше в глубь времен спускаемся мы, тем менее надежными становятся и эти признаки. Наконец, с девона они вовсе исчезают, так как из более древних эпох до нас либо не доходит наземной растительности вообще, либо она настолько специфична, что не позволяет ее использовать в желаемом направлении.

Весьма существенную пользу в более точном определении климатических условий отложения равнинных гумидных комплексов приносит локализация их относительно аридного комплекса. Так как при солнечных климатах аридная зона всегда лежит между умеренной и влажной тропической, то достоверное знание пролегания на карте аридной полосы сейчас же позволяет дифференцировать осадки гумидных зон на умеренные и тропические.

Комбинируя все перечисленные способы исследования, в конечном счете, обычно удается достаточно достоверно отнести равнинные озерно-аллювиальные осадки к той или иной климатической зоне, во всяком случае, начиная с верхнего палеозоя.

Ископаемые осадки гумидных равнин умеренного и тропического поясов называют часто угленосными толщами (формациями) лимнического (озерного) или потамического (речного) типа.

2. Осадки равнинных площадей аридного климата и их характерные особенности

Осадкообразование в области сухих равнин – степей, полупустынь и пустынь – весьма существенно с палеографической точки зрения, во-первых, по-

тому, что сухие зоны занимают и занимали весьма крупные площади (в настоящее время свыше 25% поверхности континентов); во-вторых, потому, что расположение их на лике Земли строго закономерно. Как видно на рис. 5 современные аридные зоны тянутся двумя лентами, в общем параллельными экватору, на широтах от 10–15° до 40–50°, разделяя гумидную тропическую и гумидные умеренные зоны. Такая локализация сухих зон определяется, как известно, всем механизмом циркуляции атмосферы и, в частности, тем, что в эти зоны непрерывно оттекают воздушные массы, разогретые в экваториальной части и поднявшиеся здесь на большую высоту. Лишившись главной массы своей влаги при подъеме, растекающиеся от экватора к северу и югу воздушные массы на широтах 20–45° вновь опускаются книзу, но при этом, естественно, почти не дают дождей, откуда и вытекает появление засушливых зон, окаймляющих экватор на севере и юге. Такого же рода механизм воздушной циркуляции, несомненно, был свойствен Земле и в геологическом прошлом, ибо причины его коренятся в геометрической форме земного шара и ориентации земной оси. Именно поэтому засушливые области и привлекают к себе внимание палеогеографа. Прочертив на палеогеографической карте расположение засушливых полос, исследователь не только намечает часть континентов прошлого, но одновременно получает как бы ключ ко всей реконструкции палеоклиматологии ископаемых континентов.

Вот почему к выяснению всех признаков аридного комплекса среди осадков прошлого мы должны подойти особенно внимательно.

Рельеф современных засушливых зон варьирует. По периферии эти зоны в одних случаях (в Европе, Сибири, Северной Америке) примыкают к равнинам гумидного климата и составляют их естественное продолжение; в других районах (Азия, частью Сахара, Северная Америка) они окаймляются горными хребтами и целыми системами их, представляя собой внутриконтинентальные замкнутые бессточные чаши. В ряде случаев более или менее крупные хребты поднимаются и внутри засушливой зоны. За исключением этих гористых участков, вся остальная подавляющая часть аридных площадей представляет собой равнинную полосу, часто с еще более плоским рельефом, чем в гумидных зонах.

Характерной особенностью аридных зон, накладывающей чрезвычайно резкий отпечаток на всю их седиментацию, является их *сухость*, т.е. резкое преобладание испарения над осадками. В то время как осадки пустынь и полупустынь измеряются всего 300–100 мм в год, испарение за то же время достигает 1–1,5 м. В результате, в центральных частях некоторых пустынь дождь не идет годами. Если даже тяжелые тучи и подойдут к краю пустыни, то только изредка их капли достигают горячей сухой почвы.

Нужно очень большое напряжение дождя, чтобы он дошел до поверхности земли. Если такие дождевые тучи подходят хотя бы к невысоким горным цепям со сравнительно прохладным воздухом на их вершине, то вода изливается из них уже не отдельными каплями, а целыми потоками – ливнем. Несколько ливней дают все годовое количество пустынных осадков.

Сухость аридной зоны ведет к тому, что в ней из фаций, свойственных гумидным площадям, одни не развиваются вовсе, другие – чрезвычайно резко и характерно видоизменяются.

Это касается, прежде всего, коры выветривания, которая в том виде, как мы ее описали выше, к центральной части аридной зоны исчезает. Глубокие химические изменения коренных пород, составляющие основу формирования коры выветривания, возможны лишь при обилии влаги, непрерывно промывающей верхние горизонты пород и производящей в них химическую работу; при дефиците влаги химические процессы приостанавливаются. Выветрива-

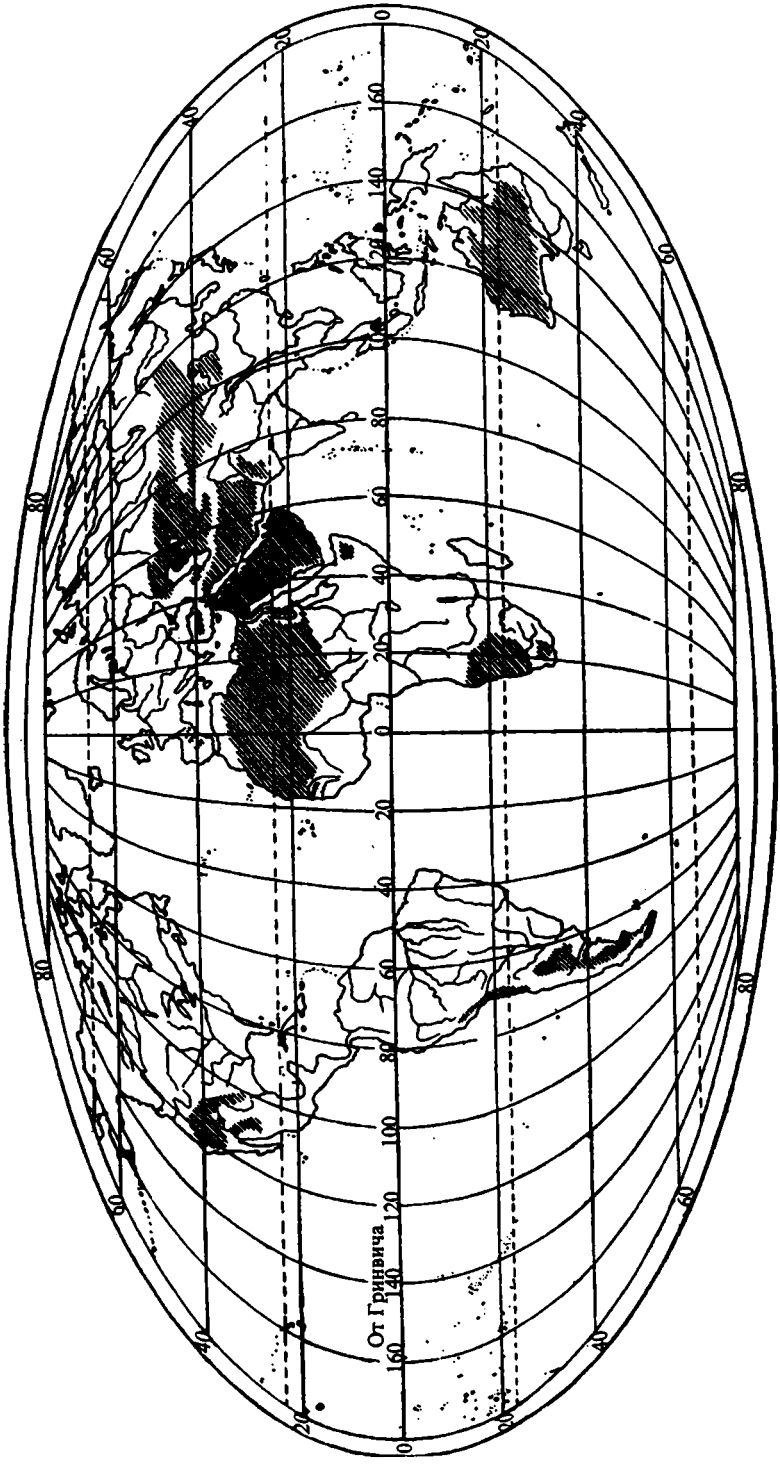


Рис 5. Схематическая карта распространения современных пустынь и полупустынь Косая штриховка обозначает местоположение пустынь

ние в аридной зоне почти целиком физическое; его продукты – более или менее крупная щебенка, мелкий детритус и пыль, покрывающие вершины пологих гор и плато. При этом некоторые, главным образом однородные и наиболее устойчивые, обломки, не разрушаемые далее, приобретают своеобразный вид многогранников, чаще всего трехгранников, со сторонами, часто хорошо отшлифованными и покрытыми буро-коричневой коркой пустынного загара. Последняя представляет собой скопление на поверхности обломка, в тончайшем слое, окислов Fe, Mn и иногда кремнезема, вытянутых испарением изнутри обломка вместе со следами присущей ему изначально горной влаги.

Сухость аридной зоны обусловливает также изменение растительного покрова на ее поверхности. Древесные формы исчезают, и лесная формация сменяется вначале травянистой (степной), а затем сплошной растительный покров исчезает. Это обстоятельство ведет к тому, что по периферии аридной зоны (в степях) делювиальный процесс усиливается, но с приближением к сильно засушливым районам замирает. В пустынях делювия уже нет.

Одновременно в аридной зоне развивается новый, отчасти родственный делювию фациальный тип – пролювий, выделенный впервые в 1898 г. А.П.Павловым (рис. 6). Пролювий – это продукт редких, но очень сильных ливней, которые свойственны пустыням и полупустыням. В короткий срок по ложбинам склонов образуются бурные потоки (сели), несущие огромные глыбы и массу тонкого материала; разливаясь по равнине, они бросают несомый материал, образуя веерообразные щебенчатые конусы выноса, иногда сливающиеся у подножия гор в сплошную ленту. Ил, песок, щебень и большие глыбы лежат в этих конусах без всякой сортировки, хаотически, как в морене; валуны, округленные и с едва отбитыми краями, лежат рядом. Остатки не впитавшейся в почву мутной воды собираются в понижениях по периферии пролювиального плаща, образуя временные озера. О размерах их может дать представление случай, описанный В.А.Обручевым[1]. Он наблюдал, как в середине апреля к северу от Кзыл-Арвата в течение 20 минут в понижении возникло озеро в 10–15 км шириной и необозримой длины, глубиной до 25 см. Очень скоро, однако, под лучами пустынного солнца, вода временного озера испаряется и дно его превращается в глинистую котловину, известную под названием такыра. Поверхность такыра совершенно горизонтальна и гладка, как паркет. Подобно налету золотистой бронзы, почву покрывает кое-где мелкая сухая трава, но часто поверхность низины вовсе лишена растительности. Глубокие трещины высыхания до 5–10 см в ширину разбивают почву такыра на многоугольные участки и так глубоко уходят в почву, что позволяют видеть ее строение. Оказывается, что почва такыров имеет отчетливую тонкую слоистость, обусловленную, вероятно, наводнениями каждой весны. «Когда летний жар, – говорит Рессель, – отнимает последнюю каплю влаги у пустынь, появляются белые солевые выцветы, образующиеся в результате кристаллизации различных солей, поднявшихся на поверхность по капиллярам»[2]. Иногда выцветы солей на поверхности такыра так густы, что издали она кажется как бы покрытой снегом. Гигроскопические соли, покрывающие поверхность такыра, делают ее влажной и, следовательно, способной привлекать к себе пыль, наносимую ветром. После сильного ветра с пылью такие влажные такыры бывают осыпаны как бы бурым порошком какао.

Резкое ослабление деятельности воды в засушливой зоне ассоциируется с чрезвычайно энергичной деятельностью ветра.

Обилие и громадная сила ветров – характерная черта пустынь. Каждая пус-

[1] Обручев В.А. Закаспийская область // Изв. Всеросс. геогр. о-ва. 1885.
[2] Эдельштейн Я.С. Курс геоморфологии. 1938.

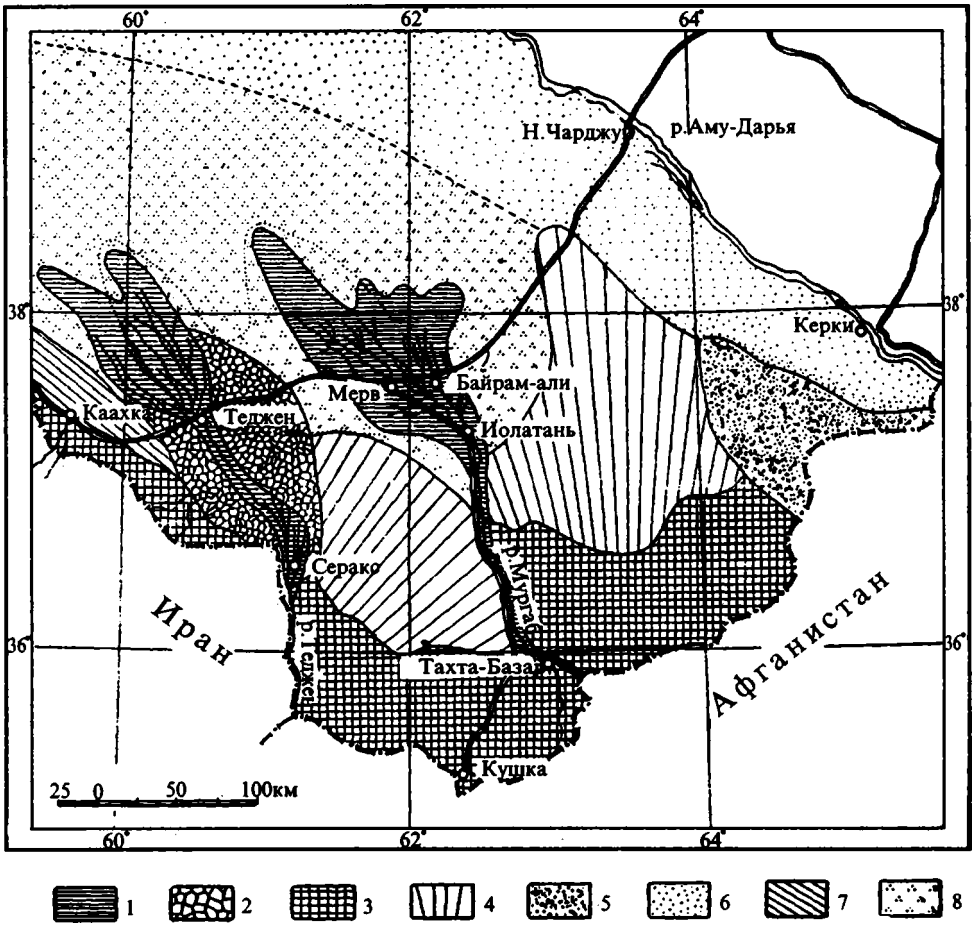


Рис. 6. Геоморфологические районы юго-восточных Кара-Кумов как пример соотношения пустынных фаций (по И.П.Герасимову)

1 – дельтовые отложения рек Теджена и Мургаба; 2 – такыровая зона Тедженской дельты; 3 – возвышенные и холмистые равнины Батхыза и Карабиля; 4 – погребенные под эоловым песчаным покровом такыровые (столово-останцевые) возвышенности Теджен-Мургабского и Мургаб-Амударьинского междуречий; 5 – область холмистой древнедельтовой равнины, по В.А.Обручеву; 6 – область древнеаллювиальной равнины Аму-Дарьи, погребенной под эоловым песчаным покровом; 7 – предгорная пролювиальная равнина Копет-Дага; 8 – древняя соединенная Мургаб-Тедженская дельта

тыня, по Вальтеру, – центр бурь. Пыльные смерчи представляют в ней ежедневное явление и взметают колоссальные облака и тучи пыли до 100 м в высоту. Этот напряженный ветровой режим неизбежно приводит к выносу из пустынь и к отложению по их периферии тончайше раздробленного глинистого материала. Вся пыль, образовавшаяся в пустыне, по выражению И. Вальтера, «все время блуждает в ней и переносится с места на место, постепенно вновь поднимается, нигде не оседает, каждый порыв ветра толкает ее и, наконец, она достигает краев пустыни»[1]. Обычно таким краем является степная местность, где инсоляция слабее, а ветры реже и не столь сильны, где почву

[1] Вальтер И. Закон образования пустынь.

чаще орошают осадки, и защищает богатая растительность. В этой обстановке оседающая пыль фиксируется и образует постепенно толщи лёсса, характерного светло-палевого тонкозернистого (пылеватого) неслоистого суглинка, свойственного обычно степям, прилегающим к пустынной зоне. В Африке, где к Сахаре вплотную подходит Атлантический океан, тучи пыли выносятся на площадь последнего и принимают участие в сложении его осадков (так называемая, пассатная пыль). О количествах выносимого материала дает представление тот факт, что в 1863 г. на Канарских островах выпал пыльный дождь, масса которого достигла 3 944 000 м^3.

Внутри собственно пустыни деятельность ветра приводит к созданию огромных песчаных площадей – *дюнных полей*, характернейшего образования пустыни. Источники песка весьма различны: физическое выветривание массивных пород, развевание древних песчаных и песчано-глинистых морских, озерных и речных отложений, занос внутри пустыни песка с современного морского побережья и т. д. Из всякой, содержащей песок, смеси в пустыне повсюду образуется рыхлый песок, и количество его во всех пустынях с ходом их развития все увеличивается. Размеры песчаных площадей колоссальны, и Каракумы, например, занимают территорию примерно в 240 000 км^2, Сахара же и Гоби имеют еще большую площадь. Имеется ряд характерных признаков, позволяющих отличать в ископаемом состоянии такие эоловые пустынные песчаные образования от песчаных накоплений иного генезиса. Как правило, дюнные эоловые пески тонкозернисты (диаметром обычно в доли миллиметра и не свыше 1–2 мм), хорошо сортированы по размерам и чрезвычайно однообразны по минералогическому составу, почти чисто кварцевые. В высшей степени примечателен внешний вид отдельных песчинок. Они идеально окатаны, округлены, а поверхность их отшлифована и иногда как бы отлакирована, что и естественно, вследствие того беспрерывного перекатывания песчинок, какое наблюдается в области пустынь (подвижные дюны). Иногда поверхность зерна слабо окрашена железистыми окислами в оранжевый, желтовато-бурый и красноватый цвет. Эта своеобразная корочка пустынного загара – следы железа, свойственного изначально минеральному зерну и вытянутого силою испарения на поверхность зерна. В массе своей эти зерна с корочкой загара окрашивают пустынные пески в желтоватый, красноватый, иногда лиловатый и коричневый цвета. Например, пески туркестанских пустынь светло-желтые, центральноафриканская пустыня Нефуд покрыта карминово-красным песком; красные дюнные пески свойственны также Австралии и южной Африке. Что касается сложения (текстуры) дюнных песков пустынь, то часто оно совершенно однородное, неслоистое. Но встречается и характерная косая слоистость. Косые серии, располагающиеся иногда многими этажами, в 10–15–20 м мощностью каждый, состоят из пластов с синклинально и антиклинально залегающие плоскостями напластования (рис. 7), причем угол наклона пластов обычно пологий – от 5° (подветренный склон) до 30° (наветренный склон). Внутри слоя материал совершенно однороден.

С пустынными дюнными песками ассоциируется ряд других явлений, которые помогают правильному диагнозу при анализе ископаемых пород. Так, например, в Каракумах, несмотря на выдувание глинистого материала, некоторая часть его все же остается в дюнном песке. Зимними дождями и снегами эта пыль смывается в одно место и в песке образуются глинистые прослойки... «Почти все углубления в песчаном море (Каракумов), – пишет Вальтер, – покрыт слоем глины, который образует вполне горизонтальный паркет, твердый, как ток, и обыкновенно разбитый на многоугольники трещинами, образовавшимися от высыхания. При толщине слоя глины в 1–2 см высохшие плитки закручиваются, как древесные стружки, и легко становятся игрушкой

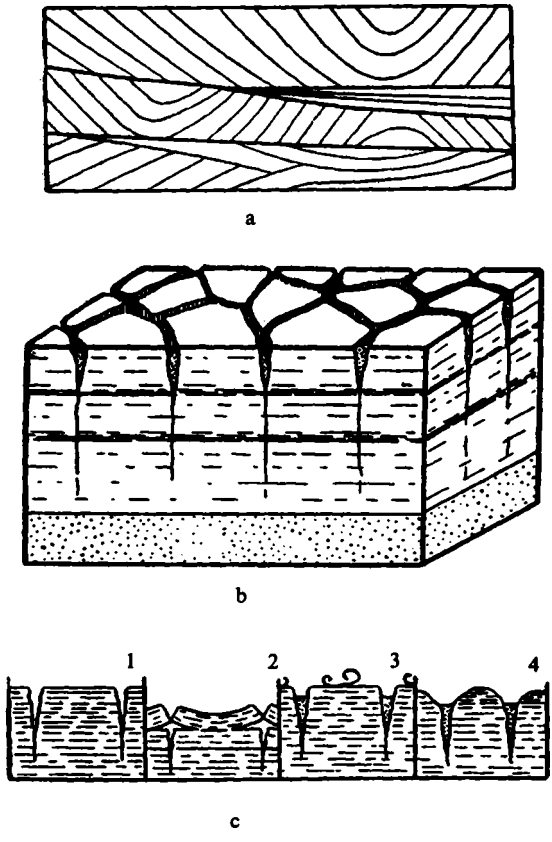


Рис. 7. Косая слоистость эолового типа (*a*) и трещины высыхания (*b* и *c*)
1 – нормальный толстопризматический тип; 2 – тонкопризматический тип; 3 – пустынный папирус поверх такыра; 4 – разрушенный такыр

ветра, который уносит их в промежутки между песчаными дюнами и там засыпает песком... Если через впадину, покрытую еще не высохшим совершенно глинистым илом..., пройдут подвижные дюны, песчаное образование окажется разделенным вполне горизонтальной, скоро выклинивающейся глинистой прослойкой...».

При наличии в глубоких горизонтах песков солоноватой воды, в слоях песка, покрывающих воду, часто образуются кристаллы гипса со множеством вросших в них песчинок (репетекские гипсы Закаспия).

Области пустыни, откуда ветер выносит пыль и песчаный материал, имеют обычно вид каменистых россыпей, где без всякой сортировки валяются крупные и мелкие угловатые обломки пород.

При большой сухости климата аридных зон естественно ожидать, что площадь их будет совершенно лишена сколько-нибудь устойчивых больших водоемов. В действительности же такие водоемы имеются и даже довольно обширны и многочисленны; достаточно припомнить озера Виктории и Рудольфа в Африке, серию озер на Великом плоскогорье в США (Большое Соленое и др.), Каспий, Аральское море, Балхаш и его соседей, большое количество крупных озер в Тибете и т. д. Все эти озера, однако, связаны генетически не с пустынным климатом, как таковым, а с наличием по периферии аридной зоны

или даже внутри нее значительных горных цепей. При достаточной высоте гор, их вершины уходят за пределы засушливого климата в вертикальную влажную зону. Здесь существуют постоянные снежники, либо ледники, таяние которых поддерживает более или менее крупную водную артерию, а эта последняя, стекая с гор, питает тот или иной водоем в пустыне.

Вот почему все современные пустынные водоемы отчетливо тяготеют к окраинам, подножиям горных цепей, такой же парагенезис имел место, несомненно, и в прошлом. В некоторых случаях, как, например, Каспийское море, питание пустынного водоема происходит не столько с прилегающих гор, сколько с равнины, расположенной по соседству в условиях влажного климата и дренируемой какой-либо крупной рекой, в данном случае – Волгой. Однако это случай исключительный, не типичный.

Образование осадков в аридных водоемах происходит под влиянием трех факторов. Вместе с водой с гор в озерную котловину поступает большее или меньшее количество обломочных частиц, которые заполняют озеро и участвуют в сложении его осадков. Кроме того, тучи пыли, поднимаемой ветром, частично улавливаются озером и также способствуют образованию осадка. Одновременно с этими двумя процессами непрерывное испарение воды, внесенной в озеро реками, приводит к химической садке ряда солей, растворенных в воде, и эти хемогенные продукты являются, таким образом, необходимой составной частью озерных илов. Именно их наличие и состав придают озерным отложениям аридных зон специфические черты, отличающие их от озерных осадков влажных областей.

Главным типом осадков в озерах аридной зоны являются обломочные отложения: в прибрежной полосе – пески, среднезернистые и мелкозернистые, в центральной области – илы, более или менее обогащенные продуктами химического осаждения. Состав этих последних весьма варьирует и зависит от общей солености озера, а также ионного состава раствора.

В наиболее распространенном типе воды мало засоленных аридных озер в растворе имеются: $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, Na_2SO_4, $MgSO_4$, NaCl.

При выпаривании такой воды в самой начальной стадии концентрация всех компонентов раствора равномерно растет. Очень скоро, однако, $CaCO_3$ достигает насыщения и начинает уходить в осадок и накапливаться в илах. Следом за ним, через некоторый интервал времени, выпадает доломит, и озерные известковые илы (и пески) сменяются известково-доломитовыми. Общее содержание карбонатов в озерных осадках сильно варьирует, от немногих процентов до 60–70%, что зависит исключительно от соотношения масс осаждающегося карбонатного материала и поступающих в озеро илистых частиц. В предустьевых районах рек, питающих озеро, где терригенный илистый материал обилен, карбонатность резко понижена. В центральных (и вообще удаленных от рек) участках образуются сильно карбонатные илы. На описываемой стадии карбонатно-терригенной седиментации в озерных водоемах обычно еще живет фауна двустворок, гастропод, остракод, иногда фораминифер, остатки которых более или менее часто встречаются в илах. У более крупных озер на этой стадии развития раковины на некоторых участках скопляются такими массами, что образуют раковинные банки, имитирующие морские ракушечники, но отличающиеся от них видовым составом и общей качественной бедностью фауны (*Valvata*, *Dreissensia*, *Adacna*, *Monodacna*, *Oligodon*, *Micromelania*, *Hydrobia*, *Potamides*, *Palaeomutella*^{o}, *Murchisonia*^{o} и др.[1]). На составе воды осаждение карбонатов Ca и Mg оказывается тем, что с началом садки кальцита содержание Ca перестает расти, удерживаясь на одном постоянном уровне,

[1] Отмеченные знаком ^{o} формы жили в ископаемых водоемах.

отвечающем насыщению $CaCO_3$ озерной воды; с началом садки доломита то же самое происходит и с $MgCO_3$. Концентрация магния продолжает расти, ибо в озерной воде этот элемент связан, кроме CO_3, еще с SO_4 и с Cl. Вода озера все больше приближается к сульфатно-хлоридному типу. При дальнейшем осолонении озерного водоема жизнь из его осадков исчезает, и характер хемогенной седиментации меняется. В условиях климата с холодными зимами при соленостях в 15–16% и выше в осадок начинает уходить мирабилит ($N_2SO_4 \cdot 10H_2O$). В теплое летнее время года часть выпавшей соли растворяется, но часть остается, и таким путем происходит постепенная разгрузка воды от сульфатов и частично от Na. Озеро переходит в стадию водоема с сильно концентрированной хлоридной водой, причем Cl связан частью с Na, частью с Mg, особенно с последним. Параллельно с садкой сульфатов всегда оседают, но количественно в гораздо меньшей степени, и карбонаты $CaCO_3$ и $MgCO_3$; последний садится в виде доломита, а иногда в виде магнезита. При достижении достаточной общей концентрации солей (около 24–25%) из хлоридной рапы садится NaCl, и возникают пласты каменной соли. На этом обычно осадконакопление в континентальных озерах и кончается. Садки калиевых солей в них, в отличие от лагун морского происхождения, не наблюдается. С отложением NaCl вода озера высыхает, озеро засыпается терригенным материалом и превращается в солончак или такыр.

Таков нормальный цикл жизни озера засушливой зоны, достаточно, как видим, отличный от цикла озер гумидного климата. Быстрота, с какой проходит озеро свой жизненный путь, и здесь зависит, прежде всего, от размеров водоема: чем крупнее бассейн, тем длительнее его история и тем более мощную серию терригенных и хемогенных осадков он оставляет после себя. Поэтому в современной засушливой зоне можно встретить водоемы, стоящие на самых различных стадиях эволюции. Так, два наиболее крупных водоема – Каспийское и Аральское моря – находятся еще на самой первоначальной стадии отложения терригенно-карбонатных илов – с высоким, обычно, насыщением их $CaCO_3$. В Каспии (см. рис. 19) глубоководные илы содержат 10–20% $CaCO_3$, в мелководных же осадках процент карбонатности достигает 50–70%. Интересно ярко выраженное тяготение карбонатов к восточному побережью моря, где как раз и отлагаются «белые илы» с максимальным насыщением кальцитом. Причина заключается в том, что к восточному побережью доходит только ничтожная порция того терригенного глинистого материала, который выбрасывается в море Волгой, Тереком, Курой, подавляющая же масса его фиксируется в западной части моря (отсюда здесь низкий процент $CaCO_3$).

Что касается формы нахождения в Каспии кальцита, то главную массу составляет порошкообразный кальцит, являющийся преимущественно хемогенным осадком. Существенную роль играет также и органогенный кальцит, образующий раковины двустворок *(Didacna, Monodacna, Dreissensia)*, гастропод *(Micromelania* и др.) и выделяющих известь водорослей. Массовые скопления скелетов этих организмов слагают обширные поля ракушечников, протянувшиеся на запад в Северный Каспий и образующие ряд более мелких участков вдоль западного побережья. Везде ракушечники локализуются на небольших глубинах в зоне перехода от песчаных к илистым осадкам. В прибрежной восточной зоне Каспия с ракушечниками связана еще иная форма карбонатов – кальцитовые оолиты, представляющие собой шарики размером с просяное зерно; центром их являются обычно мелкие обломки раковин, облекающий же кальцит слагается большим числом тончайших концентрических оболочек. Илы Аральского моря значительно богаче $CaCO_3$ – от 25 до 70%, причем наименьшая карбонатность связана с предустьевыми частями Амударьи и Сырдарьи, наибольшая же – с центральной зоной Арала. Ракушечники приуроче-

ны преимущественно к мелководной меридиональной отмели вдоль западной половины озера. Оолиты часто встречаются на этой же отмели.

Более высокий этап развития озер засушливой зоны демонстрирует оз. Балхаш, значительно уступающее предыдущим по своим размерам и главным образом по своей водной массе. Как видно из рис. 8, оз. Балхаш представляет собой область стока рек Или, Каратала и Лепсы, причем первая из них доставляет 80% всей воды озера. В западной, сильно опресненной, части озера с соленостью 0,01–0,15% садятся пески и илы с большой примесью кальцита. В крайнем же южном – Алакульском – и в восточном – Лепсинском – плёсах с их осолоненной (0,5–1,5%) водой, помимо кальцита, садится уже и доломит, в количествах до 70% от всей суммы карбонатов или до 42% от веса ила, и илы становятся, таким образом, известково-доломитовыми. Характерно при этом, что доломитность илов связана лишь с самыми верхними их горизонтами и при углублении в осадок постепенно понижается до очень низкого уровня. Это значит, что доломитонакопление в оз. Балхаш – явление геологически недавнее и находится еще, так сказать, *in statu nascendi*. Зародившись в наиболее отдаленных и «глухих» заливах озера с сильно измененной водой, процесс доломитообразования постепенно расширяется, заходя и в более центральные части водоема. Это пока единственный детально изученный и освещенный в мировой литературе случай современного доломитонакопления в озерах засушливой полосы, идущий в широких масштабах. Но, вообще говоря, доломитонакопление (может быть, в меньшей степени), вероятно, широко распространено в водоемах засушливых областей, где в воде успела накопиться большая масса $MgCO_3$.

Еще более высокая стадия осолонения с седиментацией мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) или тенардита (Na_2SO_4) демонстрируется заливами перечисленных только что крупных озерных водоемов, в частности, заливом Кара-Богаз-Гол (Каспий), и рядом мелких соленых озерков, сопровождающих Балхаш. Кроме того, много озер с аналогичной сульфатной седиментацией существует в Кулундинской степи. Здесь же, в Прибалхашье и Кулунде, встречаются озера последней стадии развития, осаждающие NaCl. Иногда озера различных степеней осолонения и разного «седиментационного возраста» нанизываются, как цепочка, на один и тот же водоток, соединяющий их друг с другом. Таковы, например, озера Кулундинское и Кучук, питаемые р. Кулундинкой; из них первое имеет соленость до 4% и осаждает карбонатно-терригенные илы, второе же, как конечная котловина стока, к тому же меньше по размерам, достигло солености 18% и садит мирабилит, смешанный с илом и карбонатами $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Вообще карбонаты магния принимают нередко заметное участие в осадках перечисленных водоемов высокой стадии осолонения.

При обилии сульфатов в воде пустынных водоемов, в их илах, а иногда в придонной воде, сильно развивается деятельность десульфатизирующих бактерий, восстанавливающих сульфаты и выделяющих H_2S. Реакция идет, как обычно принимают, по схеме:

$$CaSO_4 + 2C \rightarrow CaS + 2CO_2$$
$$CaS + 2H_2O \rightarrow H_2S + Ca(OH)_2$$
$$Ca(OH)_2 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O$$

Выделяющийся $CaCO_3$ уходит в осадок, сероводород же частью улетает в атмосферу, частью окисляется до S, а главным образом соединяется с Fe в гидротроилит $Fe(HS)_2$, черную коллоидальную массу, окрашивающую илы в черно-синий цвет. Старение этого соединения приводит к возникновению FeS, а с присоединением S (из рассеянной в иле) – к образованию FeS_2, т. е.

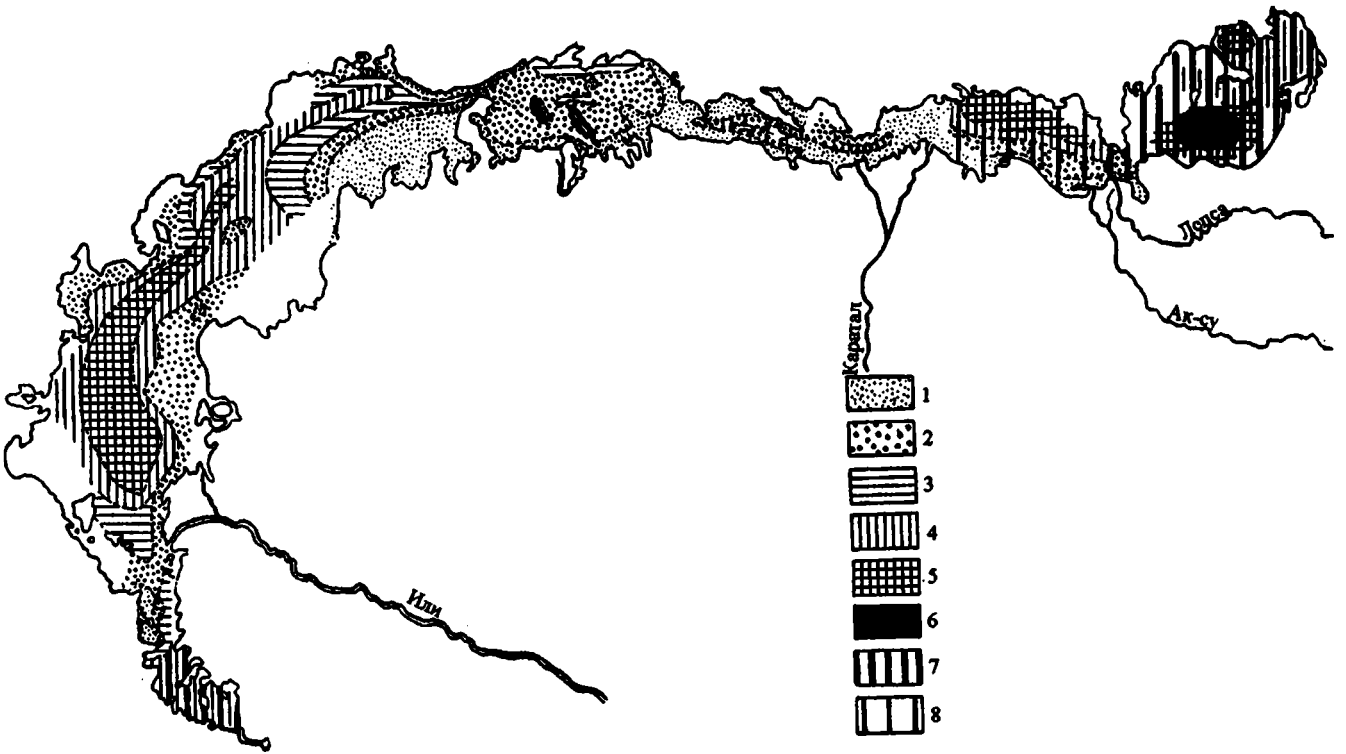


Рис. 8. Распределение карбонатов кальция и магния в осадках оз. Балхаш (в процентах от веса сухого осадка)
1–6 – процент от веса сухого осадка: 1 – 0–20, 2 – 20–30, 3 – 30–40, 4 – 40–50, 5 – 50–60, 6 – > 60% от веса сухого осадка; 7 – резкая доломитность осадка (>54% от суммы карбонатов); 8 – слабая доломитность осадка (около 20% от суммы карбонатов)

пирита, мельчайшие шарикоподобные тельца которого обильны в озерных илах засушливой зоны.

С краевыми частями озер, обычно в начальной стадии их развития, связаны еще некоторые интересные образования. Нередко эти участки характеризуются обширными зарослями камышей (особенно в устьях рек), дающими приют птицам и четвероногим. При постепенном отмирании растений образуются илы, обогащенные органическим веществом, а порой даже торфянистые массы, которые в ископаемом состоянии могут дать углистые сланцы и даже прослойки угля. Кроме того, всем озерным водоемам пустынной зоны, как большим, так, особенно, и маленьким, присуща резкая изменчивость по размерам и по глубине (иначе говоря, по уровню), зависящая от колебаний климата. Так, например, оз. Балхаш при средней глубине 4 м испытывает периодические колебания уровня в 1,8 м, Аральское море – в 2 м, Большое Соленое озеро – в 2 м. Поскольку берега озер обычно весьма пологи, такие колебания уровня сказываются в сокращении (и, соответственно, в разрастании) площади воды на многие сотни квадратных километров. На высохшей поверхности озера, как на такыре, возникают трещины высыхания, перелетные птицы и четвероногие оставляют отпечатки своих ног; все эти деформации при засыхании ила отвердевают и при новом расширении озера заполняются осадком и переходят в ископаемое состояние, как документы своеобразного режима водоема. Довольно часто таким же путем консервируются волноприбойные знаки (*ripple marks*).

Таковы фации аридной полосы, образующие в своей совокупности фациальный комплекс аридных равнин. Как видим, комплекс этот существенно отличается от гумидного как обликом однотипных фаций (озерные отложения), так и наличием специфически аридных образований: эоловых отложений, пролювия, россыпей щебенки, замещающих кору химического выветривания. Вместе с тем, аридные фации отличаются от гумидных значительно большей устойчивостью и закономерным расположением в пространстве. Огромные площади центральных частей пустыни заняты монотонной песчаной фацией, которая на высоких плато сменяется россыпями щебенки. Только по периферии аридной зоны, у горных цепей, седиментация становится разнообразнее. У подножия гор здесь тянутся сплошной лентой или цепочкой шлейфы пролювия, разделенные блюдцеобразными котловинами крупных и малых такыров. В некотором отдалении от гор здесь же локализуются и озерные водоемы с их глинисто-карбонатными, солевыми и песчаными осадками и порою аллювиальные отложения питающих озера рек.

Что касается мощности осадков аридных равнин, то она в центральных частях равнин обычно невелика и измеряется десятками метров, но вблизи горных кряжей растет и может достигать 200–300 м и более.

В ископаемом состоянии осадки аридных равнин составляют значительную часть так называемых красноцветных толщ.

3. Фациальный комплекс межгорных депрессий (котловин и предгорий)

Под межгорной депрессией понимаем более или менее значительную по площади котловину, располагающуюся внутри крупной горной цепи обычно по ее простиранию. Современными представителями этого типа являются Ферганская и Иссык-Кульская котловины в Средней Азии, Рионская и Куринская долины на Кавказе, депрессия между Альпами и Юрскими горами в Ев-

ропе, Калифорнийская долина в Северной Америке и т.д. Из этих примеров видно, что межгорные котловины по площади представляют собой образования гораздо более скромные по сравнению с гумидными или аридными равнинами, и если, тем не менее, мы выделяем их в особый фациальный комплекс, то делаем это из-за некоторых специфических особенностей, присущих отложениям межгорных равнин, – особенностей, которые позволяют реконструировать по ним площади древнего горного рельефа.

Изучение геологических карт межгорных котловин показывает, что главная масса их новейших отложений относится к двум типам. Первый образуют огромные пролювиального характера шлейфы, обрамляющие подножие гор и уходящие (постепенно меняя свой характер) к центру депрессии. Непосредственно у подножия склонов эти шлейфы образованы нагромождением грубых и мелких обломков, частью свалившихся сверху под влиянием силы тяжести (горные осыпи и обвалы), частью снесенных силой дождевых и талых снеговых вод. Нагромождение этих обломков совершенно хаотическое, а сами они лишены каких-либо следов окатывания и обработки водой; их размеры колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Дальше от хребта в составе шлейфа начинает встречаться более тонкий детритус, а затем и примесь глинистого материала. Шлейф приобретает более или менее отчетливый характер пролювия, состоящего главным образом из грубых обломков с примесью, иногда располагающегося линзовидно песчано-глинистого материала. Чем дальше от хребта мы отодвигаемся, тем заметнее примесь тонких частиц. С этими периферическими частями пролювия в ряде случаев ассоциируются заболоченные пространства и большие или меньшие площади торфяников, ибо дождевые и снеговые воды, сбегающие со склонов хребта, поглощаются в значительной степени грубозернистым пролювием и превращаются в подземные; в нижней части пролювия, в связи с его возрастающей глинистостью, грунтовые воды подпруживаются, их уровень поднимается, и это приводит к возникновению болот и торфяников.

Вдоль центральной части депрессии, как правило, располагается река, дренирующая долину и окружающие ее горные цепи. В долине на большем или меньшем протяжении формируется аллювий. В отличие от равнинных рек, реки межгорной депрессии отличаются более стремительным, бурным характером. Они не меандрируют, и пойма их отличается малой шириной. Вместе с тем, в связи с большей скоростью течения реки, аллювий котловин гораздо более грубозернист и часто слагается галечниками и грубозернистыми песками.

В некоторых депрессиях, например, Иссык-Кульской, частью внешнеальпийской, располагаются значительные озера: Иссык-Куль, Женевское, Баденское. К сожалению, их осадки известны плохо, и мы не можем пока на современных озерах установить отличия озерных отложений межгорных котловин от их аналогов в гумидных равнинах.

В целом, как видим, осадки межгорных котловин слагаются пролювием, речным и иногда озерным аллювием, т. е. теми же фациальными типами, какие мы уже видели и в других фациальных комплексах. По своему облику они, однако, заметно отличаются от равнинных аналогов.

Пролювиальным и аллювиальным отложениям межгорных котловин свойственна чрезвычайная грубозернистость. Они состоят главным образом из крупных обломков; мелкозернистый материал здесь отступает на задний план и проявляется в заметной степени лишь в центральных, удаленных от гор частях котловин. Вместе с тем, всему осадочному комплексу межгорных котловин свойственна большая мощность, измеряемая часто сотнями (и до тысяч) метров. Обе эти черты осадкообразования межгорных котловин, очевидно, теснейшим образом связаны с резкой расчлененностью рельефа и высотой ок-

ружающих их гор, а также с большой энергией эрозионных процессов. Можно сказать, что чем сильнее расчленен рельеф окружающих депрессию цепей, тем большую мощность имеют котловинные осадки и тем они грубозернистее. Совершенно очевидно, что как раз эти особенности осадконакопления межгорных котловин – грубозернистость и мощность – являются теми особенностями, по которым мы можем реконструировать наличие в прошлом на некоторых территориях расчлененного горного рельефа или, иначе, гористых частей древних континентов.

Климатически межгорные котловины принадлежат к зонам как аридного, так и гумидного климатов. Однако на осадкообразовании котловин это обстоятельство сказывается сравнительно слабо. Это и понятно. Если даже дно котловины и находится в аридной зоне, то средние и верхние части горных цепей, ее окружающих, все равно уходят в вертикальную влажную область и режим сноса с них обломочного материала мало чем отличается от зон гумидных. Горный рельеф в данном случае оказывает нивелирующее влияние на осадконакопление в межгорных впадинах. Это выражается, между прочим, и в том, что даже в котловинах с аридным климатом на дне часто и в изобилии образуются торфяные болота, а следовательно, угольные пласты, генетически связанные с пролювием (Г.Ф.Крашенинников), как это видно, например, в Ферганской и Таджикской депрессиях. В котловинах с влажным климатом накопление торфяников выражено, по-видимому, еще резче (болота Колхидской низменности – в устье Риона). В ископаемых толщах, возникших в межгорных котловинах, поэтому часто встречаются целые месторождения каменных углей, выделяемых Крашенинниковым в особый генетический тип межгорных котловин, примером чего могут служить месторождения Челябинское, Буреинское и др. *Характерно, что галогенных отложений в межгорных котловинах почти не встречается.* Таким образом, нивелировка климатических влияний в межгорной котловине идет за счет подавления черт аридной седиментации и доминирования признаков гумидного осадконакопления. Аналогичными особенностями отличаются континентальные отложения территорий, прилежащих к горным хребтам и известных под названием предгорных впадин.

Ниже, при описании истории Земли, мы увидим, что осадки межгорных котловин и предгорных впадин наиболее распространены среди ископаемых континентальных отложений. Мощные красноцветные и угленосные толщи часто отлагались в прошлом в межгорных котловинах или предгорных впадинах. По простиранию они переходят в комплекс осадков гумидных или аридных равнин.

4. Фациальный комплекс площадей материкового оледенения

В настоящее время площади литосферы, непосредственно примыкающие к Северному и Южному полюсам, покрыты вечным льдом, который частью приурочен к морю и одевает его ледяной шапкой, частью к континентальным площадям – например, к Антарктике, Гренландии, где мощность покрывающей ледяной шубы доходит до 1000–1200 м у первой и до 1400 м у второй. Это и есть своеобразная фациальная зона, часть которой, связанная с материковыми участками, выделяется нами под названием зоны материкового оледенения.

Изучение осадков этой зоны на современном материале, к сожалению, не может быть сделано из-за их слабой доступности. Но этот пробел возмещает-

ропе, Калифорнийская долина в Северной Америке и т.д. Из этих примеров видно, что межгорные котловины по площади представляют собой образования гораздо более скромные по сравнению с гумидными или аридными равнинами, и если, тем не менее, мы выделяем их в особый фациальный комплекс, то делаем это из-за некоторых специфических особенностей, присущих отложениям межгорных равнин, – особенностей, которые позволяют реконструировать по ним площади древнего горного рельефа.

Изучение геологических карт межгорных котловин показывает, что главная масса их новейших отложений относится к двум типам. Первый образуют огромные пролювиального характера шлейфы, обрамляющие подножие гор и уходящие (постепенно меняя свой характер) к центру депрессии. Непосредственно у подножия склонов эти шлейфы образованы нагромождением грубых и мелких обломков, частью свалившихся сверху под влиянием силы тяжести (горные осыпи и обвалы), частью снесенных силой дождевых и талых снеговых вод. Нагромождение этих обломков совершенно хаотическое, а сами они лишены каких-либо следов окатывания и обработки водой; их размеры колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Дальше от хребта в составе шлейфа начинает встречаться более тонкий детритус, а затем и примесь глинистого материала. Шлейф приобретает более или менее отчетливый характер пролювия, состоящего главным образом из грубых обломков с примесью, иногда располагающегося линзовидно песчано-глинистого материала. Чем дальше от хребта мы отодвигаемся, тем заметнее примесь тонких частиц. С этими периферическими частями пролювия в ряде случаев ассоциируются заболоченные пространства и большие или меньшие площади торфяников, ибо дождевые и снеговые воды, сбегающие со склонов хребта, поглощаются в значительной степени грубозернистым пролювием и превращаются в подземные; в нижней части пролювия, в связи с его возрастающей глинистостью, грунтовые воды подпруживаются, их уровень поднимается, и это приводит к возникновению болот и торфяников.

Вдоль центральной части депрессии, как правило, располагается река, дренирующая долину и окружающие ее горные цепи. В долине на большем или меньшем протяжении формируется аллювий. В отличие от равнинных рек, реки межгорной депрессии отличаются более стремительным, бурным характером. Они не меандрируют, и пойма их отличается малой шириной. Вместе с тем, в связи с большей скоростью течения реки, аллювий котловин гораздо более грубозернист и часто слагается галечниками и грубозернистыми песками.

В некоторых депрессиях, например, Иссык-Кульской, частью внешнеальпийской, располагаются значительные озера: Иссык-Куль, Женевское, Баденское. К сожалению, их осадки известны плохо, и мы не можем пока на современных озерах установить отличия озерных отложений межгорных котловин от их аналогов в гумидных равнинах.

В целом, как видим, осадки межгорных котловин слагаются пролювием, речным и иногда озерным аллювием, т. е. теми же фациальными типами, какие мы уже видели и в других фациальных комплексах. По своему облику они, однако, заметно отличаются от равнинных аналогов.

Пролювиальным и аллювиальным отложениям межгорных котловин свойственна чрезвычайная грубозернистость. Они состоят главным образом из крупных обломков; мелкозернистый материал здесь отступает на задний план и проявляется в заметной степени лишь в центральных, удаленных от гор частях котловин. Вместе с тем, всему осадочному комплексу межгорных котловин свойственна большая мощность, измеряемая часто сотнями (и до тысяч) метров. Обе эти черты осадкообразования межгорных котловин, очевидно, теснейшим образом связаны с резкой расчлененностью рельефа и высотой ок-

ружающих их гор, а также с большой энергией эрозионных процессов. Можно сказать, что чем сильнее расчленен рельеф окружающих депрессию цепей, тем большую мощность имеют котловинные осадки и тем они грубозернистее. Совершенно очевидно, что как раз эти особенности осадконакопления межгорных котловин – грубозернистость и мощность – являются теми особенностями, по которым мы можем реконструировать наличие в прошлом на некоторых территориях расчлененного горного рельефа или, иначе, гористых частей древних континентов.

Климатически межгорные котловины принадлежат к зонам как аридного, так и гумидного климатов. Однако на осадкообразовании котловин это обстоятельство сказывается сравнительно слабо. Это и понятно. Если даже дно котловины и находится в аридной зоне, то средние и верхние части горных цепей, ее окружающих, все равно уходят в вертикальную влажную область и режим сноса с них обломочного материала мало чем отличается от зон гумидных. Горный рельеф в данном случае оказывает нивелирующее влияние на осадконакопление в межгорных впадинах. Это выражается, между прочим, и в том, что даже в котловинах с аридным климатом на дне часто и в изобилии образуются торфяные болота, а следовательно, угольные пласты, генетически связанные с пролювием (Г.Ф.Крашенинников), как это видно, например, в Ферганской и Таджикской депрессиях. В котловинах с влажным климатом накопление торфяников выражено, по-видимому, еще резче (болота Колхидской низменности – в устье Риона). В ископаемых толщах, возникших в межгорных котловинах, поэтому часто встречаются целые месторождения каменных углей, выделяемых Крашенинниковым в особый генетический тип межгорных котловин, примером чего могут служить месторождения Челябинское, Буреинское и др. *Характерно, что галогенных отложений в межгорных котловинах почти не встречается.* Таким образом, нивелировка климатических влияний в межгорной котловине идет за счет подавления черт аридной седиментации и доминирования признаков гумидного осадконакопления. Аналогичными особенностями отличаются континентальные отложения территорий, прилежащих к горным хребтам и известных под названием предгорных впадин.

Ниже, при описании истории Земли, мы увидим, что осадки межгорных котловин и предгорных впадин наиболее распространены среди ископаемых континентальных отложений. Мощные красноцветные и угленосные толщи часто отлагались в прошлом в межгорных котловинах или предгорных впадинах. По простиранию они переходят в комплекс осадков гумидных или аридных равнин.

4. Фациальный комплекс площадей материкового оледенения

В настоящее время площади литосферы, непосредственно примыкающие к Северному и Южному полюсам, покрыты вечным льдом, который частью приурочен к морю и одевает его ледяной шапкой, частью к континентальным площадям – например, к Антарктике, Гренландии, где мощность покрывающей ледяной шубы доходит до 1000–1200 м у первой и до 1400 м у второй. Это и есть своеобразная фациальная зона, часть которой, связанная с материковыми участками, выделяется нами под названием зоны материкового оледенения.

Изучение осадков этой зоны на современном материале, к сожалению, не может быть сделано из-за их слабой доступности. Но этот пробел возмещает-

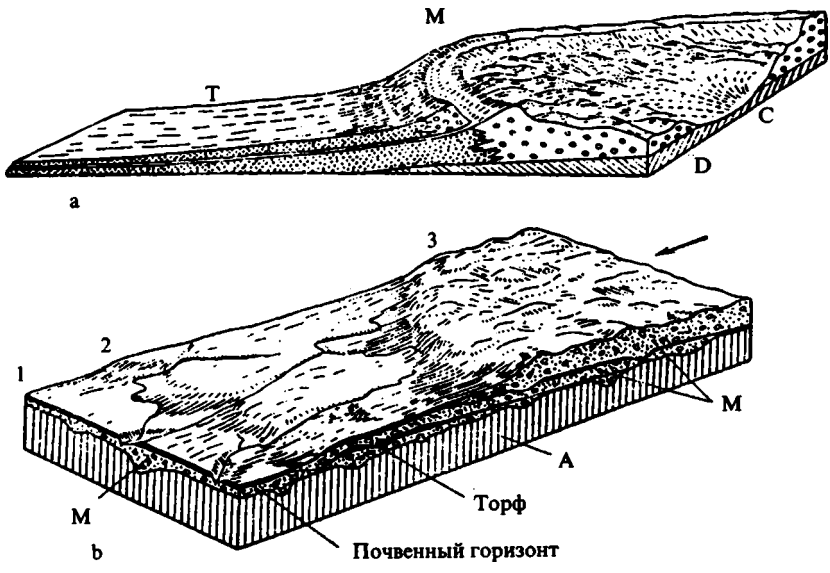


Рис. 9. Ледниковый комплекс Северной Европы и Северной Америки
a – ледниковый комплекс Европы (по А.Пенку)
С – центральная впадина; М – моренный амфитеатр; Т – переходный конус; D – друмлины
b – ледниковый комплекс Северной Америки (по Ч.Шухарту)
М – моренные отложения: 1 – первого оледенения; 2 – второго оледенения; 3 – третьего оледенения; А – коренные породы. Стрелка указывает направление движения ледника. Первое оледенение покрыло всю площадь. В межледниковое время на морене развился почвенный покров, были врезаны реки. При втором оледенении ледник покрыл лишь часть территории; в правом углу диаграммы морена первого оледенения была в это время разрушена. Во вторую межледниковую эпоху образовался второй почвенный горизонт и были врезаны новые речные русла. Третье оледенение имело место лишь на незначительной площади. Передан характер моренного ландшафта

ся тем, что на обширной территории северо-западной Европы (Фенноскандия, север Англии, Германии, СССР) развиты новейшие осадки, которые, как показало исследование, связаны с недавно (всего 16 000–20 000 лет тому назад) бывшим громадным оледенением севера Европы. Осадки эти прекрасно сохранились, и на них могут быть выявлены все характерные черты подобного рода образований вообще, почему мы на них именно и остановимся.

Наиболее характерным членом этого комплекса, раньше других привлекшим к себе внимание геологов, является так называемая валунная глина (рис. 9). Петрографически эта порода представляет собой чаще всего бурую или красно-бурую супесь (или суглинок), совершенно неслоистую, в которой без всякого порядка и сортировки разбросан грубый кластический материал, начиная от песчинок и кончая крупными валунами. Внешний облик валунов очень своеобразен. Валун представляет собой обычно несколько уплощенный кусок твердой породы (песчаника, кристаллического сланца, гранита, гнейса и т. д.), углы которого лишь слегка притуплены и обтерты, верхняя же и нижняя большие поверхности не только обтерты, но отполированы, часто до глянца. Меньшие боковые поверхности, как и углы, обтерты слабо и полировки не несут или несут редко. На полированных или лишь обтертых поверхностях довольно обычны царапины или штрихи, полученные от воздействия на данный кусок другой, более твердой породы. Размеры кристаллических валунов чрезвычайно различны. Начинаясь галечками величиной с обычное зерно песка,

они достигают метровых размеров. Так, в западной Польше были описаны кристаллические валуны в 10 м длины и 6 м ширины (провинция Познань). Бросается в глаза отсутствие связи между составом валунов и составом пород, на которых лежит валунная глина. Если взять, например, валуны Московской области, то по петрографическим признакам они обычно не имеют никакого сходства с местным нижним мелом и юрой, но, как правило, сложены породами, чуждыми Московской области, большей частью изверженными (гранитами) или метаморфическими (гнейсами), имеющими ближайших родичей в вулканических и метаморфических породах Скандинавского полуострова. Значительно реже к ним примешаны валуны из местных пород. То же можно наблюдать и для любой другой точки развития ледникового комплекса.

Существенной чертой валунной глины является полное отсутствие синхроничных с нею остатков органического мира. Правда, остатки ископаемых в этой глине все же встречаются. Однако при исследовании этих остатков каждый раз неизбежно убеждаются, что они происходят из каких-либо более древних слоев и только переотложены в валунной глине, а не образовались одновременно с ней.

Очень характерно распространение валунной глины. Она целиком приурочивается к северной половине Европы и не заходит ниже 50° с.ш. На площади же своего развития она располагается более или менее сплошным покровом очень неровной мощности, то раздуваясь в десятки метров, то сходя почти на нет и даже выклиниваясь. Благодаря такому неправильному колебанию мощностей, рельеф в области развития валунной глины оказывается чрезвычайно характерным. Он состоит из ряда округло-выпуклых холмов, которые в плане расположены обычно без всякого порядка. В некоторых случаях, впрочем, удается установить полосы, в которых и мощность валунной глины и холмистый рельеф достигают особенной выраженности и развития. Это гряды валунных глин, тянущиеся обычно более или менее параллельно южной границе распространения валунной глины вообще.

Как показывает рис. 9, в состав ледникового комплекса Европы, помимо валунной глины, входят еще другие образования, которые в разрезе комплекса обычно чередуются с валунной глиной. Это – своеобразные накопления песков с валунами или просто длинные гряды валунов (озы), а также ископаемые торфяники и озерные отложения. В прослоях озерного, болотного или другого происхождения находятся иногда кости животных, частью вымерших (мамонта, гигантского оленя, пещерного льва, дикой лошади, гиены, носорога и т. д.), частью ныне живущих, а также растительные остатки, изделия первобытного человека, а иногда и кости его самого. Эти ископаемые части показывают следы несомненно арктического климата, как, например, так называемая дриасовая флора, состоящая из *Dryas octopetala*, карликовой березы, полярной ивы, сфагнумов и др.

Таков ледниковый комплекс, располагающийся в пределах Северной Англии, Германии, Польши и северной части СССР. Мощность его в разных местах различна. В Скандинавии она обычно ничтожна и измеряется метрами, в более южных районах сильно возрастает и достигает многих десятков метров.

Своеобразие только что описанных отложений настолько велико, что они, естественно, с самого начала обратили на себя внимание геологов. Какие причины вызвали формирование этого комплекса?

При попытках разрешения поставленных вопросов геологии уже давно обратили внимание на то, что валунные глины четвертичных отложений Европы чрезвычайно похожи по своему типу на моренные отложения современных ледников. Та же хаотическая смесь глины с более грубым обломочным материалом, тот же характер самих валунов, то же отсутствие ископаемых, нако-

нец, та же связь с валунными песками. Это сходство настолько замечательно, что уже в начале XIX века ледниковая природа описанных четвертичных отложений почти не вызывала сомнений. Но как эти ледниковые отложения могли оказаться на Польской низменности и Русской равнине, где сейчас нет ни ледников, ни гор для их образования? Решение этого вопроса представило много затруднений и в свое время вызвало много споров. Имелись два пути для толкований. Во-первых, можно было воспользоваться современным примером Гренландии, где остров, покрытый ледником, окружен со всех сторон морем. Ледник, подходя к берегу, всплывает, от него отламываются глыбы льда, которые дальше плывут как айсберги, тают и оставляют на дне несомый ими моренный материал. В четвертичное время таким островом могла быть Скандинавия, так как валунный материал, как мы видели, повсеместно скандинавского происхождения, море же по этой гипотезе должно было покрывать всю остальную территорию развития ледникового комплекса. При таком толковании мы имели бы в четвертичное время на площади северной Европы своеобразную трансгрессию полярного моря. Но можно было думать и совсем иначе. А именно, можно было допустить, что вся площадь развития ледникового комплекса в северной Европе была в четвертичное время покрыта огромным материкового типа ледником, который сползал со Скандинавии во все стороны – на запад, юг и восток, и после таяния оставил «ледниковый комплекс», т. е. морену и другие с ней связанные образования.

Интересно, что симпатии первых исследователей (30–70-х годов XIX столетия) склонялись целиком к первой из указанных гипотез, сформулированной впервые Ч.Ляйелем и получившей название *теории ледникового дрифта*. Исторически это вполне понятно: 30-е годы были эпохой, когда впервые во всеоружии выступили на сцену принципы актуализма, сформулированные Ляйелем, и когда школа катастрофистов под натиском новых идей теряла свой научный авторитет. Допущение в четвертичное время грандиозного материкового оледенения северной Европы, т. е. условий, столь резко отличных от современных, казалось возвратом к оставленным уже воззрениям катастрофизма и уже по одному тому встречало противодействие. Наоборот, предложенная Ляйелем теория ледникового дрифта, целиком использующая современные явления и факторы (Гренландия) для истолкования событий прошлых эпох, казалась чрезвычайно убедительной и вероятной. Таким образом, в предпочтении теории дрифта, в конце концов, сыграл роль не столько детальный и методический анализ всей суммы фактов, сколько общие методологические установки тогдашних геологов.

К 70-м годам XIX столетия горячая пора борьбы с катастрофистами проходит, суждения становятся более документально обоснованными, а взгляд более острым. И сейчас же обнаруживается, что теория дрифта Ляйеля отнюдь не является такой уже убедительной, как это казалось раньше. Целый ряд обстоятельств противоречит теории дрифта или просто ею не объясняется. Так, например, совершенно непонятно и необъяснимо полное отсутствие раковин морских животных, которые по этой теории обязательно должны быть широко распространены в ледниковом комплексе, в под- и надморенной глине и в морене. Совершенно непонятно наличие бараньих лбов, т. е. крупных округленных холмов твердых пород, отполированных с поверхности и часто несущих следы царапин и штрихов. Совершенно необъяснимы чрезвычайно резкие и в то же время строго локальные дислокации коренных пород, залегающих под мореной; ни один геолог не в состоянии признать за ними тектоническую природу. Наконец, абсолютно необъяснимо существование морены из местных пород, с местными валунами и целыми отторженцами во многие сотни кубических метров. Как бы не модифицировать теорию дрифта, ответа

на эти вопросы получить не удается. Но все перечисленные факты становятся совершенно понятными, как только мы допустим, что не море разносило тающие льды, но сам ледник двигался по площади распространения ледникового комплекса и при этом полировал и царапал несомыми валунами твердые породы своего ложа (бараньи лбы, шрамы), сминал это ложе, где оно оказывалось мягким и податливым (подморенные дислокации), отторгал от него куски и частью «пережевывал», перетирал их, частью оставлял нетронутыми (валуны местных пород в морене). Вот почему более беспристрастные работы 70-х годов повели к быстрому краху теории ледникового дрифта и замене ее *теорией движущихся ледниковых покровов*. Стоит отметить, что одним из первых, обстоятельно аргументировавших эту новую точку зрения, был П.А. Кропоткин, который являлся не только выдающимся революционером, но и крупным естествоиспытателем. Из иностранных геологов наиболее поработал в этом направлении Торрел. В настоящее время теория ледниковых покровов является теорией, стоящей вне всяких сомнений и сделавшейся уже не столько теорией, сколько фактом.

Разъяснение генезиса валунной глины северной Европы как ледниковой морены позволило понять генезис ряда других образований, тесно связанных с мореной и образующих вместе с нею ледниковый комплекс (см. рис. 9).

В числе таких образований нужно отметить, прежде всего, обширные зандровые поля или песчаные накопления, содержащие более или менее значительную примесь валунного материала. Эти поля окаймляют конечную морену и являются отложениями талых вод ледника, выносивших с собой много обломочного материала и частично перемывавших морену.

Другим типом песчаных накоплений являются озы – узкие и длинные валы или гряды, протягивающиеся извилистой линией в направлении былого движения льда. Ширина их достигает 100 м, длина 30–40 км; слагаются они обычно горизонтально- или косослоистыми отложениями песков, гравия и галечников большей частью без глинистых прослоев, но с валунами. Галька, гравий и валуны всегда хорошо окатаны. Генезис этих образований не вполне выявлен. Вероятнее всего, они представляют собой, как указал де-Геер, конуса выноса подледниковых рек. Так как ледник отступал, то конус выноса реки каждый год возникал несколько севернее предыдущего; в результате серия озовых образований представляет собой отложения, обозначающие путь отступания ледника.

С краем ледника связана обычно цепь осадков приледниковых озер. Последние возникали преимущественно в период отступания ледника в углублениях неровного рельефа конечной или донной морены. Осадкам приледниковых озер свойственна часто своеобразная слоистость, известная под названием ленточной. Ленточные глины представляют собой чередование глинистых и песчаных прослоев, каждый толщиной от 0,5 до 2–5 см. Отложение песков происходило летом, в период бурного вноса в озеро талых вод и интенсивного поступления более грубозернистого материала. Глины возникали осенью и зимой, когда поступление воды в озеро резко убывало, и она могла нести с собой лишь тонкозернистый материал.

На низких заболоченных участках тундры, примыкавшей к леднику, возникали торфяники.

Осадки типа четвертичного ледникового комплекса со всеми его фациями – мореной, зандровыми песками, ленточными глинами и т. д. – известны и из более древних горизонтов, например, из верхнего палеозоя Южного полушария (Южная Америка, Австралия, Африка, Индия), из нижнего кембрия (Австралия) и даже из нескольких свит докембрийских. Во всех случаях их диагностика связывалась с обнаружением морены с валунами, носящими харак-

терные следы ледниковой обработки, а также с наличием под мореной полированных и исштрихованных поверхностей. В общем же осадки северной и южной полярных шапок представляют в ископаемом материале относительно очень редкие явления, и толкование их генезиса (как увидим ниже) встречается иногда с огромными трудностями.

5. Континентальный осадочно-эффузивный комплекс и его особенности

На территории континентальных массивов, как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом, помимо осадочных пород, возникали также значительные массы изверженных пород, образующих параллель морскому эффузивно-осадочному комплексу. Локализация континентального эффузивно-осадочного комплекса в пространстве явно не зависела от климатических условий и определялась исключительно тектоническими причинами. Наземные излияния характеризовали районы интенсивных тектонических движений. А так как последние сопровождались обычно возникновением значительного рельефа, то континентальные эффузивно-осадочные комплексы, естественно, как правило, ассоциируются с комплексами межгорных котловин и переходят в них по простиранию.

Петрографически континентальный эффузивно-осадочный комплекс слагается из переслаивающихся лав, туфов и туфобрекчий. В зависимости от характера магмы, в одних случаях выбрасывается очень много пепла и бомб и мало лав (кислые, вязкие магмы), в других, наоборот, изливается почти одна лава (основная магма). В эпохи затишья поверхность вулканических пород в одних местах эродируется текучими водами, в других выветривается, в-третьих, покрывается толщей пролювиальных и делювиальных отложений. Кратеры заполняются водой, и в них возникают озерные отложения большей или меньшей мощности, со специфической фауной и флорой; могут возникать и торфяные пласты. При оживлении эффузий все эти отложения перекрываются новой толщей туфов, лав и т. д. Засыпание пеплом наземных животных и растений приводит порой к появлению органических остатков и в туфовых породах.

Из сказанного видно, что строение континентального эффузивно-осадочного комплекса близко напоминает строение его морского аналога. Имеются, однако, и отличия. В континентальном комплексе полностью отсутствуют известняки и фация яшм и кремнистых пород с сопровождающими их накоплениями Fe, Mn, Al_2O_3. Это и естественно, ибо здесь отсутствует водная среда, способная аккумулировать поствулканические продукты фумарольно-сольфатарной деятельности; эти выделения в континентальных условиях попросту рассеиваются в воздухе. Зато поверхности размыва внутри эффузивных свит, следы коры выветривания, специфические фации терригенных пород (делювий, пролювий) свойственны только континентальному комплексу, отсутствуя у морского.

К сожалению, все эти диагностические признаки различий далеко не всегда выражены достаточно отчетливо, почему и не всегда можно с уверенностью относить ископаемые эффузивно-осадочных комплексов к континентальному или морскому типу.

6. Поверхности размыва и их значение для палеогеографии древних континентальных площадей

Принципиальное отличие континентальных площадей от морских состоит в том, что осадконакопление происходит не на всей их территории, а сосредоточивается лишь на ограниченных участках, представляющих собой депрессии, впадины. Все положительные элементы рельефа здесь являются областями размыва, денудации, и в ископаемом состоянии от них сохраняются не те или иные осадочные комплексы, формации, а поверхности размыва.

Таким образом, наличие континентальных площадей в геологическом прошлом устанавливается не только фациальным анализом осадков, но и изучением поверхностей размыва, в том, конечно, случае, когда можно доказать наземное, а не подводное происхождение размыва. Поэтому мы должны будем вкратце остановиться на вопросе о том, как констатируется наличие размывов в толще осадочных пород и что они дают для палеогеографических реконструкций палеоконтинентов.

Наиболее бесспорным и ярким проявлением размыва внутри геологической колонки является залегание вышележащих пластов на отчетливо волнистой поверхности, срезающей на различную глубину отложения нижележащего горизонта или горизонтов. Обычно такое залегание сопровождается резким различием пород, разделенных поверхностью контакта, и наличием в покрывающих отложениях гальки (или щебенки) из пород подошвы.

При наличии всех указанных признаков существование поверхности размыва совершенно достоверно. Нередко, однако, срезание подошвы контактной поверхностью и резкий контакт подстилающих и перекрывающих пород не сопровождаются наличием гальки в основании кроющих различных свит. В этом случае мы еще можем с уверенностью говорить о поверхности размыва, ибо в противном случае срезание различных горизонтов подстилающих пород было бы совершенно необъяснимо. Но, если и галька и срезание подошвы контактной поверхностью отсутствуют и остаются лишь резкая смена петрографического типа пород у контакта, то достоверность размыва исчезает, ибо резкая смена осадка может иметь место и без всякого вмешательства размыва при совершенно непрерывной седиментации. Так, например, если на некоторой площади моря идет отложение известковых осадков, то занос сюда большой массы обломочного материала приведет к прекращению садки карбонатных илов и к замещению их песчаными или глинистыми илами. При достаточной быстроте изменения условий осадконакопления контакт двух последовательно сменяющих друг друга осадков будет резким. Это обстоятельство, к сожалению, не всегда достаточно учитывается, что приводит нередко к произвольному выделению размывов и перерывов седиментации, причем последние основываются исключительно на резкой смене пород в вертикальном разрезе свит.

Наличие размыва самого по себе, однако, еще не дает права говорить о существовании в момент размывания на данном участке земной коры континентальных условий, ибо, помимо размыва континентального, установлены случаи размыва подводного, обязанного своим генезисом деятельности морских течений. Наша задача заключается в том, чтобы не только найти объективные признаки для распознавания наличия размывов вообще, но и указать надежные критерии для отнесения размывов к категории *континентальных*, позволяющих использовать их для реконструкции древних континентов.

Признаков, указывающих на наличие в эпоху размыва континентальных условий, несколько. Самый надежный из них заключается в обнаружении не-

посредственно над поверхностью контакта озерно-болотных, речных, делювиальных или моренных отложений. В этом случае совершенно очевидно, что режим, господствовавший в эпоху размывания, был континентальный, причем сам континент был вначале относительно высоким, что и вызвало эрозию, при понижении же его эрозионные ложбины заполнились озерно-болотными и другими осадками. Так толкуется разрез нижнекаменноугольных отложений Подмосковного района, в котором на поверхности размыва лежит угленосная толща. Несколько иначе трактуется случай, когда покрывающими породами являются чисто морские образования, в подошве же (под поверхностью размыва) залегает кора выветривания или другие типы континентальных образований, как, например, в девоне Воронежского массива, в палеогене Азовско-Подольского массива и т. д. В этом случае сам размыв мог быть как чисто континентальным, эрозионным, так и морским, причем установить долю участия того и другого фактора часто не представляется возможным. Достоверно, однако, что до размыва и покрытия контактной поверхности морскими водами (а отчасти и в процессе трансгрессии) данный участок земной коры представляет собой континентальную площадь с теми или другими ее особенностями.

Значительно сложнее обстоит дело с интерпретацией случаев, когда породы и выше и ниже поверхности размыва чисто морские, как, например, в верхнем мелу Поволжья, в юре Горьковского края и т. д. В этих случаях вполне допустимы две гипотезы: либо сам размыв был подводным и обязан своим происхождением действию морских течений, либо размывание первоначально шло в континентальных условиях, но всякие следы континентальных осадков были впоследствии совершенно уничтожены абразией наступающего моря. В некоторых случаях так и не удается найти удовлетворительного решения этой дилеммы. Иногда решение получить все же возможно путем привлечения ряда косвенных признаков. Существенны с этой точки зрения два момента. Во-первых, выяснение разницы в возрасте пород подошвы и кровли. Если это различие очень крупное и перерыв в осадконакоплении измеряется несколькими ярусами или отделами, можно с уверенностью утверждать, что размыв подошвы связан с длительным континентальным перерывом. Наоборот, при хронологической близости пород подошвы и кровли более вероятен размыв подводный. Во-вторых, очень важно прослеживание размыва по площади. Если при этом обнаруживается, что размыв имеет вид ограниченной по размерам полосы, лежащей целиком внутри зоны непрерывных морских толщ, то это с большой долей вероятия будет указывать на размыв подводный, ибо будет хорошо отвечать характеру морских течений. При больших размерах территории размыва и окаймлении ее лишь с одной стороны площадями непрерывного существования морских условий вероятнее размыв, связанный с континентальными условиями и временным обсыханием морского дна.

Таким образом, использование размывов как средства реконструкции былого существования континентальных площадей представляет довольно сложную задачу, требующую внимательного анализа ряда явлений вблизи контактной поверхности, а также прослеживания регионального распространения самих поверхностей размыва.

Дают ли что-нибудь размывы для познания физико-географических особенностей континентов прошлого? Очень многое! Представим себе, что удалось бы снять с поверхности континентального размыва все покрывающие его породы. Тогда перед нами вырисовался бы, словно отпрепарированный во всех деталях рельеф ископаемого континента с его возвышенностями и понижениями, с речными долинами и озерными котловинами, и мы увидели бы одну из многочисленных живых картин палеогеографии прошлого. Почти та-

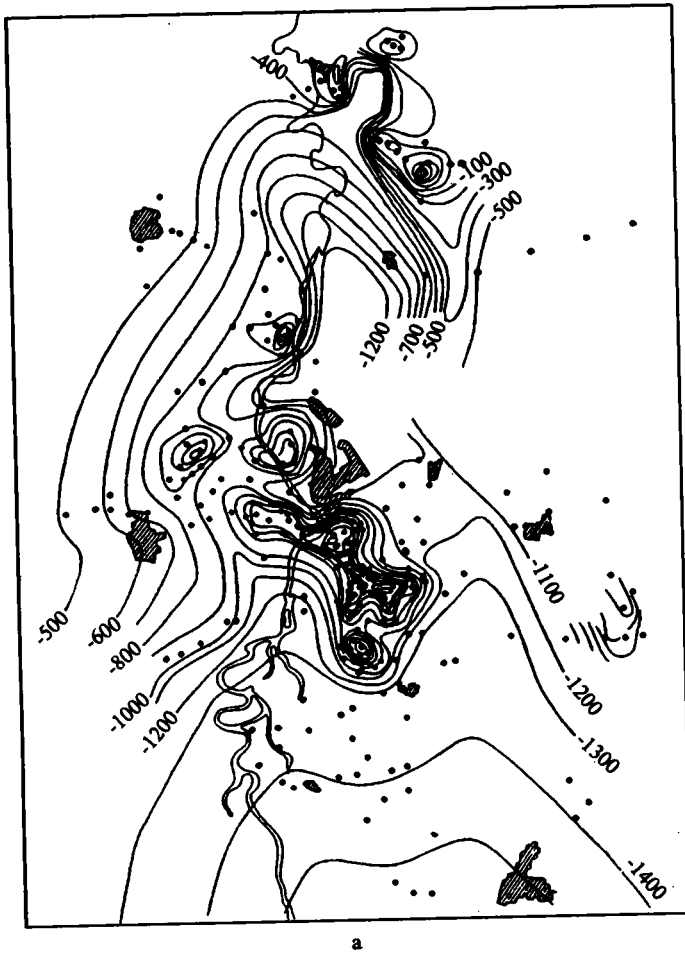


Рис. 10. Реконструкция палеорельефа.

a – схема структурной поверхности артинских отложений Ишимбаевского Приуралья (из материалов Башкирской нефтяной экспедиции Академии наук, 1941-1943 гг.). Карта изображает современный вид поверхности артинских отложений. Тот же характер имел рельеф артинских отложений к началу кунгурского века. Видна широкая и глубокая ложбина, суживающаяся к северу и расширяющаяся к югу. Внутри нее – серия крупных разнообразных очертаний поднятий – подземных известняковых массивов. К западу борт ложбины постепенно поднимается. Заштрихованные участки – населенные пункты

b – рельеф небольшого участка Тульской области в середине нижнекаменноугольной эпохи, перед отложением угленосной толщи (по В.Н.Козловой)

Видна долина с ответвлениями и сложным рельефом водораздела. Обе схемы построены по данным буровых скважин, изображенных на схеме *a* точками, а на схеме *b* опущенных.

кого характера препарировка рельефа ископаемого континента действительно осуществляется на тех, пока немногих, участках земной коры, где существует достаточно большая сеть буровых скважин и горных выработок, как, например, в Подмосковном каменноугольном бассейне, на территории Москвы или на площади Ишимбаевского нефтяного месторождения в Приуралье. В результате кропотливой обработки сотен и тысяч скважин, исследователям удалось воспроизвести в Подмосковье рельеф предугленосного нижнекаменноугольного времени (рис. 10) и предъюрский рельеф, в Башкирском Приуралье – предкунгурский рельеф. Работа в этом направлении не только чрезвычайно привлекательна, но и важна, ибо знание палеорельефа помогает понимать и истолковывать особенности и закономерности осадкообразования в эпохи, непосредственно следующие за выработкой палеорельефа.

Для правильной палеогеографической оценки всех вообще карт палеорельефа важно помнить, что, как правило, рельеф этот доходит до нас в более или менее смягченном виде, ибо абразия трансгрессирующего на сушу моря, срезая наиболее высокие выступы, нивелирует неровности рельефа. Чем большей была высота палеоконтинента над уровнем моря, тем резче проявлялась абразия, тем резче была нивелировка. При очень низком континенте море быстро накрывает его плащом своих осадков, и абразия бывает наименьшей; рельеф такого континента сохраняется в наибольшей степени.

7. О палеогеографической карте и некоторых ее особенностях

Конечным итогом фациального анализа ископаемых осадков является палеогеографическая карта, на которой геолог изображает свои выводы относительно распространения суши и моря для того или иного момента истории Земли, а также об особенностях суши и особенностях моря. Так как континентальные отложения распространены в общем мало и в заметной степени сохраняются лишь в новейших мезо- и кайнозойских отложениях, практически палеогеография строится на анализе морских пород и континентом обычно считаются те белые пространства, которые остаются на современной географической карте после нанесения на нее древних морей.

При построении палеогеографической карты основными вопросами являются два: вопрос о правильном проведении береговой линии морских водоемов и вопрос об объединении отдельных разбросанных участков морских отложений.

Для морских водоемов недавнего прошлого эти вопросы решаются относительно легко, ибо осадки их, в частности, прибрежные (литоральные) фации, сохраняются достаточно плохо, и иногда в рельефе современного континента еще видны следы прежнего берегового уступа. Так обстоит дело, например, с так называемым хвалынским (четвертичным) и акчагыльским морями на Русской равнине, с плиоценовым (понтическим) морем в Причерноморской области и многими другими. Но по мере удаления в геологическое прошлое осадки былых морей сохраняются все хуже; сплошные площади их развития расчленяются на отдельные клочки, литоральные же по большей части уничтожаются, и геологу приходится по уцелевшим клочкам воссоздавать былые очертания моря. Эта работа достаточно трудна и всегда заключает в себе элементы гипотезы.

При проведении береговой линии ископаемого водоема обычно исходят из тех площадей морских отложений, где литоральные отложения еще сохранились. Участки литоральных осадков дают достоверную твердую линию бере-

га. Для площадей, где осадки имеют не литоральный характер, все решается тем, насколько мелководными и близкими к берегу оказываются эти нелиторальные фации. При наличии указаний на отложение их в верхней половине шельфа, береговую линию проводят по внешней стороне сохранившихся осадков на небольшом от них расстоянии, ориентируясь на современную картину распределения осадков внутри шельфа. Если же ископаемые осадки явно не шельфового характера, вопрос о береговой линии остается открытым, и палеогеографическая карта для таких участков не может быть дана.

Что касается объединения отдельных площадей ископаемых морских осадков в область седиментации единого цельного ископаемого водоема, то эта задача обычно решается сопоставлением петрографических особенностей осадков и состава их фауны. Как правило, разрозненные клочки отложений ископаемого водоема либо представлены одной и той же фацией (и, следовательно, фауной), либо осадками, так сказать, фациально дополняющими друг друга: например, в одном случае песками, в другом – песчанистыми глинами, в третьем – просто глинами или известняками и т. д. Зная в общих чертах соотношения, которые свойственны такого рода осадкам внутри водоемов, их объединяют в фациальные ареалы внутри единой седиментационной площади и тем самым реконструируют единый водный бассейн.

Особое значение при этом приобретает фауна. Нередко очень сходные комплексы форм встречаются на весьма удаленных друг от друга площадях, между которыми никаких морских осадков не сохранилось. Хотя эти случаи и не позволяют воссоздать точные палеогеографические карты для промежуточных областей, но они драгоценны, как указания на былые связи морских водоемов, крепче связывая их друг с другом.

Первые палеогеографические карты появились в 50-х годах XIX века и принадлежат Геберту, Грессли, Триммеру и др.

Они выглядели весьма схематично. Море на этих картах представляет собой пространство, занятое (по мнению составителя) морской водой, без каких-либо деталей, морю присущих. Осадкообразование на площади моря и на континентах, фациальные зоны, мощности осадков – на карте не изображались, что и естественно, ибо при несовершенстве фациального анализа до конца XIX века эти данные не могли быть истолкованы геологами и просто обходились ими, как второстепенные. Самое определение площадей морских бассейнов производилось по находкам морской фауны соответствующего горизонта, причем в объединении этих часто далеко разбросанных находок в цельные ареалы не было каких-либо твердых принципов, и составитель руководился личным тактом и собственными соображениями.

В конце XIX века и в первые десятилетия XX века в результате исследований И.Вальтера, Дж.Баррела и А.Д.Архангельского фациальный анализ осадочных толщ сделал крупные успехи, и это сейчас же отразилось на характере и содержании палеогеографических карт. Участки моря и суши начинают «оживать». На них появляются знаки, показывающие фациальный тип осадков и позволяющие, таким образом, глубже заглянуть в физико-географическую обстановку континента и морского дна, в их рельеф, выделить области усиленной и ослабленной аккумуляции терригенного материала, площади карбонатных и хемогенных фаций и т. д. Вместе с тем, применение фациального анализа ископаемых пород значительно сужает произвол в конструкции палеогеографической карты и дает ей гораздо большую обоснованность. Первые такого рода карты даны были А.Д.Архангельским для Европейской части СССР (1912–1923 гг.) и С.Бубновым для Западной Европы: скоро затем они стали ходовым типом палеогеографических карт вообще, особенно распространенными у нас в СССР. В последние годы (примерно в 1938–1939 гг.)

среди советских исследователей, группирующихся главным образом вокруг Н.С.Шатского, наметилось новое и, несомненно, плодотворное направление. Суть его заключается в том, что при составлении палеогеографической карты *принимаются во внимание не только фациальные особенности пород но и тектоническая структура ложа, на которой располагаются породы,* и сам фациальный анализ ведется с учетом этого ложа, превращаясь, таким образом, *в структурно-фациальный.* Это и естественно. Как уже указывалось выше, фации шельфа тесно связаны с рельефом ложа; рельеф же чаще всего является отражением тектонического строения территории, и, таким образом, тектоника ложа определяет пролегание фациальных зон в пространстве. В тектоническом строении ложа мы получаем дополнительный критерий к тому, чтобы более правильно намечать гипотетическое распространение тех или иных фаций, локализация которых не дается непосредственно фактическим материалом. Существенную помощь оказывает также учет мощностей осадков, вскрывающий области повышенной и пониженной седиментации и способствующий более глубокому пониманию всего хода осадконакопления в ископаемом водоеме.

Таким образом, современные палеогеографические карты представляют достаточно сложные изображения, при построении которых элемент личных склонностей и произвола авторов все больше ограничивается данными фациального анализа самих осадков и структурного анализа их ложа. Из области искусства, – чем была в большей мере палеогеография в 50–70-х годов XIX века – она все больше переходит в область науки, руководствующейся не только интуицией исследователя, но и некоторыми твердыми принципами.

В заключение несколько слов об особенностях палеогеографических карт, вытекающих из существа геологической документации.

По идее, палеогеографическая карта дает как бы моментальный снимок физико-географических особенностей лика Земли в какой-то момент ее истории. Чтобы получить такого рода карту, необходимо строить ее для максимально коротких промежутков времени, т. е. для стратиграфических зон и горизонтов. Этим можно в значительной мере смягчить осложняющее действие колебаний береговой линии и смещений фациальных зон внутри моря за отрезок времени, отвечающий изображаемому на карте. Но опыт показывает, что ни одна стратиграфическая зона не имеет повсеместного развития (на всех континентах), да, по существу, и не может его иметь. Зоны базируются на нескольких (3–4) видах руководящих ископаемых, а ни один вид не пользуется настоящим космополитным распространением, но ограничен определенными пределами (той или иной зоогеографической провинцией).

Отсюда, естественно, вытекает, что при построении палеогеографической карты для зоны мы в общем случае вынуждены брать относительно очень малые площади, часто значительно меньшие, чем континент.

Однако уничтожается ли этим вообще возможность построения палеогеографических карт больших территорий? Разумеется, нет. Но только это построение должно опираться на иную стратиграфическую базу, должно использовать другие, более крупные стратиграфические единицы. Если зона оказывается слишком мелким отрезком времени чтобы восстановить физико-географическую обстановку на территории континента или ряда смежных континентов, можно строить карты для яруса, отдела или, наконец, системы. Имеющиеся сейчас палеогеографические карты крупных площадей базируются на этих крупных стратиграфических подразделениях.

Перемена размеров площади, подлежащей реконструкции, и стратиграфической базы, на которую опирается палеогеографическая карта, естественно, влечет за собой появление и некоторых особенностей самой карты. Первая из

этих особенностей заключается в следующем. Так как палеогеографическая карта охватывает весь континент, она, естественно, должна включать в себя и области горных сооружений. Но эти участки земной коры особого рода. Они характеризуются тем, что породы, их составляющие, смещены со своих естественных мест, сильно смяты и благодаря интенсивной складчатости и надвигам уложены на значительно меньшей поверхности, чем это было в момент их возникновения. Следовательно, если мы желаем построить палеогеографическую карту для эпохи до возникновения данного горного сооружения, нам для большего соответствия с действительностью необходимо расправить, разгладить имеющиеся теперь складки, т. е. явно увеличить площадь, занятую современными горами. Это значит, другими словами, что все современными пункты в этой (а равно и в соседней) области мы должны представить себе под несколько иными географическими координатами. Последовательное проведение такого приема, однако, встречает большие затруднения, ибо мы, в сущности, совершенно не знаем, в какую сторону должно смещать окружающие районы, чтобы получить достаточное место для «разглаженных» складок горных сооружений. Сверх того, точная величина сокращения поверхности при складчатости является фактором, для подавляющего большинства хребтов до сих пор неизвестным. Отсюда, делается понятным, почему на практике указанная тонкость обычно игнорируется, и для построения палеогеографической карты всех масштабов пользуются обычными современными географическими картами. При углубленном подходе к делу в этом нельзя не видеть явного дефекта, ведущего к тому, что полученная палеогеографическая карта, в конце концов, является достаточно условным изображением прошлого, гораздо более условным, чем палеогеографическая карточка небольших, в особенности равнинных, местностей. Вместе с тем необходимо отметить, что, когда мы строим палеогеографическую карту для большого промежутка времени, изменчивость действительных очертаний суши и моря за этот период становится, несомненно, величиной весьма заметной. Между тем в подавляющем большинстве случаев мы не можем учесть этих изменений вследствие недостатка данных. Понятно, что условность карты от этого может только увеличиться. Таким образом, с какой бы стороны мы ни подходили к оценке палеогеографической карты больших площадей, вывод получается тот же, а именно, что *палеогеографическая карта такого типа является условным изображением некоторого условного среднего распределения моря и суши для данного отрезка времени*, изображением, контуры которого для соответствия с действительностью мы должны представлять себе мысленно непрерывно и значительно меняющимся. Понятно, что *ценность такой карты обратно пропорциональна ее площади, или, что то же, ее стратиграфической базе*, ибо между крупностью стратиграфической единицы и величиной площади, на которой она может быть прослежена, существует, как мы видели, прямая зависимость.

Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* d'Orb. (Очерк литологии)[1]

Введение – I. Строение нижневолжской сланценосной толщи – II. Петрографические, химические и палеонтологические особенности нижневолжских горючих сланцев – III. Петрографические, химические и палеонтологические особенности вмещающих пород. Породы кровли и подошвы – IV. Физико-географические условия отложения сланцев века *Perisphinctes Panderi.*

I. Введение

Предлагаемая вниманию читателя работа начата была в 1930 г. в качестве аспирантской темы в Научно-исследовательском институте геологии I МГУ (потом МГРИ), закончена же в стенах Нефтяного геологоразведочного института, предоставившего для этого некоторые средства.

Материалом для исследования послужили, с одной стороны, наблюдения и сборы, произведенные автором в 1930–1932 гг. в районе Ундорского, Кашпурского и Макаровского (Общий Сырт) месторождений, с другой – буровой материал из этих же и некоторых других мест, наконец, ряд неопубликованных материалов (отчетов) из фонда Мосгеоразведки и лично А.Н.Розанова. Обработка материала (механические анализы, химические определения) в подавляющей массе была проделана в лаборатории МГРИ лаборанткой А.В.Романчиковой, в меньшей доле – в лабораториях НГРИ, причем большинство определения велось под руководством Э.С.Залманзон, а работы с органическим веществом под руководством В.Г.Пуцилло.

Заканчивая настоящую работу, автор считает долгом выразить глубокую признательность всем лицам и учреждениям, которые в той или иной мере способствовали осуществлению ее.

I. Строение нижневолжской сланценосной толщи

Когда речь идет об изучении того или иного минерального тела, первое, что необходимо сделать, – это представить себе геометрические очертания этого тела, его форму, размеры, залегание, соотношения с вмещающими породами, наконец, стратиграфический горизонт, к которому приурочено оно. С разбора именно этих вопросов следует начать и изучение нижневолжской сланценосной толщи.

Стратиграфия изучаемого объекта уже давно и достаточно точно установлена работами А.Н.Розанова [1912, 1926], Н.Г.Кассина [1928], Иванова и др. Как показывает самое название «нижневолжские сланцы», это минеральное тело приурочено к отложениям нижневолжского яруса, а внутри последнего в подавляющей своей массе к зоне *Perisphinctes Panderi* и только частично к самым низам зоны *Virgatites virgatus* Buch. Пространственное распространение сланцев огромно; можно сказать, что мы знаем их почти отовсюду, откуда

[1] Бюлл. МОИП. Нов. сер. 1934. Т. 12. № 2. С. 200–250.

известны нижневолжские отложения вообще [Архангельский, 1920; Розанов, 1926]. Так, они известны из Большеземельской тундры (р. Пижма), бассейна Северной Двины (р. Кулой, Пеза), Вятско-Камского района, бассейна р. Унжи, Подмосковного края, бассейна р. Суры и Свияги, Ульяновского района (Ундоры), Сызранского района (Кашпир) и из целого ряда мест Заволжья и Общего Сырта (Орловка, Савельевка, хут. Макаров, Сергеевка, Таловка и т. д.). Степень сохранения сланценосной толщи, однако, далеко не везде одинакова. Если взять за демаркационную линию меридиан с Кашпир (Сызранского района), то окажется, что к востоку от него сланценосная толща сохраняется обычно полностью и достигает, поэтому больших мощностей (Орловка – около 15 м, Савельевка – 16–17 м, север Общего Сырта – 22–23 м, юг Общего Сырта – около 24 м, Вятско-Камский район – около 15–17 м), к западу же всегда оказывается более или менее размытой, причем, чем дальше к западу, тем глубже размыв и тем меньше мощность. В бассейне р. Суры, в Подмосковной области, по р. Унже от всей сланценосной толщи остается максимум 1–2 м, обычно же гораздо меньше.

Всюду, где производились наблюдения, оказывалось неизменным, что сланцы изучаемой толщи вовсе не слагают ее целиком, образуя сплошной, единый массив, но, наоборот, всегда располагаются отдельными, более или менее мощными пластами (от 10–15 см до 1,5–2 м), разделенными участками «пустой» породы – серой мергелистой глины. В литературе имела место дискуссия о том, представляют ли сланцевые пласты устойчивые, весьма протяженные образования или же это мелкие быстро выклинивающиеся линзы (Еремеев, Павлов). Те материалы, которыми располагает автор, приводят его к выводу, что в действительности наблюдаются и те и другие случаи. В доказательство этого можно привести два следующих демонстративных профиля (рис. 1 и 2). Первый происходит из Ульяновского района и имеет протяжение около 28–30 км, второй – из северной части Общего Сырта протяжением 77 км. Из изучения средневолжского разреза вытекает с несомненностью, что в составе изучаемой толщи наблюдаются участки, где пласты тянутся непрерывно на расстоянии свыше 30 км и где, следовательно, их никоим образом нельзя назвать мелкими, быстро выклинивающимися линзами. Наоборот, в разрезе Общего Сырта пласты нередко действительно оказываются мелкими, быстро выклинивающимися линзами весьма небольшого протяжения.

Для целей настоящей работы представляется весьма интересным и важным выяснить, как размещаются сланцевые прослои в вертикальном разрезе толщи, а именно: располагаются ли они на любых уровнях, без всякого порядка и закономерности, или же приурочены только к определенным горизонтам и слагаются обособленные пачки более или менее обширного протяжения?

Вопрос этот был подвергнут автором подробному изучению в специальной работе на основании обширного фактического материала, который удалось собрать по этому поводу. Не считая нужным повторять подробно этот материал, я приведу только самые основные из установленных фактов, иллюстрируя их по возможности некоторым минимальным графическим материалом.

Обследованная территория распространения сланценосной толщи с точки зрения строения последней может быть разбита на четыре района со своими особыми соотношениями (рис. 3).

Первая область захватывает все Заволжье, в частности, район палеозойского вала, Общий Сырт и принадлежащие к нему районы на востоке и юго-востоке по р. Илеку. Особенности строения сланценосной толщи в этой области заключаются: 1) в полном сохранении ее и 2) в том, что внутри толщи здесь в общем случае могут быть выделены четыре сланцевых пачки, которые, правда, не везде прослеживаются (рис. 4).

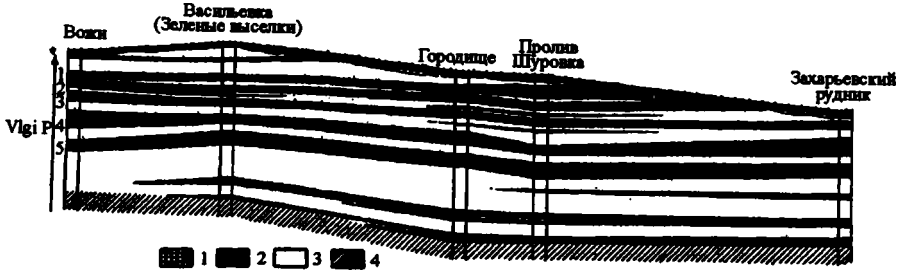


Рис. 1. Разрез сланценосной толщи Ульяновского района.
1 – фосфоритоносные песчаники зоны *Virg.virgatus*; 2 – сланцы зоны *P.Panderi*; 3 – серые глины той же зоны; 4 – низы зоны *P.Panderi*, лишенные сланцев

Первая пачка принадлежит самым низам зоны *Virgatites virgatus* и, частью, верхам *Perisphinctes Panderi* и пользуется на описанной территории повсеместным распространением, обнажаясь везде, где имеются сланцы вообще. В состав ее входит меняющееся число (2–3) тесно сближенных пластов от 0,09 м до 1,6 м мощности. Мощность всей пачки также меняется. На западе, в Орловке, она имеет около 1 м, в Савельевке – около 2–3 м. Восточнее, у хут. Данилова, мощность точно не определена, но, по-видимому, незначительна; у хут. Макарова – 3,27 м, у Сергеевки – 6,05 м, в бассейне Солянки и Таловки – до 5,4 м. Вторая пачка располагается 2–6 м ниже и принадлежит уже целиком зоне *P. Panderi*. Распространена так же широко, как и первая пачка, причем мощности измеряются такими цифрами: Орловка – 1,28 м, Савельевка – около 2 м, хут. Данилов – неопределенная, но незначительная, хут. Макаров – 3,61 м, Сергеевка – 5,85 м, Таловка – 2,5–3 м. Третья пачка имеет уже более ограниченное распространение. Максимального развития достигает она на юге Общего Сырта, в бассейне Таловки, где измеряется 3 м (местами до 6 м). К северу (хут. Макаров, Сергеевка), наоборот, эта пачка выклинивается нацело; к западу, в Савельевке, мощность еще удерживается около 2–3 м, но севернее, в Орловке, резко сокращается (1,1 м). Наконец, последняя, четвертая пачка располагается в самом основании *зоны P. Panderi*, то непосредственно на базальном конгломерате, то отделяясь от него незначительным прослоем серой глины. Эта пачка также прослеживается не везде. По настоящему развита она только на севере Общего Сырта (хут. Макаров, Сергеевка), где имеет мощность от 1,06 до 4,00 м. На юге (Таловка) эта пачка показывается спорадически; на западе, в Орловке, отсутствует совсем, в Савельевке сводится к незначительному прослою битуминозной глины.

Из этого краткого обзора вытекает, что наиболее полное развитие внутри описываемой зоны сланценосная толща имеет в районе средних частей Общего Сырта – в бассейне рек Таловки, Солянки и пр., где именно мы и наблюдаем четыре пачки, причем мощность сланцев, в них заключающихся, достигает наибольшей величины. Во все стороны от этого центра сланцеобразование затухает. Так, до северной части Общего Сырта доходят только три пачки (I, II и IV, а III – выклинивается), причем в районе хут. Макарова мощность каждой из них еще довольно значительна; к району же Даниловки мощности отдельных слоев показывают значительное уменьшение. На запад, к Орловке и Савельевке, по-настоящему продолжаются также только три пачки (I, II, III), причем мощности их значительно убывают. К востоку от линии: север Общего Сырта – верховье Ембулатовки – Илецк – Актюбинск происходит полное

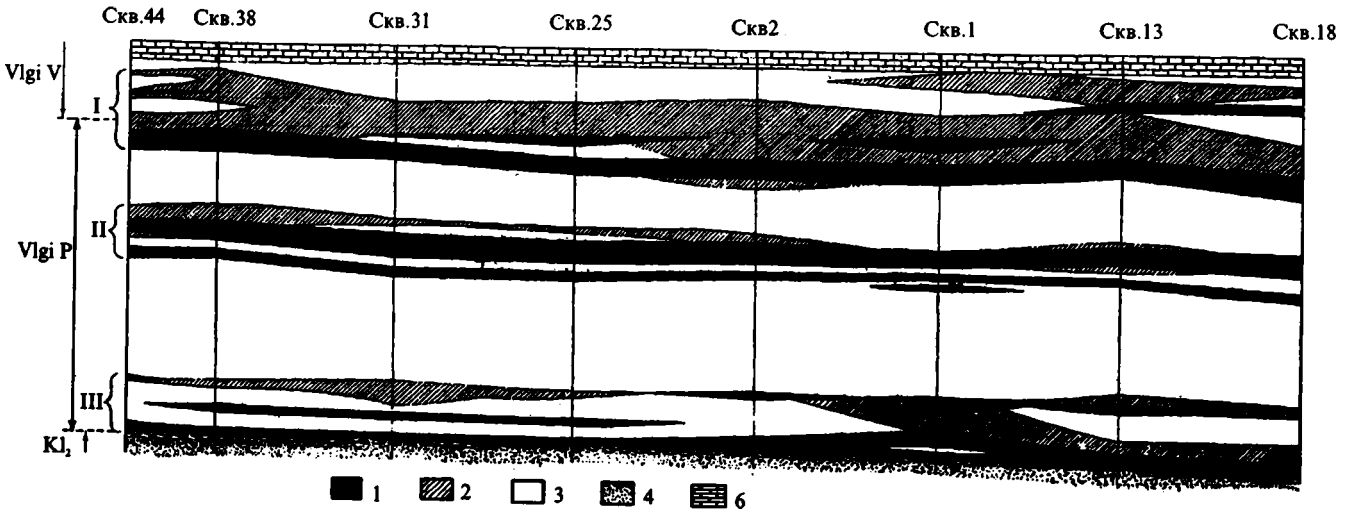


Рис. 2. Разрез сланценосной толщи у хут. Макарова

1 – горючие сланцы; 2 – битуминозные глины; 3 – серая глина; 4 – фосфоритоносный песок (калловей); 5 – мергелистые песчаники и мергели зоны *Virg. virgatus*.

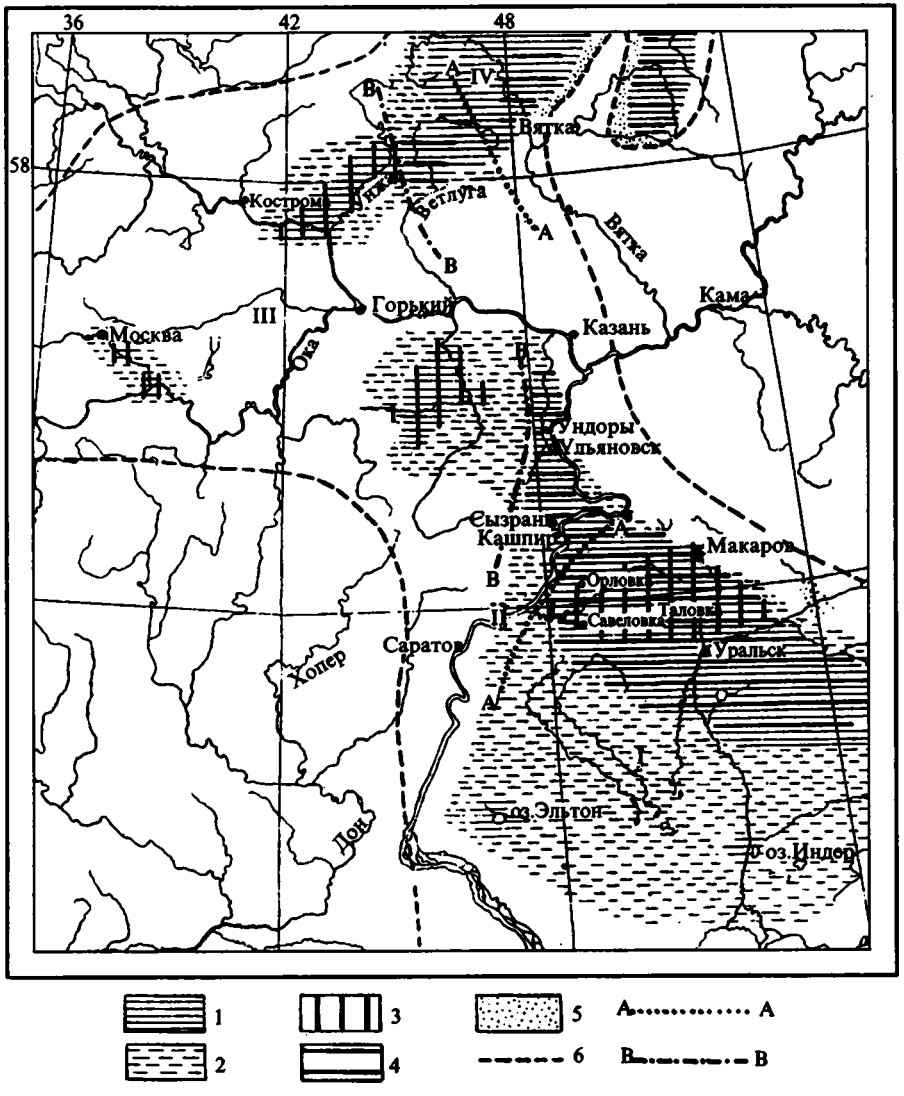


Рис. 3. Карта распределения сланцев нижневолжской (Vlg.i.) сланценосной толщи

1 – серая глина, переслаивающаяся со сланцами; 2 – ее гипотетическое распространение; 3 – сланцы нижней половины зоны *P.Panderi*; 4 – сланцы верхней ее половины и основания зоны *Virg.virgatus*; 5- пески; 6 – гипотетические границы нижневолжского бассейна; А А – западная граница территории, где сланценосная толща сохранилась полностью и характеризуется значительными мощностями (свыше 15 м). В В – западная граница территории со слабым размывом сланценосной толщи сверху и уменьшенными (до 10-12 м) мощностями. (Западнее этой границы сланценосная толща претерпела глубокий размыв и характеризуется мощностями в 1 – 1, 5 м). I,II,III,IV – районы развития сланценосной свиты, охарактеризованные в тексте

выклинивание сланцев и переход всей толщи сперва в глинистую, затем в песчаную фацию. Наконец, к югу от г. Уральска, на некотором расстоянии от него сланцы также исчезают, замещаясь (Эльтон, Индер) глинами. Отметим, что при всех описанных изменениях пачки ведут себя неодинаково. Наиболь-

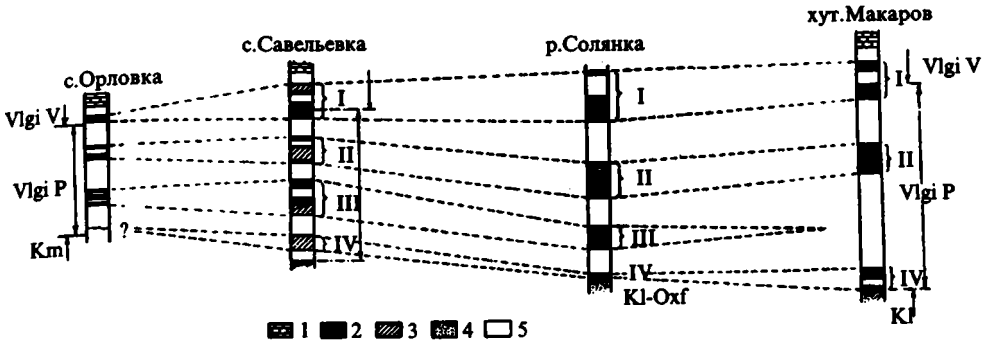


Рис. 4. Типы разрезов нижневолжской сланценосной толщи на территории Заволжья (1-й район)

1 – мергелистые песчаники зоны *Virg. virgatus*; 2 – горючие сланцы; 3 – битуминозные глины; 4 – фосфоритоносные песчаники; 5 – серые глины

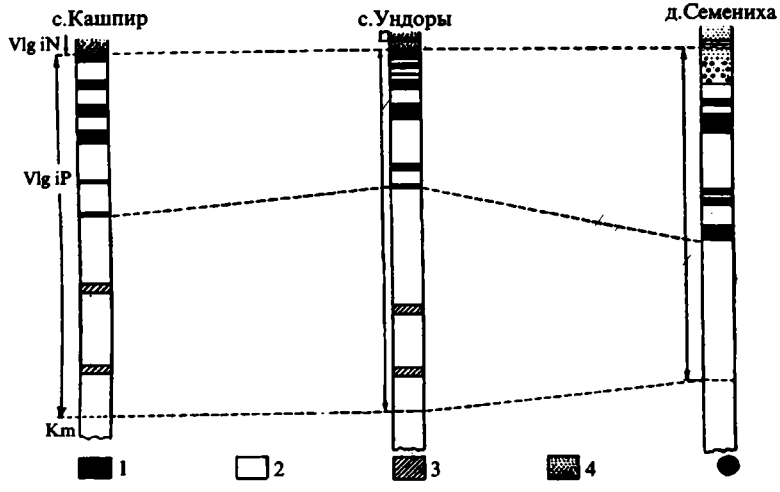


Рис. 5. Строение сланценосной толщи во II зоне

1 – сланцы горючие; 2 – серая глина; 3 – слабобитуминозная глина; 4 – песок фосфоритоносный

шей изменчивостью и одновременно наименьшим горизонтальным распространением пользуются нижние две пачки, относящиеся к низам зоны *P. Panderi*. Наоборот, верхние две пачки, относящиеся частью к зоне *P. Panderi*, частью к зоне *V. virgatus*, отличаются наибольшим горизонтальным распространением и наибольшей устойчивостью. Вместе с тем, к этим пачкам приурочены и лучшие качественно слои сланца.

Вторая область располагается на правобережье Волги и включает в себя Сызранский район, с одной стороны, и Ундорско-Буинский – с другой. Этот тип продолжается, по-видимому, и северней, в бассейн р. Ветлуги [Кром, 1930]. Особенности второй области по сравнению с первой состоят: 1) в неполной сохранности сланценосной толщи, некоторой размытости ее сверху; 2) в полном отсутствии сланцев в нижней, большей половине зоны *P. Panderi*, представленной здесь сильноизвестковистыми глинами и мергелями (рис. 5).

Таким образом, на территории второй области наблюдается, в сущности, сего одна единственная пачка, слагающаяся пятью пластами от 0,08 до 0,4 м ющности.

Вопрос об увязке ее с заволжскими пачками решается следующими обстоельствами. Во-первых, в Каширских и Ундорских сланцах никогда не встреается *Virgatites virgatus*, но всегда только *P. Panderi*; это значит, что Ундорко-Кашпирская пачка отнюдь не может соответствовать первой верхней пче Заволжья. Во-вторых, так как низы зоны *P. Panderi* лишены здесь сланцев, о, очевидно, отпадают всякие сравнения с четвертой базальной пачкой и осаются возможными сопоставления либо со второй, либо с третьей заволжкими пачками. Следует, однако, иметь в виду, что третья заволжская пачка тличается гораздо большей изменчивостью сравнительно со второй, и что по аправлению с S на N – от Савельевки к Орловке она уже обнаруживает знаительное сокращение мощности, т. е. выклинивание. При этих условиях наиолее правильным представляется отождествление Ундорско-Кашпирской ачки именно со второй пачкой Заволжья.

Итак, имеющийся сейчас материал позволяет думать, что из четырех заолжских пачек при переходе к западу, на правый берег Волги, две нижние ыклиниваются, вторая сверху сохраняется и продолжается в Кашпирское и ндорское месторождения. Первая же выпадает из разреза в силу размыва – ще в верхнеюрское же время перед отложением пород зоны *Virgatites irgatus*.

Третья область обнимает собой район правобережья р. Суры, далее – Іодмосковный район, наконец, районы Костромской и Унженский. Здесь азмыв сланценосной толщи (частью еще юрский, перед трансгрессией эпохи *Virgatites virgatus*, частью – предмеловой) пошел глубже, так что от всей толци сохранялись иногда всего десятки сантиметров, в лучших случаях прослои о одного-полутора метров, и только в бассейне Унжи в качестве исключения о 3–4 м. И общие соображения и некоторые палеонтологические признаки аставляют относить развитые здесь сланцы к низам зоны *Perisphinctes anderi*, и считать их в этом отношении эквивалентными какой-либо из двух ижних пачек Общего Сырта, не предрешая заранее вопроса о том – какой менно. Палеонтологические указания имеются на этот счет: 1) из Подмосовной области, где были обнаружены, с одной стороны *Perisphinctes ijatschkowensis*, а с другой стороны – вообще перисфинкты бипликатового ипа, аналогичные тем, которые в Ундорско-Буинском районе встречаются в одсланцевой глине, т. е. как раз в низах зоны *Perisphinctec Panderi*; 2) из Унженского района, где М.И.Соколовым [1928] для сланцевой толщи указываются *Aucella rugosa, Auc. striatorugosa, Auc. obicuralis*, опять-таки постольку, оскольку сейчас известно, приуроченные к низам сланцевой толщи.

Наконец, последняя *четвертая область* охватывает бассейны рек Маломы, Собры, Вятки и Сысолы. Сланценосная толща в этом районе вновь достигает олного своего развития (в смысле сохранения) и в этом отношении может ыть сравниваема с толщей Заволжья, в частности Общего Сырта [Кассин, 925, 1928; Худяев, 1927,1928]. От последней области, однако, сланценосная олща значительно отличается тем, что в бассейнах упомянутых выше рек ланцевые прослои в низах зоны *Perisphinctes Panderi*, как правило, отсутствуют и приурочены исключительно к верхним частям этой зоны, а также – к изам зоны *Virgatites virgatus*. Такое положение сланцевых пачек Вятской обасти делает несомненным, что мы должны в дальнейшем сопоставлять их олько с двумя верхними пачками Заволжья, причем по современному состоянию знаний мы не в состоянии точно указать, соответствуют ли они тольо верхней, первой заволжской или же второй и первой вместе.

Таковы данные, касающиеся распределения сланцев в вертикальном разрезе в различных районах развития сланценосной толщи. Как видим, получающаяся картина не отличается желаемой степенью подробности. Тем не менее, на основании изложенного, можно отметить две важные особенности в распределении сланцев внутри сланценосной толщи. Во-первых, всюду, в любом районе мы с полной отчетливостью можем говорить не о случайном, беспорядочном расположении сланцев по вертикали, *но об определенной группировке их в некоторые горизонты, или пачки*, которые обладают очень большой устойчивостью и тянутся на большие пространства, несравненно *более крупные, чем отдельные слои*. Во-вторых, сланцеобразование хотя и шло с самого начала века *Perisphinctes Panderi* до начала века *Virgatites virgatus*, но и с точки зрения интенсивности этого процесса и с точки зрения пространственного размещения образующихся пачек картина отнюдь не оставалась постоянной, но претерпевала совершенно определенные изменения.

Если мы возьмем нижнюю половину зоны *Perisphinctes Panderi*, то окажется, что сланцы на этом уровне имеются: 1) на юге, в области Заволжья, где пачки этого возраста ограничиваются почти исключительно территорией палеозойского вала Заволжья, а также в районе Общего Сырта; 2) в средней части Нижневолжского бассейна, а именно на территории Подмосковного, Костромского и Унженского районов, а также по правобережью р. Суры. Между этими районами, с одной стороны (другими словами – на правобережье Волги, в Ундорско-Буинском и Сызранском районах), а также к югу (Прикаспийская впадина) и северу (Вятский район) от них шло отложение не сапропелитов, а обычного нормального осадка гемипелагического типа. Во вторую половину века *Perisphinctes Panderi* картина существенно меняется. Правда, мы не знаем, каковы в то время были условия в средних частях бассейна (Подмосковный район, реки Унжа, Сура), так как осадки, образовавшиеся в это время, до нас не сохранились. Но на остальной территории мы наблюдаем определенные изменения, заключающиеся в том, что образование сланцев *не только продолжается в прежних районах (Заволжье), но захватывает и новые места*. В связи с этим сланцы появляются, с одной стороны, на правобережье Волги (Ундоры – Кашпир), с другой – на севере: в бассейне рек Ломы, Вятки, Кобры и Сысолы.

Если мы прибавим к этому, что во всех перечисленных пунктах именно ко второй половине века приурочивалось отложение наиболее мощных и богатых органическим веществом сланцев, то можно будет со значительной долей вероятия принять, что на эпоху второй половины века *P. Panderi* и начала *V. virgatus* падает максимум сланцеобразования за все нижневолжское время.

Познакомившись с условиями залегания сланцев, можно перейти к описанию петрографических, химических и биологических особенностей их, а также и вмещающих их пород.

II. Петрографические, химические и палеонтологические особенности нижневолжских горючих сланцев

1

Нижневолжские горючие сланцы представляют собой образование весьма однообразное по внешним морфологическим признакам. В подавляющем большинстве случаев в свежем, не выветрелом состоянии – это темно-серая,

почти черная или же коричневая сланцеватая глинистая порода, плотная, в воде не размокающая, сравнительно легкая, деревянистая, в сухом виде более или менее легко загорающаяся от спички и резко пахнущая битумом.

При первом же знакомстве с горючими сланцами две черты их резко бросаются в глаза: обилие фауны и характерная пятнистость породы. Следы органических остатков в виде раковин или отпечатков аммонитов, пелеципод, гастропод, брахиопод и т. д. встречаются в сланцах всюду в огромном количестве, и, в сущности, почти невозможно выбить ни одного даже незначительного кусочка, на расколе которого не было бы признаков какой-либо органической формы. Следует заметить, однако, что в большинстве случаев раковины чрезвычайно утонены, а иногда от них сохраняется, в сущности, только тончайшая известковая пленка; в особенности это касается раковин *Orbiculoidea* maeotis и аммонитов; часто они кажутся точно нарисованными на породе тончайшей акварелью. Наоборот, белемниты, брахиоподы, частью пелециподы сохраняют свои раковины полностью, хотя обычно последние бывают раздавлены, расплющены, раздроблены и совершенно не поддаются извлечению из породы. Только сравнительно в очень редких случаях сланцы (вторично, в силу растворения и выщелачивания $CaCO_3$) оказываются лишенными органических остатков и тогда представляют собой однородный черный или коричневый кусок очень легкой деревянистой породы. Такая «безраковинная» разность известна мне по образцам, показанным И.К.Илларионовым из бассейна р. Свияги, и по собственным наблюдениям – с Общего Сырта (хут. Макаров).

Что касается «пятнистости» нижневолжских горючих сланцев, то она очень своеобразна и характерна для них не меньше, чем богатство фауной. Обычно пятна представляются в виде полос или лент, значительно более светлых, чем окружающая порода, около 1 см шириной и несколько (до 10–12) сантиметров длиной. Все эти полосы разбросаны на поверхности раскола в полном беспорядке, пересекают друг друга под любыми углами, то скучиваются, образуя как бы сплетение, то разрежаются, только изредка прорезывая общий темный фон породы. Иногда, – хотя и далеко не всегда, – можно наблюдать, как эти ленты, явственно дихотомически, ветвятся. Вероятно, именно эта дихотомия их в связи с общим «водорослеобразным» видом и послужила причиной того, что описываемые образования были приняты за «отпечатки фукоидов» и в таком виде фигурировали до сих пор в литературе [Розанов, 1918, 1926]. Легко убедиться, однако, что ничего общего с «фукоидами» эти образования не имеют. Так, внимательный осмотр убеждает прежде всего, что описанные образования совсем не отпечатки. Если разрубить сланец перпендикулярно «водоросли», то на поперечном сечении легко видеть, что такой «отпечаток» имеет совершенно осязаемую толщину, обычно в 1–2 мм, потому выглядит удлиненным овалом. Так как в действительности настоящие отпечатки толщины не могут иметь (у них есть только два измерения), то ясно совершенно, что наш отпечаток совсем не отпечаток, а какое-то иное образование. Изучая эти образования дальше, можно найти, что порода, их слагающая, в некоторых отношениях совершенно отлична от окружающей. Так, она содержит (по специальным определениям) значительно меньше С и, наоборот, значительно больше $CaCO_3$, т. е., другими словами, это тот же сланец, из которого как бы извлекли значительную часть органического вещества и обогатили углекислым кальцием. Замечательно, что последнее обстоятельство легко уловить и на глаз: в серой глине, образующей «водорослеобразные» ленты, явственно концентрируется мелкий раковинный детритус, который хотя в окружающей

породе и имеется, но в значительно меньшей степени[1].

Далее, в ряде случаев можно видеть, что «водорослеподобное» образование легко откалывается, отскакивает от вмещающей его породы в виде тонкой и длинной пластинки, явно представляя собою образование, чуждое по отношению к ней. Наконец, наблюдая достаточное количество разнообразно ориентированных «лент», мне удалось найти среди них такие, которые расположены не горизонтально, а под углом к горизонту и, наконец, даже вертикальные. Чрезвычайно любопытным при этом оказалось то, что поперечное сечение такого «образования» из вытянуто-овального превратилось в округло-овальное и, наконец, почти идеально круглое. Эти наблюдения показывают отчетливо, что «отпечатки фукоидов» в действительности являются отнюдь не отпечатками, а некоторыми цилиндрическими пустотами, как бы ходами, в самых разнообразных направлениях пересекающими сланец и выполненными какой-то иной породой, чем сам сланец. Если бы мы попробовали обсудить, что это могут быть за ходы, то самым вероятным оказалось бы, что это были ходы червей, в колоссальном изобилии живших в илу в момент накопления последнего. В пользу такого объяснения структуры сланца говорит то обстоятельство, что, во-первых, в современных морских условиях (Черное море, лиманы) илистый грунт с большим количеством разлагающегося органического вещества действительно дает приют массе мелких и крупных червей; во-вторых, что среди тогдашнего населения моллюсков, которое мы знаем, изучая фауну сланцев (см. ниже), нет родов, которые, насколько мы можем судить на основании сравнения с современностью, отличались бы такой способностью делать ходы; наконец, в-третьих, и размеры, и тип, и расположение таких ходов (в подавляющем большинстве близкое к горизонтальному) резко отличаются от того, что делают моллюски, ходы которых обычно и короче размерами и поставлены под крутым углом к горизонту. Таким образом, наблюдения над пятнистостью вскрывают характернейшую текстуру сланца: он состоит из неслоистого, но слежавшегося, спрессованного и потому сланцеватого, сильно обогащенного битумом и раковинными остатками ила, который весь изрешечен, пронизан сетью переплетающихся ходов червей (?), выполненных, по всей видимости (по крайней мере, отчасти) их копролитами. Из других макроскопических уловимых признаков породы необходимо, указать на некоторые минеральные новообразования, наблюдающиеся в сланце. В свежих невыветреных образцах эти новообразования сводятся, в сущности, к двум видам: сернистому железу и $CaCO_3$. Первый из них встречается в двух формах. Это, во-первых, длинные лепешкообразные конкреции неправильных очертаний в самом сланце (здесь FeS_2 находится едва ли не в форме марказита), а, во-вторых, псевдоморфозы по раковинам, обращающие порой всю раковинную банку в красиво поблескивающие (желтоватым цветом) пиритовые корочки. Должно сказать, однако, что этот макроскопический пирит не пользуется широким распространением и количественно, несомненно, уступает микроскопическому пириту, о котором говорится ниже.

[1] Так, содержание С и $CaCO_3$ в сланце и в ходах для трех типичных проб выражается следующими цифрами (в процентах):

	С в сланце	С в ходах	$CaCO_3$ в сланце	$CaCO_3$ в ходах
Кашпир, пласт II	13,20	3,84	10,20	21,29
Ундоры, пласт III	12,45	3,45	17,64	27,64
Общий Сырт, пласт II	24,86	4,21	21,68	48,84

Новообразования $CaCO_3$ в сланце весьма оригинальны. Они представляют собой продолговатые цилиндрические тела размерами до 2 см по большой оси и до 0,5 см перпендикулярно ей. Образующее их вещество заметно отличается от вмещающей породы своим светло-шоколадным цветом. При погружении в 10%-ную HCl части такой конкреции она начинает первое время очень интенсивно выделять CO_2 со всей поверхности кусочка, указывая тем самым на то, что главная масса материала ее состоит из $CaCO_3$. *Сохраняя свою форму* полностью, конкреция начинает выделять CO_2 только со своего переднего и заднего концов, где есть свежая поверхность разлома, и только с некоторых частей боковой поверхности. По окончании растворения $CaCO_3$ от конкреции остается почти цельная цилиндрическая пленочка, темно-бурого, почти черного цвета. Одновременно с растворением конкреции раствор окрашивается в коричневато-бурый цвет, что зависит от наличия мельчайше распыленных частичек того же бурого вещества.

Для дальнейшего исследования бурая масса помещалась в тигель и прокаливалась. При этом бурая окраска исчезала нацело, а в тигельке оставались серые, довольно неплотные комочки (зерна), в HCl не растворяющиеся. Эти пробы показывают, что, хотя главная масса конкреции и состоит из $CaCO_3$, но конкреция включает в себя, кроме того, и некоторую долю органических веществ (бурая окраска, уничтожающаяся при прокаливании).

Таковы минеральные новообразования в свежих, невыветреных образцах. При выветривании число и разнообразие их возрастают. Не входя в подробное описание, отметим только, что минералы, возникающие при выветривании горючих сланцев, совершенно укладываются в ту общую схему вторичных минералогических новообразований, какая дана покойным Самойловым для глин [Самойлов, 1928].

Так, мы наблюдаем в сланцах, прежде всего $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ либо в виде крупных стеклянно-прозрачных, или слегка мутных, загрязненных кристаллов, располагающихся по трещинам, либо в виде белой мучнистой присыпки. Далее – обильные пятна $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$. Наконец, в сильно выветрелых разностях – серно-желтую пудру ярозита.

Изучение под микроскопом прозрачных шлифов позволяет глубже заглянуть во внутреннее строение сланцев. При этом оказывается, что в составе их можно, вслед за М.Д.Залесским, давшим первое обстоятельное описание микроскопии сланца [Залесский, 1928], различить два хорошо выделяемых компонента: 1) органическое вещество, образующее главную массу породы; 2) разнообразные тела, включенные в органическое вещество и играющие всегда подчиненную роль.

Органическое вещество, образующее основу породы, представляет светло-желтую или коричневато-желтую массу, которая состоит из накопления горизонтально залегающих, неясно очерченных и слабо выраженных более или менее линзовидных хлопьев, к центру более темных, к периферии светлеющих и как бы расплывающихся. Благодаря однообразному горизонтальному залеганию хлопьев создается, на первый взгляд, видимость тончайшей слоистости, которая в действительности отсутствует, так как в натуре хлопья не образуют непрерывных прослеживающихся образований и, кроме того, между этими слоями отсутствует слоеобразно же залегающий инородный материал, комбинация которого с органическими слоями и дала бы настоящую слоистость. Мне кажется поэтому необходимым выделить наблюдающуюся текстуру в особый тип текстур, который можно было бы назвать пленчатым или хлопьевидным.

Применение больших увеличений (до 500) позволяет глубже заглянуть во внутреннюю структуру органического вещества. При этом оказывается, что

центральные уплотненные части хлопьев обычно сохраняют свою гомогенность; на периферии же, где плотность меньше, становится возможным обнаружить более сложную структуру. В этих периферических частях на фоне гомогенного вещества вскрываются многочисленные мельчайшие гранулы, которые при подвижках тубуса вверх и вниз то появляются, то исчезают, свидетельствуя, что такие гранулы располагаются по всей толщине шлифа. При скрещенных николях гранулы, как и гомогенное вещество, гаснут, что и указывает на их одинаковую химическую породу.

Можно думать, что эти гранулы входят и в центральные части хлопьев, но только не заметны там из-за большей плотности этих участков.

Таким образом, можно принять, что органическое вещество вообще состоит из накопления мельчайших органических зерен, спаянных аморфным, гомогенным же органическим цементом.

На фоне органического вещества выступают различные включения. На них наиболее часто встречается кальцит. Формы его довольно однообразны. Это – либо отдельные мельчайшие зернышки, либо мелкие перекристаллизованные обломки самых неправильных очертаний. Количество их варьирует от очень незначительного до сравнительно большого. При скрещенных николях, когда органическое вещество погасло, радужные пятна кальцита поэтому то светят одинокими точками, то сияют целыми гнездами и кучками.

Вторую категорию тел, включенных в органическое вещество, образуют остатки организмов растительного и животного происхождения. Из них мне удалось наблюдать только разрезы раковин фораминифер и споры в виде продолговатых линзовидных образований со следами полости посредине. Замечательно полное отсутствие в шлифах узнаваемых остатков раковин тех многочисленных форм животных, какие прекрасно видны на сланце макроскопически. Это стоит, несомненно, в связи с тем, что, как было уже отмечено выше, подавляющая масса раковин истончена, растворена и сведена почти к отпечаткам. М.Д.Залесский [1928] упоминает еще о ряде образований в сланце, которые в моих шлифах либо отсутствуют, либо не были узнаны. «Из остатков растительного происхождения, – пишет он, – обнаружены нередко встречающиеся обрывки тканей, особенно много их в виде трухи. Остатки сильно измененные, побуревшие; из узнаваемых обрывков тканей нередки части трахеид». Далее, им установлено наличие водорослей из родов *Oscillatoria* и *Pediastrum*. Наконец, «несомненно, к водорослям надо отнести нити, обнаруженные в студенистой массе препарата сланца из Кашпирского рудника, пласт II. Эти нитчатые водоросли могли быть зелеными нитчатками или синезелеными, близкими к современным осцилляториям. Решить этот вопрос не представляется возможным». К остаткам животной жизни надо отнести те ходы, которые обнаружены были в слизистой массе оранжево-желтого цвета...

Находящиеся в ходах шаровидные тельца могут быть приняты за яички. Вероятно, остатками животной жизни надо также признать небольшие, – иногда большие, – оранжевые массы лепешковидной формы. По сходству их с такими же образованиями в богхедах и горючих сланцах, описанных Ch. Bertrand'ом, надо признать их за копролиты, за которые подобные тельца признаются этим ученым. В нижневолжском горючем сланце они резко бросаются в глаза только при более значительной величине, так как при небольших размерах своих трудноотличимы от обычных комочков геля. К числу интересных находок в нижневолжском горючем сланце надо отнести членистые тела, в которых можно видеть членистых червей из группы щетинконогих малощетинковых (*Oligochaetae*) или, быть может, членистых личинок насекомых (?–*Н.С.*)».

Из других образований, наблюденных в шлифе, нужно упомянуть о мелких остроугольных зернах кварца (размерами 0,01–0,15 мм), редких зернах глауконита, обычно более крупных, чем зерна кварца, наконец, о сернистом железе. Последнее встречается в двух формах. Во-первых, в виде заполнений пустот раковин фораминифер. Во-вторых, в виде мелких идеально округленных зернышек, то одиночных, то сливающихся в конкреции размерами в 0,01 – 0,02 мм. Заметим, что эта вторая форма распространена не везде равномерно. Так, например, в шлифах из пласта II (пачка первая) Общего Сырта описываемая точечная разность крайне редка, и вообще сернистого железа очень мало. Наоборот, в шлифах из Кашпирского и Ундорского месторождений микроскопические шарики его чрезвычайно обильны и, так сказать, насыщают шлиф. Любопытно при этом, что никакой приуроченности к отдельным хлопьям или центральным частям их шарики не обнаруживают, но распределяются совершенно независимо от сгущений и разрежений органического вещества.

Чтобы закончить характеристику микроструктуры породы, остается сказать, что перечисленные выше образования даже в том случае, если их в шлифе много, никогда не образуют никакого слоеобразного расположения. Все они включены в породу беспорядочно и как бы «висят» в ней.

2

Из предыдущего следует, что в образовании нижневолжских сланцев как породы принимают участие четыре явственно различимых компонента, а именно: терригенный, обломочный материал, карбонат кальция (возможно и магния), органическое вещество и, наконец, минеральные новообразования, представленные единственной почти формой – сернистым железом. При изучении горючих сланцев невозможно, конечно, ограничиться только качественно констатацией такого состава, но необходимо подвергнуть его и количественному изучению. Наиболее удобным путем для этого будет количественное химическое определение каждого из указанных компонентов. Что касается методики, применявшейся при этом, то она очень проста.

Наиболее легким является определение карбонатов. Здесь возможно идти двумя путями: либо определяя CaO + MgO в слабой солянокислой вытяжке, либо определяя CO_2 – в аппарате Кноппа – и потом перечисляя на $CaCO_3$. Нами был выбран этот последний путь как наиболее быстрый и удобный.

Перечисляя полученное количество CO_2 на $CaCO_3$, мы, конечно, совершаем некоторую ошибку и качественно и количественно, потому что в минеральных остатках, конечно, кроме $CaCO_3$ встречается еще $MgCO_3$. Ошибка эта, однако, совершенно ничтожна, ибо, как показали специальные определения, содержание $MgCO_3$ обычно незначительно[1].

Несколько сложнее обстоит дело с определением количества органического вещества, заключенного в породе. Наиболее правильным путем было бы производство для каждой пробы элементарного анализа, т.е. определение C, H, O, N, S. Дороговизна подобного рода определений заставляет, однако, искать

[1] По данным лаборатории НГРИ, имеются следующие соотношения $CaCO_3$ и $MgCO_3$ (в процентах):

	$CaCO_3$	$MgCO_3$
Кашпир, слой 1-й	31.88	Следы
Ундоры, пласт II	29,69	0,74
Общий Сырт	18,18	2,18

других, более простых и доступных путей. Таких путей, собственно, два. Первый из них заключается в том, чтобы, проделав ряд элементарных анализов, определить коэффициент перехода от углерода ко всей массе органического вещества и в дальнейшем вести определение только одного углерода, каждый раз пересчитывая его на органическое вещество. Благодаря любезности Н.М. Попова, а также литературным данным, в моих руках имеется 13 полных анализов и таким образом мы можем вывести нужный нам коэффициент. Не приводя этих анализов здесь, – это сделано несколько ниже, – укажу только, что полученные значения переходного коэффициента колеблются от 1,40 до 1,60, в среднем же 1,50. Несомненно, применяя этот коэффициент, мы в каждом частном случае делаем некоторую ошибку. Нужно иметь в виду, однако, что: 1) ошибка эта невелика и обычно не будет превосходить 10–15% от общего количества органического вещества; 2) что при массовых анализах ошибки эти уравновесят друг друга и полученная картина будет близко передавать действительность. Другой путь значительно проще. Проба, высушенная при 100°С, прокаливается, определяется потеря; затем эта потеря поправляется вычитанием CO_2, специально определенного, и остаток рассматривается как приближенное содержание в породе органического вещества. Что такой прием возможен, вытекает из того обстоятельства, что в наших условиях потеря при прокаливании может состоять только из CO_2 и органического вещества. Правда, здесь участвует еще и вода, которую нельзя изгнать указанным выше высушиванием, но количество последней незначительно, а значит, *при массовых наблюдениях* она не может оказать вредного действия. В дальнейшем мы будем пользоваться и тем и другим путем.

Способы выделения минеральных новообразований также просты. Как мы знаем, в сланце (если брать достаточно свежие образцы) минеральные новообразования чрезвычайно однообразны, и сводятся, в конечном счете, к трем телам: сернистому железу, гипсу и глауконите, причем последний играет по сравнению со вторым исчезающе малую роль. Таким образом, количественное определение минеральных новообразований можно свести к определению сульфатной и сульфидной серы и к соответствующим пересчетам. Эта методика и была принята. Что же касается количественного определения терригенной части, то за характеристику ее принимался остаток от прокаливания за вычетом CaO.

Возможность такого приема вытекает из того, что минеральные новообразования, определенные по изложенному выше методу, оказываются количественно незначительными (не свыше 3–4%). Данные, полученные изложенной методикой, выраженные в процентах, собраны в таблицах 1–3.

Изучая данные приведенных анализов, можно сделать несколько не безынтересных выводов и наблюдений.

Если исключить нижние IV, V и VI пласты разреза у с. Кашпир, которые правильнее назвать битуминозною глиною, то окажется, что количество органического вещества в сланцах варьирует чрезвычайно сильно, начиная от 11–14% до 50–54% как максимум. Наибольшим распространением при этом пользуются сланцы с относительно низким содержанием органического вещества от 14 до 30%. Следует отметить, однако, что и более высокие значения органического вещества, от 40 до 50%, встречаются отнюдь не как исключение. Сланцы с таким именно содержанием его образуют верхний пласт у Кашпира, низы первой пачки (2-й слой) на Общем Сырте (север и юг), наконец, встречаются в третьей пачке на юге Общего Сырта (Солянка, Таловка). Эти максимальные значения органического вещества очень любопытны. Если мы припомним, что класс углей по современным представлениям [Стадников, 1932а] начинается, как только содержание органических веществ достигнет (и превы-

Таблица 1. Сланцы Общего Сырта

Местонахождение образца	Влажность	CO_2	$CaCO_3$	C	Органическое вещество	Терригенный материал	Примечание
С. Сергеевка							
Первая пачка							
1 слой (средняя проба)	3,50	7,34	16,66	9,51	13,76	69,58	Данные И.С. Забнина, обработанные согласно изложенн. методике
II пл. Первая (средн. проба)	12,13	1,66	3,76	33,56	50,24	40,3	
II пл. Вторая (средн. проба)	8,35	15,99	36,30	33,22	49,81	18,56	
II пл. Третья (средн. проба)	7,18	7,88	17,88	32,91	49,37	31,67	
Вторая пачка							
III пл. Первая (средн. проба)	5,63	8,97	20,36	12,46	18,69	60,14	
III пл. Вторая (средн. проба)	7,53	8,05	18,27	11,90	17,85	62,44	
III пл. Третья (средн. проба)	5,68	10,60	24,06	13,51	20,26	56,48	
Четвертая пачка							
IV пл. Первая (средн. проба)	5,40	14,28	32,41	11,96	17,94	52,41	
IV пл. Вторая (средн. проба)	4,20	1,98	4,49	17,62	26,43	65,86	
Хут. Макаров							По данным Кацаурова
Первая пачка							
2 сл. Первая (средн. проба)	14,16	2,43	5,51	33,49	50,23	41,41	Сев-вост. часть
2 сл. Вторая (средн. проба)	7,40	4,81	9,71	–	54,70	35,59	Вост. часть
2 сл. Третья (средн. проба)	6,76	5,26	11,93	–	41,80	46,28	Юго-вост. часть
2 сл. Четвертая (средн. проба)	10,23	2,71	6,15	–	38,89	54,97	Сев-зап. часть
2 сл. Пятая (средн. проба)	14,12	2,81	6,37	–	50,85	42,18	Зап. часть
2 сл. Шестая (средн. проба)	1,93	9,55	21,67	–	38,70	39,63	Юго-зап. часть
Генеральная проба этого же пласта	11,26	3,18	7,21	32,87	49,30	41,20	
Первая пачка							
Первая проба	4,78	9,78	22,20	–	22,57	55,23	Сев-вост. уч.
Вторая проба	4,56	6,58	15,54	–	21,68	62,78	Вост. уч.
Третья проба	5,27	8,47	19,16	–	22,16	58,68	Юго-вост. уч.
Четвертая проба	5,22	7,89	17,91	–	20,32	61,77	Сев-зап. уч.
Пятая проба	6,28	6,48	14,70	–	21,73	64,10	Зап. уч.
Шестая проба	2,70	10,40	23,60	–	21,71	54,59	Юго-зап. уч.
Генеральная проба	5,66	6,91	15,68	13,51	20,21	62,65	
Третья пачка – нижний надфосфоритовый горизонт, генеральная проба	5,85	11,34	25,74	12,74	19,11	53,30	
Юг Общего Сырта, Солянка, Таловка							Данные Н.М.Попова
Дудка 4, пл.I	5,00	7,28	16,52	19,1	27,98	55,50	Вторая пачка
Шурф 10, пл.II	7,25	7,25	16,48	22,0	31.27	52,25	Вторая пачка
Шурф 17, пл.I	7,69	6,85	6,85	34,81	48,43	36,52	Первая пачка
Дудка 20, пл.III	4,74	7,08	16,07	24,38	35,15	48,77	Третья пачка
Шурф 22, пл.I	4,89	8,01	18,18	27,39	45,49	41,33	Третья пачка
Шурф 22, пл.I	4,59	7,88	17,88	–	47,23	34,89	Третья пачка
Дудка 36	9,21	6,68	15,16	25,97	36,57	48,26	Третья пачка
Савельевка							
Скв.1, сл.51а	3,26	–	–	4,53	6,80	–	
Скв.1, сл.52б	4,02	10,43	23,67	–	28	48,00	Вторая пачка
Скв.1, сл.38	3,20	7,60	17,20	–	–	69,14	
Скв.1, сл.39	4,05	–	–	–	–	–	
Скв.1, сл.47	2,77	10,39	23,60	–	25	51,28	Вторая пачка

Таблица 2. Сланцы Кашпира

Местонахождение образца	Влажность	CO_2	$CaCO_3$	C	Органическое вещество	Терригенный материал (потеря от прокаливания CaO)	Примечание
Слой 1-й							
Верх (скв.7)	3,38	16,74	37,99	–	около 30	29,61	
Низ (скв.11)	4,10	15,22	34,54	–	около 35	26,08	
Слой 2-й							
Скв. 11	4,17	7,80	17,70	–	около 39	39,72	
Скв.7	4,77	7,52	16,77	–	около 44	38,03	
Слой 3-й							
Скв.7	5,00	6,60	14,98	–	около 29	51,89	
Скв.11	5,31	8,11	18,40	–	около 42	34,62	
Слой 4-й							
Скв.11 (верх)	3,22	19,30	43,81	–	около 15	37,69	
Скв.11 (середина)	4,72	10,53	23,90	–	около 6	66,63	
Скв.11 (низ)	5,08	16,92	15,70	–	около 6	74,36	
Слой 5-й	4,65	7,1	16,11	–	около 4	74,94	
Слой 6-й							
Скв.11	4,31	6,67	15,14	–	около 4	74,66	Данные Вайполина
Без указания слоя, вероятно 1-й	8,35	–	–	40,94	около 61	–	
Без указания слоя, вероятно 2–3-й	16,68	6,93	14,82	25,10	37,6	39,61	Анализы Саратовского университета
Без указания слоя, вероятно 2–3-й	11,13	10,88	24,69	14,50	21,7	49,17	Анализы Саратовского университета
Без указания слоя, вероятно 2–3-й	–	5,60	12,71	25,41	42,49	44,80	Анализы Саратовского университета
Без указания слоя, вероятно 2–3-й	–	5,00	11,35	21,47	35,00	53,65	Анализы Саратовского университета

сит) 60%, то окажется, что нижневолжские сланцы образуют почти всю гамму постепенных переходов от обычного морского осадка к настоящим углям.

Соответственно с колебаниями в содержании органических веществ и остальные два существенных компонента осадка испытывают значительные изменения в количестве. Так, содержание $CaCO_3$ изменяется от 3,76 до 43,81%, хотя в огромном большинстве случаев колеблется между 10 и 20%. Количество обломочного материала изменяется от 18,56, как минимум, до 65%, как максимум, причем наиболее часто встречаются значения от 40 до 60%.

Несмотря на описанную большую изменчивость компонентов, входящих в состав сланцев, все же одна основная черта нижневолжских сланцев выступает совершенно отчетливо: это настоящие пелиты, основную массу которых всегда составляет либо один обломочный материал, либо обломочный материал вместе с органическим веществом, и в которых карбонаты всегда и неизменно играют весьма подчиненную роль. В этом – основное отличие нижневолжских сланцев от палеозойских морских битуминозных пород, которые, наоборот, всегда бывают (по крайней мере на территории Союза) прежде все-

Таблица 3. Сланцы Ундор

Местонахождение образца	Влажность	CO_2	$CaCO_3$	Органическое вещество	Терригенный материал
Дудка 17					
I пласт	6,53	7,12	6,16	13	64,63
II пласт	7,91	0,84	1,90	44	45,19
III пласт	3,83	10,89	21,72	12	59,62
IV пласт	–	–	–	–	–
V пласт	–	–	–	–	–
VI пласт	4,19	6,69	15,20	около 18	62,39
Дудка 19					
I пласт	8,12	4,73	10,73	38	44,00
II пласт	4,96	11,84	26,87	22	46,36
III пласт	4,70	13,22	30,00	16	48,85
IV пласт	3,72	14,12	31,62	около 20	44,80
V пласт	3,79	14,30	32,46	около 20	43,92
VI пласт	–	–	–	–	–

го карбонатными образованиями, с той или иной примесью пелитового и органического материала.

Что касается содержания минеральных новообразований, то оно, в общем, очень невелико и, вместе с тем, весьма изменчиво.

В нашем распоряжении имеются 10 серий определений, дающих в процентах следующую картину:

Местонахождение образца	S (сульфат)	$CaSO_3$	S (сульфид)	FeS_2	Примечание
Хут. Макаров					
Генеральная проба II пласта первой пачки	0,76	3,23	0,73	1,39	
То же для второй пачки	0,02	0,085	0,026	0,048	
С.Сергеевка					
Индивидуальные пробы II пласта первой пачки	0,09–0,75	0,38–3,18	0,40–1,13	0,72–2,12	6 проб
Ундоры, пласт II	0,32	1,38	0,28	0,53	
Кашпир	0,16	0,69	0,06	0,11	

Таковы данные об общем составе нижневолжских горючих сланцев. Так как эта порода, как видим, часто чрезвычайно обогащена органическим веществом, то совершенно естественно попытаться дать более конкретную качественную характеристику этому органическому веществу. К сожалению, в нашем распоряжении не имелось возможностей для углубленной работы в этом направлении, и потому дальнейшее лишь в незначительной мере представляет новые материалы, полученные в битумной лаборатории НГРИ, руководимой В.Г.Пуцилло, в основном же является сводкой уже имеющихся, но разрозненных химических данных.

Первым вопросом при качественной характеристике органического вещества является вопрос об элементарном составе его, в особенности о соотношениях С и Н.

Проф. Раковский [1929] дает следующие цифры элементарного состава органического вещества по отношению к самой массе его. Пробы происходят, по-видимому, из II пласта первой пачки Общего Сырта, который собственно и является промышленным. (Результаты анализов даются в процентах.)

Местонахождение пробы	Органическая масса вещества	C	H	N	S	O
Шурф 22, сл. 2-й, техн. Проба	40,49	63,39	7,84	1,20	7,36	20,25
Шурф X, сл. 2-й	31,27	62,60	8,92	1,21	7,30	19,97
Дер. Ильясово, II пласт	54,64	63,12	7,69	1,13	7,60	–
Шурф 17, сл. 1-й	48,43	63,18	7,93	1,15	7,95	21,37
Место взятие пробы неизвестно	24,98	62,24	8,81	1,49	6,10	21,36

К этим данным можно присоединить три анализа Орлова [Орлов и др., 1932] для буинских сланцев, давших в процентах такие результаты:

Слой	В органической массе	
	C	H
Вурнарский	61,60	7,41
Буинский	61,27	7,34
Норваш-шигалинский	60,92	7,26

В литературе имеется целый ряд еще и других элементарных анализов нижневолжских сланцев [Попов, Горяинов, 1932; Попов, 1932; Архангельский, 1920; Розанов, 1912, 1926]. Следует заметить, однако, что все значения C, H, N, S, O даны в них по отношению к породе (O, конечно, по разности). И так как пересчет этих цифр на органическое вещество чрезвычайно затруднен и становится неопределенным, если количество последнего в целом не определялось специально, то естественно сами анализы делаются несравнимыми с вышеприведенными цифрами и, следовательно, теряют интерес и смысл. Поэтому в суждении о составе органической массы мы должны ограничиться только вышеприведенными данными.

Конечно, строить большие заключения на таком небольшом материале очень трудно, но некоторые черты в этом материале отметить все же можно.

Так, необходимо, прежде всего, указать на значительное однообразие состава органической массы сланца, которая одна и та же не только для территории Общего Сырта, но и для чрезвычайно удаленного от нее района чувашских сланцев. Вместе с этой однообразностью бросается в глаза и значительное своеобразие органической массы нижневолжских сланцев, которые резко выделяются среди других родственных категорий каустобиолитов (торф, бурый уголь, каменный уголь и пр.). Для того чтобы сравнение было нагляднее, приведем некоторые цифры. В «Химии угля» Т.Л.Стадникова [1932б] мы найдем, например, такие значения (в процентах):

Сапропелитовые образования (балхашит, куронгит, мезозойские богхеды)	C	H	N	S	O
	73,76–79,7	8,9–12	0,1–2,6	0,6–1,24	7,5–13,74
			O+N+S		
Бурые угли	67–78	5	27,9–17		
Каменные угли	80–91	5	15–4,5		

Сравнение этой таблицы с предыдущей обнаруживает действительно, что нижневолжские сланцы обладают своеобразным составом органической массы и не подходят ни под одну категорию каустобиолитов. Что касается сравнения с другими сланцами территории Союза, то оно невозможно за отсутствием нужного материала. Однако и в этом направлении, по-видимому, имеются значительные различия. В качестве доказательства укажу на давно известное отличие нижневолжских сланцев от кукерситов, например, заключающееся в несравненно более высоком содержании в них органической серы.

Таблица 3. Сланцы Ундор

Местонахождение образца	Влажность	CO_2	$CaCO_3$	Органическое вещество	Терригенный материал
Дудка 17					
I пласт	6,53	7,12	6,16	13	64,63
II пласт	7,91	0,84	1,90	44	45,19
III пласт	3,83	10,89	21,72	12	59,62
IV пласт	–	–	–	–	–
V пласт	–	–	–	–	–
VI пласт	4,19	6,69	15,20	около 18	62,39
Дудка 19					
I пласт	8,12	4,73	10,73	38	44,00
II пласт	4,96	11,84	26,87	22	46,36
III пласт	4,70	13,22	30,00	16	48,85
IV пласт	3,72	14,12	31,62	около 20	44,80
V пласт	3,79	14,30	32,46	около 20	43,92
VI пласт	–	–	–	–	–

го карбонатными образованиями, с той или иной примесью пелитового и органического материала.

Что касается содержания минеральных новообразований, то оно, в общем, очень невелико и, вместе с тем, весьма изменчиво.

В нашем распоряжении имеются 10 серий определений, дающих в процентах следующую картину:

Местонахождение образца	S (сульфат)	$CaSO_3$	S (сульфид)	FeS_2	Примечание
Хут. Макаров					
Генеральная проба II пласта первой пачки	0,76	3,23	0,73	1,39	
То же для второй пачки	0,02	0,085	0,026	0,048	
С.Сергеевка					
Индивидуальные пробы II пласта первой пачки	0,09–0,75	0,38–3,18	0,40–1,13	0,72–2,12	6 проб
Ундоры, пласт II	0,32	1,38	0,28	0,53	
Кашпир	0,16	0,69	0,06	0,11	

Таковы данные об общем составе нижневолжских горючих сланцев. Так как эта порода, как видим, часто чрезвычайно обогащена органическим веществом, то совершенно естественно попытаться дать более конкретную качественную характеристику этому органическому веществу. К сожалению, в нашем распоряжении не имелось возможностей для углубленной работы в этом направлении, и потому дальнейшее лишь в незначительной мере представляет новые материалы, полученные в битумной лаборатории НГРИ, руководимой В.Г.Пуцилло, в основном же является сводкой уже имеющихся, но разрозненных химических данных.

Первым вопросом при качественной характеристике органического вещества является вопрос об элементарном составе его, в особенности о соотношениях C и H.

Проф. Раковский [1929] дает следующие цифры элементарного состава органического вещества по отношению к самой массе его. Пробы происходят, по-видимому, из II пласта первой пачки Общего Сырта, который собственно и является промышленным. (Результаты анализов даются в процентах.)

Местонахождение пробы	Органическая масса вещества	C	H	N	S	O
Шурф 22, сл. 2-й, техн. Проба	40,49	63,39	7,84	1,20	7,36	20,25
Шурф X, сл. 2-й	31,27	62,60	8,92	1,21	7,30	19,97
Дер. Ильясово, II пласт	54,64	63,12	7,69	1,13	7,60	–
Шурф 17, сл. 1-й	48,43	63,18	7,93	1,15	7,95	21,37
Место взятие пробы неизвестно	24,98	62,24	8,81	1,49	6,10	21,36

К этим данным можно присоединить три анализа Орлова [Орлов и др., 1932] для буинских сланцев, давших в процентах такие результаты:

Слой	В органической массе	
	C	H
Вурнарский	61,60	7,41
Буинский	61,27	7,34
Норваш-шигалинский	60,92	7,26

В литературе имеется целый ряд еще и других элементарных анализов нижневолжских сланцев [Попов, Горяинов, 1932; Попов, 1932; Архангельский, 1920; Розанов, 1912, 1926]. Следует заметить, однако, что все значения C, H, N, S, O даны в них по отношению к породе (O, конечно, по разности). И так как пересчет этих цифр на органическое вещество чрезвычайно затруднен и становится неопределенным, если количество последнего в целом не определялось специально, то естественно сами анализы делаются несравнимыми с вышеприведенными цифрами и, следовательно, теряют интерес и смысл. Поэтому в суждении о составе органической массы мы должны ограничиться только вышеприведенными данными.

Конечно, строить большие заключения на таком небольшом материале очень трудно, но некоторые черты в этом материале отметить все же можно.

Так, необходимо, прежде всего, указать на значительное однообразие состава органической массы сланца, которая одна и та же не только для территории Общего Сырта, но и для чрезвычайно удаленного от нее района чувашских сланцев. Вместе с этой однообразностью бросается в глаза и значительное своеобразие органической массы нижневолжских сланцев, которые резко выделяются среди других родственных категорий каустобиолитов (торф, бурый уголь, каменный уголь и пр.). Для того чтобы сравнение было нагляднее, приведем некоторые цифры. В «Химии угля» Т.Л.Стадникова [1932б] мы найдем, например, такие значения (в процентах):

Сапропелитовые образования (балхашит, куронгит, мезозойские богхеды)	C	H	N	S	O
	73,76–79,7	8,9–12	0,1–2,6	0,6–1,24	7,5–13,74
			O+N+S		
Бурые угли	67–78	5	27,9–17		
Каменные угли	80–91	5	15–4,5		

Сравнение этой таблицы с предыдущей обнаруживает действительно, что нижневолжские сланцы обладают своеобразным составом органической массы и не подходят ни под одну категорию каустобиолитов. Что касается сравнения с другими сланцами территории Союза, то оно невозможно за отсутствием нужного материала. Однако и в этом направлении, по-видимому, имеются значительные различия. В качестве доказательства укажу на давно известное отличие нижневолжских сланцев от кукерситов, например, заключающееся в несравненно более высоком содержании в них органической серы.

Итак, органическое вещество нижневолжских сланцев по своему элементарному составу, по-видимому, значительно отлично от других сходных образований. Это его первая особенность. Вторая заключается в чрезвычайной стойкости по отношению ко всевозможным растворителям – органическим и неорганическим. В качестве доказательства можно привести следующие цифры спиртобензольной и щелочной вытяжек (лаборатория НГРИ):

Местонахождение образца	Спиртобензольная вытяжка		
	От породы (в %)		От органич. вещества
	Битум А	Битум С	Битум А+ Битум С
Кашпир, сл. 1-й	1,58	0,86	6,1
Ундоры, пл. II	3,76	3,10	9,6
Общий Сырт (хут. Макаров), пл. II	2,51	1,72	6,7

Местонахождение образца	Щелочная вытяжка	
	От породы (в %)	От органич. вещества (в%)
Кашпир	0,12	0,3
Ундоры	0,42	0,56
Общий Сырт	0,88	1,4(?)

По данным Орлова, чувашские сланцы давали также очень незначительные цифры экстракта. Так, бензол извлекает 3%, сероуглерод – 0,8%, хлороформ – 2,0%, петролейный эфир – 0,05% (от породы).

В этом отношении органическое вещество нижневолжских сланцев опять-таки отлично от вещества углей всякого рода, которые, как известно, бывают обычно податливее либо в одном, либо в другом направлении. Так, по данным Стадникова, спиртобензольная вытяжка у богхедов доходит до 5–8%, у бурых углей – от 6–7 до 23%, у каменных – в зависимости от месторождения, – от 9,5 до 0,5%. «С водной щелочью, – пишет тот же автор, – реагируют различные торфа, из которых удается извлечь 35–60% гуминовых кислот, и бурые угли, из которых одни сполна растворяются в щелочи..., а другие лишь отчасти. Каменные угли не содержат гуминовых кислот и поэтому не реагируют с водным раствором щелочи» [Стадников, 1932а]. Наоборот, в сравнении с другими горючими сланцами изучаемый объект достаточно однотипен, так как кукерист, например, по данным Фокина [1913], также оказывается чрезвычайно стойким по отношению ко всевозможным растворителям, а по данным Раковского [1929], это вообще типично для всех битуминозных сланцев.

Химический состав экстрагированных веществ еще не подвергся изучению. Отметим только, что Н.А.Орлову с сотрудниками удалось установить в спиртовой вытяжке чувашских сланцев наличие хлорофилла. «При исследовании спиртобензольных экстрактов чувашских сланцев спектрокомпаратором, – пишет он, – авторы могли установить наличие характерных полос поглощения хлорофилла, совпадающих по положению с полосами хлорофилльных экстрактов свежих растений» [Орлов и др., 1932].

Третья характерная черта органической массы нижневолжских сланцев – это значительная неустойчивость при сухой перегонке, благодаря чему при этом процессе происходит улетучивание большей части органической массы и лишь меньшая доля ее остается в полукоксе. Для иллюстрации этого можно привести следующие цифры сухой перегонки общесыртовских горючих сланцев, даваемые Челинцевым.

При нагревании в электрической печи с медленным поднятием температуры с 250 до 550°С в течение 4 часов получаются (в процентах) следующие продукты перегонки, считая на абсолютно сухой сланец:

Местонахождение образца	Зольность средняя	Смола средняя	Газ средний	Кокс средний	Пирогенная вода	Примечание
Савельевский район	60,4	7,5	6,4	20,84	3,5	8 определений
Общий Сырт, район Солянки	44,1	11,6	16,4	21,1	6,7	5 определений
Общий Сырт, район Каменки	60,3	8,21	9,5	16,1	5,7	7 определений

«Из приведенных данных, – пишет Челинцев, – можно видеть, что кероген при перегонке распадается приблизительно таким образом, что дает 1 ч. смолы, 1 ч. газа и 1,5 ч. кокса», т. е. от всего органического вещества сланцев в жидкие продукты переходит всего 25–30%, а всего улетучивается около 57–60%. Такие же цифры, примерно, даются Стадниковым для кашпирских сланцев, у которых «при перегонке во вращающейся реторте Фишера в лучшем случае выход смолы составляет 15% на сухое вещество или в пересчете на органическую массу – 27,9% [Стадников, 1932а].

Необходимо отметить, что эта особенность нижневолжских сланцев, в противоположность ранее разобранным, наоборот, близко роднит их с другими каустобиолитами, в частности углями, где содержание летучих колеблется от нескольких процентов до 60 и даже выше.

При таком богатстве летучими представляет большой интерес ознакомление с продуктами перегонки, как с количественной, так и с качественной стороны. Для этих целей может служить следующая таблица (в процентах) [Раковский, 1929]:

	Ундоры	Кашпир	Общий Сырт
$H_2S + COS$	18,94	27,38	38,81
CO_2	15,92	14,51	11,34
CnH_2n	5,05	5,56	5,05
CO	3,76	3,56	9,46
O_2	0,69	–	–
H_2	23,24	21,97	15,67
CH_4	10,01	13,69	–
C_2H_6	5,05	6,57	19,67
N_2	17,31	6,48	–

«В анализе ундорского сланца, – пишет Раковский, – выделяется ненормально большое содержание азота; вероятно,... это азот окклюдированный. Из остальных составных частей газа необходимо указать на очень большое содержание серы в газе» [Раковский, 1929]. Что касается химического состава дегтя, то еще Вальгис указывал на то, что в него входят представители всех трех категорий: нейтральные соединения, кислоты и основания [Самойлов, 1928]. Это обстоятельство впоследствии подтвердилось, хотя данные различных авторов и не вполне сходны друг с другом. Так, Орлов с сотрудниками нашел для чувашских сланцев такие цифры: «Содержание оснований определено в 3% (весовых) (от дегтя. – *Н.С.*)... Азота в них найдено 6,29, что позволяет заключить о преобладании высших гомологов пиридина или хинолина... Содержание фенолов в смоле невелико – всего 6,0% (весовых). Фенолы также преимущественно относятся к высшим, так как до 300°С их отходит лишь 43%... Содержание кислот тоже невелико – всего 0,7%» [Орлов и др., 1932].

Данные Раковского несколько иные. Так, по этому автору мы имеем (в процентах):

Анализ дегтя	Кашпир	Общий Сырт
Содержание воды	0,8	0,5
Содержание золы	0,08	0,06
Нерастворим. в ксилоле	нет	нет
Нерастворим. в петролейном эфире	13	14
Удельный вес	0,978	0,937
Вязкость при 20°	1,84	1,87
t° вспышки	45°	37°
Теплотворная способность	9500	9600
C	73,7	74,5
H	8,8	8,8
N	0,8	0,6
S	7,1	11,8
O	9,1	8,0
Фенолов	18,0	21,0
Непредельных	81,0	80,0

Для дальнейшей характеристики дегтя небезынтересны следующие замечания Раковского: «Сланцевая смола, – пишет он, – содержит значительное количество непредельных веществ, легко удаляемых при обработке 55–60%-ным раствором серной кислоты. Из первой фракции (кипящей до 150°) при такой обработке отходит 3%, из второй – 5%, из третьей – 8%, из четвертой – 12%. Главная масса дегтя приходится по 2–3 фракции, т. е. перегоняется между 140 и 210°». В этих фракциях содержится до 40% сернистых соединений (тиофены), около 33% кислородных соединений, сравнительно мало парафинов – 4%, нафтенов – 3% и до 20% непредельных соединений. В последнюю величину включены и ароматические углеводороды, которых в дегте находится незначительное число. В пересчете на весь деготь можно принять общее количество тиофеновых соединений до 25%». Оснований, вымываемых 5%-ным раствором серной кислоты, немного: 1–1,5%. В настоящее время из дегтя выделены углеводороды: октан, нонан, декан, бензол, нафталин, целый ряд тиофенов [Кассин, 1925] и некоторые гетероциклы (пиколин, 2–6 лютидин).

Таковы современные знания, касающиеся химизма органической массы нижневолжских сланцев. Изучая этот предмет, невозможно пройти мимо вопроса о том, в чем заключается причина того своеобразия органической массы сланца, какое было отмечено выше. К сожалению, определенного ответа на это со стороны химиков не существует. По мнению Раковского, и своеобразие элементарного состава органического вещества и его отношение к растворителям «дают возможность сделать заключение, что органическая часть сланца находится в начальной стадии разложения, а не в состоянии полимеризации битумов». Совершенно иная точка зрения была высказана Стадниковым, который особенности нижневолжских сланцев хотел бы объяснить происхождением их органических веществ за счет перемыва и переотложения гуминовых веществ юрских торфяников. Следует заметить, что с геологической стороны эти объяснения далеко не равноценны. В то время как объяснение Раковского еще могло бы быть уложено в рамки действительного генезиса нижневолжских сланцев, объяснение Стадникова, как увидим ниже, резко не соответствуют всей обстановке того времени.

3

Чтобы закончить характеристику сланца как породы, необходимо остановиться хотя бы кратко на изучении фауны его, ибо опыт показал, что при раскрытии биологических условий образования осадка фауна часто играет весьма значительную роль.

Личные сборы и определения автора позволяют составить следующий список форм, заключенных в сланце:

Аммониты: *Virgatites scythicus*.

Фораминиферы: *Per. Panderi*.

Белемниты: ряд форм.

Неясные отпечатки гастропод: *Orbiculoidea maeotis, Astarte ovoides, Oxytoma* sp., *Oxytoma volgensis* sp. *nova, Oxytoma stigonata, Oxytoma subrecta, Lingula* sp., *Pecten* sp., *Dentalium* sp., *Aucella aff Fischeri* Pavl., *Trigonia intermedia, Pleurotomaria* sp. (очень крупная форма), *Astarte voltzii* (очень мелкая форма), *Inoceramus retrorsus, Aucella Sollasi* Pavl., *Stchurowskii, Rhynchonella* sp. (давленные экземпляры), *Terebratula* sp. (тоже), иглы ежей очень разнотипные (мало), чешуи рыб, обломочки древесины.

Таким образом, всего 14 родов. На первый взгляд фауна кажется необильна видами. В действительности же этого, конечно, нет; бедность списка объясняется исключительно совершенно неудовлетворительной сохранностью органических остатков. Мало того, что раковины истончены, хрупки и трудно извлекаемы; как правило, они деформированы до неузнаваемости, и часто представляют груду раздавленных обломков, ни о каком видовом определении которых, конечно, речи быть не может. Таким образом, мы знаем из фауны сланцев, несомненно, только небольшую часть; полный комплекс ее нам недоступен.

При изучении той или иной породы с генетической точки зрения полезными оказываются не только наблюдения над общим составом фауны, но и над количественными соотношениями между отдельными видами, входящими в эту фауну. При этом, конечно, должны учитываться только те виды, которые действительно жили вместе, и которые своим сообществом или биоценозом могут действительно пролить свет на биоономические условия своей среды. Это значит, что в нашем случае мы должны отвлечься от белемнитов и аммонитов, так как на эти формы уже давно установился взгляд как на формы плавающие, и изучать соотношения внутри оставшихся групп донных организмов.

Специальные полевые наблюдения обнаружили, что, где бы мы ни взяли сланцы, всюду и везде на первый план выступает *Orbiculoidea maeotis*. Крупные (до 3 см в диаметре) и мелкие отпечатки ее неизменно встречаются повсюду, на каждом расколе сланца, то единицами подмешиваясь к другим формам, то сплошь занимая поверхность раскола и вытесняя все прочие формы. Это действительно главная, наиболее распространенная форма биоценоза. Далее, следует упомянуть об *Inoceramus retrorsus*, часто скопляющемся гнездами, с его крупными (почти в ладонь величиной), но сравнительно тонкими и хрупкими раковинами, а также о *Lingula*. Если присоединить сюда *Astarte ovoides*, то этим, пожалуй, и замкнется круг наиболее распространенных форм, встречающихся в сланце. Все остальные играют значительно меньшую роль. Таким образом, если характеризовать биоценоз главными формами, то для сланцев его следовало бы назвать биоценозом *Orbiculoidea–Inoceramus–Astarte–Lingula*.

В качестве характерных черт этого биоценоза следует отметить также относительно малое количество ежей (что можно заключить по скудным остат-

кам их игл), а также, быть может, полное отсутствие криноидей и мшанок, которых мне ни разу встретить не удалось.

Что касается пространственного распределения видов внутри биоценоза, то оно близко напоминает аналогичное распределение в современных животных обществах. Раскалывая глыбы сланца в одних пунктах, на поверхности встречаешь массами одни формы (например, орбикулоидей, иноцерамов или еще кого-либо); в других – эти формы отступают на второй план и массами скопляются другие: *Oxytoma, Astarte* и т. д. Нередки случаи при этом, что на той или иной глыбе в качестве основной формы, так сказать, фона, выступают также виды, которые, вообще говоря, для сланца не характерны и не входят в типичный для него биоценоз. Это показывает, что в момент образования сланца на поверхности морского дна популяция каждого вида (аналогично популяции видов современных биоценозов) была распределена отнюдь неравномерно, но образовала бесконечный ряд гнездообразных «сгущений» и «разрежений». При этом «сгущения» популяции одного вида то совпадали с «разрежениями» другого, то приходились на «сгущения» этого последнего. Эти комбинации, которые, вообще говоря, могут быть чрезвычайно многочисленными, и объясняют ту очень изменчивую картину, которая наблюдается при работе над биоценозом сланца.

4

В предыдущем изложены данные о нижневолжских сланцах как породе вообще. Сказанным, однако, характеристика их еще не исчерпывается. В самом деле, сланец как порода залегает определенными геометрическими телами, пластами, которые далее группируются в некоторые группы, комплексы или пачки. Отсюда вытекает необходимость охарактеризовать, во-первых, петрографические свойства сланцевого пласта, а во-вторых, петрографические черты сланцевых комплексов.

При изучении петрографических свойств сланцевого пласта очень много дает внешний макроскопический осмотр их. Оказывается неизменно, что сланцевый пласт представляет собой довольно неустойчивое с петрографической стороны образование, сильно меняющееся и по вертикали и по горизонтали. Эта изменчивость проявляется, прежде всего, в различной окраске отдельных участков пласта и различной же плотности их, благодаря чему в пласте нередко возможно различить несколько последовательно расположенных «элементов» его. Так, например, по данным Н.М.Попова [1932], в одном из пластов, вскрытых расчисткой № 8 в обрыве правого берега р. Солянки в 1,9 км выше хут. Н. Коцебу, можно различить 6 следующих друг за другом «горизонтов» (сверху вниз), а именно: a) сланец темно-серый, плотный, глинистый (0,20 м), b) сланец темно-серый, рыхлый, с мучнистым гипсом (0,04 м), c) сланец коричневый, плотный (0,08 м), d) сланец коричневый, плотный, с мучнистым гипсом (0,10 м), e) темно-серый, с мучнистым гипсом (0,17 м), f) коричневый, плотный (0,08 м). Аналогичные случаи только в менее развитой форме вообще очень распространены и наблюдались мною в Заволжье, где мощность пластов значительна.

К сожалению, в работе, откуда я заимствую приведенный пример, нет анализа причины, вызывающей подобную изменчивость пласта в вертикальном направлении. Но можно догадываться, что эта изменчивость объясняется частью распределением внутри пласта органического вещества, частью же ходом выветривания.

Неравномерность распределения органического вещества и вообще компонентов породы по пласту вызывает не только различные плотность и окраску

отдельных элементов его, но приводит очень часто к появлению внутри пласта образований инородных, уже резко отличающихся от сланца. Наиболее частый случай представляет появление внутри слоя более или менее значительных прослоечков глины, почему однородный пласт разбивается на два и более обычно тесно сближенных пласта. Многочисленные примеры этому можно видеть в разрезах Кашпирского и Ундорского районов, где большинство пластов оказываются именно такими сложными (большей частью двойными). Несомненно, то же самое имеется и на Общем Сырте, но недостаточное число обнажений и плохое их качество позволяют только редко производить нужные наблюдения.

В некоторых случаях, однако, изменения в структуре пласта делаются более сложными. С этой точки зрения очень интересно детальное изучение пласта I в разрезе на берегу Волги у кашпирских рудников. При осмотре пласта оказывается возможным выделить три части слоя. *Верхняя* часть представляет собой весьма песчанистую породу, состоящую из частого переслаивания светлого, очень тонкозернистого песка с более темными битуминозно-глинистыми прослоечками. Ниже (*средняя* часть) следуют выклинивающиеся линзы песка или песчаника, очень тонкозернистого. Линзы эти имеют в толщину до 6–7 см и по длинной оси 0,5–0,7 м; следовательно, быстро выклиниваются в обе стороны, переходя в едва уловимый песчаный след. В горизонтальном направлении линзы следуют друг за другом, примерно, через 0,9–1,0 м, образуя, таким образом, ясно выраженный, четко видный песчаный прослой. Линзы часто сплошь пиритизированы; в других случаях обильно прокрашены бурым железняком. Ниже песчаникового прослоя располагается (*нижняя* часть) настоящий буровато-серый сланец, на расколах которого часто попадаются хорошей сохранности отпечатки *Virgatites sp.* Верхняя часть описываемого пласта вся изъедена неправильными узкоовального сечения ходами, выполненными глауконитовым песком (т. е. породой вышележащего фосфоритового слоя) – 24 см.

В полном согласии с изложенными макроскопическими наблюдениями стоят аналитические данные, полученные от проб из одного и того же пласта, но из разных участков по вертикали и горизонтали, все равно будут ли это индивидуальные или средние пробы. Так, слой 4-й Кашпирского разреза при опробовании вверху, в середине и внизу дал такие результаты (в процентах):

Пласт	$CaCO_3$	Органическое вещество	Терригенный материал
Верх	43,81	15	37,69
Середина	23,90	6	66,33
Низ	15,70	6	74,36

Таким образом различные, отстоящие друг от друга всего на 4–5 см по вертикали участки пласта оказываются совершенно непохожими один на другой. Пласт I (мощностью в 25 см) в том же разрезе, однако, ведет себя по-другому (в процентах):

Пласт	$CaCO_3$	Органическое вещество	Терригенный материал
Верх	37,99	около 30	29,61
Низ	34,54	около 35	26,08

Здесь, наоборот, состав сланца оказывается снизу вверх постоянным. То же наблюдается при опробовании из различных мест по горизонтали как индивидуальными, так и средними пробами, – что легко видеть из прилагаемой таблицы (в процентах):

Местонахождение пробы	$CaCO_3$	Органическое вещество	Терригенный материал
Кашпир, слой 2-й			
Скв.11	17,70	около 39	39,73
Скв.7	16,77	около 44	38,03
Кашпир, слой 3-й			
Скв.11	18,40	около 42	34,62
Скв.7	14,98	около 29	51,89
Сергеевка, слой 2-й			
Средние пробы всего пласта	3,76	50,24	40,3
бороздой	36,3	49,81	18,56
	17,88	49,37	31,67
Сергеевка, слой 3-й			
Средние пробы всего пласта	20,36	18,69	60,14
бороздой	18,27	17,85	62,44
	24,06	20,26	56,48

Таким образом, и при опробовании пласта из различных участков по горизонтали наблюдаются то чрезвычайные расхождения в составе, то, наоборот, значительная близость его.

Приведенные цифры интересны тем, что они не только подтверждают факт значительной изменчивости сланцев, но дают критерий и для количественной оценки этой изменчивости. Вместе с тем, они вскрывают своеобразное мозаичное строение пласта. На основании приведенных материалов надо принять, что внутри одного и того же пласта в разных точках его повторяются весьма близкие по составу разности, которые могут быть изолированы друг от друга участками совершенно иного состава.

Чтобы закончить петрографическую характеристику сланцевых пластов, остается сказать несколько слов о том, как переходят они во вмещающую породу. Обычно переход этот непрерывен и постепенен и сводится к постепенному уменьшению органического вещества. При этом порода становится тяжелее, светлеет, меняет биоценоз и становится межсланцевой глиной. В некоторых случаях (Ундоры, Кашпир), однако, картина оказывается много сложнее. При переходе пласта в серую глину (по простиранию) органическое вещество уменьшается не равномерно во всей породе, а только в отдельных точках ее, тогда как другие продолжают оставаться настоящими сланцами. Благодаря такому обстоятельству переходной участок получает весьма своеобразный, как бы брекчиевидный характер: мелкие (до 10–12 см) и тонкие (до 0,3–0,5 см) линзы сланца залегают лепешками во вмещающей серой глине. Чем дальше, тем меньше становится этих лепешек и больше глины, пока, наконец, не получится настоящая серая глина. Объяснение этому станет возможно дать только после истолкования генезиса сланцев вообще, о чем будет сказано в заключительной главе.

Обратимся теперь к характеристике сланцевых пачек. Предварительно нужно заметить, однако, что, к сожалению, в этом отношении у нас нет исчерпывающего материала, так как наши определения относятся исключительно к сланцевым пачкам южной половины бассейна, начиная с Ульяновского района, все же северные районы по недостатку материала остаются неосвещенными; кроме того, и для южного района материал также страдает пробелами. Тем не менее, некоторые черты все же удается выяснить. Если возьмем верхнюю пачку , которая, как было указано в первой главе, распространена только в Заволжье и не переходит на правый берег Волги, то характерной чертой ее является резкая неодинаковость слагающих ее пластов. В то время как к нижней ее половине приурочен чрезвычайно мощный и одновременно чрез-

вычайно богатый органическими веществами пласт, верхи слагаются пластами маломощными и мало богатыми. Это различие верха и низа проявляется уже внешне. Верхний пласт – обычная темно-серая, довольно тяжелая порода. Нижний – характерная темно-коричневая, иногда с зеленоватым оттенком, деревянистая, чрезвычайно легкая, углеподобная порода, с HCl почти не вскипающая и почти без фауны. Анализ средней породы верхнего пласта у хут. Сергеевки дал всего 13,76% органического вещества, средних же проб нижнего – цифры от 49,37 до 50,24%.

Совершенно то же строение пачки и свойства пластов наблюдается севернее, у хут. Макарова (органического вещества II пласта от 39 до 55%) и к югу – в бассейне Солянки и Таловки (органического вещества II пласта – 48,43%). Так как расстояние между последней точкой и предыдущей очень велико – свыше 80 км, – то мы должны констатировать, что пачка оказывается устойчивым телом не только как стратиграфический горизонт, но и по распределению в ней органического материала. К сожалению, мы не располагаем нужными анализами горючих сланцев из Орловки и потому не можем проследить за поведением ее в этом районе.

Для характеристики второй пачки, которая, как известно, отличается гораздо большей распространенностью, данных несколько больше. Относящиеся сюда цифры в процентах сгруппированы в таблице 4.

Таблица 4

Местонахождение пробы	Содержание органического вещества		Число анализов
	От – до	Среднее	
Общий Сырт			
Сергеевка III пласт	17,85–20,26	18,93	3 средние пробы
Сергеевка IV пласт	17,94–26,43	22,20	2 средние пробы
Хут. Макаров			
Средние пробы из шурфов	15,00–18,87	17,02	6 средних проб всей пачки из шурфов
Генеральная проба из всей пачки		18,06	
Солянка			
Средние пробы из шурфов	27,98–31,27	ок. 29,00–30,00	2 средние пробы из шурфов
Хут. Савельевка			
Средние пробы	25,00–28,00	26,00 (?)	Частные определения из буровых образцов
Кашпир			
I–III пласт	30,00–44,00	36,5	6 определений
IV–VI пласт	4,00–15,00	ок. 7,00–10,00	5 определений (частных)
Ундоры			
I–IV пласт	13,00–47,00	ок. 27,00–28,00	6 определений
IV–VI пласт	18,00–20,00	около 20,00	3 определения

Из этой таблицы следует, что на севере Общего Сырта сланцы второй пачки отличаются относительно невысоким содержанием органического вещества, причем распределено оно между пластами внутри пачки весьма равномерно. К югу и юго-западу количество органического вещества возрастает, причем равномерность распределения его между пластами, по-видимому, еще удерживается. При переходе на правый берег Волги (Кашпир и Ундоры) поведение пачки значительно меняется; в то время как верхние пласты ее про-

должают обогащаться органическим веществом и далее, нижние пласты, наоборот, резко беднеют им, превращаясь в битуминозную глину.

Третья пачка изучена очень слабо. Мы видели в вводной главе, что она достигает максимума на юге Общего Сырта, уменьшается на W и выклинивается совсем на N. В связи с этим отметим, что на юге Общего Сырта содержание органического вещества в ней доходит до 35 и даже 52%. К сожалению, данные из других мест отсутствуют.

Что касается последней, базальной пачки, то данных о ней почти нет. Нужно заметить, впрочем, что в большинстве случаев она слагается не сланцами, а только битуминозными глинами, следовательно, явно обеднена органическим веществом. Тем не менее, иногда и в ней проскальзывают настоящие сланцевые слои. Так, у хут. Макарова генеральная проба надфосфоритового слоя (нижняя часть пачки) дала до 19% органического вещества.

Подводя итог изложенному, можно отметить, что, несмотря на неполноту аналитических данных, два обстоятельства выступают достаточно отчетливо. Во-первых, что каждая пачка характеризуется своим собственным индивидуальным строением и распределением органического вещества; это значит, что каждая эпоха усиленного накопления сапропеля в осадке характеризовалась своим особенным размещением его в пространстве, в частности своими особыми центрами концентрации его. Во-вторых, что две верхние пачки, сравнительно с двумя нижними, отличаются и большим обогащением органическим веществом, и большей устойчивостью в своем строении, т. е. в распределении органического вещества внутри пачек. Таким образом, от начала века *Perisphinctes Panderi* к концу его на территории описываемой южной части нижневолжского бассейна, несомненно, имело место явственное обогащение осадка органическим веществом.

5

Когда речь идет о генезисе какой-либо осадочной породы, всегда необходимо иметь в виду, что современный состав и вид этой породы часто совершенно не отражают того исходного осадка, из которого она получилась после более или менее длинной цепи вторичных или диагенетических изменений. Поэтому всегда оказывается полезным, выяснив современные черты данного осадочного образования, попытаться вскрыть и те процессы вторичных диагенетических изменений, которые оно пережило. Заканчивая характеристику нижневолжских сланцев, я хотел бы сказать несколько слов по этому поводу.

Просматривая макро- и микроскопические особенности, которыми характеризуются нижневолжские сланцы, нельзя не обратить внимания на немногочисленность проявлений диагенетических процессов, какие имели в них место. В самом деле, если подытожить все, что можно сказать об этих процессах, то окажется, что диагенез сводится, в сущности, к двум явлениям: 1) выносу (и частично переотложению) $CaCO_3$, 2) перемещению сернистых соединений. Но зато эти процессы выступают с совершенной отчетливостью.

Вынос $CaCO_3$ из сланцевых пластов доказывается следующими двумя обстоятельствами:

Во-первых, *ясными и многочисленными следами растворения раковин*. Как уже было отмечено в начале настоящей главы, только чрезвычайно немногочисленные формы сохраняют раковину нетронутой или лишь слегка затронутой разрушением. К числу таких надо отнести *Belemnites*, а также и иглы ежей. Сохранность этих форм обычно не отличается от встречающихся в серой глине, т. е. является нормальной. *Terebratula, Rhynchonella, Aucella* и некоторые другие, хотя и сохраняют обычно свою раковину и даже обычную

толщину ее, тем не менее сама раковина оказывается чрезвычайно хрупкой, как будто связь составляющих ее элементов значительно нарушена. Наконец, остальные формы обычно почти никогда не встречаются в нормальных экземплярах. В подавляющем большинстве случаев раковина, сохраняя все особенности морфологии, истончена в необычайной степени – иногда до толщины листа папиросной бумаги; особенно истончены раковины аммонитов, *Orbiculoidea maeotis*, *Lingula*, которые часто кажутся как бы нарисованными на глине тончайшей акварелью, – настолько незначителен слой $CaCO_3$, покрывающий отпечаток белой пленкой.

Что раковины перечисленных форм действительно вторично утончены, а не представляются первично-тонкими (в качестве реакции организма на среду), становится ясно из простого наблюдения. В редких случаях (например, у хут. Макарова и на Общем Сырту) автору приходилось находить совершенно нормальные по толщине раковины тех же самых родов и видов. Таким образом, факт растворения $CaCO_3$ раковин совершенно несомненен. Что же касается *выноса*, удаления его из породы, то это обстоятельство устанавливается также с полной достоверностью чрезвычайной скудностью признаков вторичного переотложения $CaCO_3$ в сланце. Правда, следы такого переотложения все же имеются в виде своеобразных конкреций, которые были описаны выше, в начале главы. Следует, однако, резко подчеркнуть, что эти конкреции: 1) крайне незначительны по размерам, 2) очень редки и встречаются скорей как исключение, чем как правило. Таким образом, переотложение в них $CaCO_3$ ни в какой степени не может балансировать тот крупный процесс растворения раковинного кальцита, который мы наблюдаем всюду столь отчетливо. А это значит, что удаление, вынос $CaCO_3$ из сланца имел место, несомненно, в достаточно крупных размерах.

Столь же очевиден и второй процесс, имевший место в породе; это – перемещение сернистых соединений железа. Наглядным доказательством его являются, во-первых, конкреции пирита, а во-вторых, метасоматоз пирита по органическим остаткам. Пиритные конкреции наблюдались мною в двух разных случаях. В первом из них, наблюденном у Кашпира (пласт I), FeS_2 концентрировался собственно не в самом сланце, а в тех линзообразных прослоях песка, какие в этом пласту имеются. Во втором случае, – распространенном достаточно широко, – конкреции находятся непосредственно в сланце, но приурочены, главным образом, к нижним частям его или прямо к контакту сланца с подлежащей глиной. Что касается метасоматоза FeS_2 по органическим остаткам (раковинам), то этот процесс, наоборот, замечается далеко не всюду, только в отдельных пунктах, но зато в этих точках раковины оказываются сплошь замещенными пиритом, образуя красивые, золотисто поблескивающие корочки. Следует заметить, что и микроскопически можно уловить следы миграции сернистого железа в виде неодинаковой обогащенности различных шлифов зернышками марказита.

Нетрудно видеть, что описанные два процесса – вынос $CaCO_3$ и миграция FeS_2 – представляют собою отнюдь не случайную комбинацию явлений, но совершенно закономерный парагенезис их, связанный причинно с богатством породы органическим веществом. В самом деле, при богатстве породы органическим веществом неизбежно обогащение ее CO_2, а это и есть фактор, мобилизующий $CaCO_3$. С другой стороны, при богатстве органическим веществом создается восстановительная среда, характеризующаяся наличием H_2S, в присутствии которого сернистые соединения железа переходят в $Fe(HS)_2$ и становятся также легкоподвижными.

Чрезвычайный интерес представляет вопрос о том, перемещалось ли хоть в какой-либо степени само органическое вещество, которое находится в на-

стоящее время в породе. Рассмотрение этого вопроса заставляет ответить на него отрицательно. Никаких уловимых следов миграции его в сланце не замечается. Можно было бы видеть эти следы в тех микроскопических «шариках», которые М.Д.Залесский описывает как якобы состоящие из битума. Однако в действительности они оказываются марказитовыми. Можно было бы далее указать на участие органического вещества в тех своеобразных известковых конкрециях, какие были описаны выше. Однако едва ли стоит придавать значение тому абсолютно ничтожному количеству битума, какое заключено в этих конкрециях. Других же, вполне убедительных форм миграции органического вещества в сланце мы не знаем. Таким образом, вызывая своим воздействием миграцию других соединений, само органическое вещество было связано с вмещающей породой, по-видимому, достаточно прочно.

Итак, анализ вопроса обнаруживает, что осадок, который превратился в современные сланцы, хотя и пережил ряд вторичных диагенетических изменений, однако последние были очень просты и не переработали исходного материала до неузнаваемости, как это бывало в других случаях. Наоборот, по современной породе мы легко восстанавливаем осадок, который породил ее. Это был такой же пелит, обогащенный битумом, как и теперь, но только значительно более богатый карбонатом кальция, потому что содержал большое количество цельного (а не истонченного, как теперь) раковинного материала. Можно думать, что карбоната было не только больше, но и что распределен он был в породе гораздо равномернее, чем теперь. Это вытекает из того, что наиболее низкие цифры $CaCO_3$, наблюдаемые теперь, т. е. именно те значения, которые и создают большую амплитуду колебаний в современном содержании $CaCO_3$ в породе, наблюдаются как раз на образцах с развитым растворением ракуши.

III. Петрографические, химические и палеонтологические особенности вмещающих пород. Породы кровли и подошвы

1

При выяснении генезиса нижневолжских сланцев недостаточно ограничиться исследованием только их самих, но необходимо привлечь к рассмотрению еще и породы, которые вмещают сланцы, покрывают и подстилают их, так как только путем сравнения можно выяснить специфические черты тех условий, какие привели к накоплению сланцев. Задача настоящей главы и заключается в общем описании пород вмещающих, подстилающих и покрывающих сланцы.

Если брать только вмещающие породы, то их можно разбить на два пространственно различающихся, но петрографически довольно близких типа. Это, во-первых, породы, которые *переслаиваются со сланцами* и сланцевыми пачками на всей территории Заволжья, затем в Ундорах и в Кашпире. Во-вторых, породы, которые *подстилают* сланцы в разрезе Ундор и Кашпира, но относятся еще к зоне *Perisphinctes Panderi* и, следовательно, достоверно синхроничны двум (или одной) нижним пачкам Общего Сырта. Изучение удобно начать с первого типа.

Макроскопически порода, переслаивающаяся со сланцами или со сланцевыми пачками, представляет в подавляющем большинстве случаев темно-серую, плотную, неслоистую глину, хорошо размокающую в воде и обычно более или менее пахнущую битумом. Несравненно реже – можно сказать, в отдельных случаях – эта глина обогащается песком и превращается в плотный

песчанистый мергель. И в том и в другом случае отличительной чертой вмещающей породы сравнительно со сланцами является относительная бедность органическими остатками. В то время как сланцы весьма изобилуют последними, в серых глинах это весьма подчиненный компонент. Можно переколотить сплошь и рядом очень большое количество кусков серой глины и встретить в ней только единичные остатки органических форм. При этом очень характерно, что в подавляющем большинстве случаев это не цельные раковины, а более или менее мелкий раковинный детритус.

Минеральные новообразования, заметные макроскопически, очень немногочисленны. Это: 1) марказит в виде мелких точек, шариков, крупинок, которые хорошо видны невооруженным глазом или в бинокуляр на выглаженных острым ножом поверхностях глины; 2) известковые конкреции, в виде округлых, тяжелых и иногда крупных караваев, встречающихся, правда, довольно редко. Стоит упомянуть также, что в одном случае (в разрезе Ундор) в слое серой глины, переслаивающейся со сланцами, была обнаружена небольшая конкреция фосфорита.

Микроскопическая картина также очень однообразна. Основная масса представляет тесную смесь порошкообразного кальцита с тончайше распыленным пелитовым веществом, неразделимым даже при больших увеличениях. На этом фоне выступают мелкие иглы губок, перекристаллизованные обломки организмов, обычно не поддающиеся определению, мелкие (от 0,01 до 0,05 мм) зерна кварца, значительно реже – глауконита и слюды и, наконец, сернистое железо. Последнее находится либо в виде микроскопических шариков до 0,05 м, либо в виде сложных конкреций, получившихся от слияния шариков. В некоторых шлифах замечаются яркие оранжево-бурые круглые пленки, принадлежащие, несомненно, органическому веществу.

Химические определения, проведенные по той же методике, что и для сланцев, дали такие результаты (в процентах) (табл. 5).

Таблица 5. Межсланцевые глины

Место и горизонт	Влажность	CO_2	$CaCO_3$	C	Органическое вещество	Терригенный материал
Хут. Макаров (битуминозные глины)						
	1,29	15,40	34,95	3,53	5,29	64,36
	2,06	10,81	24,53	1,50	2,25	73,31
	2,68	14,50	32,96	4,40	6,60	61,53
	2,20	15,20	34,50	3,49	5,23	62,70
	2,27	10,07	22,85	1,52	2,28	71,35
Таловка, Солянка						
	4,58	8,57	19,45	1,68	2,52	69,67
Савельевка						
	–	–	48,42	–	1	49,8
	2,65	6,93	15,73	1,00	1,50	79,2
	1,60	18,39	41,74	1,20	1,80	55,1
	2,91	7,55	17,13	1,85	2,77	75,96
Эльтонское озеро						
	3,40	12,78	29,01	2,90	4,35	64,13
	1,49	18,13	41,15	0,63	0,94	57,8
	2,20	19,00	43,13	1,66	2,49	55,07
Джаксы-Бурлы						
	3,80	13,20	29,95	1,88	2,82	63,0
	2,72	10,64	24,15	2,22	3,33	68,21

Таблица 5 (окончание)

Ундоры						
	3,77	11,07	25,12	–	4,31	66,80
	4,23	10,70	24,28	3,01	4,51	57,03
	5,07	9,37	21,20	4,06	6,09	60,47
	4,12	14,00	31,78	–	4,31	59,67
	3,66	11,70	25,55	1,21	1,81	66,5
	4,13	15,36	34,86	2,31	3,46	56,96
Кашпир						
	3,12	10,22	23,19	1,55	2,32	61,86
	3,07	12,30	27,92	0,97	1,45	67,42
	4,74	15,55	35,25	1,59	2,38	60,24
	4,82	18,45	41,90	2,18	3,27	51,68
	2,41	17,30	39,27	1,85	2,77	56,92
	3,71	14,66	33,27	3,00	4,50	55,05
	4,18	11,60	26,33	2,50	3,75	66
	4,13	16,25	36,88	3,16	4,74	24,21
	5,15	10,80	24,51	1,84	2,76	64,51
	4,66	–	–	2,64	3,96	
	4,13	8,65	19,63	3,70	5,56	71,58
	4,47	4,97	11,28	1,32	1,98	78,65

Приведенные данные, полученные при анализе образцов, происходящих из очень разнообразных участков южной половины изучаемой площади, свидетельствуют совершенно согласно о том, что состав глины довольно постоянен. Если брать средние цифры, то окажется, что серая глина включает в свой состав от 60 до 70% терригенного материала, затем от 25 до 35% $CaCO_3$ и от 2 до 3,5% органического вещества. Таким образом, по отношению к сланцам мы получаем резкое обеднение органическим веществом при одновременном некотором увеличении карбонатной и терригенной частей породы.

Для ознакомления с терригенным материалом были поставлены механические анализы серых глин по методу Сабанина с некоторыми отклонениями от него. А именно: отмучивание первой фракции шло обычным путем, а затем сумма фракций 2 + 3 переносилась в большой стакан и обрабатывалась HCl (5%-ным), после чего анализ шел по стандарту. Параллельно с этой пробой производилось определение нерастворимого остатка (5%-ный HCl), причем результаты анализа пересчитывались применительно к нерастворимому остатку. Нижеследующая таблица дает полученные цифры (в процентах):

Местонахождение образца	Количество нерастворимого остатка	Диаметр частиц			
		>0,25 мм	0,25–0,05 мм	0,05–0,01 мм	<0,01 мм
Ундоры					
Пласт II	75,49	0,17	0,55	18,66	80,62
Пласт V	73,11	0,05	0,05	8,40	91,5
Хут. Макаров					
Скв.32, сл.41	51,4	10,23	5,05	25,00	59,68
Скв.39, сл.32	71,30	–	0,02	0,15	99,8
Скв.32, сл.36		0,12	0,38	9,00	90,50
Савельевка					
Скв.1, сл.51а	78,2	–	–	43,6	56,40
Скв.1, сл.54а	52,1	–	0,01	21,7	78,28
Скв.1, сл.62	64,8	–	0,03	5,9	94,1

Как видим, механический состав породы также весьма однообразен. Можно сказать, что в ней принимают участие только две фракции – физическая глина (< 0,01 мм) и весьма тонкозернистый песок (0,01–0,05 мм). Только в одной пробе (у хут. Макарова) в глине присутствуют в заметных количествах и две другие фракции: мы получаем здесь тот редкий случай песчанистой глины, о котором было упомянуто при описании макроскопических свойств ее. Нужно заметить, что и соотношение двух всегда имеющихся в наличии фракций более или менее устойчиво: в большинстве случаев количество физической глины составляет 80–90%; остальное падает на частицы 0,01–0,05 мм.

Определение фауны, встреченной в глине, дало следующий список:

Lingula cf. Beani *Phil.*, Rhynchonella *aff.* acuta *Rlr.*, Rhynchonella tlidents *Rlr.*, Terebratula *sp.*, Terebratula depressa, Oxytoma volgensis *sp. nova*, Oxytoma stigmata, Pecten demissus, Inoceramus *sp.* (cf. bilobus *Frears*), Astarte Voltzii, Astarta minima, Nucula *aff*, Nina *Bor.*, Nucula Bittneri *Bor.*, Nucula choroshowensis *Bor.*, Nucula *sp.*, Macrodon Stchurowskii *Bor.*, Alaria *sp.*, Paleionello volgensis *Bor.*, Exogyra spiralis, Exogyra *sp. nova*, Lima *sp.*, Ostrea *sp.*, Dentalium *sp.*, Serpula *sp.*, Turbo *sp.*, Cidarites *sp.*, Aucella *sp.*, Astarte ovoides *Buch.*

Как видим, и здесь количество форм невелико, что объясняется уже описанной выше плохой сохранностью органических остатков. При этом можно установить, что виды, населявшие глинистые осадки, по сути дела были те же, что и населявшие сапропелевый ил. Однако количественные соотношения между этими видами, т. е. биоценоз глины, оказываются резко отличными от биоценоза сланцев. Все 4 главные вида, составлявшие основную массу популяции сапропелевого ила: *Orbiculoidea maeotis, Inoceramus retrorsus, Astarte ovoides, Lingula*, здесь либо исчезают, либо отступают далеко на задний план. В особенности резко проявляется это по отношению к двум первым из названных форм, так как они встречаются буквально единицами и притом крайне редко; количество экземпляров *Astarte ovoides*, напротив, уменьшилось относительно слабо. Наиболее часто встречающимися оказываются брахиоподы (*Terebratula), Nuculidae, Aucella, Pecten*, а также иглы ежей, свидетельствующие, что роль последних в популяции значительно возросла. Отметим, что только в серой глине были встречены своеобразные скопления крупных *Exogyra*, лежащие гнездами и состоящие из многочисленных тесно сросшихся индивидуумов. Таким образом, биоценоз серой глины, вмещающей сланцы, действительно оказывается резко отличным. Чтобы резче выразить эту разницу приведу диаграмму соотношения отдельных видов, входящих в сравниваемые биоценозы, построенную на значительном числе полевых наблюдений в Уондорах, Кашпире и на Общем Сырте (хут. Макаров) (рис. 6).

Вторая разность вмещающих пород зоны *Perisphinctes Panderi* развита, как было указано, в разрезах Ундор и Кашпира в низах этого горизонта под сланцевой пачкой. Исследование показывает, что эта разность во всех основных чертах (соотношения С, $CaCO_3$, терригенная часть, механический состав, биоценоз) оказывается сходной с описанной выше и отличается от нее несколькими второстепенными, хотя и характерными и макроскопически бросающимися в глаза, деталями.

Первой особенностью подсланцевой глины является ее значительно более светлая окраска, делающаяся иногда грязно-белой. Это свойство ее стоит в несомненной связи с несколько меньшим содержанием органического вещества и терригенного материала и обогащением $CaCO_3$. В самом деле, специальные определения (12 серий) показали, что содержание терригенного материала в глине колеблется от 48 до 62%, чаще всего достигая 57–56%; количество $CaCO_3$ изменяется от 26 до 48,6%, в среднем около 40%; наконец, органическое вещество в главной массе достигает всего 2–2,5% и только в более темных прослоях подымается до 5–6%. Если сравнить эти соотношения с теми, какие характеризовали серую межсланцевую глину, то можно заметить,

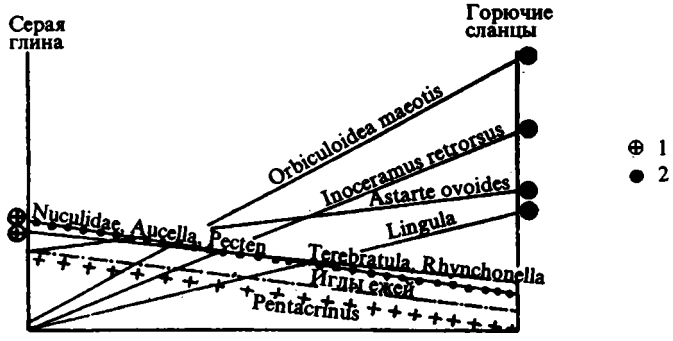


Рис. 6. Соотношения между видами в биоценозах сланца и серой глины
1 – главные формы биоценоза серой глины; 2 – главные формы биоценоза сланца

что содержание терригенного материала несколько упало (примерно на 10%), количество же $CaCO_3$, наоборот, несколько возросло (тоже на 10–15%). Вторую особенность подсланцевой глины составляет ее большое богатство фауной. Можно сказать, что ископаемые встречаются в каждом из кусков породы, причем, в отличие от межсланцевой глины, представлены не обломками раковин, но почти всегда цельными, хорошо сохранившимися экземплярами, разбросанными обычно поодиночке. Последнюю характерную черту «подсланцевой» глины составляет большое количество приуроченных к ней, в особенности к нижней ее половине, конкреционных образований. Последние двух типов. Во-первых, мы наблюдаем здесь среди нормальной глины обширные линзовидные участки, зацементированные $CaCO_3$ и обращенные в крепкий «мергельный камень». Это в особенности хорошо видно в береговых обнажениях по р. Волге вблизи Ундорских рудников. Во-вторых, в нижней половине толщи мы встречаем массу известково-фосфоритовых стяжений очень характерного габитуса. Это обычно мелкие (3–5 см), продолговатые, неправильно округлые, иногда угловатые конкреции, очень плотные внутри, но постепенно рыхлеющие кнаружи и незаметно сливающиеся с породой. При ударе издают слабо слышимый запах фосфора. Очень характерна микроскопическая картина их, значительно отличающаяся от картины вмещающей породы.

Отличие состоит, прежде всего, в том, что основной фон породы представляет чрезвычайно однородная светло-буроватая масса, при скрещенных николях значительно темнеющая, хотя и не угасающая полностью.

При малых увеличениях эта масса гомогенна, при больших – показывает чрезвычайно тонкозернистое строение. В состав ее входят: пелитовый материал, карбонат кальция и, по-видимому, в некоторой степени фосфаты кальция. На описанном фоне резко выделяются два образования. Это, во-первых, крупные агрегаты зернистого кальцита, имеющие форму то угловатых пятен, то обрывков, то трещин, выполненных $CaCO_3$; эти агрегаты произошли, надо полагать, за счет перекристаллизации органических остатков. Во-вторых, бесчисленное количество мелких точек, пленок, прожилок марказита, которых местами настолько много, что они, так сказать, насыщают породу. Тот же марказит принимает участие и в составе кальцитовых агрегатов, местами замещая некоторую часть карбоната и выполняя трещины. Можно указать еще одну особенность конкреций, уже фаунистическую. Среди обломков организмов (фораминифер; спикуль губок) попадаются шарообразные и продолговато-удлиненные тела, на которых иногда можно заметить сетку, чрезвычайно схожую с сеткой радиолярий. Вещество, образующее сетку, состоит, однако,

не из SiO_2, а либо из $CaCO_3$, либо из марказита. Возможно, что в данном случае мы имеем дело действительно с радиоляриями, скелет которых, сохраняя морфологические признаки, подвергся метасоматозу.

Таковы особенности вмещающих пород.

Если и по отношению к ним поставить вопрос о характере и проявлениях диагенетических процессов, то можно сказать, что и здесь проявляются в сущности два типа их: 1) перемещение $CaCO_3$ и 2) перемещение FeS_2. Перемещение $CaCO_3$ наглядно видно в тех известковых конкрециях, которые указывались и для межсланцевой и для подсланцевой глин (в особенности для последней). Перемещение же FeS_2 обнаруживается в концентрации его в известково-фосфорных конкрециях подсланцевой глины, только что описанных.

Не исключена возможность, однако, что этими процессами дело не ограничивалось, но что в действительности имел место еще процесс привноса и $CaCO_3$ и FeS_2 из сланцев. В самом деле, мы видели, что процесс выноса $CaCO_3$ из сланцев обозначен очень ярко. Представляется очень соблазнительным думать, что, по крайней мере, некоторая часть его задерживалась в межсланцевых и подсланцевых глинах, и в особенности в последних. Доказать это очень трудно. Но необходимо обратить внимание на сохранность раковин во вмещающей породе: о н и *совершенно лишены следов растворения* $CaCO_3$.

Это очень гармонировало бы с тем, что главная масса конкреций $CaCO_3$ в этих глинах возникла не за счет переотложения $CaCO_3$, заключенного в самих глинах, а за счет привнесения его извне. Для FeS_2 этот процесс привноса становится, конечно, еще менее уловимым: во всяком случае, отсутствие сколько-нибудь значительных конкреций FeS_2 заставляет думать, что ежели он и был, то протекал крайне слабо.

2

Чтобы покончить с фактическим материалом, остается сказать несколько слов по поводу пород подошвы и кровли нижневолжских сланцев.

Что касается пород подошвы, то мы знаем о них немного. Действительно, только на правобережье Волги, в районе Ундор и Кашпира осуществляется совершенно постепенный переход от киммериджа к портланду, почему мы и можем наблюдать здесь осадки непосредственно предшествующего момента в жизни моря. На всей же площади Заволжья, наоборот, отложения зоны *P. Panderi* лежат на размытой поверхности более древних пород весьма разнообразного возраста, начиная от келловея и до киммериджа, что, очевидно, указывает на более или менее длительный период континентального режима, предшествовавшего здесь появлению моря века *Perisphinctes Panderi*. При этих условиях мы, естественно, можем интересоваться только литологией пород верхнего киммериджа, выходящих на правобережье Волги.

Если обратимся к этим породам, то обнаружится, что и макро- и микроскопически во всех отношениях, и по петрографическому типу и по биоценозу, они оказываются аналогичными породам низов портланда. Это совершенно такие же светлые известковые глины, переходящие в мергеля, как и только что описанная подсланцевая глина, так же богатые фауной и с таким же комплексом ископаемых (*Oxytoma, Pecten, Terebratula*, иглы ежей, криноидей). Сходство настолько велико, что сама граница киммериджа и портланда не может быть точно указана и определяется только палеонтологическими находками. Это большое сходство пород позволяет не останавливаться на подробной характеристике отложений подошвы, а прямо перейти к характеристике пород кровли.

Соотношение сланцев с породами кровли обратно соотношению с породами подошвы. На этот раз именно в Заволжье имеется постепенный и непосредственный переход от одного горизонта к другому, тогда как на правом берегу Волги в одном случае зона *V. virgatus* отсутствует совсем (Кашпир), в другом же (Ундоры), хотя и имеется, но залегает на размытой поверхности сланцевой толщи, имея в основании конгломерат и образуя незначительный по мощности (до 1–1,5 м) слой. Поэтому и при характеристике пород кровли нам придется остановиться, главным образом, на Заволжье.

Отложения зоны *V. virgatus*, развитые на Общем Сырте, образованы взаимным переслаиванием трех тесно связанных друг с другом петрографических разностей. Первой из них являются светлые, желтовато-серые с выветрелом, синевато-серые в свежем состоянии, плотные и крепкие *известково-мергелистые песчаники* с большим количеством весьма разнообразных ископаемых, залегающие пластами до 1–0,5 м мощностью. С этими песчаниками чередуются более мягкие светло-желтые и серо-желтые (в свежем состоянии – серо-синие) известково-песчанистые глины, также богатые фауной и также располагающиеся прослоями в 1–2 м. Третью разность образуют светлые плотные известняки раковинного типа, получающиеся из двух первых разностей при обогащении раковинным материалом. Микроскопическое исследование шлифов первой разности обнаруживает, что в составе породы можно различить три компонента: цемент, минеральные зерна и остатки организмов. Цемент представляет собою грязно-бурую массу, образованную тесной смесью пелитового и мельчайше псаммитового вещества с карбонатом, частью порошкообразным, частью же образующим мелкие аллотриоморфные кристаллические зерна. Иногда можно видеть, что пелитовый материал образует мелкие бесформенные комочки. Минеральные зерна в подавляющей своей массе принадлежат мелким, до 0,1 мм, остроугольным, совершенно неокатанным обломкам кварца. Далее идет глауконит зернами того же диаметра, обычно совершенно свежий, ярко-зеленый; реже попадаются буровато-зеленоватые и даже совсем бурые зерна. Количество глауконита весьма значительно. Третьим распространенным материалом является слюда – мусковит (или серицит) – в виде тонких, высокополяризующих чешуек. В качестве редких составных частей встречаются полевые шпаты и обломочки кремня. Органогенных обломков обычно немного (иногда они отсутствуют в шлифе совсем), причем принадлежат они очень разнообразным организмам; фораминиферам, криноидеям, морским ежам (очень много), губкам (иглы), брахиоподам, пелециподам. На общем буроватом фоне шлифа встречаются, кроме того, еще отдельные темно-бурые пятна окислов железа и черные пленочки FeS_2 (редко).

Песчанистая глина микроскопически отличается пониженным содержанием минеральных зерен, тогда как третья разность – большим скоплением обломков организмов и вообще повышенным содержанием карбонатов.

Химические определения дали (в процентах) результаты, приведенные в таблице.

Нерастворимый остаток	CaCO3	MgCO3	C	Примечание
Хут. Макаров				
1,57	93,40	2,37	0,22	Известняк
29,76	63,07	0,99	0,35	Известковистые глины
16,03	79,35	1,17	0,14	Известковистый песчаник
32,71	61,41	0,90	0,16	Известковистый песчаник

По обстоятельствам, от него не зависящим, автор был лишен возможности обработать фауну виргатитовой зоны так, как это было сделано им в отношении к сланцам и вмещающей серой глине. Поэтому он не может привести здесь подробного списка форм, найденным им в этой зоне. Однако наблюдения над биоценозом описываемых пород им производились достаточно тщательно и подробно, почему общая характеристика животного сообщества здесь может быть дана (см. рис. 6). Касаясь этого вопроса, необходимо отметить, что биоценоз мергелей, песчанистых глин и ракушечных известняков, оставаясь в общих чертах одним и тем же, резко отличается и от биоценоза сланцев и вмещающих их глин. Основными, преобладающими ископаемыми, далеко оставляющими за собою все остальные, здесь являются а у ц е л л ы, очень разнообразные в видовом отношении. Десятки и сотни их разбросаны на небольшом пространстве то поодиночке, то сгруженными в раковинные прослои, так что из ископаемых, выбитых из крупного куска породы, почти всегда больше половины (иногда – все) принадлежат ауцеллам. Очень любопытно, что раковины их обычно окрашены в синевато-лиловый цвет, живо напоминающий окраску многих современных форм Черного моря (*Mytilus, Modiola*) и, несомненно, являющийся прижизненной окраской этих форм. Далее, очень часты огромные, необыкновенно толстостворчатые *Ctenostreon*, залегающие, как и *Aucella*, то одиночками, то тесно сгруженными гнездами. Таковы формы, образующие основу биоценоза. Кроме них имеется, однако, большое число и других, встречающихся уже большею частью единичными экземплярами. Это *Modiola, Pinna, Orbiculoidea* (очень крупная форма), *Inoceramus, Trigonia* и ряд других. Бросается в глаза полное отсутствие гастропод, вызванное, может быть, чисто вторичными явлениями (растворение). Из головоногих часты виргатиты, всегда только в виде наружных и внутренних ядер, причем многие из них достигают огромных размеров. Белемнитов, наоборот, очень мало. Из приведенного описания вытекает, что действительно биоценоз песчанистых мергелей совершенно непохож ни на биоценоз сланцев, ни на биоценоз вмещающих глин. По имени главной, определяющей формы его я предложил бы назвать описанное сообщество *ауцелловым биоценозом*. Отметим еще одну характерную особенность ауцеллового биоценоза – это крупные размеры и толстостенность входящих в него форм. Даже те виды, которые, как, например, *Orbiculoidea maeotis*, входят в состав других биоценозов, например сланцевого, и представлены там мелкими истонченными раковинами, здесь дают толстостворчатых гигантов.

Таковы породы зоны *Virgatites virgatus* на Общем Сырте. Что касается отложений правобережья Волги, то они, в общем, того же типа, что на Общем Сырту. Отличие состоит только в относительной бедности развитых здесь песчанистых мергелей и известковистых песчаников фауной. Однако ауцелловый биоценоз, как животное сообщество с преобладанием *Aucella*, и здесь выступает достаточно ярко. Следует заметить, что, по наблюдениям автора, тот же ауцелловый биоценоз с чрезвычайной отчетливостью прослеживается и в известковистых песчаниках верхневолжского возраста (Кашпир), и в валанжинских песках и песчаниках. Таким образом представляется необходимым признать, что *этот биоценоз в конце юры и в начале нижнего мела вообще характеризовал собою песчанистые осадки.*

Из изложенного вытекает, что в то время как породы *подошвы* там, где они нам известны (правый берег Волги), оказываются во многом (до мелочей) сходными с породами, вмещающими сланцы, породы *кровли*, наоборот, отличаются от всех членов сланценосной толщи чрезвычайно отчетливо и резко.

При этом характер отличий таков, что причина, их вызвавшая, не оставляет сомнений. И петрографические особенности, и состав фауны зоны *Virgatites*

virgatus показывают совершенно согласно, что это были отложения несравненно более мелководные сравнительно с осадками сланценосной толщи, отложения, которые происходили на глубинах, еще подверженных действию волнений.

Другими словами, *прекращение отложений сланценосной толщи было вызвано более или менее значительным обмелением моря.* А это бросает некоторый свет и на условия отложения сланцев. Разбор этого вопроса составляет содержание следующего раздела.

IV. Физико-географические условия отложения сланцев века *Perisphinctes Panderi*

1

Хотя в геологической литературе и не существует работ, которые были бы посвящены подробному и всестороннему изучению литологии нижневолжских сланцев, тем не менее в ней уже накопился ряд довольно разнообразных суждений по вопросу о том, в какой физико-географической обстановке происходило отложение нижневолжской сланценосной толщи, и что именно обусловило накопление в ней органического вещества. Совершенно не собираясь производить здесь исчерпывающего исторического обзора по этому вопросу, я, тем не менее, считаю необходимым изложить вкратце наметившиеся точки зрения с тем, чтобы далее приступить уже к разбору вопроса по существу и оценке в свете изложенных фактических данных и ранее высказанных объяснений.

Можно сказать, что к настоящему времени наметились две резко разнящихся точки зрения по вопросу о происхождении нижневолжских сланцев. Первая из них принадлежит М.Д.Залесскому и изложена им в работе: «Первый опыт микроскопического изучения нижневолжских сланцев» [Залесский, 1928]. Автор приходит к следующему заключению: «Присутствие в студенистой массе сапроколла фораминифер, обычных представителей моря, – пишет он, – и нахождение в нем аммонитовой фауны определенно говорят за то, что сапроколл этот отлагался в морской воде». Тем не менее, это не были условия открытого моря. Нахождение в сланце водорослей из рода *Pediastrum*, «рода, обычного для стоячих вод пресных бассейнов, говорит определенно за то, что нижневолжский сапроколл мог образоваться у самого морского побережья, где морская вода лагуны или гафа сильно опреснялась вливавшеюся в нее речною водою. Нахождение в некоторых случаях оболочек спор сосудистых споровых лишний раз подтверждает... исключительную близость берега. За правильность такого заключения говорит находка в кровле IV рабочего пласта (Ундоры) ствола древовидного папоротника, принесенного в породу кровли с близлежащего берега водным потоком или рекою». Бассейн был не только близок к берегу, но и неглубок. «За неглубину вод, – пишет Залесский, – говорит то обстоятельство, что обнаружена в некоторых образцах нижневолжского сапроколла таламофора с хитинообразной раковиной; также фораминиферы водятся, насколько мне известно, в пресных водах или бассейнах солоноватой воды». Наконец, бассейн был не только опреснен и неглубок, но и застоен, с неподвижной водой и затрудненным доступом кислорода, ибо только в таких условиях и накопляются современные сапропели. В конечном счете, картина образования сланца, по Залесскому, была такова: «Нижневолжский спиропель мог образоваться в таких участках моря, которые прилегали к бе-

реговой линии и отделялись от открытого моря косами или барьерами суши, т. е. которые соединялись с морем через узкий проход или пролив, куда волнения моря могли достигать очень ослабленными и где царили условия бассейнов со стоячими или застаивающимися водами, столь благоприятными для образования сапропеля, но куда морская вода с ее фауною все же имела свободный доступ. В таких гафах или морских лагунах были самые благоприятные условия для пышного развития как животной, так и растительной жизни, особенно в виде планктона. Я склонен думать, что главную массу студня нижневолжского сапроколля составляли какие-либо водоросли и в меньшей мере животные, оставляющие, вообще говоря, меньше продуктов своего гниения, чем водоросли и, что вяжется и с тем, что в нижневолжском сапроколле очень немного, по-видимому, копролитов. Мне думается, что эти водоросли должны были быть, скорее всего, из группы синезеленых, чем зеленых» (с. 15).

Очень близкие, хотя и не тождественные, взгляды на происхождение нижневолжских сланцев применительно к частному случаю Вятско-Камского края высказал Н.Г.Кассин в двух своих работах [Кассин, 1925, 1928]. Данными послужили как полевые наблюдения, так и микроскопическое изучение.

«Материалом для горючих сланцев наряду с минеральным осадком, всего вероятнее, – пишет Кассин, – явились водоросли и, кроме того, мягкие части аммонитов, пелеципод, разный планктон; все это, отмирая, отлагалось на дне юрских бассейнов; в придонной части последних не происходило окислительных процессов; надо думать, эти бассейны были хотя и обширными по площади, но передвижения вод в придонной части их не происходило; точно так же в них не было и больших волнений: кислород не проникал сверху до дна; быть может, это были большие морские заливы, наподобие Рижского, отделенные от моря подводными барьерами». Но глубина этих бассейнов была невелика, в Кобринском районе она не превышала 200 м. «Точно так же и берег моря от участков моря, где происходило накопление органического вещества, не находился далеко»... «в Кобринском районе от предполагаемых берегов нижневолжского моря эти осадки отлагались приблизительно верстах в 15–20, у д. Вороны также в 15–20 верстах и у д. Высоковской верстах в 10–15».

«Весьма вероятно, на дне этих заливов происходило сероводородное брожение (скопление сернистого железа в горючих сланцах), и сероводородом была заражена придонная часть их; подобные условия делали невозможным окисление отлагавшегося органического остатка, но, весьма вероятно, оно не препятствовало развитию бактерий, которые помогали ослизнению органического вещества и переходу его в студенистое органическое вещество горючего сланца».

Совершенно иные воззрения на физико-географическую обстановку отложения нижневолжских сланцев были высказаны А.Н.Розановым в ряде работ [Розанов, 1926, 1927].

«По своему происхождению, – пишет Розанов, – горючие сланцы нижневолжского яруса... являются более или менее типичными морскими сапропелитами с очень обильными остатками морской фауны и с небольшим относительно содержанием элементов пресноводного и наземного происхождения, очевидно, занесенных морскими течениями от берега». «Материал для образования органического вещества сланцев... дали, главным образом, водоросли...» Судя по изобилию животных остатков (местами сланцы буквально переполнены остатками аммонитов, пелеципод и *Orbiculoidea maetis*) и высокому содержанию в сланцах азота и серы роль животных остатков должна быть также существенна. Необходимо также учитывать наличие в сланцах не только планктонных, но и придонных форм (местами в значительном количестве).

Что касается условий, определивших образование сланцев, то главную роль в образовании сланцев сыграли, по Розанову, палеогеографические изменения конца века *Perisphinctes Panderi*, которые, как известно, сводились, во-первых, к утере связи нижневолжского бассейна с западноевропейским, а во-вторых, к утере связи с полярным океаном. «Когда перед наступлением средней части нижневолжского века (соответствующей зоне *V. virgatus*) воды Тетиса и Полярного океана перестали встречаться в нижневолжском море, последнее должно было превратиться в извилистый и длинный залив, отходящий в пределы нынешней Европейской части РСФСР с юго-востока; при этом, несомненно, существовавшие ранее морские течения должны были прекратиться, поскольку они были связаны с обменом вод Тетиса и тех бассейнов, куда открывалось нижневолжское море на севере и на западе. Напротив, в море должно было возникнуть много спокойных участков с относительно застойными водами, где планктон и придонная фауна и флора могли получить пышное развитие и куда с окружающих частей суши могли поступать воды, содержащие растворы гумусовых и ульминовых кислот и заноситься отдельные стволы растений. При этом незначительное, в общем, количество, как гумусовых веществ, так и торфянистых масс и сильная разрушенность мелких остатков наземных растений, наряду с необычайным богатством морских организмов в большинстве сланцевых прослоек, говорят скорее за некоторое расстояние от берега этих участков застойных вод, чем за фацию лагунных отложений».

«Таким образом, могли возникнуть площади и районы сапропелитовой фации, продержавшиеся до начала эпейрогенетических движений, приведших к образованию песчано-глауконитовых отложений и конгломератов века *V. virgatus*. Чередование же глинистых прослоев с сапропелитами, с этой точки зрения, могло быть вызвано известными колебаниями в режиме циркуляции и обмена вод в бассейне, причем глинистые прослои соответствуют моментам более свободной циркуляции воды и более свободного доступа кислорода к осадку дна моря» [Розанов, 1927].

Как видим, точка зрения Розанова совершенно противоположна точке зрения Залесского и Кассина. В то время как у последних область накопления сланцев – маленькие прибрежные лагуны, у Розанова – это центральные части бассейна. В то время как фактором накопления органического вещества у Залесского является пышное развитие жизни, у Розанова – это, главным образом, условия среды (пониженное содержание кислорода).

Обратимся непосредственно к самим фактам и попытаемся из анализа их получить заключения, касающиеся генезиса изучаемой породы.

2

При восстановлении среды, в которой происходило отложение нижневолжских сланцев, необходимо исходить из пространственного распространения и условий залегания их. Мы должны будем отметить здесь, прежде всего, обширную площадь развития сланцев; можно сказать, что нижневолжские сланцы известны почти изо всех мест, где сохранились отложения зоны *Perisphinctes Panderi* вообще.

Далее, следует подчеркнуть значительную устойчивость стратиграфического разреза сланцев на больших площадях. Если отдельные пласты сланцев и залегают более или менее выклинивающимися линзами (хотя и здесь очень много случаев, когда линзы простираются свыше чем на 30 км), то сланцевые пачки, наоборот, представляют собою образования, отличающиеся уже чрез-

вычайной устойчивостью и поэтому протягивающиеся на сотни километров. Так, например, вторая пачка южной половины бассейна известна повсюду в Заволжье, а на правом берегу у Сызрани и Ундор.

Легко видеть, что приведенные факты никак не мирятся с гипотезой лагунного происхождения сланцев Залесского, но стоят в резком противоречии с ней, так как по этой гипотезе мы должны были бы: 1) встретить приуроченность сланцев к незначительной узкой прибрежной зоне, 2) должны были бы наблюдать залегание их здесь отдельными разобщенными линзами и, наконец, 3) должны были бы иметь полное отсутствие сланцев в наибольшей, центральной части площади развития нижневолжских отложений.

Точно так же противоречащими его гипотезе оказываются и все основные факты, касающиеся фаций и фауны, как самих сланцев, так и вмещающих их пород. Как было выяснено в разделах 2-м и 3-м, серые глины, чередующиеся со сланцами, состоят на 80–90% из частиц < 0,01 мм, а остальные 10–20% представляют песок с диаметром 0,01–0,05 мм. Механический состав сланцев нам известен, но, судя по микроскопическим наблюдениям, он должен быть близок к составу вмещающей серой глины. Что же касается фауны сланцев и вмещающих глин, то из списков, приведенных выше, явствует с очевидностью, что это настоящая морская фауна, в которой представлены не только эвригалинные формы, как пелециподы и гастроподы, но и такие стеногалинные, как брахиоподы, морские ежи, криноидеи, аммониты, белемниты. Смысл приведенных фактов совершенно ясен. Очевидно, что сланцы действительно отлагались отнюдь не в прибрежной зоне, а в достаточном отдалении от нее, с одной стороны, а с другой – что море, отлагавшее их, было морем совершенно нормальной солености и не имело отклонений ни в сторону опреснения, ни в сторону осолонения. Это последнее обстоятельство особенно трудно примирить с гипотезой Залесского, ибо лиманы, как известно, никогда не удерживают – *да и не могут по сути дела удержать* – нормальной солености: они либо опреснены, либо осолонены, что сейчас же приводит к резкому изменению заключающейся в осадке фауны. Таким образом, и анализ фациальных и фаунистических данных говорит против гипотезы Залесского.

Мы должны будем остановиться на тех специальных доводах в пользу лиманного генезиса нижневолжских сланцев, какие приводятся разбираемым автором. Этих доводов собственно два. Во-первых, находки микроскопической водоросли, близко к *Pediastrum* – «типично пресноводному роду», а также труха растительных тканей, в которой Залесский видит следы перемывания близлежащих торфяников. Во-вторых, общее соображение, что органическое вещество в сколько-нибудь заметных количествах накопляется в настоящее время отнюдь не в центральных частях больших морских бассейнов, а именно в их прибрежных лагунных, затишных зонах. По поводу первого довода следует сказать, что значение его может быть истолковано совершенно иначе, чем это делает Залесский. Допустим даже, что *Pediastrum* со всеми его видами и близкими формами всегда был пресноводным. Спрашивается: насколько распространенными являются находки его в веществе сланцев? По данным самого же Залесского, можно заключить, что находки *Pediastrites* в сланце единичны. А это значит, что придавать им хоть какое-либо значение совершенно невозможно, так как эти единичные экземпляры могли быть занесены в море водой впадающих в него рек. Что касается растительной трухи, то также отнюдь не обязательно, чтобы она получалась в результате перемыва близлежащих торфяников. Вынос в море на достаточное расстояние от берега стволов, ветвей, листьев реками, погружение этих материалов на дно и их гниение там могли совершенно так же дать начало растительной трухе. В доказательство этого укажу общеизвестный факт, что в центральных частях

Черного моря в настоящее время действительно находят такой занесенный растительный детритус. Таким образом, положительные аргументы Залесского совершенно неубедительным и могут быть истолкованы и должны быть истолкованы совершенно иначе. Что же касается второго довода (накопление современными морями сапропеля только в гафах), то он имеет убеждающую силу лишь при допущении, что всегда, во все времена, неизменно господствовали условия отложения (и значит распределения осадков), аналогичные современным. Между тем, несомненно, и литология знает этому примеры, что в прошлом возникали осадки, совершенно непохожие на современные, и значит, существовали условия седиментации, несходные с настоящими. Голая ссылка на современность, таким образом, ни в какой мере не может являться решающим доказательством.

Итак, мы видим, что при внимательном разборе аргументация Залесского не является убедительной. Наоборот, всесторонний анализ заставляет совершенно отвести его гипотезу как стоящую в резком несогласии с основными фактами литологии и стратиграфии нижневолжских сланцев. Все эти факты могут быть объяснены только при допущении, которое уже было высказано Розановым, а именно, что *нижневолжские сланцы суть типичные сапропелиты, отложенные в центральных, а не прибрежных частях, и не в заливах и гафах*, и притом в море, которое должно было характеризоваться совершенно нормальной соленостью.

Посмотрим теперь, какие факторы способствовали накоплению органического вещества в осадке сравнительно с вмещающей породой.

Легко видеть, что здесь представляются три возможности, которые действовали либо каждая порознь, либо все вместе. Так, *во-первых*, накопление органического вещества в осадке могло иметь причиной особенности гидрологической обстановки бассейна, например сероводородное заражение воды у дна, как это думает Кассин, или просто значительное понижение содержания O_2, как думает Розанов. *Во-вторых*, это же накопление углерода в илах могло иметь и другую причину: уменьшенный принос терригенного материала в моменты отложения сланцев и усиление приноса его в моменты отложения вмещающей серой глины, что и вызывало то значительное обогащение породы битумом, то обеднение ее им. Наконец, *в-третьих*, можно было бы вместе с Залесским видеть решающую причину в пышном развитии жизни внутри бассейна в моменты отложения сланцев. Попробуем взвесить и критически оценить эти возможности.

Что касается решающего значения обстановки, то этот фактор должен отпасть, так как никаких следов специфической анормальной гидрологической обстановки в эпоху отложения нижневолжских сланцев не замечается. В частности следует резко подчеркнуть совершенную несостоятельность точки зрения Кассина о сероводородном заражении воды у дна бассейна. Чтобы доказать отсутствие этого заражения, достаточно указать на наличие в сланце богатейшей *донной* фауны, существование которой в условиях сероводородного заражения совершенно немыслимо. Мне думается, что мы не имеем права допускать даже сколько-нибудь пониженное содержание кислорода у дна, так как это опять-таки не может считаться благоприятной обстановкой для того чрезвычайного развития донной фауны, какое в эпоху сланцеобразования мы наблюдаем. Отмечу, что в современных морях максимальная продуктивность дна приурочена именно к хорошо вентилируемым районам .

Таким образом все, что мы знаем о фауне сланцев, заставляет нас думать, что *отложение их происходило не только в условиях нормальной солености, но и нормального газового режима воды у дна*. Другое дело – сероводородное заражение в глубине осадка, под окислительной пленкой. Оно не только воз-

можно, но совершенно несомненно. Но по поводу этого соображения следует, однако, заметить, что H_2S в глубине илистых осадков есть самое обычное явление, возникающее в любых илах в силу самой илистости осадка, вызывающей замедленную циркуляцию воды. Между тем, далеко не всякие илы обогащены органическим веществом. Следовательно, и признание H_2S в глубоких горизонтах илистых отложений не может дать ключа к уяснению причин обогащения сланцев органическим материалом.

Точно так же мы должны решительно отбросить и второе предположение о роли приноса терригенного материала, который доставляется то в избытке (и тогда отлагаются серые глины), то в недостатке (и тогда накопляются сланцы). В неприемлемости этого объяснения убеждает простой расчет. В самом деле, если бы все сводилось только к приносу терригенного материала, тогда при переходе от сланцев к серой глине мы должны были бы иметь одновременно пропорциональное понижение и органического вещества и $CaCO_3$. Между тем, в действительности при этом происходит уменьшение только органического вещества, а $CaCO_3$ даже возрастает. Это значит, что реально изменяющейся величиной является именно органическое вещество, а не терригенный материал.

Таким образом, мы приходим к мысли, что действительная причина накопления органического вещества должна была заключаться только (или решающим образом) в усиленном поступлении на дно бассейна самого органического вещества. Иными словами, мы должны будем допустить в качестве главнейшей причины усиленный расцвет жизни в нижневолжском бассейне. Что это была за жизнь или органические формы, которые доставили своими трупами такое количество органического вещества?

В литературе уже имеются высказывания по этому поводу. В частности, Розанов уже неоднократно указывал, что в образовании нижневолжских сланцев принимали участие как растения, так и животные, как бентос, так и планктон. При современном состоянии знаний мы можем сделать эту довольно общую характеристику более отчетливой и документальной. Так, в связи с открытием в сланцах хлорофилла можно считать доказанным участие растительного материала. При этом нестойкость органического вещества животных сравнительно с растительным позволяет думать, что именно растениям мы и обязаны накоплением нижневолжских сланцев. Далее, нужно думать, что этот растительный мир был не планктонным, а донным, ибо это допущение несравненно лучше объяснит нам и наличие в сланцах специфического биоценоза и относительную ограниченность сланцевых пластов, которая совпадала бы с ограниченными размерами подводных лугов. Наконец, стоит указать, что в состав допускаемых нами подводных лугов входили, по-видимому, не только водоросли, но и высокоорганизованные высшие растения, биономические гомологи современной *Zostera*. Любопытным свидетельством этого является своеобразный состав органической массы нижневолжских сланцев, а именно пониженное содержание в ней С и Н и наличие фенолов. По очень правдоподобному истолкованию Стадникова, эти особенности органического вещества должны иметь причиной более или менее значительную примесь гумусовых веществ, получающихся, как известно, от разложения лигнинсодержащих (т. е. высших) растений. Правда, Стадников думает, что эти гуминовые вещества привнесены в сланцы путем перемыва торфяников того времени. Мне кажется, однако, что все, что мы знаем, с одной стороны, о самих сланцах, с другой – о континентальных отложениях того времени, резко противоречит такому объяснению и заставляет думать, что требуемый гумусовый материал имелся на месте, происходя из той подводной растительности типа *Zostera*, о которой говорилось выше. Возможно, что и некоторая часть трухи растительных тка-

ней могла появиться тем же путем (кроме указанного выше приноса древесных форм с берегов реками).

Допуская расцвет донной жизни (прежде всего, растительной) как основную причину обогащенности нижневолжских сланцев органическим веществом, невозможно пройти мимо вопроса о том, каким образом с этой точки зрения возможно объяснить приуроченность сланцеобразования только к определенным моментам века *P. Panderi* и отсутствие его в другие времена (т. е. появление сланцеТых пачек).

Мне кажется, что механизм, работавший здесь, был очень прост и сводился к колебательным движениям дна. Так как растительный мир (донный) связан со светом, а последний проникал в воду на весьма ограниченную глубину, то естественно, что при углублении бассейна ниже определенной изобаты растительный покров должен резко сокращаться, а значит, и накопление органического вещества должно резко снижаться. Мы получим пустую породу – серую глину. При обратном процессе на том же месте вновь появятся подводные луга, и, значит, вновь появится сланец. Что касается неравномерного распределения сланцев внутри пачки, то оно имело причиной частью тоже явление колебаний дна, частью просто неравномерное распределение на нем растительности. Если такое объяснение справедливо, то оно не только дает ключ к указанной выше проблеме, но одновременно раскрывает и чрезвычайно любопытные детали в жизни самого нижневолжского моря: наличие в нем мелких пульсаций, происходивших еще под водным покровом, без всякого его осушения. Отметим, что такая подвижность дна в эпоху *P. Panderi* чрезвычайно гармонировала бы с общим характером этого бассейна, уже давно и прочно установленным работами Павлова, Розанова, Никитина и др.

Подводя итог проделанному анализу, можно сказать, что отложение нижневолжских сланцев имело место в бассейне с нормальной соленостью и нормальным газовым режимом, обладавшем богатой донной растительностью – водорослевой и высших растений, за счет которой собственно и следует отнести накопление органического вещества в осадке. Сам процесс накопления, однако, не был непрерывным. В моменты углубления бассейна он резко сокращался и, может быть, прекращался совсем. В моменты обмелений, наоборот, подводные луговые ковры крупными пятнами устилали почти всю территорию центральных частей бассейна, превращая его в совершенно своеобразное образование.

Если очерченная картина передает хотя бы в общих чертах действительность, то нетрудно видеть ее большое своеобразие и отсутствие какого-либо сходства с современными морскими бассейнами. В самом деле, среди современных морей *с нормальным гидрологическим режимом* мы не найдем образований, гомологичных с бассейном века *Perisphinctes Panderi*. Те немногие случаи развития подводной растительности, которые мы знаем в некоторых бассейнах, могут иметь лишь отдаленное сходство с нижневолжским бассейном, и сравнивать их было совершенно неправильно.

Таким образом, нижневолжский бассейн представляется нам одним из немногочисленных, в общем, случаев в литологии, когда онтологический метод остается бессильным, и мы должны ограничиваться чисто индуктивным анализом фактов. Может быть, поэтому в наших суждениях об условиях образования сланцев еще так много догадок и гипотез.

Литература

По стратиграфии указываются только работы, вышедшие после 1925 г.; исчерпывающий список более старых – см. в сводках в работах 1 и 3 настоящего списка.

Архангельский А.Д. Обзор месторождений горючих сланцев Европейской России, Нефт. и сланц. хоз., №10–12, 1920.

Залесский М.Д. Первый опыт микроскопического исследования нижневолжского горючего сланца, Изв. сапр. ком., вып. 4, 1928.

Кассин Н.Г. Горючие сланцы Вятского края, Вестн, геол. ком., 1925.

Кассин Н.Г. Описание 109 листа десятиверстной карты Европейской части Союза, Труды геол. ком., вып. 158, 1928.

Кром И.И. Юрские отложения и следы нижнего мела на Ветлужско-Унженском водоразделе в пределах б. Ветлужского уезда. Бюлл. МОИП., т. VIII, № 3–4, 1930.

Орлов и др. Горючие сланцы Чувашской республики. Химия твердого топлива, стр. 444, 1932.

Попов Н.М., Горяинов. Отчет о разведке горючих сланцев в окрестностях с. Савельевки Пугачевского округа, сборник «Горючие сланцы и их техническое использование», 1932.

Попов Н.М. Отчет о разведке горючих сланцев в бассейне Садомны, Таловки и Солянки на юге Общего Сырта, там же.

Раковский Е.В. Сборник «Горючие сланцы и их использование», стр. 145, 1929.

Розанов А.Н. Географическое распространение сланцев в Европейской России, Бюлл. нефт. комитета, 1918.

Розанов А.Н. Геологические условия нахождения ствола папоротника в нижневолжских отложениях близ с Городище, Изв. геол. ком., стр. 578, 1927.

Розанов А.Н. Горючие сланцы Европейской части СССР, 1926.

Розанов А.Н. О зонах подмосковного портланда и вероятном происхождении подмосковных фосфоритов, Мат. общ. прикл. геол., 1912.

Самойлов Я.В. К минералогии фосфоритовых месторождений, Труды комиссии по исследованию фосфоритов, II–IV. 1928.

Соколов М.И. Геологические исследования в бассейне р. Унжи. Труды ассоциации научно-исслед. институтов при 1 МГУ, II, 1928.

Стадников Т.Л. Ископаемые угли и горючие сланцы, Химия твердого топлива, № 7–8, стр. 476, 1932а.

Стадников Т.Л. Химия угля, стр. 91, 1932б.

Худяев П.Е. К геологии сысольского района, там же, т. VI, вып. 1. 1927.

Худяев П.Е. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и неокомских образований в Сысольском районе, Труды Ленингр. о-ва естест. т. VII, вып. 4. 1928.

Фокин. Химические исследования кукерсита, Горный журнал, 1913.

Битуминозные породы р. Юрезани. (Очерк стратиграфии и литологии)[1]

Введение

Битуминозные породы в бассейне р. Юрезани пользуются довольно большим распространением. Так, они выходят у с. Абдулино в устье реки, у с. Шамратово примерно в начале нижнего течения ее, наконец, на горах Куткан-тау, Янган-тау, на р.Урдали в среднем ее течении. И полевые наблюдения и камеральная обработка материала показывают совершенно согласно, что на всем этом протяжении битуминозные породы далеко не однообразны, но относятся к двум резко различным типам, из которых первый развит в окрестностях с. Абдулина и может быть назван абдулинским типом, второй же наиболее характерно представлен на Куткан-тау и может быть назван куткантауским[2]. В настоящей работе описывается последний из этих типов. Отметим, что при выполнении ее на долю С.С.Осипова пришлась стратиграфическая сторона темы и составление геологической карты, на долю Н. М. Страхова – литологическая часть ее как со стороны методологии, так и по части непосредственной микроскопической обработки материала; выводы из исследования проработаны авторами совместно.

Минеральные анализы производились в лаборатории НГРИ, руководимой Э.С.Залманзон, анализы битумов также в НГРИ, в лаборатории, руководимой В.Г.Пуцилло.

Битуминозные мергеля среднего течения р. Юрезани (от горы Салдаш до горы Урдали)

I

Битуминозные мергеля, являющиеся предметом настоящей работы, обнажаются в среднем течении р. Юрезани на горах Салдаш, Куткан-тау, Янган-тау и Урдали (рис. 1). Съемочные работы, произведенные С.С.Осиповым в 1929/30 г. в районе Юрезанско-Айской впадины, показали, что битуминозно-мергельная толща является только одним из членов верхней половины разреза артинской свиты (рис. 2). Ниже битуминозной толщи располагается еще огромная свита обломочных пород (пески, песчаники, сланцы) мощностью до 2 000 м, точно так же как над битуминозными мергелями следует еще достаточно мощная свита тех же обломочных пород мощностью до 1000 м. Полный разрез битуминозно-мергельной толщи известен только в двух местах: на горе Янган-тау, где мощность их достигает 245 м на горе Урдали, где мощность увеличивается до 320 м. Западнее, на горе Куткан-тау, обнажаются только верхние 40 м всей толщи, а еще западнее, на горе Салдаш, – верхние 100 м.

---

[1] Бюлл. МОИП. Нов. сер. 1935. Т. 43. Отд. геол. Т. 13. № I. С. 3–41. Совместно с С.С.Осиповым.

[2] Абдулинский тип описан Н. М. Страховым в статье «Об одном типе битуминозных пород». Пробл. Сов. Геол., 1934, № 8.

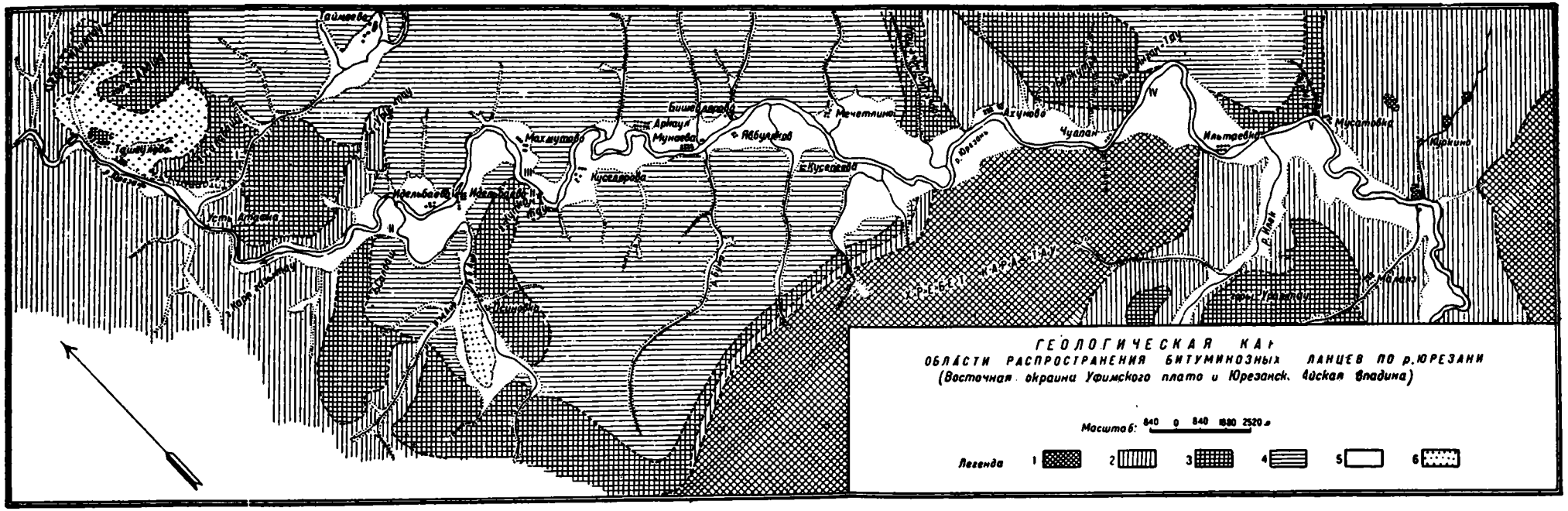


Рис. 1. Геологическая карта области распространения битуминозных сланцев по р.Юрезани

1 – породы древнее C_3; 2 – породы, залегающие между C_2 и битумонозной толщей; 3 – породы битумонозной толщи; 4 – породы, покрывающие битумонозную толщу (2, 3 и 4 - C_2+P_1); 5 – аллювий; 6 – суглинки (5 и 6 – Q)

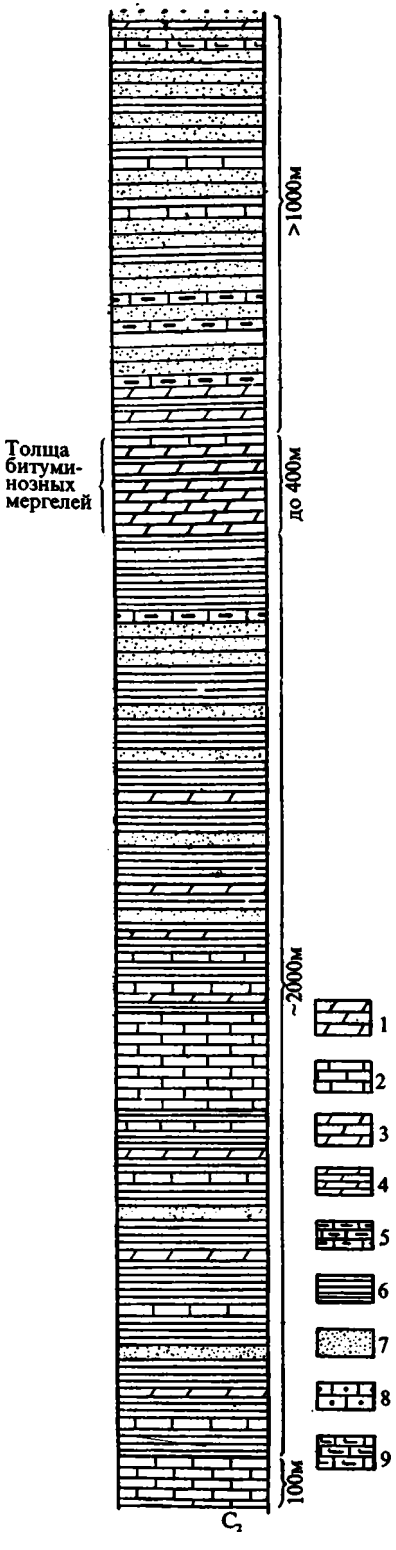


Рис. 2. Схематическая сводная колонка верхнего палеозоя (артинская фация) по р. Юрезани и р. Ай

1 – битуминозные сланцеватые мергели; 2 – органогенно-обломочные сланцеватые известняки *CO treptorynchus, Productus irginae* и *Pr. Cora*; 3 – тонкослоистые плитчатые мергели; 4 – доломитизированные мергели; 5- конгломератовые известняки; 6 – песчано-глинистые сланцы; 7 – песчаники; 8 – «дырчатые» доломиты; 9 – гипс

Как показывает карта, артинские породы в изучаемом районе обнаруживают слабое общее падение на северо-восток, причем на фоне этого общего уклона намечаются антиклинальные складки с простиранием на восток-северо-восток и дизъюнктивные нарушения в форме сбросов небольшой амплитуды. Такие сбросы известны в районе горы Куткан-тау и в других местах с амплитудой до 50–60 м.

Задача настоящей работы заключается в том, чтобы: 1) изучить стратиграфию и литологию битуминозных мергелей, а также вмещающих их пород; 2) на основе этого изучения вскрыть условия образования самих мергелей, а также битумов, в них заключенных.

Остановимся, прежде всего, на изучении самой битуминозной толщи.

II

На рис. 3 приведены четыре разреза битуминозно-мергельной свиты. Из них следует, что состав и строение свиты не везде одинаковы. На западе, в разрезах гор Салдаш и Куткан-тау, вся толща имеет весьма однообразный состав и слагается только мергелями. На востоке, в разрезе горы Янган-тау, начинают вклиниваться прослои глин, а на горе Урдали и песчаников. В этом последнем пункте строение толщи вообще делается чрезвычайно сложным и представляет многократное чередование мергелей, глин и песчаников. Нетрудно видеть, что строение толщи здесь чрезвычайно напоминает строение тех толщ, которые принято называть флишевыми. Таким образом *однородная неслоистая мергельня толща по направлению на восток принимает облик более или менее типичного флиша.* В этом заключается ее наиболее поучительная черта.

Обратимся к изучению отдельных петрографических типов, слагающих толщу и, прежде всего к изучению мергелей.

И макро- и микроскопически среди мергелей могут быть выделены четыре петрографические разности. Первая, слагающая главную, подавляющую, массу разреза, может быть названа нормальным типом мергелей; вторую разность образуют мергеля, обогащенные битумом; третью – доломитизированные мергеля; последнюю – слоистые мергеля.

В свежем состоянии «нормальные породы» центральной части линзы представляют собою темные, почти черные, тяжелые и плотные сливные мергеля, без всякой макроскопически заметной слоистости, резко пахнущие при ударе битумом. На обмытых водою невыветрелых участках разрезов мергельная толща обнаруживает весьма характерное строение, а именно: она состоит из участков, более уплотненных, конкрециевидных, располагающихся среди остальной менее уплотненной массы. Эти уплотненные участки в разрезе обычно округлы, овальны или слегка вытянуты, занимая около 1–1,5 м в длину и несколько десятков сантиметров по малой оси. Более редко встречаются, однако, и другие, довольно причудливые формы, в виде длинных и изогнутых колбас и т. п. Наглядное представление об этом дает рис. 4.

Другою характерной чертой породы, бросающейся в глаза, является чрезвычайная редкость органических остатков, в ней имеющихся. Раковины брахиопод (чаще всего *Productus irginae*) и пелециpод (*Edmondia*) встречаются обычно единицами на далеком расстоянии друг от друга и только изредка скучиваются большими массами, образуя прослои ракушечников. Такие прослои встречаются во всех трех разрезах, но чаще всего на горе Салдаш. Кроме животных остатков встречаются и растительные и даже, пожалуй, чаще, чем животные. Обычно это отпечатки стволов каламитов, реже обрывки листвы.

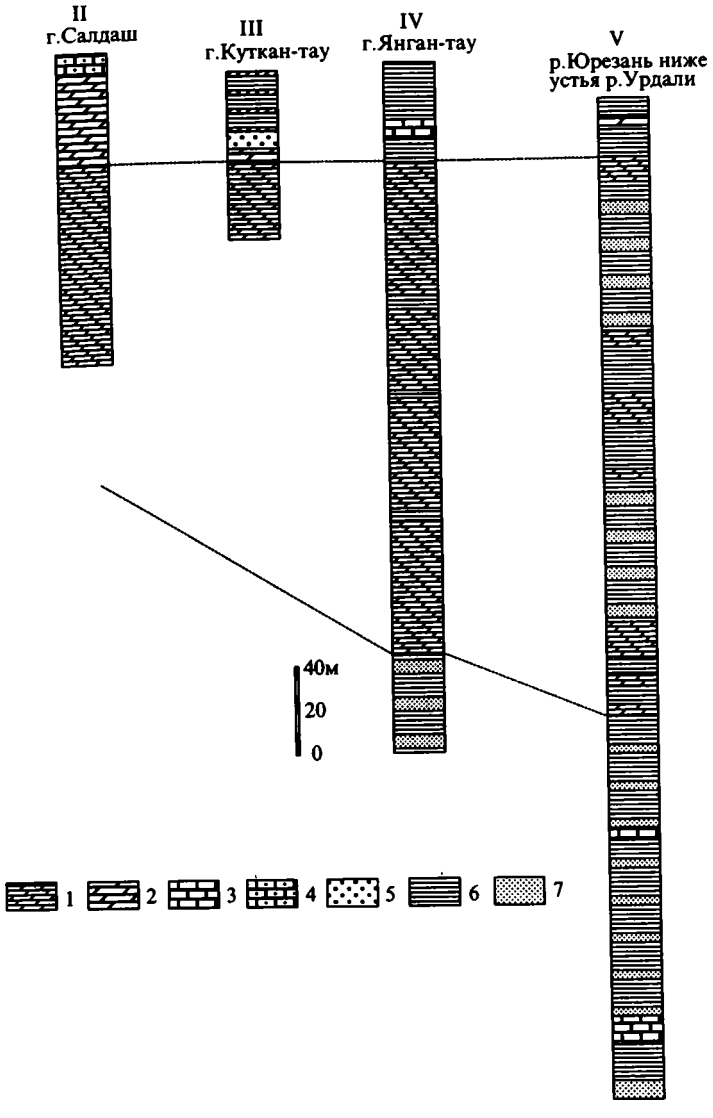


Рис. 3. Разрезы битуминозно-мергельной свиты районов Салдаш-Урдали
1 – нормальные мергели; 2 – мергели, обогащенные битумом; 3 – доломитизированные мергели; 4 – слоистые мергели; 5 – глины с ходами илоедов; 6 – глины; 7 – песчаники и алевролиты

Чтобы закончить макроскопическую характеристику битуминозных мергелей, следует заметить, что вся толща их разбита кливажем по нескольким направлениям. Образовавшиеся при этом трещины большей частью открыты, частично же заполнены кальцитом. Разбивая такую кальцитовую жилку, можно видеть иногда, что она заключает внутри себя тонкий пластик затвердевшего битума.

Микроскопическое исследование шлифов и аншлифов, приготовленных

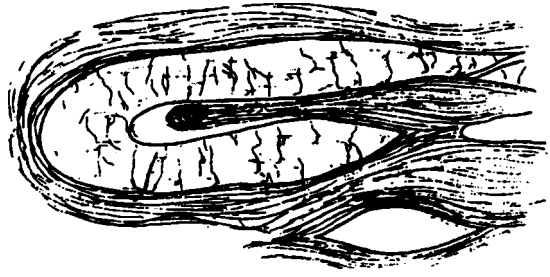


Рис. 4. Типы конкрециевидных участков в битуминозных мергелях г. Янган-тау

обычным способом, позволяет значительно глубже заглянуть в состав и текстуру породы (фототабл. I, *1–4*).

В битуминозных мергелях явственно различаются пять компонентов: 1) основное вещество; 2) обломки организмов; 3) органическое вещество; 4) терригенный материал; 5) минеральные новообразования.

1. *Основная масса* в подавляющей своей части представляет карбонат кальция сгусткового строения, т. е. состоящий из расплывчатых бесформенных пятен порошкообразного карбоната, среди которых находятся также неопределенных очертаний пятна перекристаллизованной его разности. Диаметр зерен порошкообразного $CaCO_3$ ± 0,001 мм, в перекристаллизованных участках – 0,02–0,05 мм. Степень выраженности сгустковой структуры варьирует, так что имеются все переходы от таких образцов, где карбонат целиком порошкообразен и еле затронут процессами перекристаллизации, к таким, где он в главной массе перекристаллизован и содержит только слабую подмесь порошкообразного $CaCO_3$. Кроме упомянутых «пятен» порошкообразного и перекристаллизованного карбоната, иногда присутствуют ясно обозначенные изолированные крупные зерна, от 0,01 до 0,09 мм/диам.; количество последних порою становится настолько значительным, что структура переходит уже в сгустково-зернистую. Стоит отметить также, что в некоторых случаях наблюдаются более или менее индивидуализированные комочки порошкообразного кальцита, весьма напоминающие дрьюитовые образования, какие известны из черноморских илов; диаметр их до 0,1 мм. Впрочем, и кристаллические зерна и комочки дрьюита играют в основном веществе мергелей весьма второстепенную роль.

2. *Органогенные (форменные) составные части* породы не отличаются большим разнообразием. Главнейшую роль играют среди них спикулы губок, формы сохранения которых очень разнообразны. Лишь относительно редко эти образования сохраняют свой обычный состав из SiO_2, причем в этом случае кремнекислота во всех без исключения объектах представлена не в виде опала, но в виде халцедона (и кварца). В громаднейшем большинстве случаев, однако, SiO_2 замещается $CaCO_3$. При этом мы можем проследить все переходные стадии этого процесса, начиная от момента, когда $CaCO_3$ появляется внутри канальца спикулы, и, кончая такими, когда спикула полностью состоит из чистого $CaCO_3$ в виде мозаики более или менее значительных кристаллов.

Кроме замещения кремнекислоты карбонатом, наблюдается, правда гораздо реже, вытеснение SiO_2 органическим веществом. Дело опять-таки начинается с появления битума внутри кальцита. Далее можно наблюдать случаи, когда одна половина спикулы кремневая, другая же состоит из битума. И, наконец, изредка и не во всех шлифах, можно видеть, что вся спикула замещена орга-

ническим веществом. В результате получается красно-коричневая прозрачная пленка, обычно резко ограниченная и по форме неотличимая от лежащих рядом незамещенных спикул.

Наконец, стоит отметить, что помимо описанных замещений, так сказать, первого порядка, наблюдается еще и метасоматоз второго порядка. Заключается он в том, что на поверхности уже кальцифицированной спикулы наблюдается в ряде шлифов появление черных точек, пленок, корочек, совершенно непрозрачных и принадлежащих сернистому железу.

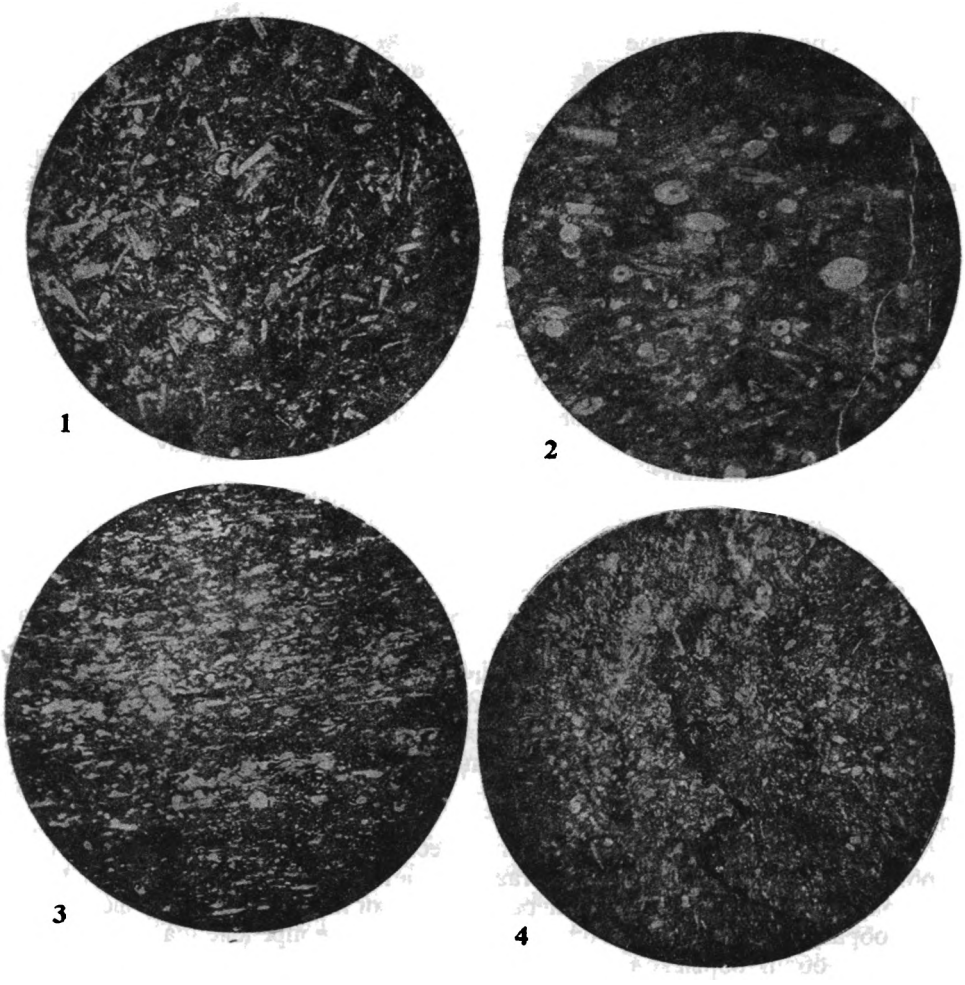
Что касается типа спикул, то почти все они относятся к категории однолучевых и лишь изредка попадаются иглы трехлучевые или четырехлучевые. Отметим, что формы и размеры однолучевых игл значительно варьируют от очень тонких и длинных до очень толстых и коротких (овальных). Первые имеют от 0,03 до 0,06 мм в диаметре при длине 0,6 мм, вторые – от 0,12 до 0,23 мм при длине 0,5–0,75 мм (фототабл. I, *2*).

Значительно меньшую роль играют обломки других организмов. Среди них наиболее часты фораминиферы типа *Nadosaria*, *Bigenerina*, *Spirillina*. Очень любопытно, что никаких других фораминифер, в частности, столь характерных, как увидим, для органогенно-обломочных пород атафского разреза *Fusulina*, в мергелях описываемых разрезов не встречено ни разу. Далее следуют отдельные мелкоперетертые обрывки раковин брахиопод, относительно очень редкие, и еще более редкие обрывки мшанок и криноидей, наблюдаемые как исключение, но отнюдь не как правило. Наконец, необходимо отметить еще одно, несомненно, органогенное образование *incertae sedis*. Это крупные – от 0,03 до 0,05 мм – идеально или почти идеально округлые сферические тела, образованные чаще всего агрегатом мелких кристаллов карбоната, либо же представляющие один кристаллический индивидуум его. Органогенная структура этих образований обычно отсутствует; в единичных случаях, однако, можно наблюдать, что сфера представляет собою раковину, состоящую из концентрически расположенных мелких кругов (5–6) карбонатных зерен, причем с внешней стороны каждый круг имеет тончайшую зазубренность. Происхождение сфер неясно. Они могут быть и фораминиферами и радиоляриями.

3. *Третий компонент породы* – органическое вещество – встречается в трех формах. Прежде всего, оно представляет светло-коричневый пигмент, который окрашивает цемент весьма неравномерными пятнами. Вторую форму битума образуют пленки его. Форма их совершенно неопределенна. Часто пленки имеют облик обрывков без преобладания каких-либо измерений, в других случаях вытягиваются в тонкие длинные нитеподобные образования. Некоторые из них имеют настолько правильные очертания, что, возможно, представляют какие-либо форменные составные части (кутикула?). Цвет этих образований обычно красно-бурый, разной интенсивности, до черно-бурого включительно, размеры от 0,20 до 0,65 мм. Характерной особенностью этих пленок, обрывков и пятен является то, что они не связаны ни с какой трещиноватостью породы. Наконец, третья форма органического вещества представляет черные, совершенно непрозрачные, остроугольные чешуйки и обрывки в 0,1–0,3 мм, которые принадлежат уже не битуму, а скорее углистому веществу. Относительно этой формы следует заметить, что она встречается относительно редко.

Перечисленные до сих пор формы органического вещества представляют, несомненно, формы первичного залегания его, т. е. дают нам органическое вещество на месте его образования, без заметных перемещений. Кроме них имеется, однако, еще одна очень характерная форма залегания, резко отличная от предыдущих. Дело в том, что в ряде шлифов наблюдаются совершенно

Таблица I



Фиг. 1. Г.Янган-тау. Нормальная разность. Общий характер породы. На фоне порошкообразного кальцита кальцифицированные мелкие спикулы. Черные пятна – пленки органического вещества. Увеличение х 45

Фиг. 2. Г.Янган-тау. Тоже. Крупные халцедоновые спикулы. Увеличение х 45.

Фиг. 3. Г. Куткан-тау. Тоже. Другой текстурный тип. Увеличение х 45.

Фиг. 4. Г.Куткан-тау. Тоже. Неправильная изгибающаяся одиночная трещина, выполненная битумом. Увеличение х 45.

явственные следы трещиноватости, причем трещины неизменно оказываются выполненными битумом обычно черного или черно-бурого цвета. Характер трещиноватости различен. В одних случаях это более или менее крупные извилистые, ясно оформленные, одиночные, более или менее ветвистые (фототабл. I, *4*), трещины, в других – это сложная система микроскопических трещинок, которые то скучиваются вместе, образуя темное пятно, то расходятся, оставляя светлые участки, так что общая картина шлифа становится очень пестрой, представляющей мозаику из светлых и темных пятен. Что касается распространения трещиноватости, то следует отметить, что она наблюдается далеко не во всех шлифах и скорее как исключение, чем как правило. Добавим, что к той же категории перемещенных битумов следует относить также и описанные уже отчасти выше случаи залегания его внутри спикул губок и вообще полых образований.

4. *Четвертый компонент породы* – терригенный материал, представлен в двух формах: а) в виде мелких (от 0,05 до 0,20 мм) остроугольных, без малейших следов окатывания, кварцевых зерен, присутствующих всегда и неизменно, но в относительно небольшом количестве; б) в виде неразложимой мути, перекрашивающей цемент; последняя констатируется, однако, не во всех шлифах.

5. Наконец, *последнюю категорию образований*, замечаемых в породе при микроскопировании составляют минеральные новообразования. Они весьма немногочисленны. Это: 1) мелкие округлые *зернышки пирита* в 0,01–0,03 мм; 2) неправильной формы (рваные) *пленки* пирита до 0,08–1,1 мм; 3) пленки халькопирита до 0,25 мм, встречаемые, правда, далеко не везде; 4) ржаво-бурые примазки лимонита, встречающиеся на выветрелых образцах и являющиеся, несомненно, вторичными образованиями. Отличить последние от битума, пигментирующего основную массу, часто представляется невозможным.

Таков качественный состав битуминозных мергелей. Чтобы уточнить вопрос о количественных соотношениях наиболее интересных компонентов породы, как карбонаты, органическое вещество и обломочный материал, были поставлены некоторые химические определения.

Прежде всего, производилось массовое определение CaO и MgO в слабой соляно-кислой вытяжке (5%). Так как при этом в раствор уходили только $CaCO_3$ и $MgCO_3$ карбонатов, то, понятно, мы имеем право пересчитать полученные значения окислов на карбонаты и рассматривать их как реальное содержание последних в породе. Таким образом хорошо выделяется первый естественный компонент породы. Далее получившийся от растворения в HCl нерастворимый остаток прокаливался. Так получался остаток, который с полным правом можно рассматривать как выражение обломочной терригенной части породы. В самом деле, при указанных операциях из мергеля исчезнут все карбонаты и органическое вещество, и останется только обломочный материал плюс спикулы губок и окись железа, полученная при разрушении прокаливанием FeS_2. Но количество спикул, удерживающих еще SiO_2, как указывалось выше, ничтожно мало, так как подавляющая масса их кальцифицирована. Что же касается железа из FeS_2, то оно также не представляет заметной величины, так как по специальным определениям FeS_2 содержание его достигает максимум 2–3%. Таким образом прокаленный нерастворимый остаток мергеля, *взятый к тому же на ряде проб*, действительно может дать представление о величине обломочного компонента породы. В породах, подобных исследуемой, чрезвычайный интерес представляет количественное выделение органического вещества, в нем заключенного.

К сожалению, содержание органического вещества в целом не поддается (по сложности обстановки) точному учету. Здесь возможно, однако, воспользоваться определением одного только углерода, ибо переходный коэффициент

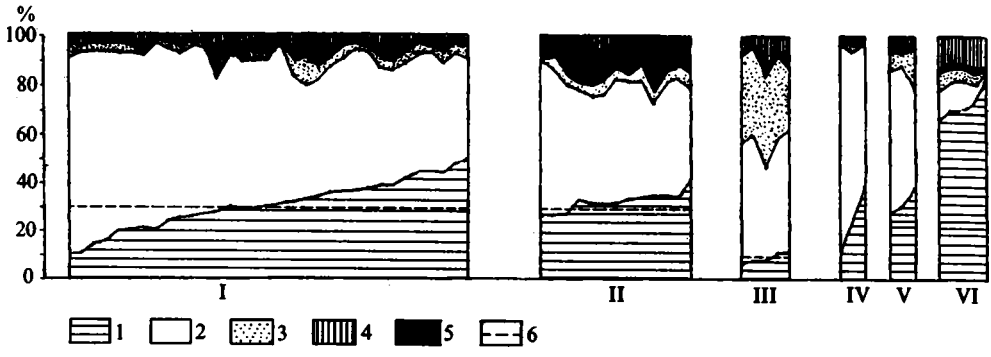


Рис. 5. Состав пород битуминозной толщи среднего течения р. Юрезани
1 – терригенный материал; 2 – углекислый кальций; 3 – углекислый магний; 4 – органическое вещество; 5 – влага, растворимые полуторные окислы и прочее; 6 – среднее содержание в породе обломочного материала

от углерода к сумме органического вещества (как показывает ряд наблюдений над битуминозными сланцами) довольно устойчив, равняясь в громадном большинстве случаев 1,50–1,60. Таким образом, определяя С в массе образцов и помножая цифры последнего на 1,5, мы получим достаточно близкое представление о сумме органического вещества, заключенного в породе.

Приведенные три определения не дают, конечно, исчерпывающей химической характеристики породы, но они хорошо передают основные черты ее и позволяют производить удобные сравнения с другим аналогичными образованиями. А это есть то необходимое, что требуется всякими литологическими исследованиями, ставящими себе генетические цели. Поэтому мы сочли себе вправе ограничить пока свою работу только изучением количественных соотношений между указанными тремя компонентами, оставляя детальное химическое исследование терригенной части, с одной стороны, и органического вещества – с другой, на долю других исследований. Впрочем, некоторые предварительные определения органического вещества все же были поставлены.

Нижеследующая таблица 1 дает цифровой материал, характеризующий состав битуминозных мергелей в разрезах гор Салдаш, Куткан-тау и Янган-тау.

Рассматривая приведенную таблицу (а также диаграмму рис. 5), необходимо, прежде всего, отметить относительно высокое содержание терригенной обломочной части породы. Как видно из цифр, оно колеблется от 11,07% (как минимум) до 49,94% (как максимум), причем наиболее частые значения укладываются в пределы от 25 до 35%. Таким образом, от 1/3 до 1/4 породы оказывается сложенной обломками, принесенными с берега. Остальные от 2/3 до 3/4 породы составляют карбонаты. В качестве второй характерной черты породы отметим совершенно, так сказать, нормальные соотношения между $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Содержание последнего колеблется между 1–4%, лишь изредка превосходя эту цифру. Таким образом, в нормальном типе битуминозных мергелей доломитизации обычно не замечается или (в исключительных случаях) она проявляется весьма слабо. Наконец, третью особенность породы составляет весьма незначительное содержание органического вещества в ней. В большинстве случаев содержание С колеблется от 2 до 3% и только редко превосходит 4%. Иными словами количество органического вещества составляет от 3 до 4% и лишь изредка подымается выше. Таким образом, несмотря на интенсивно черную окраску и резкий запах битума, куткан-тауские мергеля представляют породу, едва обогащенную битумом.

Таблица 1

№ образца	Местонахождение образцов и их характеристика	Нерастворимый остаток (прокаленный)	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
гора Куткан-тау					
80	Верхи мергельной толщи	39,21	46,86	3,95	0,58
81	(Образцы не вполне свежи, в особенности в самом верху свиты)	33,82	46,89	6,45	4,75
82	То же	39,29	47,50	5,09	4,11
83	То же	32,04	52,19	5,70	2,90
84	Тоже	36,52	54,58	4,74	2,26
85	То же	32,93	47,98	11,65	3,59
76	Средняя часть свиты	29,56	59,28	2,72	3,18
63	Нижняя треть толщи, располагающаяся кверху от 6 м речного откоса	35,45	52,68	3,10	2,22
64	То же	48,87	43,91	3,79	2,25
65	То же	27,75	55,05	5,43	3,66
66	Тоже	44,43	44,98	4,87	2,41
70	То же	49,94	39,24	5,05	1,91
72	То же	29,59	61,24	5,17	
гора Янган-тау					
149	Верхняя треть свиты	15,03	78,80	2,95	2,18
151	То же	30,17	60,37	3,39	1,59
153	То же	25,77	67,03	3,71	1,89
147	Средняя треть свиты	20,94	71,92	2,29	1,59
148	То же	20,65	73,12	2,40	2,12
125	Нижняя треть свиты	23,96	71,97	1,77	2,14
126	То же	30,63	68,72	0,71	–
127	То же	36,43	58,60	1,94	1,71
128	То же	27,97	67,32	1,66	1,61
129	То же	11,07	83,08	1,56	0,18
134	То же	20,60	76,84	1,61	0,78
135	То же	26,17	70,16	1,81	1,19
120	То же	45,33	48,48	1,38	3,60
122	То же	37,39	55,86	1,01	3,72
124	То же	16,36	77,85	2,63	1,39
гора Салдаш					
241	Канава 2	43,71	45,72	4,39	1,90
243	Канава 3	29,95	63,74	3,07	1,72
245	Шурф 10	20,37	72,91	3,58	1,05
246	Канава 4	44,19	48,92	3,81	1,56
гора Урдали					
416	Средняя часть разреза	35,96	53,85	3,31	1,01
412	То же	10,56	81,09	5,41	0,50
432	Верхи разреза	26,05	65,51	4,21	0,35

Что касается горизонтальной изменчивости основной разности битуминозных мергелей, то она выражена очень слабо. И на горе Салдаш, и на Куткан-тау, и на Янган-тау тип мергелей совершенно тот же. Лишь, на горе Урдали они становятся несколько более светлыми и менее битуминозными. Одновременно и количество органических остатков в них уменьшается иногда настолько, что в шлифе остаются лишь единичные спикулы губок или сферы, а порой не остается даже никаких остатков (фототабл. IV, *1*).

Таковы петрографические особенности главной основной массы битуминозных мергелей или их нормальной разности.

III

Обратимся к изучению уклоняющихся петрографических типов.

А. *Мергеля обогащенные органическим веществом.* Как видно из самого названия группы, характернейшую особенность ее составляет значительное содержание органического вещества (см. рис. 5). По специальным определениям количество углерода составляет минимум 5,21%, чаще же достигает 9–10% и подымается до 13–14,74%. Это значит, что содержание органического вещества, по крайней мере, в 5–8 раз выше количества его в нормальном типе и достигает 20–22% (см. рис. 5). Наоборот, содержание остальных компонентов, и в частности, терригенного материала, как показывает диаграмма не обнаруживает каких-либо заметных отклонений от значений их в нормальном типе. Эти особенности состава определяют макро- и микроскопические черты породы. Макроскопически это те же нормальные мергеля, только более темные и пахучие при ударе. В шлифе (фототабл. II, *1*) также наблюдается совершенно та же общая картина, что и в нормальном типе, с той только разницей, что роль органического вещества резко бросается в глаза. Если в нормальном типе соотношение между карбонатной и битумной частями породы было совершенно очевидно в пользу первого компонента, который, так сказать, совершенно подавлял другой, то в описываемой сейчас разности органического вещества становится так много, что в поле зрения темные «битумные» пятна играют, пожалуй, не меньшую роль, чем светлые карбонатные. В наиболее обогащенных битумом участках наблюдается даже явное превалирование битума над прочими составными частями, так что последние как бы погружены в битум. Это обогащение органическим веществом достигается путем: 1) гораздо более густой (интенсивной) окраски цемента; 2) увеличения сети битуминозных прожилок, которые располагаются теперь между каждыми двумя обломками кальцита, спикулами и т. п., 3) путем увеличения числа тех пленок, которые были описаны выше. Отметим, что в некоторых шлифах этой разновидности встречаются несомненные споры, а также обрывочки кутикулы, причем последние значительно чаще, чем в нормальном типе.

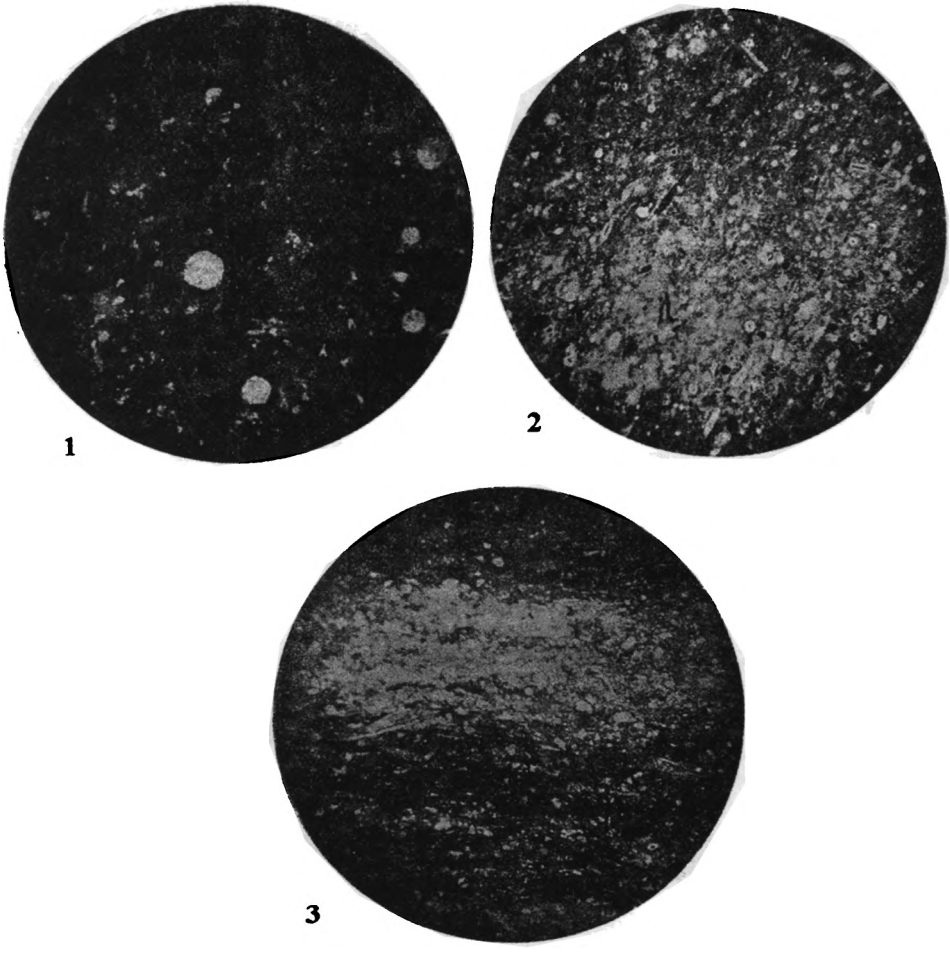
Что касается места описываемой разности в разрезе битуминозной толщи, то относительно его сведений пока мало. Если мы возьмем полностью доступный разрез горы Янган-тау, то здесь разность, обогащенная органическим веществом, оказывается приуроченной только в верхней части колонки, причем намечаются два явственно различных прослоя: нижний с содержанием С от 9 до 14% и верхний с содержанием С – 4,81%. На горе Салдаш, где нам доступна только верхняя половина разреза, обогащенная разность выступает также в этой верхней части. На горе Куткан-тау, где выходят верхи толщи, обогащенная разность встречена вновь. Таким образом, по имеющимся пока материалам получается впечатление, что обогащенные битумом слои приурочены к верхней части битуминозной толщи.

Что касается состава органического вещества, то элементарный анализ двух образцов в битумной лаборатории НГРИ дал в % следующие результаты:

Местоположение образца	C	H	N + O + S
г. Куткан-тау	75,44	7,09	15,47
г. Янган-тау	78,35	6,84	14,51

В. *Доломитизированные мергеля.* Две особенности отличают эту разность от нормального типа: 1) химический состав; 2) микроструктура.

Таблица II

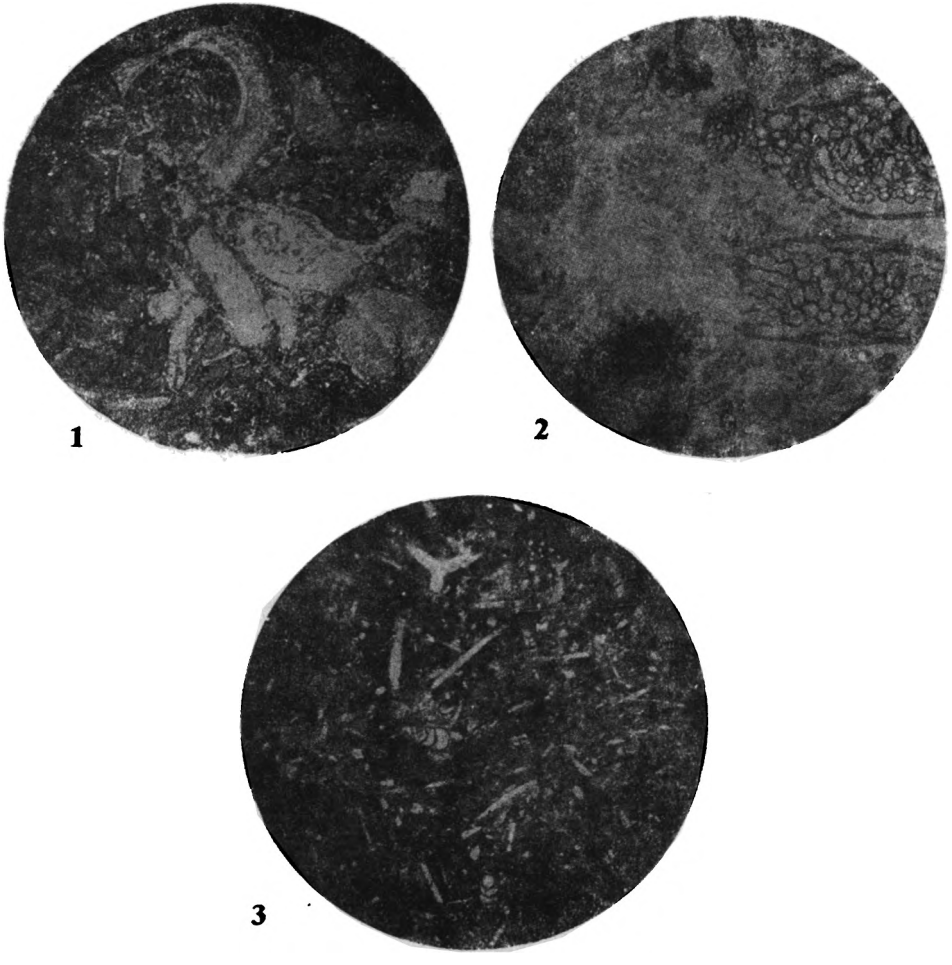


Фиг. 1. Разность, обогащенная органическим веществом. «Сферы». Увеличение х 45.

Фиг. 2. Доломитизированная разность. – Органическое вещество выполняет спикулы и частью замещает их. Почти в центре пример замещенной спикулы. Увеличение х 45.

Фиг. 3. Слоистая разность. Светлый участок состоит только из $CaCO_3$, частью перекристаллизованого. В темных прослоях пигментирующее органическое вещество. Увеличение х 45.

Таблица III

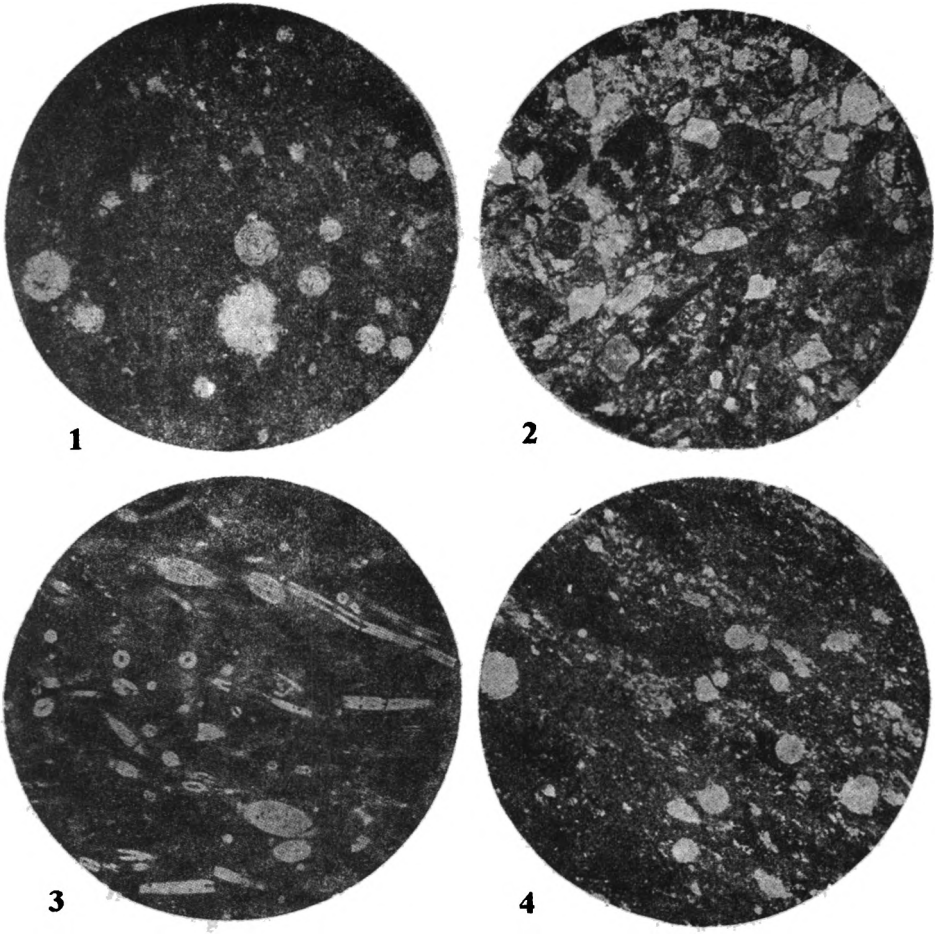


Фиг. 1. Атафские слои по р. Атаф. Органогеннообломочный брахноподово-криноидный известняк. Крупные обломки брахнопод. В левом углу – криноидея. Увеличение х 45.

Фиг. 2. Тоже. Фузулиновый известняк. Цемент перекристаллизован. Увеличение х 45.

Фиг. 3. Атафские слои по р. Атаф. Мергель. Видны масса спикул и раковины фораминифер (*Nodosaria*). Увеличение х 45.

Таблица IV



Фиг. 1. Г.Урдали. Мергель со «сферами». В центре сфера имеет ясно выраженное концентрическое строение. Увеличение х 45.

Фиг. 2. Там же. Песчаник. Черные пятна – сернистое железо или лимонит. Увеличение х 45.

Фиг. 3. Куткан-тау. Кровля битуминозной толщи. Тип мергеля со спикулами. Увеличение х 45.

Фиг. 4. Там же. Мергель со «сферами». Увеличение х 45.

Специальные определения показали (см. рис. 5), что терригенный материал составляет в них от 5,54 до 10,59% всей породы, $CaCO_3$ – от 48,00% до 52,97%, $MgCO_3$ – от 29,24% до 35,57% и, наконец, углерод от 0,93 до 2,16%. Из этих цифр следует, что, хотя ни в одном случае порода не является нормальным доломитом, тем не менее, молекулярные соотношения $MgCO_3$ и $CaCO_3$ достаточно велики. Нельзя не заметить при этом, что доломитизированная разность характеризуется значительно пониженным количеством обломочного материала. Сумма последнего, по крайней мере, втрое ниже того, что наблюдается у нормального типа. Таким образом, доломитизированные мергеля являются одновременно наиболее карбонатными породами всего разреза центральной части линзы.

Особенность микроструктуры доломитизированных мергелей заключается, прежде всего, в явственной и чрезвычайно равномерной перекристаллизации (фототабл. II, *2*). Под микроскопом они представляют мозаику почти изометрических зерен с диаметром от 0,02 до 0,04 мм. На фоне этого мелкокристаллического карбоната в некоторых шлифах выступают участки порошкообразного карбоната, в других – отдельные крупные зерна его до 0,25 мм диаметром. Наряду с перекристаллизованностью характерна бедность породы органическими остатками. Последние либо совсем отсутствуют, либо представлены небольшим числом спикул губок, очень часто нормальных – не кальцифицированных. В противоположность предыдущей разности, доломитизированные мергеля встречаются на различных уровнях во всех изученных разрезах, не обнаруживая приуроченности к какому-либо горизонту битуминозной толщи.

С. *Последней разностью*, наблюдаемой внутри битуминозно-мергельной толщи, являются *слоистые мергеля*. Главное отличие этой разности от нормальной заключается, как показывает само название, в наличии в породе более или менее явственной слоистости. Химический же состав породы, т. е. соотношения между интересующими нас компонентами, как показывает диаграмма (см. рис. 5), остается тем же, что и в нормальной разности. Что касается самой слоистости, то характер ее неодинаков, но позволяет различить два типа. Первый может быть назван слабо выраженной «линзослоистостью». Сущность ее состоит в том, что порода состоит из чередования светлых и темных полосок, каждая из которых представляет линзу в 1–2 мм толщиной и от 1–2 см до нескольких десятков сантиметров в длину. Как показывает микроскопическое исследование, причина такой линзослоистости заключается в неравномерном распределении органического вещества: в более светлых участках пятен его меньше, в темных – больше. Обычно, кроме того, перекристаллизация порошкообразного карбоната в светлых прослоях зашла несколько дальше, чем в темных (фототабл. II, *3*).

Другая разновидность слоистости может быть *названа тонкослоистостью*. В этом случае порода состоит из тесно сближенных, чрезвычайно тонких (доли миллиметра) и чрезвычайно прямолинейных, точно вычерченных по линейке, черных микрослоев, между которыми располагаются такие же прямолинейные, более светлые линии. Микроскопия показывает, что подобно предыдущему случаю, и здесь темные микрослои отличаются некоторой обогащенностью органическим веществом.

Светлые прослоечки почти лишены битума. Сколько-нибудь заметной разницы в перекристаллизации не видно, но иногда проступает слабая халцедонизация осветленных прослойков. В некоторых шлифах наблюдаются прослои, явственно обогащенные песчаным материалом. Как и доломитизированные мергеля, описываемая разность не приурочена к какому-либо горизонту разреза, но встречается, в сущности, во всех разрезах и на всех уровнях. Отметим, что особенно часто встречается эта разность в разрезе горы Салдаш.

IV

Перейдем к обломочным породам, вклинивающимися в разрез битуминозной толщи на востоке и наиболее характерно представленным в разрезе горы Урдали.

А. *Песчаники.* Макроскопически свежие невыветрелые образцы песчаников представляют неслоистую темно-серую плотную породу, без всяких следов макрофауны, интенсивно вскипающую при воздействии HCl. При выветривании они светлеют, затем явственно буреют и превращаются в типичные «перечные» песчаники.

Микроскопически в породе хорошо выделяются следующие компоненты: 1) зерна песка; 2) органические остатки; 3) карбонатно-пелитовый цемент; 4) сернистое железо и лимонит (фототабл. IV, *2*).

Зерна песка имеют размеры от 0,05 до 0,5 и даже 0,7 мм, причем в одних разностях преобладают фракции более мелкие, в других – более крупные. Минералогический состав зерен очень характерен, подавляющая масса их представляет собою обломки пород, преимущественно кремнистых. В одних случаях эти обломки составлены мозаикой относительно крупных зерен кварца и представляют, вероятно, обломки кварцитов; в других – представлены чрезвычайно тонкозернистым кварцем и принадлежит, возможно, яшмам или кремнистым сланцам.

Значительно реже встречаются обломки вулканических пород (типа порфиритов), еще реже – обломки известняков. Из минералов в зернах встречается чаще всего кварц, далее полевые шпаты (плагиоклазы), очень редко слюда и глауконит (отдельными зернами). Интересно отметить, что в крупных фракциях безусловное преобладание падает на долю обломков пород. Наоборот, в мелких фракциях роль их уменьшается, а значение зерен кварца и полевого шпата (и вообще обломков минералов, а не пород) возрастает. Форма зерен почти всегда угловатая. Окатанные зерна встречаются среди них редко, причем принадлежат более крупным фракциям > 0,1–0,2 мм. В большинстве случаев зерна кварца и кремнистых пород не бесцветны, но окрашены окисью железа в коричневатые, желто-коричневые и красновато-коричневые тона.

Органические остатки в песчаниках встречаются довольно редко, причем приурочены только к разностям переходным от песчанистых мергелей к собственно песчаникам, в самих же песчаниках не встречаются совсем. Представлены главным образом сферами, уже описанными выше в разделе о мергелях, гораздо реже обломками брахиопод. Из растительных остатков встречаются обрывки фюзенированных тканей нередко с хорошо сохранившейся клеточной структурой.

Цемент, в котором располагаются песчаные обломки, представляет в подавляющей массе своей, карбонат, к которому примешана некоторая доля пелитового материала. В некоторых случаях замечается замещение карбонатного цемента халцедоном. Окремнение идет неравномерно, пятнами, так же, как это наблюдалось и в других случаях, почему останавливаться подробно на описании этого процесса мы не станем.

Последним различимым компонентом в песчаниках являются сернистое железо и лимонит. Первое, как обычно, встречается шариками (в данном случае весьма значительных размеров – до 0,05–0,06 мм) или же пленками от 0,05 до 0,7 мм длиной, разбросанными в большом изобилии. Очень интересно, что в ряде шлифов сернистое железо явственно концентрируется вокруг зерен, оконтуривая их черной каемочкой. Лимонит представляет вторичный минерал и связан с окислением FeS_2; можно проследить все переходы от последнего к первому.

Что касается количественных соотношений между отдельными компонентами породы, то они видны из таблицы 2.

Таблица 2

№ образцов	Местонахождение образцов	Нерастворимый остаток (прокаленный)	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
404	Верх разреза	38,57	39,40	15,77	0,19
441	Середина разреза	27,74	58,51	7,75	0,11
423	Низ разреза	29,12	58,73	5,52	0,20

Таким образом, главная масса вещества породы, как и в мергелях, принадлежит карбонату. Любопытно, что количество терригенного материала здесь, в общем, не возросло по сравнению с описанными выше мергелями. Это значит, что в песчаниках разреза горы Урдали мы имеем дело не с абсолютным обогащением породы обломочным материалом, а только с замещением менее крупных частиц более крупными, что и естественно, так как, двигаясь на восток, мы приближаемся к береговой линии бассейна. В связи с этим стоит отметить еще одно микроскопическое наблюдение, а именно, что в изучаемой породе цемент по объему занимает большее место, чем песок, так как отдельные зерна лежат не соприкасаясь, а свободно, так сказать, «плавая» в цементе. Такие структурные соотношения указывают, по-видимому, на то, что накопление $CaCO_3$, составляющего цемент, в основной массе шло параллельно с самим накоплением обломочного материала, а не является эпигенетическим явлением.

В. *Глины.* Глины разреза горы Урдали (и Янган-тау) макроскопически представляют собою плотную неслоистую породу обычно темно-серого или буровато-серого цвета, жирную на ощупь. Подобно песчаникам они не содержат никакой микрофауны, а микроскопически представляют буроватую непрозрачную массу с немногочисленными, в общем, зернами кварца от 0,01 до 0,25 мм в диаметре. Содержат много шариков FeS_2 и пятен лимонита. Органические остатки отсутствуют.

Химические определения (в %) дали следующие результаты (табл. 3):

Таблица 3.

№№ образцов	Местонахождение образцов	Нерастворимый остаток (прокаленный)	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
417	Середина свиты	66,66	10,85	8,05	1,19
431	То же	69,44	11,24	5,36	1,42
434	То же	72,26	8,16	5,27	1,49
432	Низы свиты	70,70	12,15	4,06	1,13
413	То же	73,64	4,19	3,83	1,17
433	То же	83,01	1,07	1,77	1,0

Таким образом, в глинах, как и следовало ожидать, главную подавляющую массу породы составляет уже обломочный материал. Отметим, что анализы дают почти непрерывные переходы к мергелям, причем, если бы число этих анализов было бы больше, постепенность перехода, наверное, возросла бы.

V

До сих пор мы описывали породы собственно битуминозной толщи. Совершенно очевидно, однако, что для уяснения генезиса их необходимо учесть также особенности пород, вмещающих битуминозную толщу. Естественно поэтому перейти к краткому описанию пород кровли и подошвы битуминозно-мергельной свиты.

Строение кровли битуминозной толщи доступно наблюдению на всем протяжении изучаемого профиля. Как видно на рисунке (см. рис. 3), это строение на западе и на востоке не одинаково. На западе (гора Салдаш) кровля слагается, по-видимому, почти исключительно мергелями, обычно более или менее интенсивно доломитизированными; говорим «по-видимому», потому что породы кровли вскрыты здесь только шурфами, вследствие чего возможны пропуски отдельных фаций, если, конечно, последние встречаются в разрезе достаточно редко. К востоку, уже на горе Куткан-тау, в мергеля вклиниваются многочисленные прослои плотных известковистых глин, так что разрез представляет чередование этих двух петрографических типов, т. е. переходит во флишевую фацию. Еще далее на восток (горы Янган-тау, Урдали) этот тип изменяется в том смысле, что глин становится все больше, мергеля же непрерывно убывают в числе. Вместе с тем в верхних горизонтах кровли начинают встречаться песчаники.

Сравнивая описанную картину с той, которая характеризовала битуминозную толщу, можно сказать, что строение кровли, в сущности, того же типа, что и самой битуминозной толщи. Разница заключается, главным образом, в том, что в кровле *глины* пользуются несравненно большим распространением, чем в битуминозной толще. С одной стороны, они не ограничиваются только восточным краем разреза, но заходят значительно западнее, чем в битуминозной толще, с другой – они появляются в разрезе несравненно более часто и то и дело переслаиваются с мергелями, придавая всей свите резко выраженную микрослоистость или флишевый тип. Говоря кратко, главнейшее отличие кровли от самой битуминозной толщи состоит в том, что флишевый тип осадка, который в эпоху отложения битуминозной толщи ограничивался крайним востоком, теперь перемещается значительно западнее.

Что касается самих пород, как таковых, то и по составу и по петрографическим свойствам они показывают близкое сходство с описанными только что породами собственно битуминозного горизонта. Чтобы убедиться в этом, остановимся на краткой характеристике пород кровли.

А. *Мергеля*. Как уже упоминалось, здесь можно различать два типа мергелей: мергеля нормальные и мергеля доломитизированные. Состав нормальных мергелей дан на рис. 5. Как видим, содержание терригенной части колеблется у них от 16,6 до 49,41%, количество $CaCO_3$ – от 46,13 до 75,73%, $MgCO_3$ – от 0,57 до 2,56%, C – от 0,44 до 0,80%.

Сравнительно с мергелями битуминозной толщи здесь имеет место некоторое обогащение терригенным материалом и, вместе с тем, значительное обеднение органическим веществом. В соответствии с таким составом породы находятся макро- и микроскопические ее особенности. Макроскопически это плотные светло-серые или желтовато-серые мергеля без запаха битума, обычно

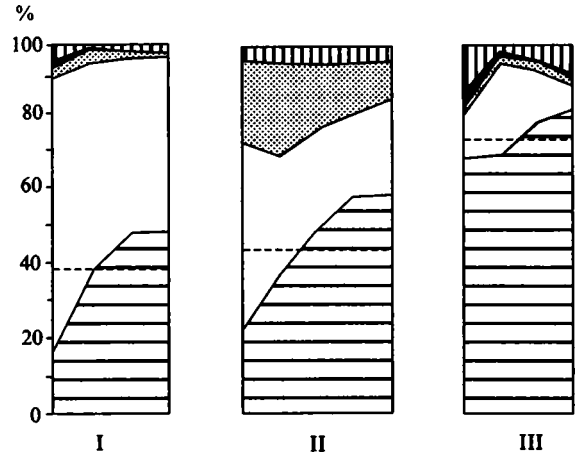


Рис. 6. Состав пород кровли Юрезанской битуминозной толщи
Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

неслоистые или с тою же тонкослоистостью, что и у битуминозных мергелей.

Микроскопия показывает (фототабл. IV, *1,3* и *4*), что основная масса породы, как и в битумных мергелях, слагается смесью порошкообразного $CaCO_3$ и пелита с слабо выраженной сгустковой структурой. В этой основной массе замечается чрезвычайно большое количество органических остатков: спикулы губок, частью еще кремневые, частью кальцифицированные, с поперечным диаметром от 0,005 до 0,23 мм и длиною до 1 мм; *остракоды* (до 0,066 мм в диаметре); обломки фораминифер разных типов; шарообразные тела – *сферы*, частью с прекрасно выраженным концентрическим расположением зерен, состоящих из $CaCO_3$ (радиолярии?), диаметром от 0,29 до 0,35 мм; наконец, крупные неправильные («рваные») зерна $CaCO_3$, затухающие как одно целое и являющиеся, вероятно, перекристаллизованными обломками криноидей.

Доломитизированные мергеля уже резче отличаются от соответствующей разности в битуминозной толще. Эти различия касаются, главным образом, состава породы. На рис. 6 даны относящиеся сюда цифры. Сравнивая их с диаграммой рис. 5, легко видеть, что доломитизированные мергеля кровли резко отличаются от доломитизированных мергелей битуминозной толщи своим значительно более высоким содержанием обломочного материала: с 10% количество его дошло до 58,7%. Наоборот, микроскопическая картина обнаруживает очень много общего. Как и там, основная масса породы представляет мозаику округлых зерен карбоната диаметром чаще всего от 0,02 до 0,03 мм, то спаянных друг с другом, то лежащих рыхло и пересыпанных более мелким порошкообразным карбонатом. К последнему примешаны пелитовый материал, в виде неразложимой мути зеленовато-серого или буровато-серого цвета, и редкие зерна кварца, всегда остроугольной формы от 0,12 до 0,045 мм диаметром. Органические остатки обычно отсутствуют полностью. Изредка встречаются спикулы губок – всегда не кальцифицированные (диаметром 0,045–0,09 мм), многочисленные шарики сернистого железа (диаметром 0,01–0,02), обычно со следами окисления, палочковидные конкреции и чешуйки его же, количество последних сильно варьирует.

Любопытно, что и в нормальных и в доломитизированных мергелях наблюдаются явления окремнения. В большинстве случаев это импрегнация, приводящая к замещению на каком-либо участке породы отдельных зерен

карбоната и создающая сложную мозаику из карбонатных и халцедонных зерен. В отдельных случаях карбонат замещается почти полностью, за исключением лишь единичных зерен, которые при этом кажутся как бы плавающими в кремнеземе.

В. *Глины.* По составу своему, т. е. по соотношению между основными компонентами, глины кровли чрезвычайно сходны с глинами восточной части собственно битуминозной толщи. Действительно, в них содержится от 77 до 81% обломочного материала, 7–8% $CaCO_3$, 1,2% $MgSO_3$ и около 1% С. Кроме того, по словам Э.С.Залманзон, в глине очень много окиси железа. Макроскопически глины кровли в одних случаях также вполне подобны глинам битуминозной толщи, в других же (в особенности в низах кровли) значительно отличаются от глин битуминозной толщи. Главное отличие глин низов кровли заключается в наличии в них тонкой слоистости, что придает им способность раскалываться на плитки с прекрасными ровными плоскостями ограничений. Тонкая слоистость глины весьма своеобразна. Для невооруженного глаза она обусловливается появлением на общем сером фоне тончайших, до 0,1–0,2 мм мощностью, горизонтальных, обычно темно-бурых и ржавых прожилок. Изучение под лупой (а также просмотр шлифов) показывает, что каждый такой прожилок состоит из скопления мельчайших (0,01–0,04 мм) округлых шариков сернистого железа, часто сильно окислившихся и даже нацело перешедших в лимонит. Хлопья последнего пигментируют породу прослойка и придают ей желто-бурый цвет.

Другую особенность глин кровли составляет значительное иногда количество растительных остатков то в виде отпечатков, то в виде обуглившихся кусков. Иногда последних скопляется так много, что они образуют как бы гнезда (растительный мусор).

По направлению к западу глины, сохраняя все внешние признаки описанной разности, становятся, однако, еще более плотными. Это зависит, несомненно, от уменьшения количества обломочного материала, содержание которого падает до 68%, и от возрастания количества карбонатов, достигающего 24%. Иными словами, глины по направлению на запад имеют тенденцию переходить в мергеля. Здесь же к некоторым прослоям их, между прочим, приурочена очень любопытная «микротектоника» в форме чрезвычайно смятых и изогнутых микроскладочек. Перемятые слои толщиной в 3–4 см залегают среди идеально горизонтальных слоев. По всем признакам надо думать, что здесь мы имеем дело с микрооплываниями на дне еще существовавшего бассейна.

С. *Песчаники.* Еще более сходны с породами битуминозной толщи песчаники кровли. Здесь, вообще говоря, трудно даже указать сколько-нибудь существенные черты отличия последних от первых. Имея в виду это обстоятельство, мы останавливаться на описании песчаников кровли не станем.

Подводя итог описанию пород кровли, мы можем сказать, что *эти образования и по составу, и по микроструктуре, и по органическим остаткам действительно близки к аналогичны фациям битуминозной толщи.* Перечитывая выше описанное, легко видеть, что из существенных особенностей, отличающих породы кровли от битуминозной толщи, нужно отметить только, что породы *кровли в целом значительно больше обогащены обломочным материалом сравнительно с битуминозными мергелями.* Эта обогащенность сказывается в том, что: 1) глины в вертикальном разрезе кровли развиты несравненно шире, чем в битуминозной толще; 2) они по горизонтали продвигаются на за-

пад много дальше, чем битуминозные породы; 3) сами мергеля, в кровле еще остающиеся в разрезе, также часто несут признаки обогащения обломочными частицами. Одновременно с этим кровля, в целом и в отдельных частях, обеднена органическим веществом.

Чтобы покончить с описанием кровли, необходимо упомянуть еще об одной особенности, ей присущей, а именно о наличии в составе ее известняков, имеющихся в разрезе горы Куткан-тау. Здесь наблюдается, вообще говоря, четыре прослоя известняков. Один из них – крупный 6-метровый прослой в нижней части кровли – представляет весьма своеобразное образование. Верхнюю часть его (около 1 м) слагает нормальный фузулиново-криноидный пористый известняк, с обильными следами асфальтитов в виде черных пятен, выполняющих пустоты фузулин и поры между кристаллами. Ниже к фузулиновому известняку начинают примешиваться сперва мелкие, а потом все более крупные обломки доломитизированного мергеля, и мы получаем зацементированную известковую брекчию. Размеры обломков колеблются от 10–30 см до 1 м в длину, нескольких десятков сантиметров в ширину и до 10 см в толщину. Формы их совершенно неправильные (иногда плитообразные), углы не притуплены. Лежат обломки без всякой видимой ориентации, хаотично, то касаясь друг друга, то не соприкасаясь. Цементом, заполняющим промежутки между глыбами, является тот же фузулиново-криноидный известняк, что и выше, переполненный многочисленными члениками лилий, фузулинами и относительно редкими остатками другой фауны. В цементе, как и в вышележащем пласте, видна асфальтированность. Характерно, что никаких следов измятий, скручиваний, складчатости и т. п. ни на одном куске не отмечено. Эта особенность позволяет предполагать, что описываемый шестиметровый известняковый пласт представляет собою затопленную береговую осыпь. Где располагался этот берег, мы как следуем не знаем. Правильнее всего предполагать его где-либо на юго-западе, в районе расположенного там хребта Кара-тау.

Мелкие прослои (в количестве трех) известняков, из которых один находится ниже описанной брекчии, а два выше ее, представляют нормальную органогенно-обломочную породу. Можно различать две микроскопически различные разности ее. Первая представляет известняк с почти нацело перекристаллизованным цементом и обильными, прекрасно сохранившимися остатками фузулин, криноидей, мшанок, брахиопод и спикул. В некоторых случаях остатки организмов превращены в мелкий детритус. Вторая разность, наоборот, дает картину перекристаллизации, захватывающей как цемент, так и органические остатки и последние даже больше, чем первые. Благодаря этому, обломки организмов в большинстве случаев теряют свою определенность и становятся расплывчатыми агрегатами крупнокристаллического $CaCO_3$ на фоне цемента, состоящего из пятен мелкокристаллического и порошкообразного карбоната. Только редкие криноидеи сохраняются неперекристаллизованными.

В некоторых шлифах первой разности наблюдается слабое окремнение в виде пятен прекрасно выраженного халцедона, находящихся внутри обломков криноидей.

VI

Породы подошвы доступны наблюдению в значительно меньшем числе мест, а именно только на горах Янган-тау и Урдали. Но то, что мы знаем о них здесь, чрезвычайно характерно.

Как показывает рис. 3, подошвенная толща состоит из глин и глинистых сланцев буровато-серого цвета, чередующихся с типичными серовато-

коричневыми известковистыми «перечными» песчаниками. Глины то неслоисты, то тонкослоисты, часто песчанисты и чрезвычайно напоминают соответствующие породы кровли. Песчаники также либо неслоисты, либо «кривослоисты», т. е. обнаруживают неправильную слоистость. И в тех и в других макроскопически уловимая фауна отсутствует. Песчаники залегают обычно слоями от 0,1 до 0,5 м мощностью. Мощность глинистых слоев много больше. Таким образом, подстилающие породы, подобно кровле, также несут яркие следы флишевой породы.

Отметим, что состав флиша вниз явственно меняется. А именно, в то время как к верхним горизонтам приурочиваются, главным образом, глины, а пески имеют весьма подчиненное значение, в низах соотношения прямо обратны: здесь преобладают песчаники, а в последних начинает появляться мелкогалечниковый материал.

Химические пробы показали, что общий состав глин и песчаников как породы, т. е. соотношения основных компонентов их, весьма близок к тому, что было в глинах битуминозной толщи и кровли ее. А именно (в %):

Терригенный материал	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
Глины 79–88	8,49	1–2,6	0,7–1,33
Песчаники 56–32	40–51	3,5 –6,5	следы

Учитывая такой состав подошвенного флиша, мы можем опять констатировать, что подошва, подобно кровле, показывает значительную обогащенность терригенным материалом при одновременном сокращении органического вещества.

Чтобы закончить характеристику подошвы, остается упомянуть еще об одном образовании, приуроченном к низам подошвы. А именно, здесь наблюдаются два прослоя известняков чрезвычайно своеобразного строения. Порода первого пласта представляет чередование неслоистого и очень тонкослоистого известняка; внизу к ним присоединяется еще прослой известняка песчанистого. Вся пачка смята в чрезвычайно резкие и прихотливо изогнутые мелкие складочки, причем в складках эти отдельные прослои местами выжаты, местами скручены, разорваны на куски. В состав второго пласта, кроме тонкослоистого известняка, входят также прослоечки песка и глины. Сложность деформаций здесь еще больше. Они становятся здесь совершенно хаотическими и нераспутываемыми: какой-то клубок опрокинутых, невероятно скрученных, вмятых один в другой обрывков пород. Чрезвычайно характерно, что: 1) сами породы, несмотря на сложность деформаций, не несут следов кливажа или перетирания уже в уплотненном состоянии; формы дислокаций настолько пластичны, что, несомненно, сами дислокации должны были произойти еще тогда, когда смятые пласты представляли достаточно мягкую податливую «текучую» породу; 2) вмещающие эти известняки глинистые сланцы и песчаник в своем залегании не реагируют на деформацию известняков. Контакт деформированных пород достаточно четкий и резкий, так что ни о каком постепенном переходе их в подлежащие и покрывающие породы говорить нельзя.

Из изложенного видно, что описанные два прослоя деформированных известняков весьма напоминают те явления, которые описаны из отложений Черного моря А.Д.Архангельским. Это позволяет рассматривать и наши деформации как проявление подводных оплываний на дне еще существующего бассейна.

VII

Мы познакомились теперь со всеми фациями, входящими в состав изучаемого профиля. Чтобы окончить описание его, необходимо остановиться еще на одной чрезвычайно важной стороне дела, а именно на вторичных изменениях, которые претерпела эта толща.

Из предыдущего следует, что вторичные изменения во всех породах выступают с достаточной резкостью. Если подытожить отдельные наблюдения, то получится примерно следующая картина.

Первым процессом, который выступает всюду с чрезвычайной отчетливостью и силой, является процесс *выноса кремнекислоты*. Нагляднейшим проявлением его служит то, что: 1) подавляющая масса кремневых спикул оказывается кальцифицированной и лишь ничтожная доля продолжает удерживать свою кремнекислоту; 2) внутри битуминозно-мергельной толщи, а также в кровле и подошве почти нацело отсутствуют следы переотложения SiO_2 как в виде макроскопически уловимых кремневых желваков, так и в виде микроскопических признаков окремнения. Только в слоистой разности битуминозных мергелей и кое-где в кровле наблюдаются совершенно ничтожные следы окремнения, однако, последние ни в коем случае не могут умалить значения указанного выше выноса SiO_2, скорее даже подчеркивают крупные размеры его.

Второй не менее крупный процесс – это *миграция и переотложение* $CaCO_3$. Следы этой миграции не менее демонстративны, причем улавливаются они одинаково и макро- и микроскопически. Макроскопически указанная миграция выдается тем своеобразным, как бы «сложноконкреционным», строением битуминозно-мергельной толщи, которое было описано в начале раздела и сводится к наличию внутри ее более плотных участков, зацементированных $CaCO_3$, и участков менее плотных. Микроскопически она вскрывается массовой кальцификацией спикул губок, о которой уже было достаточно говорено в предыдущем.

Третий процесс – *доломитизация*. В то время как вынос и переотложение $CaCO_3$ *охватил всю толщу сплошь*, доломитизация проявилась относительно слабо, причем оказалась приуроченной преимущественно к породам кровли, а не самой битуминозной толщи. Что касается особенностей пород, захваченных доломитизацией, то они варьируют в самых широких пределах. В кровле – это породы, преимущественно обогащенные обломочным материалом, в самой же толще, наоборот, обедненные им.

Наконец *последний вторичный процесс* в породе состоит в перемещениях битума внутри толщи. Следы этих перемещений очень разнообразны. Прежде всего, они улавливаются макроскопически и состоят в том, что: 1) трещины кливажа, разбивающие породу по разнообразным направлениям, иногда бывают выполнены черным твердым блестящим битумом; 2) брекчиевидный известняк горы Куткан-тау сплошь пропитан асфальтитами. Очень отчетливо прослеживаются они и микроскопически, причем здесь, как было указано в своем месте, они выражаются, с одной стороны, в заполнении микроскопических, обычно неправильно ветвистых, трещинок в породе, а с другой – в заполнении внутренних канальцев спикул губок и даже в замещении их целиком. Что касается оценки распространенности вторичных перемещений битумов, то следует заметить, что хотя они и наблюдаются довольно часто, но все-таки не являются общераспространенным явлением и не пронизывают всю толщу целиком.

Итак, перемещения и переотложения $CaCO_3$, вынос SiO_2, доломитизация, вторичные перемещения битумов – вот довольно разнообразный круг процессов, которые протекали в битуминозно-мергельной толще (а также и кровле

ее) и которые, в конце концов, придали ей современный вид. Было чрезвычайно любопытно проследить хронологическую последовательность этих процессов, так как это дало бы представление об этапах истории изменения изучаемой толщи. К сожалению установить эту последовательность с абсолютной точностью не удается.

Из описанных данных сама собою встает одна задача, которую необходимо выполнить, изучая генезис толщ, столь глубоко переработанных диагенетически. Эта задача состоит в том, чтобы мысленно освободить современную конкретную породу от результатов перечисленных выше вторичных процессов и представить себе исходное состояние осадка, возникающего в процессе седиментации. В особенности важна эта задача в применении к битуминозным мергелям, генезис которых мы изучаем. Если проделать над ними такую операцию, то мы получим осадок, который будет представлять собою довольно любопытное образование. Это мергель, примерно на 1/3 состоящий из обломочного материала. Остальные 2/3 составляются частью из спикул губок, частью из обломков организмов, частью из порошкообразного кальцита. При этом главенствующую роль играют *спикулы губок*, которых местами так много, что осадок превращается в своеобразный спонголитовый ил. Обломков карбонатных организмов очень мало, и они крайне однообразны: брахиоподы, фораминиферы, крайне редко – мшанки, криноидеи; главная подавляющая масса карбоната – порошкообразный кальцит.

Что касается видового состава организмов, то мы его не знаем. При этом, если дошедшие до нас остатки организмов более или менее удовлетворительно передают хотя бы основные черты тогдашнего биоценоза, последний был чрезвычайно оригинален и, быть может, правильнее всего его следовало бы назвать *губковым*.

Битуминозные породы разреза р. Атаф

I

Битуминозные вышеописанные мергеля обнажаются в последний раз на горе Салдаш. К западу отсюда на некотором расстоянии никаких обнажений нет, а затем, не доходя несколько до устья р. Атаф, в берегах р. Юрезани начинают обнажаться мощные известковые массы, отнесенные Чернышевым к верхнему карбону.

Для выяснения разреза этих толщ С.С.Осиповым были проделаны детальные шурфовочные работы по рекам Атафу и Юрезани, которые вскрыли довольно мощную толщу разнообразных, в том числе и битуминозных пород. Детальное литологическое изучение этого разреза было проведено Н.М.Страховым [1934]. Результаты этой обработки, целиком подтвердившие полевые сопоставления С.С.Осипова [1933], выяснили чрезвычайно любопытную картину как состава самого разреза, так и соотношения этого разреза с описанными в предыдущих главах толщами. Чтобы сделать эти соотношения ясными, остановимся сперва на описании самого разреза и условиях залегания образующих его пород.

Как показывает прилагаемый при сем профиль (рис. 7), в разрезе р. Атаф выделяются пять хорошо различных горизонтов. Верхний, или таймеевская свита, образован легкими желтовато-серыми мергелями и доломитами. Ниже следуют темные битуминозные известняки, переслоенные в некоторых местах темными битуминозными мергелями (атафская свита). Еще ниже идут чистые белые или, вернее, светло-серые зернистые известняки с *Productus cora* – ко-

ровые слои. Под ними располагаются сланцеватые мергеля и известняки на западе, темно-серые битуминозные мергеля – на востоке. Наконец, в самом низу идут массивные известняки, с большим количеством кораллов (коралловые известняки).

Что касается условий залегания атафских пород, то, как видно из прилагаемого профиля (рис. 7), вся описанная свита полого падает на восток под углом примерно в 5°.

А. *Таймеевская свита.* Породы таймеевской свиты чрезвычайно однообразны и вместе с тем весьма характерны и легко отличимы от пород подлежащих горизонтов. Это светло-желтоватые или светло-серые плотные мергеля то нормальные, то доломитизированные, с неправильным изломом, неслоистые или с признаками слабой тонкой слоистости, никакой макроскопически заметной фауны не содержащие.

Микроскопически картина также довольно постоянная. Главная масса породы представляет порошкообразный кальцит с примесью тончайшего глинистого материала. На фоне его немногочисленные органические остатки в форме спикул губок, частью кальцифицированных, частью кремневых, очень редкие фораминиферы и сферы. Доломитизированные разности часто мелко раскристаллизованы и вовсе лишены органических остатков. Как показывает рис. 8, количество терригенного материала в породе довольно значительно, колеблясь от 42 до 58%, $CaCO_3$ изменяется от 25,87 до 52,67%, $MgCO_3$ – от 1,57 до 19,68%; наконец, органическое вещество в одних случаях практически отсутствует совсем, в других не подымается выше 0,11%.

В. *Атафская свита.* Как видно из профиля, в атафской свите различаются два петрографических типа: битуминозные известняки и мергеля.

Первый тип – битуминозные органогенно-обломочные известняки – резко отличается от пород таймеевской свиты. Это темно-серая плотная порода с неправильным изломом, часто битком набитая цельными скелетами или обломками организмов, при ударе издающая заметный запах битумов. Состав организмов, наблюденный макро- и микроскопически, очень разнообразен. Это, прежде всего, фораминиферы (*Fusulina, Nodosaria, Rotalia*), далее криноидеи, затем брахиоподы (*Marginifera, Productus, Spirifer* и т. п.), мшанки, спикулы губок, остракоды, кораллы, пелециподы, водоросли (*Meizzia*) (фототабл. III, *1, 2*). Распределение всех этих организмов в породе, сочетание их друг с другом отнюдь не равномерны и не одинаковы, почему с точки зрения биоценозов в органогенно-обломочных известняках можно различить ряд разностей (или фаций). Наиболее часты фузулиново-криноидные известняки, образованные фузулинами и криноидеями, среди которых разбросаны одиночками цельные раковины остальных перечисленных выше форм. Вторую разность образуют *маргиниферовые банки*, залегающие прослоями среди фузулиново-криноидных известняков. Порода представляет скопление цельных, тесно – кучкой – залегающих, раковин маргинифер, связанных воедино цементом. Наконец, третья разность – мшанковые известняки. Внешне эти известняки узнаются с трудом и только в тех случаях, когда колонии мшанок отличаются более или менее хорошей сохранностью и лежат явственными корочками или слоечками. Гораздо чаще макроскопически более или менее однородные и плотные серые известняки, среди которых сверкают единичные расколы криноидей или одинокие желтоватые тельца фузулин. Микроскоп вскрывает, однако, что это мнимая однородность. В действительности же порода состоит из скопления мельчайше перетертых обрывков мшанок, к которым только изредка примешиваются обрывочки брахиопод.

Обломки перечисленных организмов спаяны в одно плотное целое цементом также разнообразной структуры. В одних случаях он нацело перекристал-

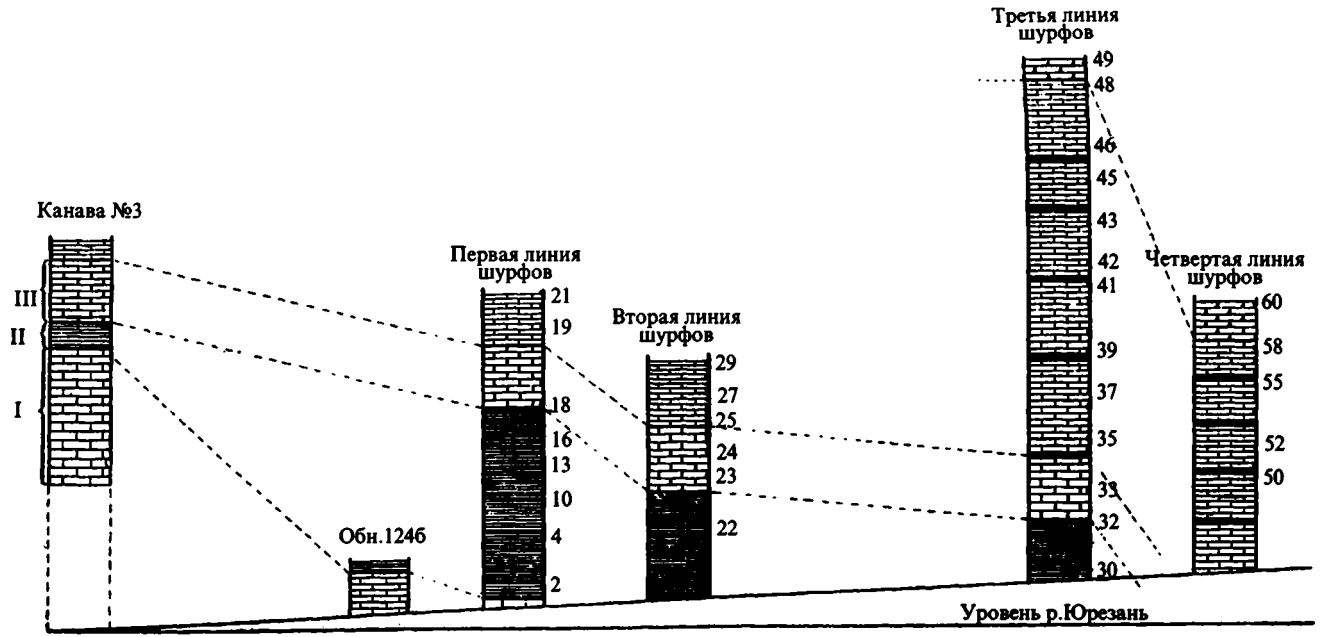


Рис. 7. Разрез по р. Атаф

I – массивные коралловые известняки; II – нижний мергельный горизонт; III – коровые известняки; IV – атафские известняки и мергели; V – таймеевская свита

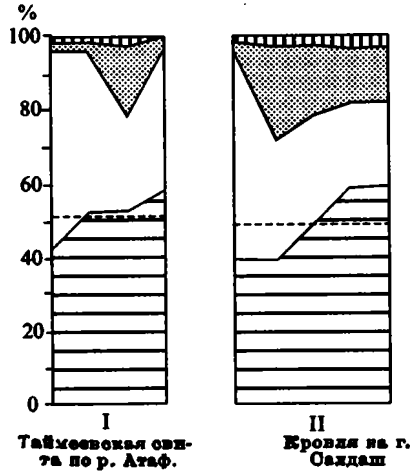


Рис. 8. Сравнение состава таймеевской свиты и кровли разреза г. Салдаш
Условные обозначения те же, что и на рис. 5

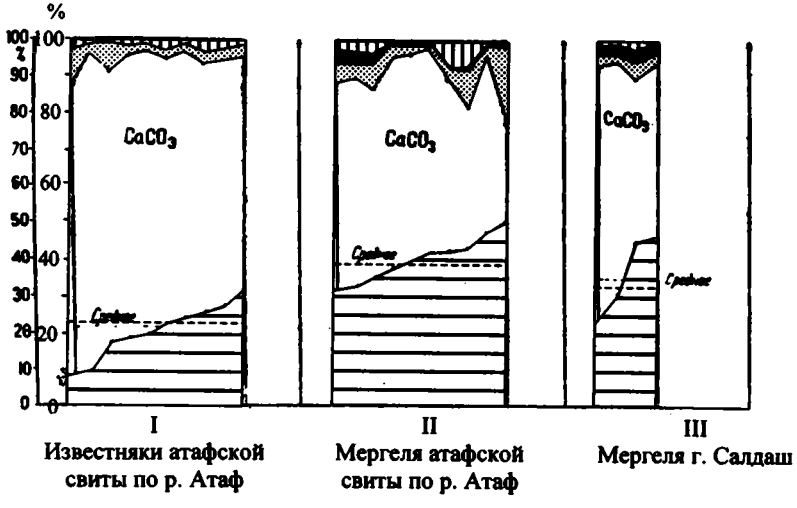


Рис. 9. Сравнение состава пород атафской свиты и мергелей на г. Салдаш
Условные обозначения те же, что и на рис. 5

лизован и представляет агрегат зерен диаметром от 0,05 до 0,01 мм; такие участки, в общем, очень редки и залегают разбросанно. В других – структура цемента сгустковая. В подавляющем большинстве случаев, однако, цементное вещество представляет собою порошкообразный карбонат, значительно загрязненный пелитовым материалом. В составе его иногда заметную роль играют кальцифицированные спикулы губок. Некоторую примесь представляют мелкие – от 0,05 до 0,17 мм диаметром – угловатые зерна кварца. Из других компонентов в шлифах замечаются черные чешуйки FeS_2 и буроватый пигмент, прокрашивающий большинство шлифов более или менее густо и принадлежащий бурой окиси железа. Узнаваемое органическое вещество в виде чешуек встречается крайне редко.

Количественные соотношения между основными компонентами породы легко видеть из диаграммы рис. 9 и табл. 4.

Таблица 4

№ образцов	Местонахождение образцов	Нерастворимый остаток (прокаленный)	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
194	Низы атафской толщи	23,71	72,86	1,77	0,43
196	То же	17,13	73,52	8,28	0,18
202	То же	7,88	78,44	10,58	0,20
205	То же	18,51	77,09	2,79	1,08
286	То же	9,35	87,25	2,40	0,46
288	То же	19,44	76,18	2,53	1,48
299	То же	25,11	68,64	3,40	1,30
217	Середина атафской толщи	22,22	72,46	1,26	0,92
308	То же	30,68	64,23	2,89	0,50
220	Верхи атафской толщи	33,67	45,58	4,12	9,56
221	То же	26,45	68,80	2,39	0,92

Из приведенных цифр вытекает, во-первых, что породы атафской серии отличаются значительным содержанием терригенного материала. Количество его колеблется от 7,18 до 33%, составляя в среднем около 20%. Таким образом, атафские известняки все сильно глинисты.

Во-вторых, среди известняков атафского разреза явления доломитизации наблюдаются сравнительно нечасто, причем содержание $MgCO_3$ обычно невелико и доходит всего до 6–7–10%.

В-третьих, атафские породы отличаются значительно пониженным содержанием углерода, которое в среднем едва превышает 1%, причем иногда спускается до совершенно ничтожных значений (0,18–0,20%). Следует отметить, однако, что среди таких, в общем, очень бедных органическим веществом, пород попадаются прослои, весьма обогащенные битумом. Таков, например, образец 220, происходящий из верхов толщи.

Характернейшей чертой описываемых пород атафской свиты (атафского разреза) являются чрезвычайно обильные и яркие следы окремнения. И макро- и микроскопически выделяются три типа окремнения. В одних случаях оно выражается макроскопически в образовании резко ограниченных желваков более или менее округлых, разнообразных цветов, то темно-серых, особенно в середине желвака, то светло-серых, почти белых. Микроскопически границы желвака также чрезвычайно резки. Сам же окремнелый участок слагается обычно крупнозернистым халцедоном, внутри которого либо нет совсем инородного материала, либо его мало (обрывочки черного углистого вещества). Гораздо более распространен, однако, второй тип, где кремни представляют неопределенных очертаний и размеров пятна с расплывчатой границей. Микроскопически границы таких участков также неопределенны и расплывчаты. Кремневые пятна слагаются, главным образом, мелкозернистым халцедоном, среди которого во множестве сохраняются еще неокремнелые зерна и даже крупные участки известняка. Около последних часто наблюдается ореол или кайма из крупнозернистого халцедона. По направлению к границам пятна число кальцитовых пятен увеличивается, и, наконец, они совсем вытесняют халцедон. Таким образом, строение описанных кремневых пятен дает ясную картину как бы импрегнации карбонатной породы кремнеземом.

Третий тип кремней получается при избирательном окремнении организмов. Это окремнение идет по-разному. В одних случаях оно приводит к замещению больших или меньших участков раковин резко очерченными гнездами крупнозернистого халцедона, в других замещается не раковина, а масса, заполняющая пустоты внутри ее.

Таковы петрографические особенности первого типа пород, слагающих атафскую свиту. Вторым типом являются, как сказано, мергеля. Этот тип получается из предыдущего путем уменьшения количества обломков организмов. Таким образом, он представляет собою, в сущности, цемент органогенно-обломочных известняков, освобожденный от органических обломков. Залегает мергель среди известняков преимущественно обособленными мелкими линзами, реже крупными прослоями, свыше 1–1,5 м. Макроскопически это плотная темно-серая почти черная, порода, то неслоистая, то линзослоистая, т. е. состоящая из мелких удлиненных то более темных, то более светлых пятен. Под микроскопом (фототабл. III, *3*) главная масса породы оказывается состоящей из карбоната сгустковой структуры. На этом фоне разбросана масса спикул губок, то кальцифицированных, то халцедоновых. Эти спикулы являются характернейшими остатками организмов в мергелях. Из других остатков надо отметить обломки мшанок, брахиопод, криноидей, фораминифер. Общее количество их по сравнению со спикулами губок ничтожно, хотя и варьирует, начиная от нуля и доходя до большого количества. Специальные химические определения (6 образцов) из различных прослоев мергеля дали для терригенной части значения от 31 до 49%; для $CaCO_3$ от 37,4 до 56,5%, для $MgCO_3$ от 2,64 до 7,72% и для углерода от 0,26 до 2,64% (см. рис. 9). Подобно органогенно-обломочным известнякам, мергеля показывают иногда признаки окремнения типа импрегнаций.

С. *Коровые слои.* Порода этого горизонта представляет светло-серый перекристаллизованный известняк с редко разбросанными внутри его раковинами брахиопод, главным образом *Productus cora.* В цементе, спаивающем раковины, невооруженным глазом обычно не видно никаких следов остатков организмов, благодаря чему он кажется составленным только из кристаллического кальцита. Микроскоп открывает более сложную картину. Главная масса цемента действительно представляет собою кристаллически зернистый кальцит, разной величины зерна (0,05–0,5 мм). На этом фоне, однако, проступают обычно весьма неясные, часто едва обозначенные, очертания несомненных обломков весьма разнообразных организмов (брахиоподы, мшанки, фораминиферы, фузулины, *Nodosaria*, *Cribrostomum*, спикулы губок), находящихся в большом изобилии и окруженных иногда ореолом из лейст-кальцита.

Эти наблюдения очень важны. Они показывают, что коровые известняки, на первый взгляд значительно отличные от атафских, представляют, в сущности, те же органогенно-обломочные известняки, но только подвергшиеся значительной перекристаллизации. Заметим, что среди такой сильно перекристаллизованной нормальной массы встречаются участки, где перекристаллизация выражена слабее; органогенно-обломочная природа осадка тогда проявляется уже и макроскопически.

Химический состав коровых известняков дан на табл. 5.

Из нее видно, что с точки зрения соотношения компонентов породы коровые известняки отличаются тремя особенностями: 1) чрезвычайной бедностью обломочным материалом, т. е. большой чистотою; 2) ничтожным содержанием органического вещества; 3) ничтожным содержанием $MgCO_3$. Для полной характеристики отметим, что подобно известнякам атафской свиты, известняки корового горизонта сильно окремнены. Невозможно выбить почти ни одного крупного куска, где окремнение не было бы видно в той или иной

форме. Из трех типов окремнения, какие были установлены для верхнего горизонта, здесь исключительным развитием пользуется второй и отчасти третий, т. е. импрегнация и замещение кремнеземом органических остатков.

Таблица 5

№ образцов	Местонахождение образцов	Нерастворимый остаток (прокаленный)	$CaCO_3$	$MgCO_3$	C
185	Р. Атаф (2-ая линия шурфов)	4,08	94,01	1,52	0,26
192	То же	2,98	95,39	1,19	0,44
183	То же	3,90	93,84	1,39	0,11
282	То же	1,27	97,17	следы	0,21
285	То же	1,34	97,39	1,59	0,18

D. *Нижний мергельный горизонт.* Мергеля, образующие нижнюю часть разреза р. Атаф, не являются постоянной по своим свойствам породой, но изменяются при движении с востока на запад. Если взять крайние восточные выходы, вскрываемые, например, третьей линией шурфов (см. профиль рис. 3), то породы, здесь развитые, представляют серые, более или менее темные, плотные, тяжелые, резко пахнущие битумом мергеля с характерной линзослоистостью и полным отсутствием макрофауны.

Микроскопически в них различается основная карбонатная масса, частью порошкообразной сгустковой структуры, частью перекристаллизованной в зерна, и органические остатки; главная масса последних падает на спикулы губок; обломки фораминифер и брахиопод, наоборот, редки. Из других составных частей отчетливо выделяется органическое вещество, то в виде удлиненных пленочек, то в виде пигментных слабокоричневых пятен, затем зерна кварца и пленки FeS_2.

Химические определения (4 образцов) дают от 28,67 до 38,96% терригенного материала, от 56,7 до 66,4% $CaCO_3$, от 1,25 до 1,96% $MgCO_3$ и от 0,77 до 1,72% С (рис. 9).

По направлению к западу, мергеля описываемого горизонта заметно изменяются. Прежде всего, они теряют свою темную окраску и становятся светлыми сероватыми мергелями, которые в невыветрелом состоянии плотны, в выветрелом же приобретают явственную сланцеватость, желтоватый оттенок и становятся одновременно маркими. Эти изменения, несомненно, стоят в связи, с одной стороны, с потерей мергелями обломочного материала, с другой – с уменьшением в них суммы органического вещества. Действительно терригенный материал здесь снижается до 14–18% породы; углерод же всего до 0,24–0,42% (4 определения). Параллельно с описанными изменениями намечаются и другие, чрезвычайно характерные. Например, в породе резко увеличивается содержание органических обломков. Это видно хорошо микроскопически, так как в шлифе появляются и часто становятся изобильными обломки криноидей, мшанок, брахиопод, фузулин. Но это же можно наблюдать и макроскопически в виде цельных экземпляров, главным образом *Productus irginae* и т. п. В некоторых прослоях обломков и цельных скелетов фауны становится так много, что порода превращается уже в настоящий органогенно-обломочный известняк.

II

Обратимся к сопоставлению атафского разреза с тем, что имеется восточнее. Ближайшим пунктом, с которым должны вестись сопоставления, является разрез горы Салдаш.

Сравнивая атафский разрез с разрезом горы Салдаш, мы должны будем отметить, прежде всего, чрезвычайное сходство таймеевской свиты с породами кровли битуминозной свиты. В предыдущем разделе мы видели, что эта кровля у Салдаша слагается светло-серыми и желтовато-серыми мергелями, чаще всего доломитизированными, с содержанием терригенной части от 10 до 58%, карбонатной от 23 до 52% и органического вещества от 0,2 до 0,8%. Микроскопически для нормальной разности их отмечалось множество спикул губок и отдельные обломки брахиопод, мшанок, фораминифер, криноидей; в доломитизированных же мергелях, наоборот, их было мало. Основная же масса имела сгустковую структуру. Нетрудно видеть, что все перечисленное очень хорошо согласуется и с чертами пород таймеевской свиты, так что ближайшее сходство их неоспоримо (см. диаграмму рис. 8).

Ниже таймеевской свиты по р. Атаф идет атафская свита, а на горе Салдаш – вышеописанные битуминозные мергеля. На первый взгляд кажется, что эти две свиты резко различны. В действительности же, однако, между ними есть много общего. Это общее состоит в том, *что в обоих сравниваемых отделах встречаются, в сущности, одни и те же фации, только в разных количественных соотношениях.* В самом деле, мы отмечали, что на р. Атаф в атафской свите встречаются мергеля. На рис. 9 сопоставлен состав этих мергелей с битуминозными мергелями Салдаша (и вообще восточной части разреза). Как видим, соотношения компонентов одни и те же. Из описаний же микроскопического строения также вытекает, что и микроскопически эти породы чрезвычайно сходны. В обоих случаях основная масса представляет $CaCO_3$ сгустковой структуры и включает обильнейшие остатки спикул, а затем несравненно более редкие обломки других организмов: брахиопод, мшанок и т. д. Сколько-нибудь заметное отличие заключается только в том, что в мергелях атафской свиты число обломков этих других организмов несколько увеличено по сравнению с тем, что имеется в мергелях Салдаша. Однако и эта разница видна не на всех шлифах. Таким образом, близкое сходство мергелей атафской свиты с мергелями р. Салдаш, несомненно. Еще большее сходство имеется, однако, между темными битуминозными органогенно-обломочными известняками атафской свиты и теми, обогащенными раковинами прослоями, какие имеются, как указывалось, в восточной битуминозно-мергельной свите, вообще, и которые наиболее часты, именно в разрезе горы Салдаш. В этом случае можно говорить уже не только о сходстве, а просто о тождестве, так как: a) цемент известняков один и тот же, а именно битуминозный мергель; b) состав организмов (прежде всего, брахиоподы, потом криноиды, мшанки, фузулины) один и тот же. Таким образом, фации, взятые как петрографические типы в разрезе атафской свиты и в разрезе горы Салдаш, в сущности, одинаковы. Только роль их в разрезе прямо противоположна: в атафской явственно преобладают известняки, а мергеля имеют подчиненное значение; в разрезе горы Салдаш преобладают мергеля, а известняки играют совершенно второстепенную роль. Такое чисто количественное различие, однако, не должно служить препятствием к сопоставлению этих двух толщ, так как может указывать на то, что обе сравниваемые свиты отлагались не в одной и той же, а в соседних, несколько различных седиментационных областях одного и того же бассейна. *Таким образом сравнение и сопоставление этих толщ вполне допустимы и оправданы.* Ниже атафской свиты в разрезе р. Атаф идут *коровые* светлые пе-

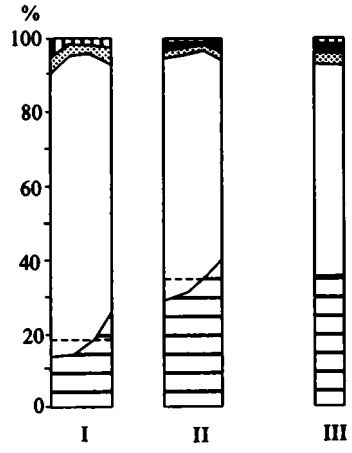


Рис. 10. Сравнение пород нижнего мергельного горизонта р. Атаф и г. Салдаш
Условные обозначения те же, что и на рис. 5

рекристаллизованные известняки. В разрезе горы Салдаш, приведенном в предыдущем разделе, ниже битуминозно-мергельной толщи не показано ничего. Это соответствует действительно имеющемуся разрезу прибрежного к р. Юрезани откоса горы Салдаш, вскрытому шурфами и канавами. Тем не менее, все-таки разрез здесь не кончается мергелями, так как по западной пологой части горы мелкими шурфами удалось нащупать и наличие коровых известняков, которые и здесь залегают ниже битуминозных мергелей. К сожалению, произвести определение мощности коровых известняков и определить расстояние их по вертикали от низов установленного разреза битуминозных мергелей в силу условий обнаженности не удалось, почему мы и не имеем здесь такого связного разреза, как по р. Атаф.

Под горизонтом коровых известняков на р. Атаф идет горизонт битуминозных мергелей, а затем – коралловые массивные известняки. На рис. 10 дано сопоставление состава этих мергелей с мергелями восточного района. Сходство достаточно близкое. Совершенно то же самое должно сказать и о микроскопической картине, в чем можно убедиться сравнивая приведенные выше описания. Таким образом, нижние мергеля р. Атаф, вообще говоря, должны быть признаны совершенно тождественными с битуминозными мергелями восточного района. Тем не менее, в окрестностях горы Салдаш нельзя указать пород, которые соответствовали бы этому нижнему мергельному горизонту. Объясняется это условиями обнаженности в районе между горой Салдаш и расположенной к западу горой Карягазы-тау. Эта возвышенность, так же как гора Урус-тау на правом берегу р. Юрезани, слагается плотными массивными, по-видимому, рифогенными, коралловыми известняками, которые являются продолжением коралловых слоев разреза р. Атаф, в чем легко убедиться непосредственным прослеживанием этого горизонта. Между горами. Салдаш и Карягазы-тау находится широкая долина, выполненная мощными наносами. Только по южному краю этой долины, а также на водоразделе к северо-западу от горы Салдаш были вскрыты коровые слои. Более низких горизонтов, залегающих между коровыми слоями и коралловыми, вскрыть не удалось.

Несмотря на отмеченный пробел, совпадение разрезов гор Атаф и Салдаш вырисовывается полностью. На основании приведенных данных мы имеем полное право сказать, что:

1. Таймеевская свита соответствует кровле салдашского разреза.
2. Атафская свита – мергелям горы Салдаш.
3. Коровые слои – коровым слоям горы Салдаш.
4. Нижний мергельный горизонт – не вскрыт по условиям обнаженности.
5. Коралловые слои – массивным известнякам гор Карягазы-тау и Урус-тау.

Из такого сопоставления вытекает целый ряд весьма важных последствий. А именно:

Во-первых, что битуминозные мергеля восточной части района, в которых еще в районе горы Салдаш начинают появляться прослои органогенно-обломочных известняков, *по направлению к р. Атаф уже в главной своей массе замещаются этими органогенно-обломочными породами.*

Во-вторых, что флишевая толща, подстилающая битуминозно-мергельную свиту в разрезе гор Янган-тау и Урдали, по направлению к западу также испытывает замещение, переходя в коралловые слои.

В-третьих, что возраст известняков р. Атафа и тех же пород других мест, определявшийся Чернышевым как C_3, в действительности должен быть более молодым, так как эти известняки в горизонтальном направлении переходят в породы верхней половины артинской толщи. Настоящая статья не имеет задачей развитие и углубление всех этих трех положений. Для целей ее непосредственный и крупный интерес имеет только *первый* вывод, о том, что к западу от горы Салдаш битуминозные мергеля переходят в органогенно-обломочные известняки. Увязывая этот вывод с теми наблюдениями над строением битуминозно-мергельной свиты, которые уже изложены были выше, мы можем теперь значительно расширить и уточнить наши представления о строении ее в целом.

Как оказывается, *битуминозные мергеля гор Куткан, Салдаш, Янган представляют собою огромную линзу, которая выклинивается в обе стороны на запад и на восток. На запад она переходит в органогенно-обломочные известняки (частью битуминозные), на восток – в толщу обломочных пород (песчаники и глины) флишевого типа.* Добавим для конкретности, что протяжение собственно мергельной части этой линзы измеряется примерно 40 км, мощность ее в центральной части неизвестна, ближе к востоку достигает 250 м.

III

В заключение несколько слов о вторичных диагенетических процессах, которые наблюдаются в атафском разрезе.

Здесь необходимо разобрать отдельно таймеевскую свиту и все нижележащие породы.

В таймеевской свите в качестве вторичных процессов нужно отметить: a) вынос SiO_2 (что доказывается кальцификацией спикул и частичным переотложением ее внутри свиты); b) перемещение $CaCO_3$ (доказывается также кальцификацией губок); c) доломитизацию. В атафской свите и коровых слоях диагенетические процессы, в сущности, те же, за одним, однако существенным отличием. В то время как в таймеевской свите, как мы видели, смысл миграции SiO_2 сводился к *выносу* ее из толщи и лишь в совершенно ничтожной части к переотложению внутри этой свиты, в породах верхних 2/3 атафского разреза смысл миграции SiO_2 сводится, именно, к *переотложению* кремнекислоты *внутри* толщи, а отчасти, вероятно, и к привносу, обогащению породы кремнекислотой. Что действительно мы имеем дело с привносом, вытекает из следующего простого сопоставления. Как уже было указано, вторичные выделения кремней и в коровом и в атафском горизонтах настолько обильны, что, так сказать, насыщают породу. Между тем, следы кремневых организмов,

в общем, невелики: спикулы губок являются акцессорным элементом среди остатков организмов, причем сами они сохраняют кремневый состав.

При этих обстоятельствах едва ли можно сомневаться во внешнем происхождении кремнекислоты, пропитывающей сейчас атафские и коровые слои. Вместе с тем, едва ли можно сомневаться, что эта привнесенная в них кремнекислота есть, вероятно, в значительной мере та SiO_2, которая вынесена из таймеевской свиты, а может быть также из битуминозных мергелей восточного района. Таким образом, намечается обширный геохимический процесс миграции SiO_2 из одних пород в другие – из мергелей в известняки, – а также своеобразная роль органогенно-обломочных известняков как вероятных акцепторов значительной части выносимой из кровли SiO_2.

Физико-географические условия отложения битуминозных пород среднего течения р. Юрезани. Происхождение битумов

I

Изучив петрографические и химические особенности битуминозных мергелей и вмещающих их пород, обратимся к разрешению основных вопросов, стоящих перед нами, а именно: 1) выяснению физико-географической обстановки отложения битуминозных пород; 2) установлению причин накопления в них битумов.

При восстановлении физико-географических условий отложения морских пород три обстоятельства должны привлекать наибольшее внимание исследователя: во-первых, солеюсть воды; во-вторых, «газовый режим» моря; в-третьих, конфигурация дна бассейна.

Первые два из поставленных вопросов решаются в нашем случае сравнительно легко и, вместе с тем, достаточно достоверно. Мы получим надлежащий ответ, как только обратимся к составу фауны, населявшей изучаемый бассейн. Наиболее богатая фауна, как мы знаем, характеризует западную – атафскую часть разреза. По определениям С.В.Семихатовой здесь встречены следующие формы:

Productus Wallacei Derby, *Pr.* (*Echinoconchus*) *fasciatus* Kut. *Pr. pseudoaculeatus* Krot, *Pr. irginae* Stuck., *Pr.* cf. *humboldti* d'Orb., *Pr. koninki* Vern., *Pr.* (*Proboscidella*) *genuinis* Kut., *Pr.* (*Linoproductus*) *cora* d'Orb., *Pr.* (Linoproductus) *aagardi* Toula, *Pr.* cf *volgensis* Stuck., *Pr. gruenewaldti* Krot., *Pr.* cf. *inflatus* Mc. Chesn., Pr. *anomalus* Keys., *Pr.* cf. *villiersi* Vern., *Pr. artiensis* Tsch., *Pr.* (*Boxtonia*) *longus* Meek, *Pr. uralicus* Tsch., *Pr.* sp. (aff. *transversalis* Tschn.), *Pr. stuckenbergi* Krot., *Pr.* cf. *cancriniformis* Tsch., *Pr. multistriatus* Meck., *Marginifera typica* Waag. var. *Septentrionalis* Tsch., *M. Involuta* Tsch., *M.* cf. *timanica* Tsch., *Spirifer. fasciger* Keys., *Sp. cameratus* Mart, *Sp.* cf. *Marcoui* Waag., *Sp. ornata* Waag., *Sp. Panderi* Moll., *Meekella* cf. *timanica* Tsch., *Camarophoria mutabilis* Tsch., *Notothyris nucleus* Kut., *Hustedia* cf. *indica* Waag., *H. remota* Fichw., *Uncinulus jybicusis* Waag., *Aulocothyris uralica* Krot., *Athyris gerardi* Dien., *Rhynchonella hodamani* Krot., *Dielasma curvata* Tsch., *Hemiptychina* (*Beecheria*) *pseudo elongata*, *Squamularia rephlexa* Mc. Chesn., *Sq. rostrata* Kut, *Orthotichia marganiana* Derby.

К перечисленным брахиоподам надо добавить мшанок, весьма разнообразных фораминифер (*Fusulina*, *Nodosaria*, *Bigeneria*, *Cribrostommum*) и губок, кораллов, остракод, криноидей, пелеципод, гастропод, отдельные находки трилобитов. Заметим, что из этого же горизонта, хотя и не в атафском разрезе,

происходят и головоногие. Как видим, фауна оказывается весьма богатой и разнообразной, причем в состав ее входят *все* классы морских животных. Иными словами, она представляет нормальную морскую фауну. А это дает нам право утверждать, что и главный фактор, определяющий состав фауны, – *соленость*, характеризовавшая изучаемый бассейн, *ни в какой мере не могла сколько-нибудь отклоняться от нормы.*

С другой стороны, необходимо обратить внимание на то, что во всех без исключения частях изученного профиля осадок содержит донные формы (бентос). Даже в наиболее бедной органическими остатками средней части его имеются губки, брахиоподы, фораминиферы, причем брахиоподы дают местами даже небольшие ракушниковые накопления. Это свидетельствует о том, что необходимый для дыхания животных кислород во всех частях бассейна подавался в должных количествах до самого дна, *иными словами, что газовый режим бассейна также был совершенно нормальным.* Если у дна котловины содержание O_2 и было несколько понижено, то, во всяком случае, совершенно незначительно.

Таким образом совершенно несомненно, что *бассейн, накоплявший битуминозно-мергельные и синхроничные с ними породы, представлял собою море с совершенно нормальной соленостью и с нормальным газовым режимом.*

Несравненно сложнее и неопределеннее обстоит дело с вопросом относительно конфигурации дна этого моря. К сожалению, у нас отсутствуют прямые и вполне достоверные данные, касающиеся этой темы. Тем не менее, анализируя всю совокупность изложенного выше материала по литологии и фауне осадков, возможно, на наш взгляд, получить достаточно вероятное решение вопроса. Просмотрим поэтому еще раз описанные выше фации уже с точки зрения условий, в которых шло их накопление.

Если мы возьмем самый западный край изученной линзы, разрез по р. Атафу, то встретимся здесь с достаточно серьезными указаниями на значительную мелководность осадка. Эти доказательства заключаются прежде всего в том, что известняки р. Атафа суть *раковинные* известняки, получившиеся, главным образом, от накопления скелетов *донных* организмов. Раковинные же накопления, как мы знаем по современным осадкам, характеризуют как раз мелководную зону, располагаясь исключительно в области шельфа. Таким образом, раковинная природа атафских известняков указывает, несомненно, на их мелководное неритовое происхождение. Этого, однако, мало. Атафские известняки не просто раковинные. Они представляют собою, в сущности, зацементированный органический *детритус*, состоящий из обломков брахиопод, мелко перетертых обломочков мшанок, цельных и разрушенных пластинок криноидей, кораллов и т. п. В сущности говоря, эти породы можно было бы назвать песчаниками, состоящими из известковых зерен, спаянных известковым цементом. Но раз так, то мы с необходимостью должны допустить, что обломочные известняки должны представлять собою не просто неритовое образование, а отложение верхней части этой области, относящееся целиком еще к той зоне, где значительное волнение доходит до дна и где оно достаточно для того, чтобы дробить, перетирать цельные раковины. В связи с этим крайне любопытно отметить, что известняки атафской свиты характеризуются обилием фузулин и криноидей. И те и другие формы по чисто биологическим особенностям, как известно, рассматриваются как весьма мелководные организмы. Таким образом, по всем данным, известняки западной краевой части изученного горизонта представляют собою образование весьма мелководное, порядка немногих десятков метров как максимум.

Восточнее органогенно-обломочные известняки, как указывалось, переходят в фацию битуминозных мергелей. Изменения, которые при этом происхо-

дят, чрезвычайно характерны и сводятся к двум моментам: во-первых, в осадке возрастает содержание терригенного материала, а именно: оно поднимается от 15–20% в среднем до 25–30%, во-вторых, чрезвычайно резко изменяется фауна. Как видно из сравнения атафских известняков и битуминозных мергелей, полностью выпадают фузулины и кораллы. Почти полностью мшанки, брахиоподы и криноидеи, остаются, главным образом, кремневые губки, которые в мергелях и являются, если не единственными, то, во всяком случае, вне конкуренции стоящими организмами.

Что означают эти факты? Смысл первого очевиден. Двигаясь на восток, мы приближаемся к источнику терригенного материала – формирующимся цепям восточного Урала, и потому естественно, что содержание обломочных частиц возрастает. Гораздо труднее объяснить резкие изменения в фауне. Здесь могут быть три различных толкования: *во-первых*, фауна резко меняется потому, что меняется грунт, на котором живет биоценоз; *во-вторых*, фауна меняется в силу изменения глубин, например, более или менее значительного углубления восточной части сравнительно с западной; в-третьих, фауна меняется под совокупным действием и той и другой причин. Нам представляется, что последнее толкование будет наиболее отвечать действительности. В самом деле, исходя из наблюдений над современностью, невозможно отрицать влияние грунта на состав биоценоза. В частности, невозможно отрицать, что появление глинистого грунта ведет за собою и значительное общее обеднение фауны и отбор отдельных групп среди нее. Стало быть, отмеченные выше резкие изменения в составе фауны, несомненно, в некоторой степени зависят от изменений грунта (усиление глинистости). Тем не менее, едва ли будет справедливо только в этом видеть причину исследуемого явления. Отметим, прежде всего, что увеличение глины в осадке, в сущности, весьма незначительно (от 15 до 30%) и не могло повлиять столь радикально, чтобы вызвать все те крупные изменения в биоценозе, какие указывались выше. Кроме того, переход от атафского разреза, где преобладают органогенные известняки, к разрезу Салдаш, где исключительным развитием пользуются, наоборот, битуминозные мергеля, происходит, как было указано, чрезвычайно быстро, на протяжении всего 1,5–3 км, и, конечно, опять-таки совершенно не пропорционален тем незначительным изменениям в содержании обломочного материала, какие его сопровождают. И тот и другой факт, на наш взгляд, указывают на недостаточность только одного фактора (изменения характера осадка), но требуют привлечения какого-то нового фактора, действующего в том же направлении, что и изменение грунта. Таким фактором должно было являться увеличение глубины бассейна по направлению на восток. В самом деле, с углублением дна современного моря происходит также и общее обеднение фауны, и некоторый специфический отбор: беднеют донные фораминиферы, мшанки, брахиоподы; исчезают коллониальные кораллы; наоборот, губки испытывают на некоторое время расцвет. Аналогичные явления мы вправе ожидать и в ископаемых морях. *Гипотеза более или менее быстрого углубления бассейна к востоку от атафского разреза в особенности хорошо объяснила бы ту быстроту, с какой меняется органический мир от известняков к битуминозным мергелям востока.* Имея в виду эти обстоятельства, мы и полагаем, что битуминозные мергеля центральной части профиля представляют собою образование более глубоководное, чем известняки р. Атафа. Другими словами, что восточнее зоны известняков Атафа параллельно Уралу тянулась некоторая депрессия – котловина, которая улавливала главную массу сносимого с горных цепей обломочного материала и в которой накоплялись битуминозные мергеля. Каков был порядок глубин здесь, мы не знаем и потому можем говорить только об относительном углублении дна бассейна сравнительно с западом. Подчерки-

ваем, что такое представление не есть доказанный факт, но при имеющемся материале все же является наиболее вероятным.

Перемещаясь еще далее к востоку от Салдаша, Куткан-тау и Янган-тау, мы приходим к разрезу горы Урдали, где, как известно, битуминозные мергеля в значительной мере сменяются глинами и песками. Смысл указанных изменений фаций очевиден. Ясно, что в разрезе Урдали мы еще больше приближаемся к восточной прибрежной части моря, омывавшего восточную Уральскую горную цепь, т. е. вновь приближаемся к зоне мелководных фаций. Правда, основываясь на аналогии с современным Черным морем, где в соседстве с Кавказом песчаные отложения уходят на большую глубину, можно допустить, что пески самого разреза Урдалей еще не прибрежная зона. Однако та же самая аналогия должна подсказать нам, что далее к востоку, на совсем близком расстоянии, мы обязательно должны встретить уже и настоящее мелководье, где дно моря должно было испытывать быстрый подъем.

Приведенный анализ показывает, что на основании петрографических и фаунистических особенностей пород, мы с большим вероятием можем рассматривать изучаемый бассейн как своего рода *Vortiefe* – котловину, находившуюся впереди воздвигающейся горной цепи восточного Урала. Центральную часть этой котловины занимает собственно битуминозно-мергелистые осадки (точные глубины здесь нам неизвестны), на западном возвышенном крыле ее отлагаются обломочные известняки (здесь глубины не свыше нескольких десятков метров), восточный край занят грубообломочными породами, также отлагавшимися на незначительной глубине.

Было бы крайне интересно проследить, не происходило ли изменения глубин также и по оси депрессии к северу и югу от изученного профиля. Иными словами, не представлялась ли котловина прогибом не только на поперечном, но и на продольном разрезе. К сожалению, никаких точных данных у нас в этом направлении не имеется.

Из данных, приведенных в конце предыдущего раздела, где говорится об общем горизонтальном переходе обломочной артинской фации на востоке в органогенно-обломочную на западе, следует, что основные черты описанной палеографической картины установились еще задолго до того момента, как начали отлагаться изучаемые нами породы, точно так же, как удерживались они и много позже эпохи отложения битуминозных мергелей. В связи с этим, чрезвычайно важно отметить те индивидуальные черты и особенности, какие были свойственны *только* изучаемому нами промежутку времени. Эти особенности можно свести к следующему:

Во-первых, в эпоху отложения пород битуминозно-мергельного горизонта восточная флишевая фация была отодвинута значительно дальше к востоку сравнительно с моментами, предшествующим и последующим.

Во-вторых, западная органогенно-обломочная фация также была несколько отодвинута к западу же, что позволило мергелям проникнуть на запад несколько дальше, чем это было до тех пор.

В-третьих, на территорию седиментации битуминозных мергелей в эпоху их накопления, обломочного материала, как указывалось выше, приносилось значительно меньше, чем до и после этого момента.

Все эти факты позволяют думать, что в эпоху отложения битуминозно-мергельной толщи предуральская *Vortiefe* испытала некоторое временное расширение, против того, что было раньше, с двух сторон: и с запада и с востока. Такое расширение вызвало некоторое продвигание береговой линии на восток, а это, в свою очередь, привело к уменьшенному сносу обломочного материала в центральную часть котловины. Таким образом, *особенность эпохи отложения битуминозно-мергельной свиты по сравнению с предшест-*

вующим и последующим моментами, на наш взгляд, состояла в некотором временном расширении бассейна или трансгрессии его.

II

Мы можем обратиться теперь к вопросу о происхождении битумов изученного горизонта.

Два обстоятельства подлежат здесь нашему специальному объяснению. Прежде всего, мы должны будем выяснить, чем обусловливается то незначительное общее возрастание в содержании органического вещества которое характеризует собою битуминозные мергеля? И, во-вторых, чем объясняется появление в этой слабо битуминозной толще отдельных прослоев, уже значительно обогащенных битумом?

Для истолкования первого обстоятельства полезно сопоставить, с одной стороны, колебания в количестве органического вещества, с другой – колебания в количестве обломочного материала. Эти сопоставления даны на диаграмме (рис. 11). Из нее вытекает, что период некоторого обогащения органическим веществом отчетливо совпадает со временем ослабленного приноса обломочного материала. Нам кажется, что здесь не простое совпадение, но причинная связь. Иными словами, мы полагаем, *что указанное выше ничтожное обогащение пород органическим веществом представляет отнюдь не самостоятельно, так сказать, отраженное явление, пассивно отображающее резкое уменьшение в приносе обломочного материала.* При этом положительное действие уменьшенного приноса обломочного материала заключалось не только в том, что оно меньше «разбавляло» органическое вещество, но и в том, что одновременно несколько улучшились условия консервации этого вещества. Дело в том, что при уменьшении приноса терригенного материала одновременно уменьшается обычно и диаметр частиц. А это последнее обстоятельство, как показал Траск содействует удержанию органического вещества в породе. К сожалению, убедиться непосредственно в изменении механического состава породы не удалось ввиду недостаточной способности ее дезинтегрироваться, но сомневаться в наличии некоторого «измельчания» материала, происходившего параллельно с уменьшением приноса массы вещества, едва ли возможно.

Итак, *слабое общее обогащение мергелей органическим веществом представляет только отраженное явление по отношению к уменьшенному поступлению обломочного материала.*

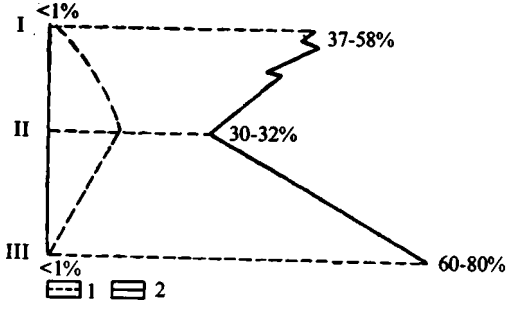


Рис. 11. Схема изменений содержания органического вещества и терригенного материала в битуминозной толще, ее подошве и кровле
1 – органическое вещество; 2 – обломочный материал.

Иную картину представляют слои, значительно обогащенные органическим веществом ($C_{орг}$ – от 5,2 до 14,4%). При описании этой разности отмечалось уже, что петрографически она тождественна с нормальной разностью за исключением большего числа пленок, прожилков органического вещества и, в некоторых шлифах, спор. Точно такие же результаты дают и химические определения. Количество терригенного материала здесь то же, что и в нормальной разности. Эти факты доказывают, что в этих прослоях *обогащенность органическим веществом отнюдь не представляет отраженого явления по отношнию к колебаниям обломочногоматериала, но является самостоятельным, реальным обогащением породы оганическим материалом.*

Откуда брался этот органический материал? Что являлось причиной его усиленного поступления?

Нетрудно видеть, что таких источников могло быть два: 1) колебания в развитии жизни внутри самого бассейна, в частности, колебания в развитии планктона; 2) временный усиленный принос органического вещества с берега. Последнее обстоятельство, однако, маловероятно, так как к западу на огромном расстоянии расстилался водный покров, на востоке же формировалась складчатая горная страна, интенсивно разрушавшаяся, на площади которой едва ли были благоприятные условия для накопления органического вещества. Во всяком случае, никаких угленосных толщ, за счет размыва которых мог бы усиливаться приток органического вещества в наш бассейн, на восточном склоне Урала от того времени неизвестно. Все эти обстоятельства приводят к заключению, что источник органического вещества должен быть *внутри самого* бассейна. – Он заключен в тех временных, периодически наступавших «цветениях» жизни, в частности, в «цветениях планктона», которые представляют вещь довольно обычную в водных бассейнах.

Итак, из проделанного анализа вытекает, что обогащение органическим веществом битуминозных сланцев имеет две разнородные причины. Оно является, с одной стороны, *отраженным* явлением и вызвано уменьшением в приносе обломочного материала; с другой – *реальным* процессом обогащения пород усиленным поступлением органического вещества в процессе седиментации. Первое обстоятельство обусловило накопление $C_{орг}$ в нормальной разности, второе – в тех обогащенных битумом прослоях, которые имеются в верхней части толщи.

Литература

Осипов С.С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. Проблемы советской геологии, № 4, 1933.

Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi d'Orb*, Б.М. О.И.П., отд. геологич., т. XII, № 2, 1934.

Доманиковая фация Южного Урала[1]

Введение

Среди отложений верхнего девона Урала и Тимана довольно значительным распространением пользуется так называемая доманиковая фация, представленная битуминозными известняками, мергелями, глинистыми и горючими сланцами, кремнями и заключающая очень оригинальную фауну. Выходы доманиковой фации раньше всего были зафиксированы на Южном Тимане в бассейне р. Ухты (р. Доманик), где находки доманика были сделаны еще в самом начале XIX в. и очень хорошо описаны уже Кейзерлингом [Keyserling, 1846] и отчасти Мурчисоном [Мурчисон и др.,1849]. В последующее время аналогичные породы были установлены Чернышовым и другими исследователями на западном склоне Урала, и в настоящее время выходы доманика длинной цепочкой тянутся от Северного Урала (листы 121 и 122) через Средний Урал (Чусовая) в Южный (от хребта Кара-тау до р. Белой).

Вплоть до того момента, как на Урале была открыта нефть, доманиковая фация привлекала к себе не больше внимания, чем любая другая девонская фация. Но с той поры, как нефть стала известна, отношение к доманику резко изменилось, ибо доманик как фация явно битуминозная, естественно, тотчас же заставил предполагать в нем одну из возможных нефтепроизводящих свит Урала. Особенно возрос этот интерес после того, как А.Д.Архангельским на основании общих теоретических соображений было определенно указано [1929] на доманик, как на вероятную нефтепроизводящую свиту Урала.

В сущности, с этого времени только и начинаются попытки литологического и стратиграфического изучения доманика. Насколько автору известно, они были сделаны, главным образом, двумя учреждениями, независимо друг от друга и с разными целями. Первым из них был Нефтяной геологоразведочный институт в Москве, вторым – Башкирский геологический трест в г. Уфе. В Нефтяном институте работы проводились в 1931 г. В.Н.Крестовниковым, Г.И.Теодоровичем, А.А.Варовым и Сулиным. Целью их было общее предварительное литологическое и геохимическое изучение доманика Южного Урала и выяснение условий его образования. Башгеолтрест ставил себе более практическую задачу: поиски и разведку месторождений горючих сланцев в доманиковых слоях и выяснение их промышленной пригодности. К большому сожалению, однако, приходится констатировать, что начинание НГРИ было оставлено в самом же начале, почему работа дала лишь самые общие и предварительные результаты, опубликованные в статьях В.И.Крестовникова и Г.И.Теодоровича [1934], Г.И.Теодоровича [1935] и А.А.Варова [1934], а частично оставшиеся и вовсе без опубликования. Точно также и Башгеолтрест, убедившись, в результате поисковых работ А.И.Олли, А.П.Блудорова и Т.Н.Гуляевой, в отсутствии практического значения доманиковых горючих сланцев, прекратил работу, не опубликовав ни одной строчки и оставив большой материал в виде груды сырых, необработанных фактов.

Таким образом, первая попытка изучения доманиковых фаций Южного Урала не была планомерно проведена до конца и не дала сколько-нибудь существенных результатов.

---

[1] М.: Изд-во АН СССР, 1939. 122 с. (Тр. ИГН АН СССР. Вып. 16. Геол. сер, № 6).

Учитывая это обстоятельство, а также и тот большой теоретический интерес, какой представляет доманиковая фация, автор настоящих строк предпринял в 1934 г. новую попытку изучения литологии и генезиса доманика. В начале работа велась в очень скромной форме (на участке р. Икын – р. Баса) в Московском геологоразведочном институте, а в 1935 и 1936 гг. – в гораздо большем масштабе в ГИН Академии Наук.

Три задачи стояли перед автором при проведении работы. Первая заключалась в том, чтобы дать по возможности полное и точное чисто фактическое описание доманиковой фации как природного тела: ее пространственного распространения, строения, литологических и фаунистических особенностей, соотношения с вмещающими породами, наконец, места ее в ряду других фаций конца среднего и начала верхнего девона. Необходимость этой работы вытекала из того простого обстоятельства, что по всем перечисленным вопросам в литературе имелись лишь очень общие и нередко, как оказалось, неправильные представления. Вторая задача являлась как бы естественным продолжением первой и состояла в том, чтобы, воспользовавшись полученными данными, составить себе представление об обстановке, в которой шло накопление доманиковых пород, и в особенности о конкретных факторах, обусловивших накопление в них органического вещества. Наконец, третья задача заключалась в том, чтобы данными литологического изучения проверить уже высказанное ранее в литературе предположение о возможной роли доманиковой толщи как нефтеобразующей свиты Урала.

Глава I
Состав и распространение доманиковой фации на Южном Урале (от хребта Кара-тау на севере до р. Зигана на юге)

При изучении литологии доманиковых отложений на Южном Урале, как и при изучении литологии всякого другого горизонта, огромную роль играет выяснение вопроса о том, что представляют собой исследуемые породы с точки зрения их пространственного распространения, каковы их взаимоотношения с вмещающими породами, в частности, с породами подошвы и кровли и, наконец, насколько выдержанными являются их литологический состав и мощность в пределах исследуемой территории.

Чтобы разрешить этот вопрос в применении к доманиковым отложениям, необходимо познакомиться предварительно со строением франского яруса на изучаемой территории (рис. 1).

Благодаря исследованиям Д.В.Наливкина, Б.П.Марковского, В.Н.Крестовникова, Л.Конюшевского, А.А.Краснопольского, П.Н.Кропоткина, Г.И.Теодоровича, Г.В.Вахрушева, П.В.Дмитриева, П.В.Васильева, А.И.Олли, А.П.Блудорова, Т.Н.Гуляевой мы имеем в настоящее время большое количество преимущественно искусственно вскрытых разрезов, которые позволяют дать весьма отчетливую и документальную картину строения франского яруса на всем протяжении от хребта Кара-тау до р. Зигана.

Всю эту площадь целесообразно в наших целях разбить на три участка, значительно различающиеся друг от друга (рис. 2). Первый участок охватывает собственно хребет Кара-тау, от верхнего течения р. Аши до восточного окончания хребта у р. Юрезани. Второй обнимает широкую и длинную полосу к востоку от хребта Кара-тау, а именно мясниковскую и миньярскую синк-

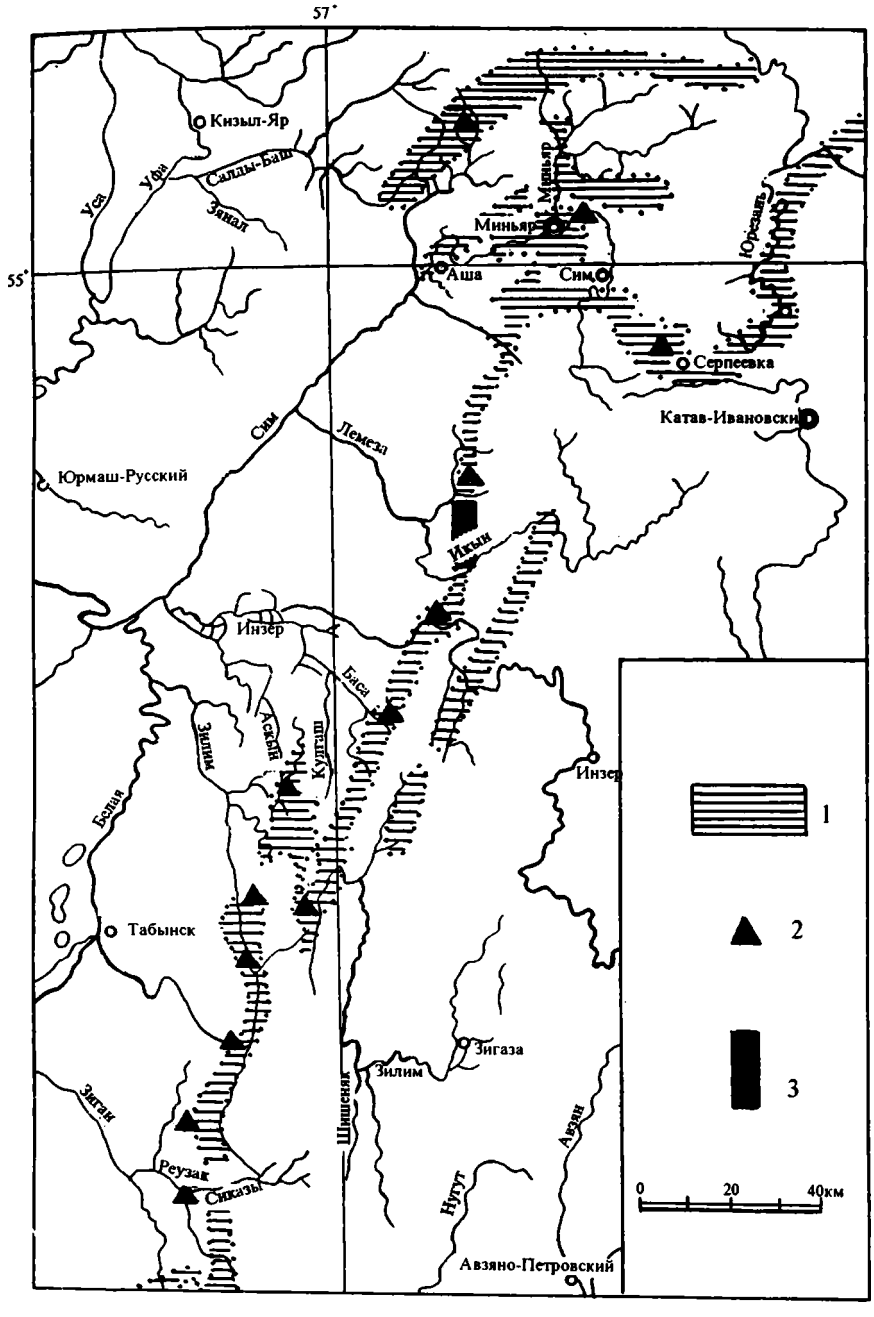


Рис. 1. Карта распространения девонских отложений в области западного склона Южного Урала. (По карте Урала масштаб 1:1 000 000, опубликованной ГГРУ)

1 – выходы пород верхнего девона; 2 – местонахождение разрезов, изображенных на профилях; 3 – район разведочных работ по р.Ташкыскану

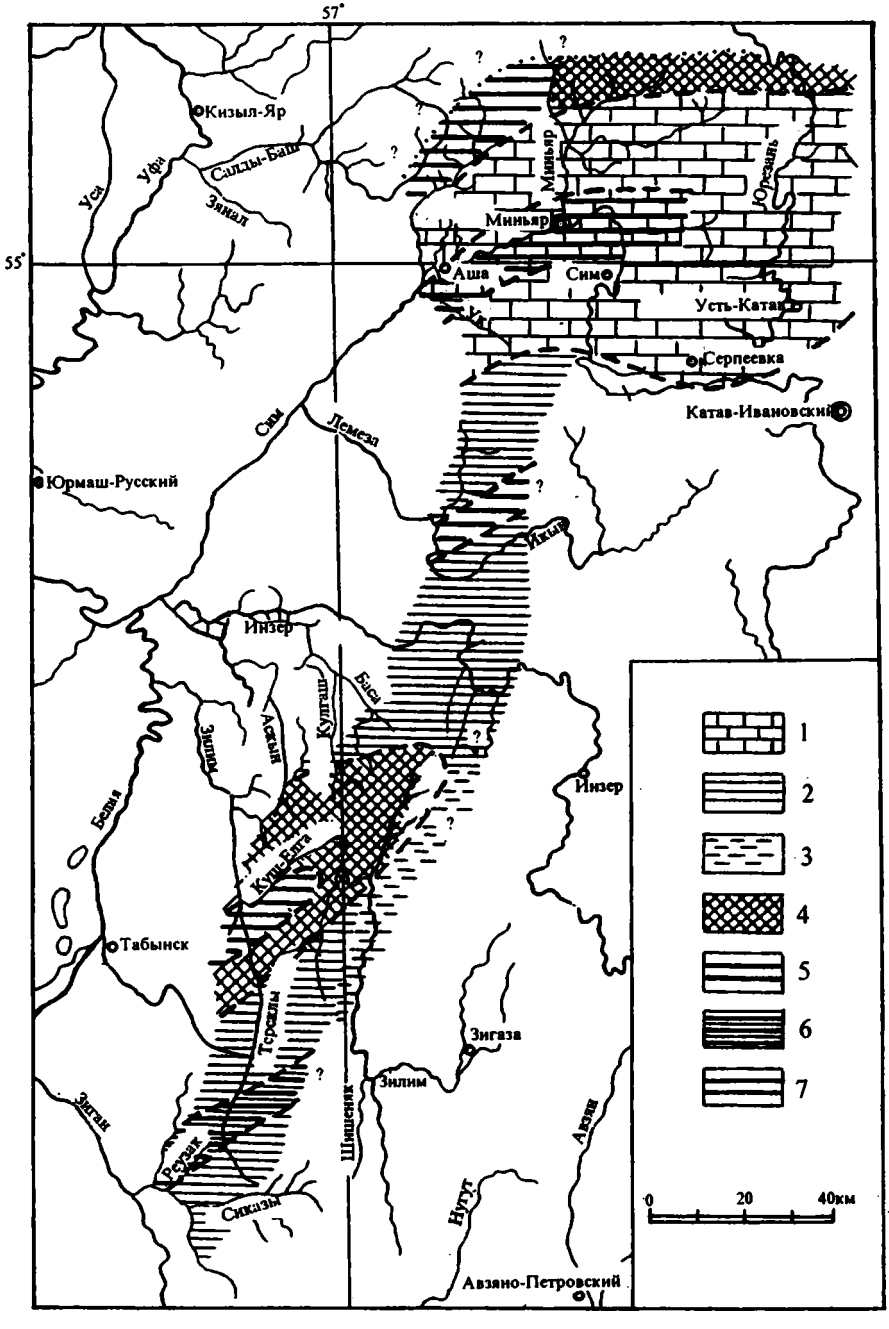


Рис. 2. Карта распространения доманиковых отложений Южного Урала

1 – известняки; 2 – «нормальная» фация доманика; 3 – предполагаемое развитие «нормальной» фации; 4 – зона переходная (обогащена глиной); 5 – горючие сланцы пелитового типа, богатые органическим веществом; 6 – те же горючие сланцы, но бедные органическим веществом; 7 – сильно карбонатные горючие сланцы, бедные органическим веществом

линали, районы Новосерпеевки, Усть-Катава, Вязовой и далее на восток к р. Ай. Южная (или, точнее, юго-восточная) граница участка не вполне определенна и проходит где-то между р. Икыном и рекам Атя и Тармышаком. Наконец, третий район начинается от р. Икына на севере и тянется до р. Зигана на юге, уходя, вероятно, и еще далее к югу.

1. Район хребта Кара-тау

Для характеристики D^1_3 первого района весьма интересен разрез у дер. Ивановки (на р. Аше). Здесь (по данным: В.Н.Крестовникова; Г.П.Романова, и автора настоящей работы) наблюдается следующая картина (рис. 3).

Самым нижним членом франского яруса, лежащим непосредственно на кварцевых песчаниках и песчанистых глинах ашинской свиты (S_1?), является пестроцветный горизонт, в основании которого располагаются слоистые, неравномернозернистые кварцевые песчаники с плохо сохранившимися остатками псилофитоновой флоры и конкрециями пирита. Мощность песчаников колеблется в пределах от 1 до 5 м, в среднем же 3 м. Далее идут пестрые (темно-серые, зеленые, красные, коричневые и белые) глины (1–2 м), заключающие небольшие прослои песчаника и заканчивающиеся пластообразной залежью (0,70–1 м) различно окрашенных мелкооолитовых железных руд от 1 до 0,3 м. В этих рудах была встречена уже фауна брахиопод *(Atrypa reticularis, Orthis iwanovi)* и кораллов. Наконец, на самом верху пестроцветного горизонта лежит вновь известковистая глина (0,15–1 м), переполненная фауной брахиопод и кораллов. Общая мощность пестроцветного горизонта, таким образом, колеблется от 2,5 до 9 м.

Над пестроцветным горизонтом располагается карбонатная толща мощностью около 11 м. В ней различается нижняя часть, образованная серыми и зеленовато-серыми известняками с *Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides* и пр., мощностью до 10 м, и верхняя, представленная незначительным (до 1 м) прослоем плотного темно-серого известняка со *Sp. pachyrhynchus* и гониатитами (*Manticoceros intumescens).*

Далее следует доманиковый горизонт, обладающий сложным составом. Самую нижнюю часть его образует пачка черных горючих сланцев с многочисленными пластообразными конкрециями темно-серого и черного известняка и черного же кремня. В горючих сланцах обычно обильная фауна птеропод и, местами, брахиопод *(Liorhynchus, Camarophoria* и пр.). Мощность сланцевой пачки около 5 м. Над горючими сланцами лежит примерно полутораметровый пласт известняка, в нижней части (1,2 м) светлого, перекристаллизованного, в верхней темно-серого с гониатитами и птероподами. Наконец, верхнюю часть доманикового горизонта образует темный, буро-коричневый в выветрелом состоянии и черный в свежем перекристаллизованный доломитизированный известняк, неслоистый или же лишь местами неправильнослоистый, обычно немой или же с мелкими раковинными прослоечками, сложенными многочисленнейшими *Lingula sp.* Мощность известняка около 8–10 м, а всего доманикового горизонта около 14–15 м.

Над доманиковым горизонтом располагается вновь карбонатная толща весьма большой мощности, по-видимому, значительно большей 100 м. В этой толще снизу вверх последовательно идут: 1) серые перекристаллизованные кавернозные известняки – около 12 м; 2) белые толстослоистые кварцевые песчаники, грубозернистые, местами конгломератовидные, с тонкими прослоями пестро окрашенных глин общей мощностью около 4 м; 3) после задернованного промежутка в 12 м вновь «толща зеленовато-белых сростковид-

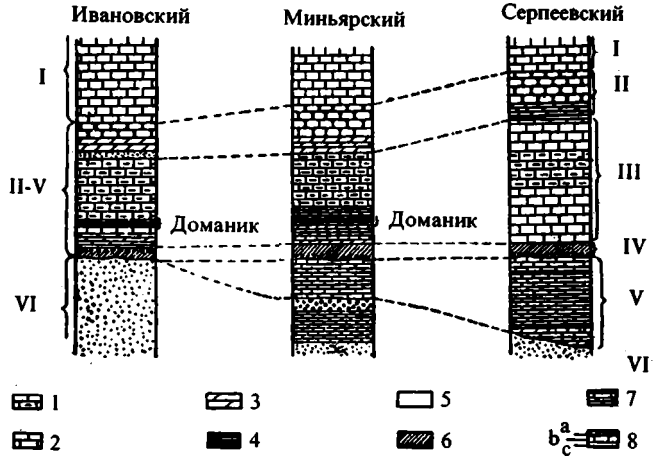


Рис. 3. Схема строения верхнедевонских отложений Миньярско-Симского района (по Т.Романову)

I – известняки $D^1_3 - D^2_3$, доломитизированные и мергелистые, кубоидного горизонта; 2 – коралловые известняки D^1_3 орловской бокситоносной свиты; 3 – известняки и мергели орловской бокситоносной свиты; 4 – углистые сланцы доманика; 5 – шамозит-диаспоровая оолитовая руда орловской свиты; 6 – пашийская песчано-глинистая рудоносная свита (железная оолитовая руда); 7 – D^2_2, известняки пестроцветные, мергели и глинистые сланцы среднего девона; 8 – ашинская ($D_1 - S_2$) свита: оолитовые песчаники (а), немые известняки (б), песчаники и сланцы (в)

ных известняков» – 26 м; 4) желтовато-серые доломитизированные известняки, переполненные амфипорами.

Таков разрез франского яруса у дер. Ивановки.

Восточнее дер. Ивановки сколько-нибудь подробные данные о строении франских отложений отсутствуют, и мы вынуждены ограничиться лишь общей характеристикой развитых здесь пород. Т.Н.Гуляева, производившая в 1932 г. от Башгеолтреста поиски доманиковых сланцев как раз в пределах изучаемой полосы (а также и юго-восточнее р. Сима), пишет, что доманиковая фация развита «довольно широкой полосой вдоль южного склона хребта Кара-тау, прорезываясь р. Ашой, верховьями Миньяра, Б. Биянкой, Байдомкой, Иленом и Юрезанью». «Нижняя часть доманиковой толщи представлена тонкослоистыми, кремнистыми известняками, переслаивающимися с тонкими прослоями темно-бурых, почти черных тентакулитовых сапропелитовых сланцев, а также черным кремнем и известково-песчанистыми сланцами. Верхнюю часть толщи слагают исключительно темно- и буро-серые битуминозные известняки...» Покрывается и доманиковый горизонт «доломитизированными желтовато-серыми известняками, толстонаслоенными, почти немыми в палеонтологическом отношении». Несмотря на видимую общую устойчивость разреза по всей каратауской полосе, все же внутри доманикового горизонта явственно обозначаются и некоторые весьма любопытные фациальные изменения. Оказывается, по наблюдениям Т.Н.Гуляевой, что: «1) толща горючих сланцев прослеживается от западной границы (каратауской полосы – *Н. С.)* до (верховьев) р. Аши, а также по ее притокам на протяжении 25 км; 2) по мере движения с запада на восток качество сланца ухудшается, сланцевая толща постепенно обогащается карбонатами и уменьшается в своей мощности. Одновременно с обогащением карбонатами наблюдается обогащение

глинистым материалом вплоть до полного замещения горючих сланцев известково-глинистыми образованиями»

Таким образом, домаников*ая* толща Каратауской полосы: 1) приурочена к самым низам франского яруса; 2) отличается относительно небольшой мощностью в 14–15 м; 3) обнаруживает значительную неустойчивость фациального состава по простиранию, в частности? быстро дает выклинивание горючих сланцев на восток.

2. Область к востоку от хребта Кара-тау (Мясниковская и Миньярская синклинали, Новосерпеевка, Вязовая)

В качестве отправного пункта при ознакомлении с составом имеющихся здесь франских отложений удобно взять разрез D^1_3 у железнодорожного моста на половине расстояния между ст. Миньяр и Симская – ж. д. им. В.В. Куйбышева. Здесь, по неопубликованным данным В.Н.Крестовникова, в отложениях D^1_3 могут быть выделены следующие основные члены (см. рис. 3).

1. Песчано-глинистый горизонт общей мощностью около 9–10 м, состоящий из переслаивающихся в такой последовательности (снизу вверх) песчаников и глин, м:

Плотная серая известковая глина	0,60
Рыхлый песчаник	0,50
Светло-серый рыхлый песчаник	0,30
Светло-серая песчанистая глина	0,25
Чередующиеся слои песчаников и глин с растительными остатками из группы *Psylophyta*	0,60
Светло-серый песок с охристыми прожилками песчаника	0,30
Плотный неравномернозернистый с отдельными крупными песчинками песчаник	0,50
Чередующиеся слои серых и коричневых глин	2,0
Песчаник	3,0
Чередующиеся слои плотного известняка и глин	0,60

Описанный песчано-глинистый горизонт основания D^1_3 располагается на толще известняков без фауны, общей мощностью около 13 м, внизу темно-серых, битуминозных, вверху светло-серых, доломитизированных, которые по аналогии с более восточными разрезами следует считать верхами живетского яруса.

2. На песчано-глинистом горизонте лежит довольно мощная (36м) толща темно-серых и серых известняков, которая содержит внизу: *Rhynchonella cuboides* Sand., *Camarophoria (Liorhynchus) megistana* De-Hon., *Rh. meyendorfi* Vern., *Atrypa reticularis* L., *Atr.* cf. *desquamata* Sow., *Atr. uralica* Nal., *Atr.* sp., *Spirifer zickzack* Roem., *Sp. subcomplimatus* Tschern., *Reticularia curvata* Schloth., *Orthoceras* sp., *Crinoidea,* несколько видов пелеципод и кораллов.

3. Над описанной карбонатной толщей располагается домаников*ый* горизонт общей мощностью около 11 м. Нижняя часть его (7 м) представляет чередование слоев темно-серых, почти черных, битуминозных сланцеватых плитчатых известняков и тонкоплитчатых мергелей; в известняках содержатся: *Atrypa reticularis* L., *Camarophoria (Liorhynchus) megistana* De-Hon., *Lingula* sp., *Spirifer conoideus* Roem., *Sp. pachirhynchus* Vern., *Productus sericeus* Buch., *Strophomena interstrialis* Phil., *Spirifer* sp., *Orthis (Schizophoria) striatula* Schloth. В верхней половине доманикового горизонта (4 м) наблюдается чередование слоев известняков, содержащих кораллы, с тонкими прослоями не-

правильно изгибающихся темно-серых, почти черных битуминозных сланцеватых известняков; некоторые участки коралловых известняков как бы пропитаны битумами и окрашены в темный цвет.

4. Выше доманикового горизонта следует огромная толща разнообразных карбонатных пород общей мощностью до 210 м. Последовательность пород в этой толще, по В.Н.Крестовникову, такова, м:

Ноздреватый кристаллический известняк доломитизированный; в многочисленных пустотках его черное асфальтоподобное вещество 19,0
Тонкослоистые ноздреватые доломитизированные известняки с битуминозным запахом; встречаются отпечатки *Spirifer sp.* 16,4
Осыпь около 40 м. На этом пространстве отчасти в обрывах к реке ниже железнодорожной насыпи, отчасти в небольших откосах у железнодорожного полотна обнажаются коричневато-серые тонкослоистые известняки с кавернами и выделениями кальцита в кавернах
Плитчатые известняки 5
Массивные разбитые трещинами доломитизированные известняки 10
Очень плотный с раковистым изломом известняк с зелеными глинистыми включениями 0,15
Мергель комковатый 0,5
Доломитизированные известняки 0,5
После перерыва, соответствующего около 43 м мощности, следуют плотные коричневато-серые доломитизированные известняки, неправильно слоистые, с битуминозным запахом 24
Коричневато-серые доломитизированные известняки с тонкими до 2–3 см прослоечками светлого кремня, повторяющимися через каждые 0,25 м. Прослои известняка переполнены трубками *Amphipora* 14,5
Коричневато-серый плотный известняк с *Amphipora*
Коричневато-серые известняки с прослоями *Amphipora Spir.katavensis* Na1 39,0

Таков разрез D^1_3 по р. Сим. Сравнивая его с разрезом по р. Аше, нетрудно видеть, что оба имеют много общего. В частности, и в симском разрезе доманиковый горизонт присутствует, хотя представлен породами, значительно разнящимися по петрографическим и фаунистическим признакам.

Обращаясь к распространению доманиковой фации в пределах района, мы находим ряд чрезвычайно интересных указаний. Так, Н.В.Дорофеевым и В.Н.Рябининым высыпки горючих сланцев были встречены по р. Малуюз по южному склону хребта Ажигардака [1932]; Г.П.Романов вскрыл их шурфами уже по северному склону Ажигардака по р. Барде, а В.Н.Крестовников наблюдал несомненно доманиковые породы в полосе D^1_3 вблизи ст. Вавилово ж. д. им. В.В.Куйбышева. Из этих данных явствует, что доманиковая фация в районе ст. Миньяр–Симская не ограничивается областью, непосредственно прилегающей к описанному только что симскому разрезу, но достоверно протягивается полосой юго-западного простирания до западной границы каратауской системы вообще. Иные данные имеются для более восточного района.

Благодаря недавним (1936г.), работам Г.П.Романова, Белоусова и партий В.Н.Крестовникова, по восточному району имеется в настоящее время ряд точных послойно описанных разрезов. Для сравнения с симским полезно привести ближайший к нему разрез Новосерпеевки (см. рис. 3).

В основании D^1_3 на неровно размытой поверхности живетских известняков располагается «пестроцветная песчано-глинистая толща... к низам которой приурочены, по-видимому, пластообразные залежи мелкооолитовых красных железняков. В песчаниках, залегающих выше оолитовой руды, обнаружены плохо сохранившиеся остатки псилофитоновой флоры. Мощность рудоносной толщи точно не установлена, но, во всяком случае, она не превышает 7–8 м».

«За пестроцветным горизонтом далее вверх следует толща известняков весьма разнообразных, то светло-серых массивных, то плитчатых, местами немых, местами богатых фауной. В нижних частях известняков встречены *Rh. livonica, Rh, cuboides, Atrypa desquamata, Athyris concentrica, Pentamerus galeatus, Spir. elegans,* редко *Spirifer* ex. gr. anossofi и кораллы. Общая мощность известняковой толщи около 67 м».

Над описанными известняками располагается горизонт бокситовой оолитовой руды около 0,90–1,0 м мощностью.

Затем вновь идет мощная «толща известняков, относящаяся частично к верхам франского, но главным образом к фаменскому ярусу» (Белоусов, неопубликованные материалы).

Из этих данных вытекает с отчетливостью, что в районе с. Новосерпеевки доманиковая толща достоверно отсутствует, замещаясь известняками.

Совершенно аналогичный разрез имеется и еще восточнее: у Усть-Катава, Орловки (рис. 4), Лаклы и Новой Пристани. Значит, и северо-восточнее Новосерпеевки, вплоть до Айлино, доманиковой фации не существует. Таким образом, мы можем констатировать, что на всей обширной площади к юго-востоку и северо-востоку от р. Малуюз (в районе от Новосерпеевки до Айлино и, вероятно, еще далее) доманиковая фация полностью замещается известняковой кораллово-брахиоподовой. К сожалению, из-за отсутствия точных разрезов мы не можем указать с полной достоверностью, где именно, в каких примерно пунктах, происходит это выклинивание доманика и переход его в другую фацию. Учитывая, однако, что доманиковая фация не упоминается исследователями ни с р. Атя, ни с верхнего течения р. Ук, можно думать, что она не заходит сколько-нибудь восточнее р. Малуюз.

Чрезвычайно интересно знать, что происходит с доманиковой фацией к западу от симского разреза в промежутке между симской и каратауской полосами. Удерживается ли она здесь и, таким образом, непосредственно переходит в доманик каратауской зоны или же и здесь происходит замещение доманика известняковыми осадками? К сожалению, до сих пор по этой переходной зоне не опубликовано подробных разрезов, хотя здесь и проводились, например Т.Н.Гуляевой, весьма подробные исследования с шурфами и канавами как раз с целью выяснения распространения доманиковых горючих сланцев. Общее заключение по этим работам, однако, все же известно, и оно представляет сейчас для нас величайший интерес.

По данным поисковой партии Т.Н.Гуляевой, вдоль южного склона Воробьиных гор, на всем их протяжении, доманиковые породы отсутствуют, сменяясь «доломитизированными желто-серыми битуминозными известняками». Совершенно то же явление, по устному сообщению П.Н.Кропоткина, наблюдается и в области небольшого антиклинального поднятия, намечающегося в синклинали между хребтом Кара-тау и Воробьиными горами и прорезаемого р. Миньяром. Здесь, несмотря на достаточно полный разрез по северному крылу антиклинали, доманиковой толщи не встречено и над ашинской свитой наблюдались лишь серые битуминозные известняки с фауной существенно иного типа, чем обычно в доманиковой фации. Эти указания заставляют признать, что доманиковая фация симской полосы выклинивается не только к юго-востоку, но и к северо-западу, и отделяется от каратауской полосы зоной

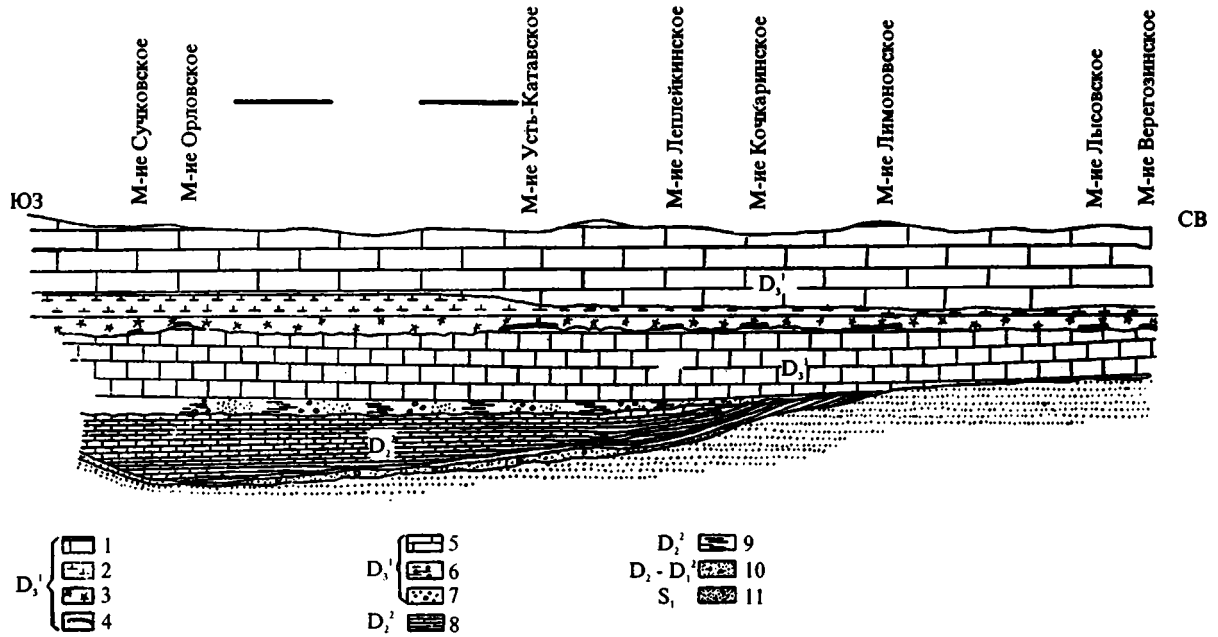


Рис. 4. Схема строения верхнедевонских отложений по рр.Юрезани и Катаву (по А.Белоусову)

1 – известняки франского яруса и доломитизированые известняки (орловская свита); 2 - сростковидные известняки и глинистые сланцы (орловская свита); 3 – песчаники и сланцы (орловская свита); 4 – шамозит-диаспоровые руды (орловская свита); 5 – известняки с *Phynchonella cuboides*; 6 – песчаники и сланцы (пашийская свита); 7 – железные оолитовые руды (пашийская свита); 8 – известняки с *Conchidium Baschhiricus* Vern; 9 – пестроцветная толща, вверху известковисто-сланцевая, внизу – песчано-сланцевая; 10 – песчаники с гальками; 11 – песчаники и песчано-глинистые сланцы ашинской свиты

известняков, по всем признакам аналогичных известнякам Новосерпеевки, Усть-Катава и других мест восточной части района.

Мы можем теперь ответить окончательно на вопрос о том, что представляет собой толща домаиковых отложений, вскрытая по р. Симу у железнодорожного моста и прослеживаемая далее к юго-западу по рекам Берде и Малуюз до ст. Вавилово. Эта толща по своей конрисурации представляет узкую, но длинную линзу, которая по простиранию прослеживается, по-видимому, очень далеко, вкрест же простирания очень быстро замещается карбонатными породами. Чрезвычайно характерно, что простирание этой линзы, во-первых, параллельно простиранию каратауской домаиковой полосы, во-вторых, так же как и у каратауской полосы, совпадает в общем с простиранием современных тектонических структур. Отметим также, что по петрографическим и фаунистическим признакам доманик симской полосы значительно отличен от доманика каратауской (или ашинской) зоны.

3. Общая характеристика строения франского яруса в районе от р. Икына до р. Сиказы

Переходя к третьему и самому крупному району развития франских пород от р. Икына на севере до р. Сиказы на юге, необходимо отметить, что для этого района в литературе существуют не только многочисленные, чисто фактические данные, но и некоторая общая схема пространственного распространения домаиковой фации и соотношений ее с соседними фациями. Эту схему мы находим в неопубликованной статье В.Н.Крестовникова «Краткий геологический очерк девонских отложений западного склона Урала и Тимана». Опираясь частью на свои собственные наблюдения, частью же на большой литературный материал, В.Н.Крестовников выделяет внутри изучаемой области два участка, характеризующиеся различным строением франского яруса вообще.

В первый участок «входит бассейн рр. Лемезы и Инзера с его притоком р. Басой. Находящиеся здесь франские отложения характеризуются развитием по всему разрезу своеобразной фауны пелеципод, гониатитов и ортоцератитов. Встречающиеся в породах брахиоподы также носят своеобразный характер и представлены родами *Liorhynchus* и *Lingula*. К нижней части разреза приурочены домаиковые отложения, имеющие в этом районе до 15–30 м мощности» [Горяинова и др., 1931]. «С другой стороны, здесь почти совершенно отсутствуют известняки с кораллами и брахиоподами» (Крестовников, 1935).

Второй участок «охватывает бассейн р. Аскына, р. Зилима и его притоков рек Тереклы и Сикашты, Усолки и Реузяка и отчасти рр. Сиказы и Зигана». В этом районе «приходится выделить подзоны, характеризующиеся, с одной стороны, типичными домаиковыми отложениями, с другой стороны, – одновременными отложениями, представленными в резко отличной от них фации рифовых кораллово-брахиоподовых известняков. Домаиковые отложения в этом районе типично выражены по р. Усолке и р. Реузяку и отчасти по Мендыму, Терекле и Сикаште. Здесь, на юге района, с востока они охватываются фацией кораллово-брахиоподовых известняков, встреченных по р. Сиказы, ручью Саргаю и Бакай-Чапкану, по Зилиму; в западных участках развития девонских отложений также встречаются кораллово-брахиоподовые известняки, развитые по р. Аскыну».

Из приведенных цитат следует, что на изучаемой нами площади домаиковые отложения, по В.Н.Крестовникову, не имеют сплошного распростране-

ния. Располагаясь в северной части этой площади крупным полем, они в ряде мест южной половины, особенно по рекам Аскыну, Зилиму и Сиказы, замещаются мощными кораллово-брахиоподовыми известняками.

Тщательно анализируя фактический материал, положенный в основу охарактеризованной схемы, можно было установить еще до непосредственных наблюдений в поле, что схема эта не может считаться полностью обоснованной и доказанной, так как некоторые части ее не имеют прочной фактической базы. Так, например, В.Н.Крестовников допускает, что по р. Аскыну доманиковые отложения замещаются кораллово-брахиоподовыми известняками. Между тем, в разрезе, описанном Г.И.Теодоровичем, на котором он базируется, эти известняки отделены от живетских 15-метровым перерывом в обнажении, который приходится как раз на низы франского яруса и соответствует стратиграфически горизонту доманиковых отложений. Таким образом, замещение доманика по р. Аскыну кораллово-брахиоподовой фацией представляет не факт, а лишь гипотезу. Так как «разрезы на р. Аскыне и на р. Сиказы, – по словам Крестовникова, – сходны между собой», то отсюда вытекало естественно настороженное отношение к допущению замены доманикового горизонта кораллово-брахиоподовым и в этой точке. Словом, анализ фактического материала еще до полевой работы заставлял думать, что основное положение схемы о горизонтальном замещении доманиковой фации кораллово-брахиоподовой, по существу, лишено бесспорных аргументов и что, следовательно, вопрос о действительном строении франского яруса и реальном распространении доманиковых отложений на изучаемой территории Южного Урала должен быть рассмотрен заново.

Естественно, что при таком положении дела основное внимание при полевой работе было уделено, наряду с изучением доманиковых отложений в уже известных разрезах, именно вопросу о строении франского яруса по рекам Сиказы и Аскыну. Чрезвычайно мощные осыпи не позволили в обоих случаях составить подробный разрез для промежутка от верхов живетских до низов обнаженных франских известняков. Однако в обоих случаях с помощью шурфов все же удалось с полной очевидностью установить, что и на р. Сиказы и на р. Аскыне ниже обнаженных франских известняков имеются совершенно нормальные типичные доманиковые отложения, мощность которых на р. Аскыне больше 25 м, а на р. Сиказы около 12–14 м. К этому следует добавить, что на р. М. Кендерле (приток р. Зилима) в области развития допускаемых Крестовниковым кораллово-брахиоподовых известняков Б.П.Марковским еще в 1934 г. было также констатировано наличие нормальных доманиковых пород. Более старые сведения такого же характера имеются у Л.Конюшевского [1908], который описывает темные известняки с типичным доманиковым биоценозом с р. Сасык-Юрт, на восточном крыле антиклинали, западное крыло которой разрезается р. Аскыном. Наконец, по словам Б.П.Марковского, ему удалось доказать наличие доманиковых отложений и по ручьям Саргаю и Бакай-Чапкану. Таким образом, доманиковые отложения в действительности имеются везде, где допускалось их замещение кораллово-брахиоподовой фацией. А отсюда, естественно, вытекает, что замещения доманиковых отложений кораллово-брахиоподовыми известняками в средней части изучаемого района по рр. Аскыну, Зилиму, Сиказы не происходит и что в действительности доманиковые осадки тянутся непрерывной полосой от крайнего юга нашего района до крайнего севера, т. е. от р. Зигана до хребта Кара-тау, выходя, вероятно, значительно и за эти пределы до р. Белой. Кораллово-брахиоподовые фации здесь не замещают, а перекрывают доманик.

С установлением этого факта строение франского яруса на обследуемой площади приобретает совсем другой вид, чем это допускалось до сих пор.

Имея в виду повсеместное распространение домаников*ых* отложений, занимающих к тому же в разрезе совершенно определенное стратиграфическое положение, мы можем сказать, что для Южного Урала от р. Аскына до р. Белой домаников*ые* отложения являются не только фацией, но одновременно и определенным стратиграфическим горизонтом, располагающимся в нижней половине франского яруса.

4. Домаников*ый* горизонт в районе р. Икын – р. Сикасы

На рис. 5, даны разрезы домаников*ой* толщи в 11 пунктах, начиная от р. Икына на севере до р. Сикасы на юге. Как видим, и мощности колонок и их конкретный литологический состав на этом протяжении не остаются постоянными, но испытывают совершенно определенные изменения. Так, если мы возьмем разрез по р. Куш-Елге, то окажется, что домаников*ый* горизонт имеет здесь мощность не менее 55 м (А.П.Блудоров, 1931), причем в нижней части состоит из переслоев глин, горючих сланцев и черных кремней, в верхней же из бурых и коричневатых кремней с тонкими пропластками бурых и зеленоватых глин. Правда, следует оговориться, что ни мне, ни Блудорову, по условиям работы, не удалось вскрыть всего разреза сплошь, и таким образом, вообще говоря, не исключено, что и здесь могут быть отдельные прослои известняков и мергелей. Имея в виду, однако, что во вскрытой части, обнимающей не менее половины разреза, никаких известняков и мергелей не встречено и что ни в высыпках, ни в речном аллювии их также не наблюдалось, мы должны принять, что вероятность наличия известняков очень невелика. Если даже впоследствии они и окажутся, то они будут несомненно играть роль второстепенной детали в общей сумме осадка и не изменят общей характеристики куш-елгинского участка, как области накопления глинисто-кремнистых пород.

К северу от Куш-Елги, в разрезах по рекам Токаты и Аскыну, наступают отчетливые изменения. Характерную особенность домаников*ой* толщи, вскрываемой этими разрезами, составляет прежде всего заметное уменьшение мощности, которая выражается здесь 40 м (Токаты) и 26 м (Аскын). Вместе с тем, изменяется самый характер слагающих пород: глины и кремни отчетливо убывают и замещаются известняками, серыми и черными, и мергелями; горючие сланцы и вообще сильно битуминозные породы из разреза исчезают вовсе. Таким образом, разрез состоит из чередующихся слоев глин, мергелей, известняков и кремней.

Еще далее к северу по рекам Инзеру и Басе располагается уже область «нормального», так сказать, строения домаников*ой* толщи. Как видно из профиля, домаников*ый* горизонт состоит здесь, как по рекам Токаты и Аскыну, из переслаивания известняков, мергелей, глин и кремней, однако на Инзере и Басе главную роль играют уже известняки и частью мергеля, глины же исчезают почти совсем или имеют лишь ничтожное значение. Одновременно происходит дальнейшее уменьшение мощностей, которые здесь измеряются 20–30 м.

На крайнем севере в бассейне р. Икына, точнее по рекам Ташкыскану и Кургашле, располагается район, где в составе доманика вновь появляются горючие и глинистые сланцы. Как показали разведки Башгеолтреста 1930–1931 гг., залегание горючего сланца здесь крайне капризно. Горючий сланец был встречен прежде всего на севере участка, по р. В. Кургашле, где он приурочен к средней части разреза и залегает в виде четырех небольших пластов (6–30 см). Южнее, всего в 1,7 км, однако, разведочная линия не встретила сланцев совсем, очевидно, благодаря их полному выклиниванию на юг. Далее к югу,

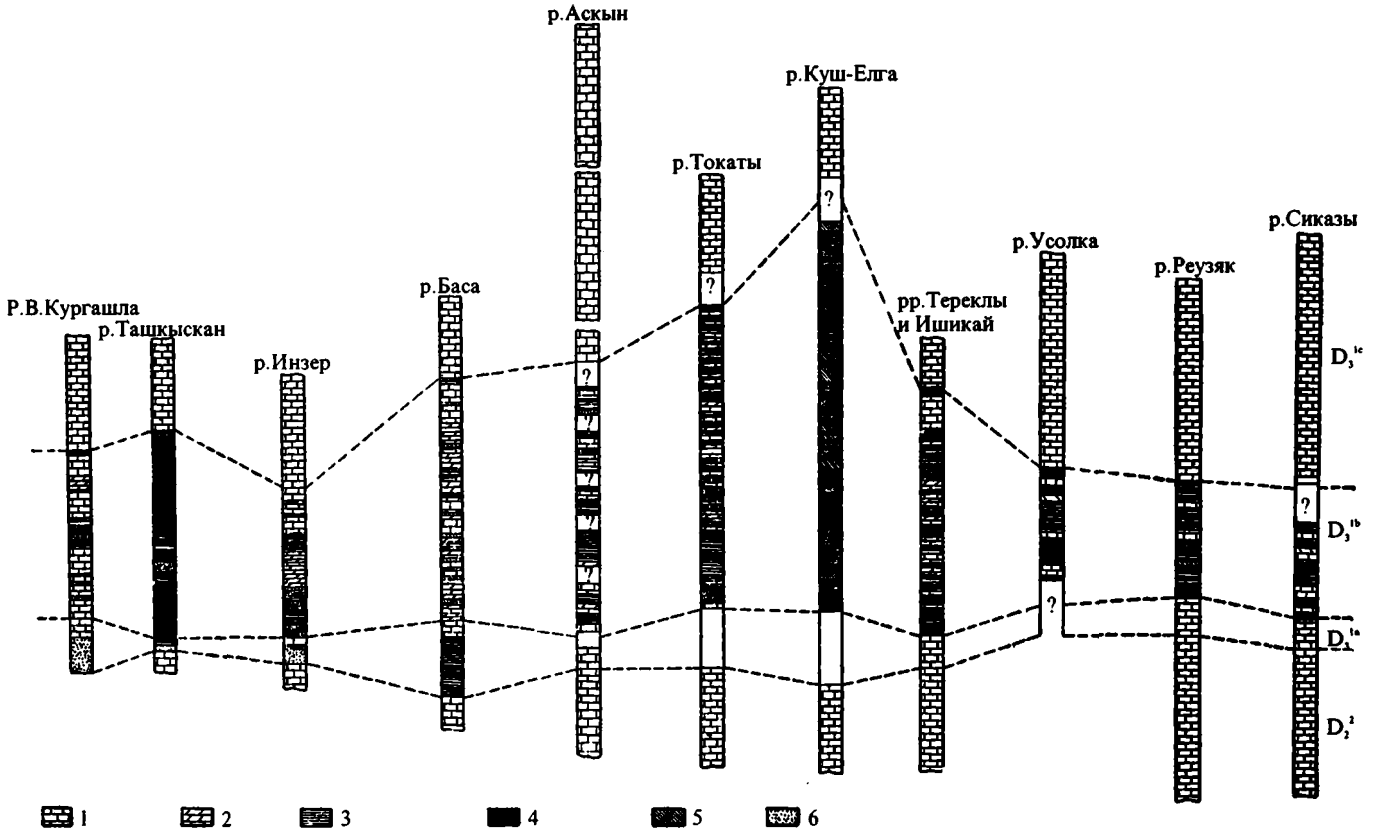


Рис. 5. Строение доманикового горизонта западного склона Южного Урала от р. Ук до р. Сиказы
1 – известняки; 2 – мергели; 3 – глинистые сланцы; 4 – горючие сланцы; 5 – кремни; 6 – песчаники

на р. Средней Кургашле, в 0,8 км от предыдущего разреза, сланцы в виде ничтожных прослоечков попадаются вновь и тотчас выклиниваются опять, так как следующая разведочная линия в 1 км к югу не обнаруживает их совсем. Еще южнее, в бассейне р. Ташкыскана, сланцы появляются снова, причем на этот раз в чрезвычайном развитии слагая больше половины разреза и чередуясь с прослоями песчаников, глин и кремней. Полоса прослеженных выходов горючих сланцев тянется на протяжении 4 км, но затем сланцы чрезвычайно быстро выклиниваются вновь, так как три разведочные линии Олли, заложенные по Мезень-Елге всего в 1–1,5 км от сланцевого поля, вновь не дали никаких признаков сланца. Последний выход имеется по р. Лемезе у устья р. Коса-Елги, где известен один пласт сланца, очевидно также быстро выклинивающийся к югу, так как ни на р. Инзере, ни на р. Басе никаких горючих сланцев не имеется. Приведенные данные заставляют думать, что горючие сланцы внутри доманикового горизонта на северном ташкынсканско-кургашлинском участке залегают, вообще говоря, незначительными в меридиональном разрезе, быстро выклинивающимися линзами, причем линзы обычно попадаются единицами и лишь в одном пункте (бассейн р. Ташкыскана) почему-то концентрируются во множестве, слагая большую часть разреза.

К югу от куш-елгинского разреза изменения в составе доманиковой фации весьма близки к только что описанным. Как показывает рис. 5, разрез по р. Тереклы по мощности (30 м) и по составу (перемежаемость глин, мергелей, кремней) близко напоминает разрезы Токаты и Аскына и вместе с ними может быть объединен в тип переходный. Разрезы Усолки – Сиказы совершенно сходны с разрезом Инзера и представляют нормальную фацию доманика. Исключение составляет лишь разрез по р. Реузяку, где обнаруживаются горючие сланцы, приуроченные к нижней части толщи и залегающие пластами мощностью 0,05–0,10–0,15 м. Характерное отличие этого южного сланцевого района от северного (Ташкысканского) составляет то, что здесь горючие сланцы не комбинируются со значительным развитием глин, как на севере, а подчинены нормальному типу доманиковых отложений.

Из изложенного вытекает, что доманиковому горизонту на р. Урале присуща значительная изменчивость и что наш профиль, идущий с севера на юг, пересекает различные седиментационные участки внутри доманиковой фации. В связи с этим крупный интерес приобретает вопрос о том, как выглядят пространственно эти седиментационные участки. Бесформенные ли это пятна, или определенным образом ориентированные полосы и зоны? В таком случае какова их пространственная ориентировка?

Документально обоснованное решение поставленных вопросов требует, очевидно, большого количества разрезов, располагающихся не только меридионально по простиранию складчатости, но и широтно, вкрест последней. К сожалению, в нашем случае это требование не может быть выполнено, так как по тектоническим условиям мы вынуждены ограничиться только узкой меридиональной полосой выходов девона и совершенно не знаем, что представляет собой девон как западнее, в сторону платформы, так и восточнее – ближе к центральным частям уральской геосинклинали. Несмотря на такую недостаточность документального материала, имеются все же некоторые факты, которые позволяют, по нашему мнению, если не решить вопрос полностью, то во всяком случае приблизиться хотя бы к частичному его решению и выдвинуть некоторую рабочую гипотезу, способную дать в дальнейшем правдоподобное истолкование ряду литологических особенностей доманикового горизонта Южного Урала.

Несколько восточнее полосы, охарактеризованной ранее меридиональным профилем, располагается прерывистая цепочка выходов D_3, пересекающих

верхнее течение рек Инзера и Лемезы. Автору не пришлось лично посетить эту область, но, по данным В.Н.Крестовникова, в ней развита доманиковая фация того типа, который мы назвали в предыдущем нормальным, т. е. состоящая, главным образом, из черных известняков, мергелей и кремней. Очень характерно при этом, что у самого южного конца описываемой второй полосы доманика – по р. Зуяку, и левому притоку р. Инзера, породы доманика, по словам В.Н.Крестовникова, даже более известковисты, чем на р. Инзере. Как видно на карте, эти выходы по р. Зуяку оказываются почти прямо к востоку от Аскына и чрезвычайно близко на северо-восток от р. Токаты. Но и по р. Аскыну и по р. Токаты в разрезе доманика много глин, по Зуяку же глины явственно сокращаются, и разрез становится известняковым. Отсюда становится чрезвычайно вероятным, что полоса глинистых фаций по Аскыну, Токаты и Куш-Елге не продолжается далеко на восток, но огибается здесь полосой доманика нормального типа. Иными словами, область глинистой фации вторгается в полосу меридионального профиля не с востока, а с запада. Возникающие при этом соотношения между нормальным типом доманиковой фации и типом тереклинским и куш-елгинским могут быть истолкованы так, как показано на рис. 2. Мы имеем здесь, по-видимому, обширный языковидный выступ глинистых фаций, который идет в направлении с юго-запада на северо-восток. Центральная часть этого выступа слагается глинистыми и горючими сланцами и отличается максимальной мощностью. В периферических участках замечается постепенное вытеснение глин известняками.

В аналогичном положении оказывается и область по р. Ташкыскану, ибо непосредственно к востоку от нее идет нормальная фация доманика, а на северо-востоке располагается массив брахиоподово-коралловых известняков. Таким образом, и здесь глинисто-горючесланцевая область вероятнее всего входит в полосу меридионального разреза с запада. Совершенно неопределенным остается лишь положение горючесланцевого участка по р. Реузяку. Данные, которыми мы располагаем по соседним участкам, не дают нам права делать заключения относительно участка по р. Реузяку.

В свете изложенных допущений, фациальная изменчивость доманиковой фации может быть приведена к очень простой и рациональной картине, изображенной на рис. 2. Выражая кратко смысл этой картины, мы можем сказать, что к югу от системы хребта Кара-тау среди поля «нормальной» доманиковой фации, занимающей главную часть площади, располагаются три полосы с уклоняющимся составом. Первая и наиболее крупная полоса лежит в средней части района по рекам Мендыму, Сикашты, Зилиму, Аскыну и характеризуется, так сказать, концентрацией глин и кремней, которые в центральной части полосы, по р. Куш-Елге, достигают максимума своего развития. В центральной части этой зоны большим развитием пользуются битуминозные глины и горючие сланцы; мощность осадка во всей полосе увеличена и возрастает к центру ее. Вторая полоса, несравненно более узкая, лежит в бассейне р. Икына и характеризуется сильным развитием горючих сланцев, залегающих линзообразно и ассоциирующихся со значительным же развитием глин. Наконец, третья полоса приурочена к р. Реузяку и отличается наличием пластов горючих сланцев в нижних частях разреза, причем в данном случае горючие сланцы подчинены нормальному типу доманиковой фации; мощность самих пластов ничтожна, и обогащенность их органическим веществом также очень невелика.

5. Сопоставление доманиковых слоев в изученных районах

Мы можем теперь подвести итоги изложенным выше наблюдениям и ответить на те общие основные вопросы о составе и условиях залегания доманиковой фации на Южном Урале, какие были поставлены в начале главы.

Как следует из приведенных материалов, на площади от хребта Кара-тау до р. Зигана на юге отчетливо выделяются три обособленные полосы доманиковой фации: каратауская вдоль хребта Кара-тау, миньярско-симская – по обе стороны хребта Ажигардака и южноуральская – от р. Кургашлы до р. Зигана.

Наибольшими размерами отличается южноуральская полоса, которая, кроме того, отличается и сложной фациальной изменчивостью. По общему положению в пространстве эта полоса обнаруживает ясное продолжение на юго-запад в сторону платформы, а с другой стороны, признаки ограниченного протяжения на восток к центрально-уральской зоне. Следующей по размерам является каратауская полоса, также с ясной, хотя и менее отчетливо прослеживаемой (по условиям доступности) фациальной изменчивостью. Совершенно несомненно, что и эта зона уходит на большее или меньшее расстояние в глубь платформы. На последнем месте стоит миньярско-симская полоса, представляющая узкую, но, по-видимому, достаточно длинную зону, протягивающуюся параллельно каратауской. Насколько далеко прослеживается эта зона к юго-западу от ст. Вавилово, остается неизвестным.

Сравнивая петрографический состав доманиковой фации в каждой из перечисленных полос, нетрудно заметить, что он неодинаков. Характерную особенность южноуральской полосы составляет прежде всего то, что в составе доманиковой фации крупную роль играют не только известняки, но и мергеля; почти всегда в разрезе имеются и глины, а нередко они становятся весьма существенным членом породы. Иными словами, в доманиковых полосах южной группы участие обломочных частиц в породах значительно. Далее, в доманике южноуральской полосы всегда и неизменно имеются пластообразные кремни, играющие нередко весьма крупную роль в разрезе. Наконец, в доманике южной полосы среди фаунистических остатков отчетливо выделяются птероподы, *Liorhynchus, Buchiola* криноидеи же и мшанки не имеют никакого значения и встречаются единицами и не везде. Доманик каратауской полосы весьма сходен с южноуральским, но отличается явственно большей карбонатностью представленных здесь пород. Доманик же миньярско-симской полосы резко отличен от предыдущих: глин и кремней здесь вовсе нет, настоящие мергеля также, в сущности, отсутствуют, и весь разрез слагается сильно битуминозными известняками. Одновременно с этим среди фаунистических остатков значительную роль приобретают криноидеи часты мшанки нередки, особенно в верхней части, кораллы, птероподы же явственно сокращаются в числе. Таким образом, южноуральская зона и каратауская, как области развития битуминозных карбонатно-глинисто-кремнистых осадков, отчетливо противопоставляются миньярско-симской, как области аккумуляции битуминозных карбонатных отложений.

Имея в виду, что все три полосы доманиковых отложений разобщены друг от друга участками брахиоподовых известняков, представляется интересным и важным выяснить, действительно ли они строго синхроничны одна другой, или же накопление их приурочивалось к различным моментам франской эпохи. Чтобы решить этот вопрос, необходимо произвести сравнение между собой тех горизонтов D^1_3, которые, как мы видели, во всех трех описанных выше районах отделяют доманиковую толщу от верхней поверхности живетских известняков.

В каратауской зоне ниже доманиковой толщи располагаются известняки с *Rhynch. cuboides* мощностью около 10 м и «пестроцветный горизонт» в 6 м. В миньярско-симской полосе под доманиковой толщей лежат уже 36 м известняков с *Rh. cuboides* и также песчано-глинистый горизонт в 9 м. Наконец, в Южноуральском районе между доманиковой толщей и живетскими известняками располагается «переходный» поддоманиковый горизонт в 8–5 м, на севере представленный, главным образом, песчано-глинистыми породами, на юге же известняками (также с *Rh. cuboides?).* Имея в виду такие колебания мощности подстилающих доманиковую толщу пород, можно было бы думать, что доманиковые толщи в разных местах не синхроничны друг другу; в частности, можно было бы допустить, что миньярско-симская доманиковая полоса относится к иному стратиграфическому горизонту сравнительно с каратауской и южноуральской. Ближайшее рассмотрение этого вопроса показывает, что подобного рода гипотеза едва ли справедлива. Дело в том, что разрез Миньярско-Симского района вообще выдается среди других своей сильно увеличенной мощностью. Естественно поэтому, что и мощность поддоманиковой части франского яруса здесь увеличена. Таким образом, аргументация от мощности здесь лишена доказательности. Решающие аргументы могла бы дать фауна, но как раз такого рода аргументы пока и отсутствуют. Правда, в разрезе по р. Симу *Rh. cuboides* приводится только из поддоманикового горизонта. Получается, как будто, что доманиковая фация располагается здесь в надкубоидном горизонте. Но, с другой стороны, для соседнего Инзерско-Симского района имеются отчетливые указания Олли (1933) на то, что *«Hyp. cuboides* и *Liorhynchus Pawlovi* встречены только в нижней половине доманика, а *Manticoceras intumescens* и *Tornocenas simplex* только в верхней». Таким образом, часть доманика и здесь относится к надкубоидным слоям и легко может сопоставляться с миньярско-симским доманиковым горизонтом. Иными словами, палеонтологические аргументы против признания синхроничности доманиковой зоны Миньярско-Симского района всем остальным – отсутствуют. С этой стороны имеются скорее указания обратного характера. Мы можем поэтому принять, что все три намеченные выше полосы доманиковой фации на Южном Урале представляют собой синхроничные образования или во всяком случае такие отложения, хронологические различия которых для нас (сейчас) не ощутимы.

Познакомимся теперь несколько ближе с петрографическими, палеонтологическими и химическими особенностями пород доманиковой фации.

Глава II
Известняки, мергеля и глинистые сланцы доманиковой фации Южного Урала

1. Серые известняки

Из предыдущей главы следует, что литологический состав доманикового горизонта весьма сложен и включает известняки, мергеля, глинистые сланцы, песчаники, горючие сланцы, наконец, прослои кремней. В настоящей главе мы опишем с возможной детальностью петрографические, палеонтологические и химические особенности лишь первой группы пород этой серии, а именно породы карбонатные и пелитовые, причем начнем с характеристики наиболее распространенного типа их – известняков.

Известняки доманикового горизонта весьма разнообразны по своим при-

знакам. В общем, все-таки можно выделить два хорошо различимых типа их, которые можно назвать серыми и черными перекристаллизованными известняками.

Серые, иногда темно-серые перекристаллизованные известняки представляют собой плотную неслоистую породу с неправильно бугристым изломом, при ударе резко пахнущую битумом. На фоне мелко- и среднекристаллического кальцита простым глазом, а лучше в лупу, можно заметить нередко многочисленные раковинки птеропод. Донная макрофауна часто отсутствует, либо же представлена единичными раковинами брахиопод. В некоторых случаях, она, наоборот, встречается массами и образует раковинные известняки. Такая разность особенно развита в разрезе р. Тереклы, где слагает почти все прослои серого известняка в средней части разреза и характеризуется огромными скоплениями *Liorhynckus*, *Camarophoria* и некоторых других форм. Менее часто подобные же разности были найдены на реках Сиказы, Реузяке, Инзере, наконец, на В. Кургашле. Следует заметить, что вообще когда фауна встречается в разрезе доманикового горизонта в большом количестве, она бывает приурочена в главнейшем именно к описываемым серым известнякам. Характерно при этом, что раковины обычно хорошей сохранности, недавленые, что указывает, по-видимому, на очень раннюю цементацию осадка и превращение его в плотную породу. При наблюдении в поле неизменно оказывается, что порода раздроблена довольно густой сетью мелких трещин, которые в одних случаях выполнены только асфальтитом, а в других только кальцитом, в третьих и тем и другим вместе, причем кальцит и асфальтит взаимно проникают друг друга.

Своеобразную уклоняющуюся разность описываемого типа представляют серые известняки разреза р. Токаты. В связи с очень резкой дислоцированностью этого района известняки здесь мелко трещиноваты, чрезвычайно крепки и настолько пропитаны битумом, что приобрели сизый цвет и необычайную вонючесть. Макрофауна в доступных для наблюдения участках здесь встречена не была.

Микроскопическое исследование серых известняков показывает, что подавляющая масса породы слагается $CaCO_3$, к которому подмешаны лишь ничтожные количества других минеральных зерен и органического вещества. Микроструктура карбоната в большинстве случаев полнокристаллическая, разнозернистая (фототаблица I, *1, 2*). Весь карбонат полностью раскристаллизован и образует ясно различимые, отчетливо обособленные кристаллы весьма различного диаметра – от 0,03–0,04 до 0,1–0,2 мм и больше. Распределены кристаллы весьма неравномерно, причем крупные индивидуумы и целые группы их образуют неправильной формы участки или пятна среди остальной более мелкокристаллической массы. Карбонат обычно чистый, светлый, лишь редко местами прокрашен в буроватые тона (пятна).

В более редких случаях структура кальцита сгустковая, т. е. он состоит из участков порошкообразных, среди которых располагаются неправильной формы пятна явственно крупно или мелко перекристаллизованного кальцита, причем в отдельных случаях преобладает то один, то другой тип структуры. Участки порошкообразного карбоната обычно серые или буровато-серые (фототабл. I, *3* и *4*).

Среди кристаллической основы находится масса органических остатков, принадлежащих чаще всего птероподам (*Styliola*, *Tentaculites*). Их поперечные, косые и продольные разрезы насыщают шлиф иногда в таком количестве, что ими только и сложена вся порода. К этим органическим остаткам приурочиваются своеобразные явления перекристаллизации цемента. Так, очень часто и внутри и вне раковины на поперечном или косом разрезе ее видна го-

могенная масса, в которой при одном николе нельзя различить зерен, при скрещенных же николях получается великолепно выраженный крест, который не изменяет своего положения при вращении столика микроскопа. В других, не менее частых случаях пространство и внутри и вне раковины заполнено радиально расходящимися крупными лейстами кальцита, отчетливо отделенными друг от друга; получается красивая фигура, напоминающая цветок и также дающая при скрещенных николях темный крест. Далее картина осложняется иногда еще тем, что каждая лейста дает явственную штриховатость (спайность), перпендикулярную большой ее оси. При этом штриховатость одной лейсты прямо продолжается в штриховатость другой, и таким образом, образуется округлая или овальных очертаний псевдооолитовая структура. Наконец, встречаются участки совершенно гомогенного карбоната, среди которых не видно остатков раковин птеропод и которые, тем не менее, при скрещенных николях дают превосходно выраженный крест. Несомненно, что в данном случае в основе также имелась птероподовая раковина, но она в последующее время была разрушена. Так как количество органических остатков часто бывает велико, то естественно, что в шлифе при скрещенных николях поле зрения пестрит многочисленными сферолитовыми крестами на фоне зернистого агрегата.

В нераковинных разностях серых известняков птероподы являются обычно единственными остатками организмов. В раковинных и вообще богатых донной фауной разностях в шлифах встречаются многочисленные обломки раковин брахиопод, пелеципод, головоногих, спикули губок, наконец, обломки криноидей.

Органическое вещество встречается в двух формах. Во-первых, оно образует черные и черно-бурые рваные пятнай пленки, то мелкие (до 0,01 мм), то более крупные (до 0,4 мм), причем эти пленки то лежат в одиночку, то скручиваются в бесформенные пятна (фототабл. I, *4*). Во-вторых, оно приурочивается к трещинам, пересекающим шлиф через все поле зрения извилистой, непрерывно идущей тонкой ветвистой линией. Такие трещины встречаются повсеместно, но особенно часто в шлифах по р. Токаты, где они резко бросаются в глаза. Трещины обычно очень тонки и выполнены битумом. Иногда, впрочем, встречаются среди них и более широкие, внутри выполненные крупными кристаллами $CaCO_3$, обычно округленной формы, и в промежутках между этими кристаллами – черным или черно-бурым веществом. Если нахождение органического вещества в виде отдельных чешуек еще может быть рассматриваемо как первичное, то залегание его по трещинам или гнездами и пятнами несомненно вторичное.

Обломочный материал в микроскопических препаратах серых известняков представляет едва уловимый компонент. Обычно его можно заметить лишь при больших увеличения, и представляет он мельчайшие матовые пылевидные комочки, рассеянные внутри кристаллов. Эти пылинки обычно группируются в сгустки, обусловливающие при малом увеличении более темную окраску отдельных участков шлифа. Определить минералогическую породу пылинок не представляется возможным; мне кажется, что они представляют в большинстве случаев не минеральные индивидуумы, а мельчайшие сгустки коагулированного пелитового материала.

Из первичных минеральных новообразований нужно отметить сернистое железо и фосфатовые желвачки. Сернистое железо встречается, как обычно в битуминозных породах, либо в виде мелких идеально округлых зернышек размером 0,02–0,03 мм, – либо в виде групп их, либо же в виде пленок. Обычно оно подверглось уже окислению и превратилось в лимонит. Около шариков и пленок наблюдаются поэтому бурые разводы, кроме того, сам шлиф

Таблица I

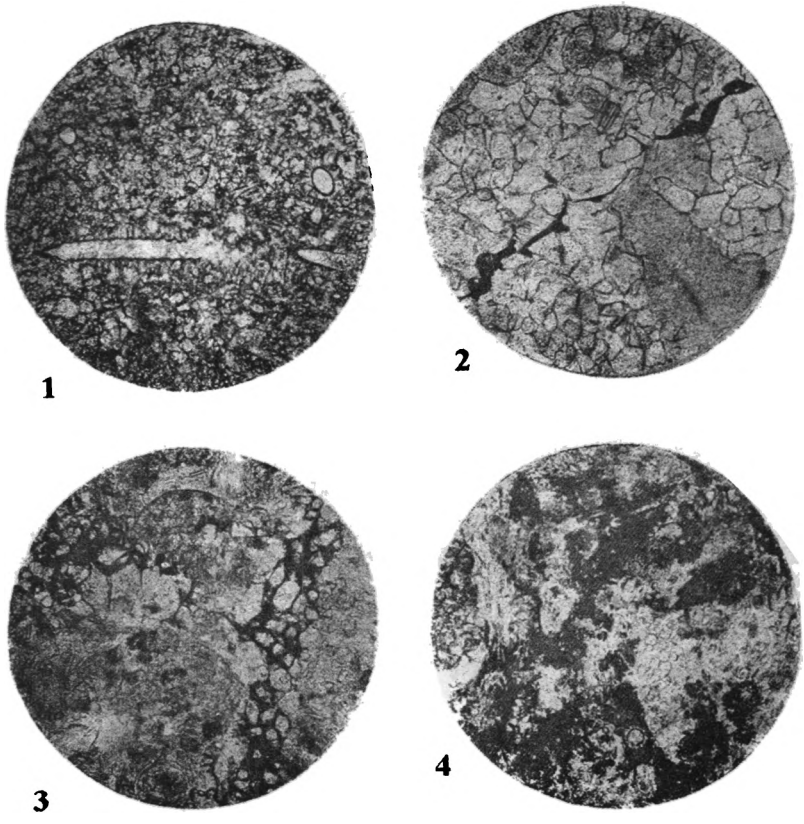


Таблица I.[1]

1. Серый известняк, р. Инзер. х40. Среди зернистой карбонатной массы разрезы птеропод (продольный и поперечные)

2. Серый известняк, р. Инзер. х40. Трещина, выполненная битумом.

3. Серый известняк, р. Инзер. х40. Трещина, выполненная кальцитом и битумом.

4. Серый известняк, р. Инзер. х40. Среди карбонатной массы пятна органического вещества.

[1] Свет, как в этом, так и во всех других случаях, параллельный.

Таблица II

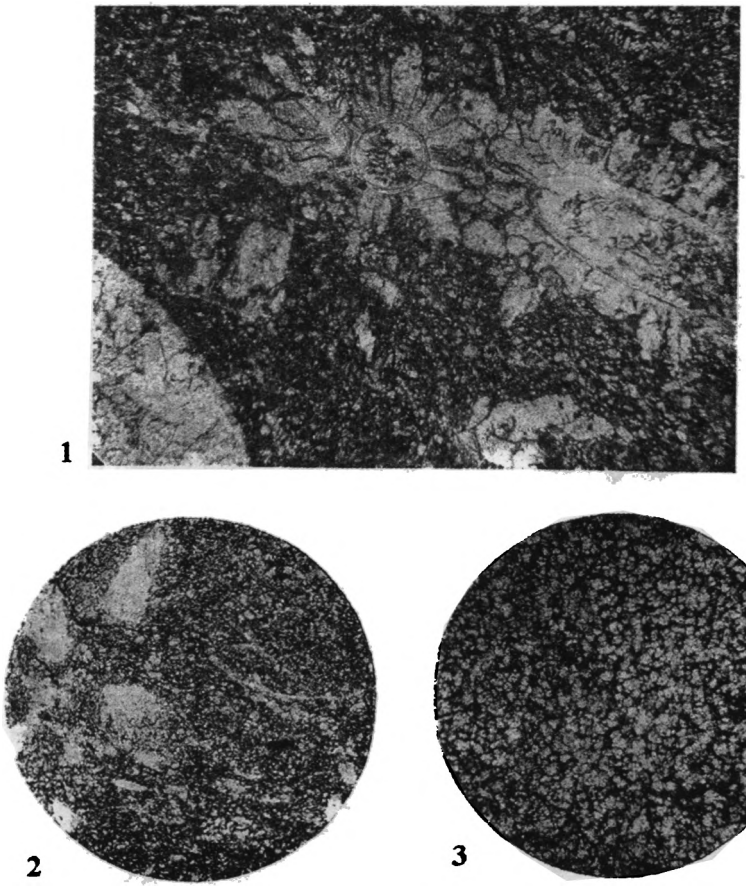


Таблица II.

1. Черный известняк, р. Реузяк. х40. Ореолы из лейст кальцита вокруг раковин птеропод на поперечном и продольном разрезах. Аналогичные явления имеются в серых известняках.

2. Черный известняк, р.Реузяк. х40. Чрезвычайно тонкозернистая разность; налево в углу плохо сохранившиеся раковины птеропод.

3. Черный известняк, р. Ишикай. х45. Более крупнозернистая разность; виден характер цементации кальцитовых зерен битумом.

Таблица III

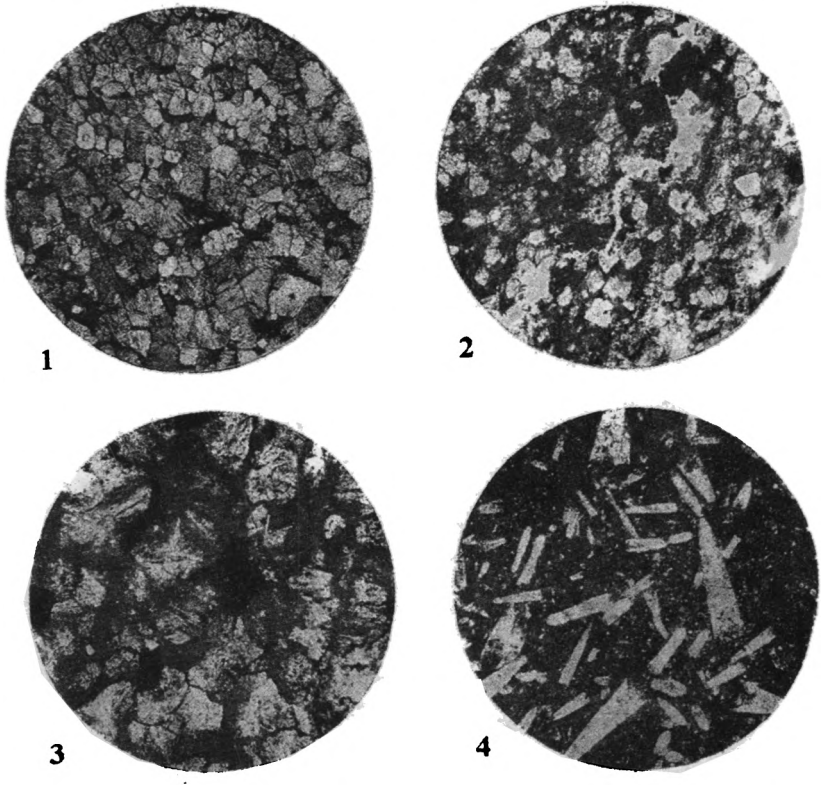


Таблица III.

1. Черный известняк, р. Инзер. х45. Еще более крупнозернистая разность, чем в табл.II.

2. Черный известняк, р. Баса. х60. Доломитизированная разность с ромбоэдрами доломита.

3. Черный известняк, р. Баса. х40. Участок крупно раскристаллизованного известняка с обильным содержанием цементного битума.

4. Мергель, р.Инзер. х12. Разрез параллельной слоистости. Масса раковин птеропод (*Stiliolina*)

Таблица IV

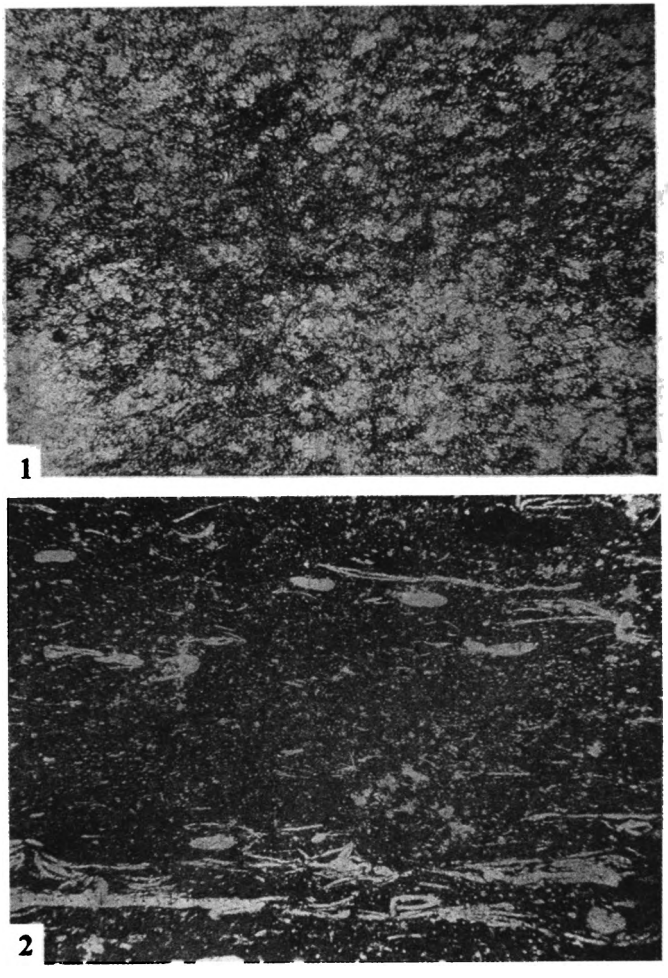


Таблица IV.

1. Конкреция в мергеле, р. Реузяк. х45. Видна сгустковая структура карбоната.

2. Мергель, р. Реузяк. х45. Разрезы птеропод и истонченных раковин брахиопод и пелеципод.

Таблица V

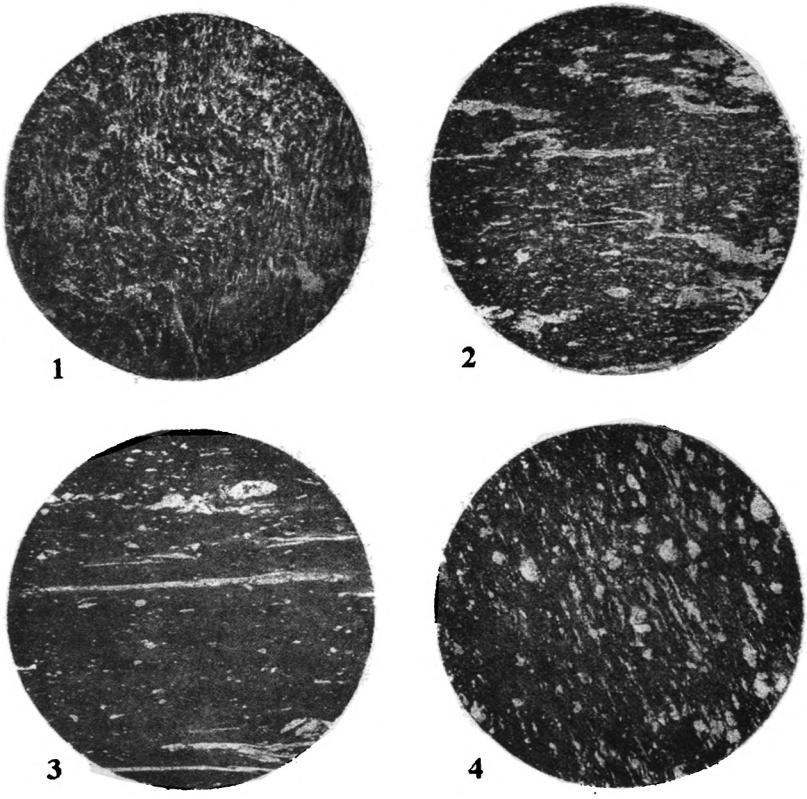


Таблица V.

1. Горючий сланец, р. Ташкыскан. Слоистая разность. х40.
2. Горючий сланец, р. Ташкыскан. Плотная разность. х40. Видна своеобразная мелкоплойчатая структура породы.
3. Горючий сланец, р. Кургашла. Раковинная разность. х40. Видны разрезы птеропод, истонченные раковины брахиопод, комочки кальцита.
4. Горючий сланец, р. Кургашла. Сильно карбонатная разность. х60. Масса перекристаллизованных дрюитоподобных комочков кальцита.

Таблица VI

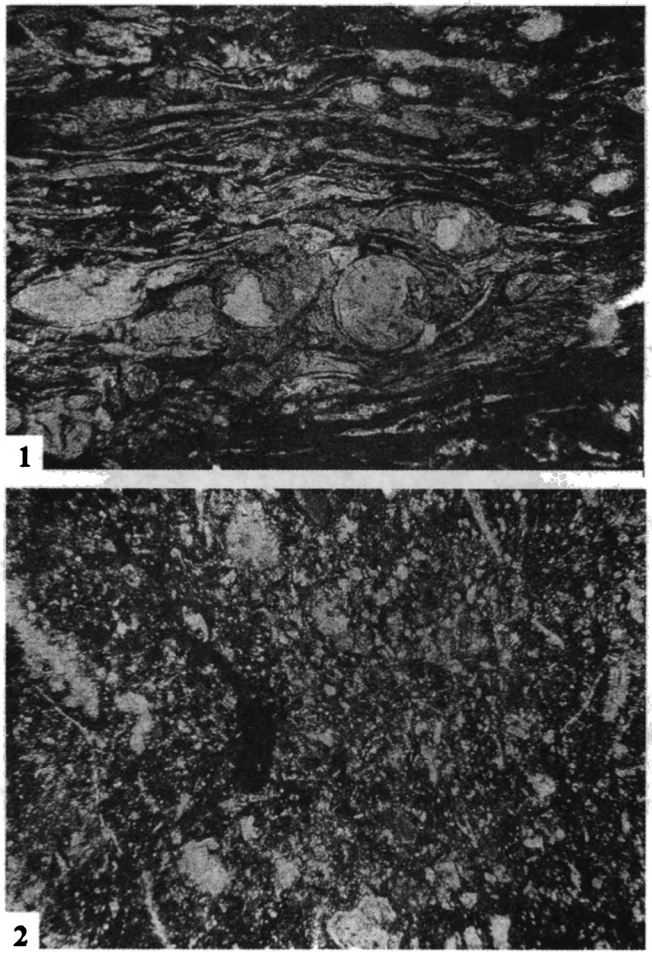


Таблица VI.

1. Горючий сланец, р. Аша. х45. Участок, обогащенный раковинными остатками птеропод, остракод (?) пелеципод (?) с концентрирующимся около них вторично кальцитом. Начальная стадия формирования конкреций внутри горючих сланцев.

2. Горючий сланец, р. Сим. х45

Таблица VII

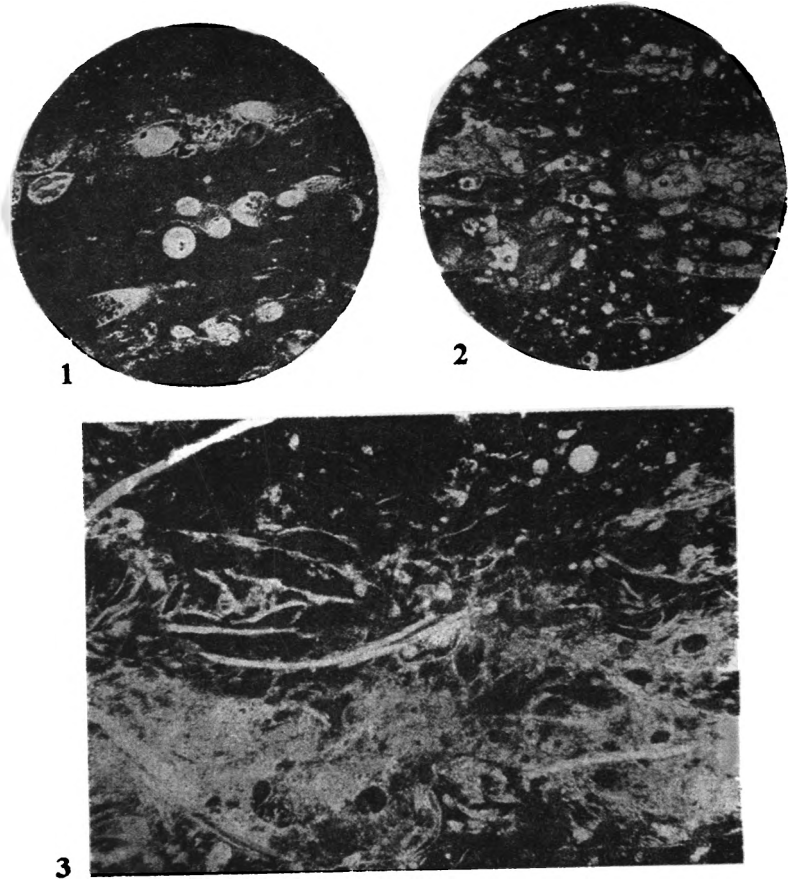


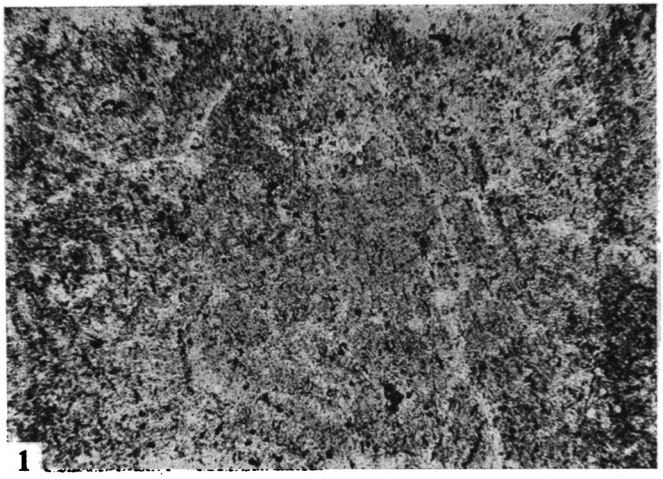
Таблица VII.

1. Кремень, р. Баса. х40. Разрезы многочисленных птеропод и остракод на фоне сильно-окремнелой основной массы.

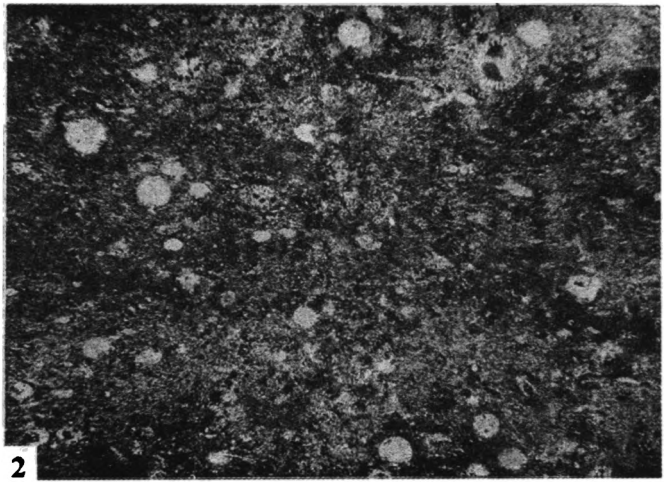
2. Кремнистый мергель, р. Инзер. х40. Частично окремнелый мергель (карбонат – более серые участки).

3. Кремень, р. Куш-Елга. х45. Участок нацело окремнелого мергеля, переполненного органическими остатками (раковины птеропод, остракод, брахиопод (?)).

Таблица VIII



1



2

Таблица VIII.

1. Кремнистая толща, р. Куш-Елга. х45. Желто-бурые кремни верхней части разреза, черные точки – обломочный материал и пленки FeS_2.

2. Кремнистая толща, р. Куш-Елга. х45. Черные кремни. Раковины радиолярий, из которых одна в правом верхнем углу частично сохранила структуру.

Таблица IX

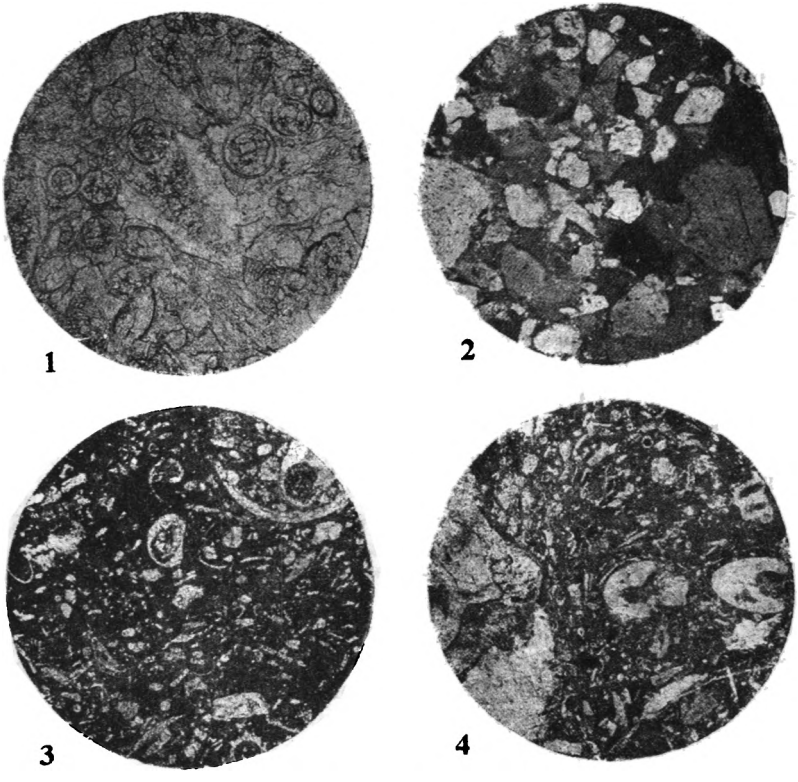


Таблица IX.

1. Наддоманиковые известняки, р. Инзер. х40. Перекристаллизованный переполненный птероподами известняк.

2. Песчаник поддоманикового горизонта, р. Инзер. х40.

3. Известняк поддоманикового горизонта, р. Инзер. х40. Мелкодетритусовая разность.

4. Известняк поддоманикового горизонта, р. Инзер. х12. Криноидная разность.

обычно местами прокрашен в буроватые тона. Что касается фосфатных желваков, то они в имеющемся у меня материале не наблюдались, но были констатированы и описаны Г.И.Теодоровичем в разрезе с р. Басы [1935].

Из вторичных новообразований наибольший интерес представляет окремнение.

Последнее захватывает чаще всего раковины птеропод, частью или нацело, но иногда переходит и в окружающую среду в виде неправильно извилистых маленьких пятен, прожилочков (тип импрегнации). Отметим, что хотя и не всегда, но часто участки импрегнации битумом совпадают с участками импрегнации кремнеземом. Во всех без исключения случаях кремнезем представлен в форме халцедона.

С целью получить не только качественную, но и количественную характеристику основных компонентов описываемой породы, был поставлен ряд химических определений. При этом автор руководствовался той же методикой, какая была принята в других его работах по битуминозным породам [Страхов, 1934 а, б]. Определение карбонатов велось из 5%-ной солянокислой вытяжки. Органическое вещество учитывалось по углероду, определенному по методу Кноппа. Наконец, за характеристику содержания обломочного материала принимался минеральный нерастворимый остаток, т. е. обычный нерастворимый в 5%-ной соляной кислоте остаток, прокаленный для уничтожения в нем органического вещества. Последняя цифра, несомненно, имеет некоторую условность, так как включает, во-первых, минеральные новообразования, во-вторых, в некоторых случаях также и следы окремнения. Автору приходилось, однако, неоднократно указывать, что первое слагаемое очень невелико (2–3%) и не меняет существенно общего представления о величине обломочной части породы, в особенности, когда последняя исчисляется десятками процентов. Что же касается окремнения, то для анализа сознательно подбирались лишь такие образцы, в которых ни макро-, ни микроскопически окремнение не улавливалось или же (в редких случаях, специально отмеченных) было невелико. Таким образом, мы можем принять, что хотя цифра минерального остатка и не дает абсолютно точного содержания обломочного материала в породе, однако она всегда достаточно близка к нему и во всяком случае в массовом материале достаточно правильно отражает его реальные колебания (табл. 1).

Из цифр. табл. 1 и рис. 6[1] видно, что серые известняки представляют собой почти чисто карбонатную породу, лишь с едва заметной примесью обломочного материала. В самом деле, содержание нерастворимого остатка колеблется от 1,08 до 9,12%, составляя в среднем 4,58%. Точно так же чрезвычайно ничтожно и содержание органического вещества, так как количество углерода изменяется от 0,03 до 0,64%, составляя в среднем 0,34%. Наконец, любопытной особенностью серых известняков является то, что за исключением единственного (из 17) образца с р. Реузяка, они не показывают никаких следов доломитизации.

Для того чтобы составить хотя бы некоторое представление об общем характере терригенной части породы, были поставлены определения SiO_2 и Al_2O_3 в нерастворимом остатке трех образцов (табл. 2).

Из табл. 2 следует, что состав нерастворимого остатка серых известняков изменчив. Если даже оставить в стороне обр. 9 с р. Тереклы, где микроскопи-

[1] На этой диаграмме, как и на аналогичных последующих, нанесены цифры не углерода, а органического вещества. Цифра последнего получена путем умножения цифры углерода на 1,5. Все минеральные определения, за исключением заимствованных из литературы, произведены аналитической лабораторией ГИН под руководством Э.С.Залманзон; анализ органического вещества выполнен С.П.Успенским и В.Г.Пуцилло.

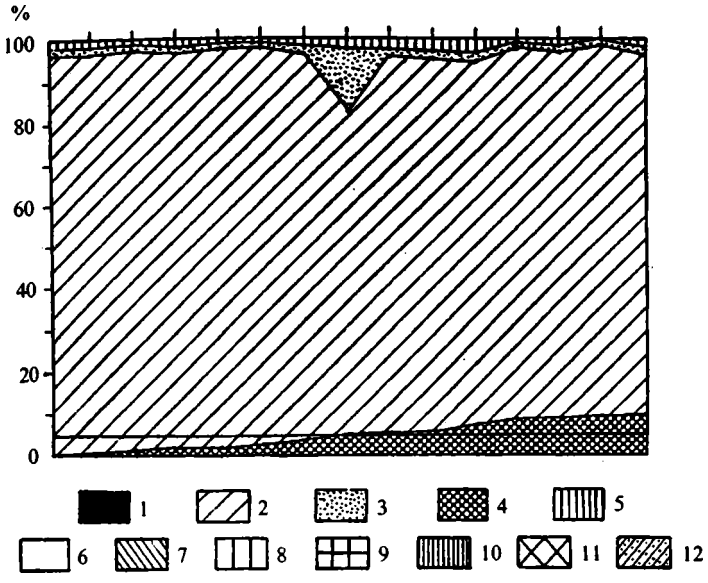


Рис. 6. Основные компоненты серых известняков
1 – органическое вещество; 2 – $CaCO_3$; 3 – $MgCO_3$; 4 – минеральный нерастворимый остаток (обломочный материал); 5 – прочее (H_2O, ошибки анализа); 6 – кислород; 7 – азот; 8 – водород; 9 – углерод; 10 – битумы, извлекаемые хлороформом; 11 – деготь (при разгонке); 12 – газы (при разгонке). (Эти обозначения относятся к рис. 7-12 и 14, 15)

чески замечено окремнение по органическим остаткам, то и тогда все же изменчивость остается отчетливой. Для сравнения полезно напомнить, что у каолинов отношение $SiO_3 : Al_2O_3$ близко к 1 : 1. Сравнивая эту цифру с указанными в таблице, легко видеть, что в то время как в одних случаях (р. Аскын) в составе обломочного материала отчетливо преобладают тончайшие раздробленные алюмосиликатные минералы и кварц имеет лишь ничтожное значение, в других (р. Сиказы) – роль последнего значительна.

Что касается органического мира серых известняков, то, как было указано выше, в них обычно содержатся довольно многочисленные остатки фауны. При обработке наших материалов удалось определить следующие формы:

1. Брахиоподы
   - *Liorhynchus* sp. (мало)
   - *Liorhynchus megistana* De-Hon. (много)
   - *Liorhynchus lentiformis* Bronn. (редко)
   - *Camarophoria (Liorhynchus) medioplicata* Nal. (редко)
   - *Camarophoria (Liorhynchus) subreniformis* Schnur. (редко)
   - *Lingula* sp. (много)
   - *Lingula subparallela* Sand. (много).
   - *Lingula aff. squamiformis* Phil.
   - *Athyris cora* Nal. (редко)
2. Пелециподы
   - *Buchiola* sp. (много)
   - *Buchiola retrostriata* Buch. (масса)
   - *Buchiola snjatkowi* Zam (масса)

Таблица 1

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	Примечание
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
1	р. Аша	2,88	93,61	1,29	0,53	
	р. Инзер					
2	обр. 57	1,39	87,61	0,82	0,18	
3	обр. 56	8,45	92,03	0,28	0,03	
	р. Баса					
4	обр. 44	8,46	90,49	1,59	0,20	
5	обр. 44	–	81,48	1,59	–	
	р. Аскын					
6	обр. 1	0,38	97,96	1,11	0,21	
7	обр. 3	1,45	95,57	1,57	0,38	
8	обр. 6	1,08	96,32	1,75	0,26	
	р. Тереклы					
9	обр. 81	9,42	86,54	1,29	0,54	Слабое окремнение по органическим остаткам
10	р. Тереклы (Вахрушев)	2,78	95,50	1,21	–	
	р. Усолка					
11	обр. 35 из скв. 706, глуб. 165,0 м (Варов и Сулин)	1,47	95,45	1,26	–	
12	обр. 40 из скв. 706, глуб. 189,8 м (Варов и Сулин)	5,47	89,81	1,98	–	
	р. Реузяк					
13	обн. 109, слой 1-а (Варов и Сулин)	4,49	78,43	14,98	0,64	В среднее значение $MgCo_3$ не вошли
14	обн. 109, слой 1 (Варов и Сулин)	5,35	91,59	0,69	0,47	
15	обн. 188, слой е (Варов и Сулин)	–	89,61	5,83	–	В среднее значение $MgCO_3$ не вошли
16	р. Реузяк (Варов И Сулин)	8,03	89,08	0,89	–	
17	р. Сиказы	1,74	94,63	1,46	0,26	
	Среднее	4,58	90,88	1,17	0,34	

Таблица 2

№	Местонахождение образца	Нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	$SiO_2 : Al_2O_3$	Примечание
		%				
7	р. Аскын	1,45	0,79	0,51	1,5 : 1	
9	р. Терекл	9,42	8,80	0,50	17,6 : 1	Слабое окремнение по органическим остаткам
10	р. Сиказы	1,74	1,45	0,27	5,4 : 1	

Buchiola scabrosa clarke (много)
Buchiola timanica, Zam (много)
Ontaria Tschernyschewi Zam. (единичные экз.)
Paraptix sp. (в отдельных точках, но тогда массами)
Pterochoenia sp *plures*. (в отдельных точках, но тогда массами)
Posidonia sp. (в отдельных точках, но тогда массами)
Lunulicardium sp. (в отдельных точках, но тогда массами)

3. Головоногие
Tornoceras sp.
Manticoceras sp. (много везде)
Manticoceras intumescens (много везде)
Parodiceras sp. (редко)
Orthoceras sp. (очень много повсеместно)

4. Птероподы
Styliola, Tentaculites (повсеместно массами)

Как видно из приведенных данных, круг форм, встречающихся в серых известняках, не велик, но зато большинство их встречается повсеместно и нередко огромными массами экземпляров. По характерным представителям он может быть назван биоценозом *Liorhynchus – Lingula – Buchiola*. Характерно, что почти все организмы, входящие в биоценоз, отличаются весьма небольшими размерами; особенно проявляется это в группе пелеципод, где, за исключением *Ontaria Tchernyschewi* Zam., все остальные формы измеряются обычно немногими миллиметрами.

Помимо перечисленных выше форм, образующих собственно биоценоз серых известняков, в литературе (см. гл. V) имеются указания на находки еще ряда других, встречающихся, однако, уже спорадически и для биоценоза нехарактерных. Эти акцессорные формы следующие: *Hypothyris cuboides* Sow, *Spirifer curvatus*, *Sp. Gosseleti* Holz, *Sp. pachyrhynchus* Vern, *Sp. lineatus* Mart., *Sp. Urii* Fleming, *Camarophoria rhomboidea* (Phil.), *Productus murchisonianus*, *Orthis striatula* Schloth, *Strophalosia productoides* Murh, *Pentamerus galeatus* Dalm, *Pugnax acuminata* Mart, *P. pugnus* Mart. Нужно думать, что и этот добавочный список акцессорных форм еще не исчерпывает всего разнообразия организмов, обитавших в области отложения серых известняков, так как в списках, даваемых для доманикового горизонта вообще, фигурируют еще и иные, здесь не упомянутые формы (см. подробнее главу V). К сожалению, однако, установить принадлежность этих форм именно к серым известнякам, а не к каким-либо другим породам доманикового горизонта, невозможно, почему мы здесь их и не приводим.

2. Черные известняки

Второй тип известняков, весьма распространенный и повсеместно встречающийся в разрезе доманикового горизонта, представляют черные известняки.

Макроскопически это плотная черная порода, иногда неслоистая, обычно же с явственно проступающей слоистостью, обусловленной наличием светлых, слоеобразно ориентированных кальцитовых точек и линзочек, а нередко также слоеобразным расположением раковинок птеропод. Кальцитовые точки и линзочки сливаются иногда в тонкие нитевидные прослоечки, обычно короткие (от нескольких сантиметров до десятков их) и редко расположенные. Порода то не перекристаллизована совсем (редко), то перекристаллизована слабо, то совершенно явственно, отчего на расколе искрится. Отдельные линзовидные участки ее перекристаллизованы крупно и обычно осветлены, буроваты. Все образцы отличаются необычайно сильным запахом битума, который проявляется даже при самом легком постукивании куска. Кроме птеропод, часто обильных, фаунистические остатки в черных известняках попадаются значительно реже, чем в серых известняках, и обычно единичными экземплярами; ракушниковые прослоечки встречены лишь на Инзере, Басе и Кургашле и приурочены здесь к верхней части разреза. Как и серые известняки, черные разбиты трещинами, заполненными кальцитом и асфальтитоподобным веществом. В связи с присущей породе обычно явственной слоистостью при выветривании она нередко распадается на тонкие черные плитки с параллельными ограничениями. По краям эти плитки становятся часто очень светлыми (слегка буроватыми), тогда как их середина остается по-прежнему черной – яркое свидетельство того, что черный цвет породы обусловлен, главным образом, пронизывающим ее органическим веществом. Микроскопически в составе черных известняков выделяются те же компоненты – карбонаты, органические остатки, органическое вещество, пирит, обломочный материал,– что и в серых известняках. Весьма сходны и формы основного компонента – карбонатов. Тем не менее, микроскопическая структура черных известняков отчетливо отлична от структуры известняков серых. В зависимости от степени перекристаллизованности породы можно встретить три характерные микроскопические картины (α, β и γ).

Наиболее часта разность (α) (см. фототабл. II, *3* и Ш, *1* и *3*). Весь карбонат в шлифе полностью перекристаллизован и образует отчетливо выраженные зерна неправильной формы, иногда как бы с рваными, прихотливых очертаний краями. Между кристаллами черный (с буроватым оттенком) битум то в виде тончайших прожилочков, то (в месте, где сходятся углы кристаллов) в виде крупных неправильных сгустков. Это битуминозное вещество как бы спаивает кристаллы, так же как цементная масса кирпичи в каменных кладках. Местами цементная битумная масса количественно почти равна карбонатной, и тогда кажется, будто карбонатные кристаллы плавают в битуме. Размеры карбонатных зерен довольно различны и колеблются от 0,5–0,6 до 0,01 мм, однако в пределах шлифа обычно довольно близки, что создает значительную равнозернистость породы; реже порода резко неравнозерниста.

Органические остатки в описываемой разности α представлены обычно исключительно птероподами, вокруг которых те же самые, но еще более ярко выраженные лучи и ореолы из лейст карбоната, что и в серых известняках (фототабл. II, *1*). Ряд шлифов обнаруживает более или менее отчетливую слоистость, обусловленную, главным образом, правильным слоеобразным расположением птеропод; последние скучиваются массами в определенных

прослоечках и, будучи сцементированы светлым, почти лишенным битума кальцитом, дают светлые полоски в шлифе. Порода в шлифе окрашена буроватым пигментом.

При постепенном уменьшении крупности кристаллических зерен и появлении порошкообразного карбоната, а также, по-видимому, при возрастании содержания обломочного материала, описанная перекристаллизованная разность α черных известняков переходит в другую разность, β. Микроскопически основная масса породы представляет в этом случае карбонат сгустковой структуры, т. е. образованный в общем порошкообразной формой, среди которой находятся небольшие пятна перекристаллизованного кальцита (фототабл. II, *1* и *2*). Размеры зерен порошкообразной массы 0,005–0,01 мм, перекристаллизованных участков – до 0,05 мм. Вся порода прокрашена бурым пигментом (органическое вещество?), причем порошкообразные пятна прокрашены сильно, перекристаллизованные – слабо. На фоне описанной сгустковой структуры в некоторых случаях разбросаны довольно многочисленные крупные зерна кальцита, обычно с мягкими, округлыми очертаниями, часто удлиненные комочкообразные, а то и бесформенные, размером от 0,05 до 0,1 и даже 0,4 мм. Как и раньше, наблюдаются многочисленные птероподы (но уже без ореолов вокруг них) и ясные признаки слоеобразного расположения вещества.

Третью разность черных известняков (γ) (фототабл. III, *2*) образуют известняки, как и первая разность нацело перекристаллизованные, но с резко отличным характером самой перекристаллизации. Большая часть карбоната образует здесь прекрасно выраженные ромбоэдры доломита, весьма близкие по размерам (от 0,015 до 0,15 мм). Сами ромбоэдры имеют зернистое строение, т. е. включают в свой состав массу тончайших зернышек карбоната, что следует приписать, возможно, процессам выветривания. Ромбоэдры «плавают», обычно не соприкасаясь, в более мелкозернистой кальцитовой массе, прокрашенной битумом; последний распределен неправильными пятнами и маленькими прожилочками; расположение слоеобразное, как и в других разностях.

К изложенному следует добавить, что во всех разностях черных известняков, как и в серых, встречаются мелкие прожилочки битума. Много черных точек (пирита). Окремнение выражено в общем очень слабо.

Соотношение основных компонентов осадка видно из табл. 3 и рис. 7. Сравнивая данные табл. 3 с данными табл. 1, легко видеть, что черные известняки отличаются от серых весьма отчетливо и характерно. Так, прежде всего, заметно возрастает содержание нерастворимого остатка.

Если серые известняки содержат в среднем всего 4,93% нерастворимого остатка, то у черных процент подымается уже до 11 (10,90%); в частных же случаях наблюдаются цифры 17,0, 18,0 и даже 21,75%. Далее, значительно возрастает содержание органического вещества. Характерно, что у черных известняков оно почти всегда выше, чем максимальное содержание у серых известняков. Среднее содержание углерода равно 2,4%, т. е. всемеро больше, чем у серых известняков; максимальные же цифры доходят до 3,75–4,62%. Наконец, любопытно, что и доломитизация у черных известняков наблюдается гораздо чаще, чем у серых. У первых на 17 образцов пришелся один со слабо выраженной доломитизацией (6%), у черных же на 19 образцов уже 5, и сама доломитизация проявлена несравненно резче (22–32% $MgCO_3$).

Общая характеристика нерастворимого остатка черных известняков видна из трех анализов, приведенных в табл. 4.

Исключая из этих цифр обр. 14, как отчетливо окремнелый, мы для остальных двух получаем такие пропорции SiO_2 и Al_2O_3, которые близки к имев-

шимся у серых известняков и, в частности, указывают на наличие в породах, помимо алюмосиликатного глинистого, также и кварцевого материала.

Таблица 3

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	R_2O_3
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
1	р. Аша	11,02	49,95	31,97	3,78	0,44
2	то же	10,11	50,37	32,79	3,12	0,54
3	р. Кургашла	8,98	61,74	22,24	3,75	–
4	то же	9,77	80,00	1,26	4,62	–
5	то же	5,05	88,81	1,60	2,51	–
6	р. Инзер	5,66	89,28	0,54	0,11	–
7	р. Баса	9,28	87,38	1,70	0,90	–
8	р. Аскын	5,73	91,09	1,06	2,00	0,45
9	то же	5,98	89,47	1,14	2,00	0,41
10	то же	1,94	94,12	1,59	0,66	0,18
11	р. Токаты	21,75	72,84	1,76	0,97	0,22
12	р. Тереклы	17,25	75,02	2,77	2,33	0,36
13	то же	18,44	62,05	15,87	0,67	0,57
14	то же	19,90	72,60	4,56	1,23	0,31
14а	р. Реузяк	6,17	88,17	1,52	2,16	0,72
15	Обн. 109, слой 5-а	11,44	76,59	2,23	–	–
16	то же	8,09	80,34	1,98	–	–
17	то же	11,00	73,18	3,38	–	–
18	р. Инзер	19,36	52,83	20,30	3,60	–
	Среднее	10,90	82,77 (55,39)	1,93 (24,63)	2,15	–

Примечание. В скобках даны средние цифры для доломитизированной разности.

Таблица 4

№	Местонахождение образца	Нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	$SiO_2 : Al_2O_3$	Примечание
		%				
8	р. Аскын	5,73	4,70	1,04	4,5: 1	Микроскопически слабое окремнение
14	р. Тереклы	19,90	18,40	1,44	13,0 : 1	
15	р. Реузяк	6,17	4,33	1,33	4,0 : 1	

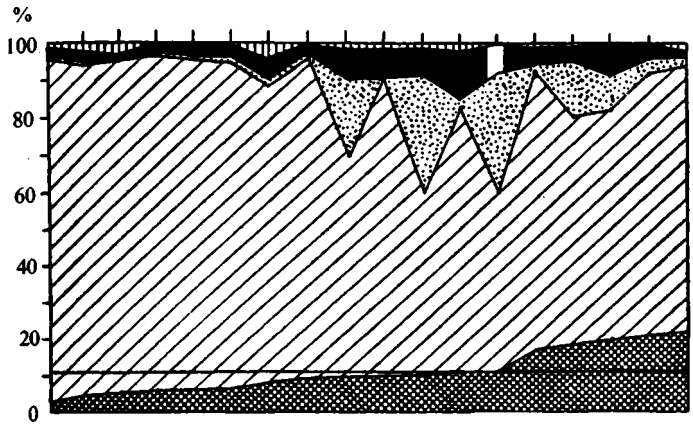


Рис. 7. Основные компоненты черных известняков
Условные обозначения те же, что и к рис. 6

В целях предварительного ознакомления с органическим веществом известняков в одном из образцов его (перекристаллизованная разность) были определены элементарный состав, количество и характер битумов и характер разгонки. Получились следующие данные, %:

C	71,45
H	5,20
N	2,81
O + S	20,54
Битумы, растворимые в хлороформе (от органической массы)	2,54
Число кислотности битумов	15,1
Число омыления	137,2
Щелочная вытяжка	следы
Деготь на органическую массу (при разгонке в реторте Фишера)...	1,35%

Из приведенных данных следует, что органическое вещество в черных известняках представляет в настоящее время весьма устойчивую массу, которая не поддается ни экстрагированию, ни извлечению щелочами, ни даже разгонке. Вместе с тем, обращает внимание относительно очень невысокое содержание H при большой цифре C и O+S.

Что касается фауны, то родовой и видовой составы совершенно те же, что в серых известняках: *Buchiola* (масса), *Orthoceras* sp., *Tornoceras* sp., *Liorhynchus* sp., *Lingula* sp., *Camarophoria* sp. Размеры индивидуумов обычно мелки, и потому в раковинных разностях нередко вся поверхность раскола усеяна массой «молоди» (или, может быть, мелкорослых экземпляров) перечисленных выше родов.

3. Кремнистые мергеля

Обратимся к следующей крупной группе пород, весьма распространенной в разрезе доманика Южного Урала – к мергелям. Сообразно с промежуточным положением мергелей как породы, макроскопический вид их сильно колеблется, приближаясь в одних случаях к известнякам, в других к глинистым

сланцам, почему и самоотграничение этого типа от соседних с ним представляется условным.

Макроскопически в типичном случае мергеля представляют собой плотную черную, буровато-черную и даже бурую (в выветрелом состоянии) породу, характерную особенность которой составляет явственно выраженная тонкая слоистость и связанная с нею способность раскалываться на тонкие плитки с хорошо выраженными параллельными ограничениями. Слоистость обусловлена присутствием мелких округлых или вытянутых кальцитовых точек, линзочек и раковинок птеропод, располагающихся слоеобразно и разделенных темным известково-пелитовым материалом. Макроскопическая фауна часто отсутствует, но в других случаях встречается либо одиночными экземплярами, либо даже кучками, образуя раковинные прослои; представлена она брахиоподами и пелециподами. Обычно размеры индивидуумов мелки, и нередко вся поверхность раскола усеяна массой «молоди» (или, может быть, мелкорослых экземпляров).

Весьма характерную черту доманиковых мергелей представляет чрезвычайное обилие конкреционных образований, связанных с ними. Эти образования проявляются прежде всего в форме резко обособленных лепешковидных или караваевидных известковых конкреций, имеющих 10–15 см длины и 2–6 см толщины. Гораздо чаще, однако, конкреционные образования проявляются в форме более сильной цементации отдельных участков мергеля углекислым кальцием. В результате внутри однородной массы мергеля возникают тонкие (0,5–1 см), недлинные линзы, которые приобретают габитус известняков, явственно отличаются от окружающей породы, сильнее сопротивляются при выветривании и дают характерные плитки. На ряду с этим в мергеле возникают аналогичные же тонкие (0,1–0,5 см) линзы, цементированные кремнеземом и дающие при выветривании хрупкие листочки кремней.

Наконец, следует отметить, что, подобно известнякам, мергеля обычно разбиты трещинами, заполненными кальцитом и асфальтитом.

Микроскопическая структура мергелей заметно отличается от микроструктуры известняков (фототабл. III, *4* и фототабл. IV, *2*).

Под микроскопом во всех шлифах мергеля бросается в глаза прежде всего коричневато-бурая, иногда красновато-бурая масса, представляющая, насколько можно было решить при рассмотрении при большом увеличении, тесную смесь пелитового материала, органического вещества и порошкообразного карбоната. Эта сапропеле-пелито-карбонатная масса имеет весьма неоднородную структуру, а именно: образует разнообразные неправильной формы сгустки, темные в средних частях, светлеющие к периферии; в темных участках карбонат не улавливается, в осветленных констатируется отчетливо. Внутри сгустков сапропеле-пелитовой массы обычно различается масса тончайших бурых и черных комочков или зернышек то правильных, то бесформенных, размером от 0,005 до 0,02 мм, образованных, по-видимому, частью тем же сапропеле-глинистым веществом, частью сернистым железом и получившимся из него бурым железняком.

Между сгустками сапропеле-пелитовой массы располагается карбонат в виде отчетливо обособленных образований: 1) вытянутых комочков – от 0,025х0,015 до 0,6х0,075 мм, образованных порошкообразным $CaCO_3$, более или менее перекристаллизованным; 2) отдельных крупных зерен и бесформенных с расплывчатыми границами гнезд кристаллов $CaCO_3$; 3) отдельных ромбоэдров доломита размерами от 0,015 до 0,05 мм.

Третьим различимым компонентом мергелей являются органические остатки, представленные обычно весьма обильно. Подавляющая часть их принадлежит, как и раньше, птероподам (*Styliola, Tentaculites*), раковинки которых

встречаются и в одиночку, и – гораздо чаще – кучками, состоящими из многих тесно рядом лежащих индивидуумов, спаянных светлым перекристаллизованным кальцитом. Эти кучки видны обычно макроскопически в виде линзочек и точек на вертикальном расколе породы. Из других органических остатков изредка наблюдаются тонкие нитевидные разрезы молодых раковин брахиопод, которые в сильно раковинных образцах довольно многочисленны. Наконец, помимо органических остатков, в вертикальных шлифах наблюдаются бурые и черно-бурые тонкие прослоечки и линзочки, принадлежащие, несомненно, органическому веществу. В одних шлифах они едва намечены, в других резко выражены. Все линзочки располагаются строго по слоистости, причем они обычно не прямолинейны, а изогнуты и при встрече с какими-либо крупными объектами их плавно обтекают. На горизонтальных шлифах эти линзочки выглядят неправильной формы хлопьями, в различной степени выраженными.

Химический состав мергелей даны в табл. 5 и на рис. 8

Таблица 5

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	
		%			
	р. Баса				
1	Обр. 45	45,10	49,59	1,55	0,98
2	Проба I*	31,24	57,76	3,21	2,35
3	Проба II*	60,43	24,92	0,50	3,40
4	Проба IV*	54,37	28,71	8,40	1,50
5	Проба V*	23,79	51,76	16,96	1,60
6	Проба VI*	44,39	43,57	1,80	2,75
9	Проба VII*	59,90	29,58	1,20	3,00
	р. Токаты				
8/54	Конкреционный прослой в мергеле	30,33	62,36	4,01	1,11
9/61	Мергель нормальный	33,20	60,18	2,09	1,39
10/92	р. Ишикай	38,72	52,08	2,86	1,80
11/78	р. Тереклы	59,62	28,11	3,15	2,23
12/85	То же	25,96	66,07	1,78	1,78
13/128	р. Реузяк	46,26	42,81	1,00	3,62
	Среднее	42,50	45,96	2,63	2,12

*по [Пущилло, Успенский, 1934]

Как видно из цифр табл. 5, количество минерального нерастворимого остатка в мергелях значительно возрастает по сравнению с предыдущими типами, составляя в среднем 42,56% и подымаясь иногда до 60%. При этом, как и следовало ожидать, наблюдается совершенно плавный постепенный переход между черными известняками и мергелями, так что граница между ними яв-

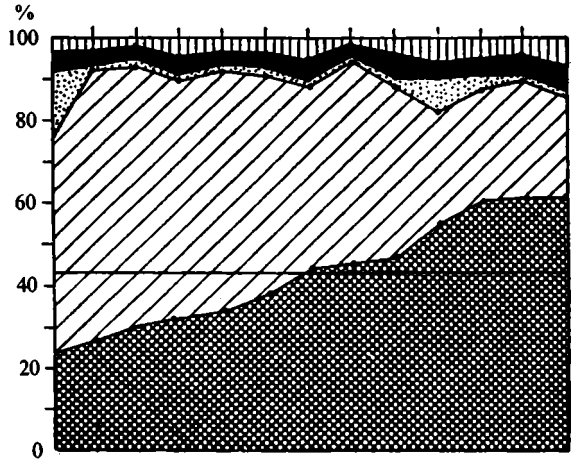


Рис. 8. Основные компоненты мергелей
Условные обозначения те же, что и к рис. 6

ляется чисто искусственной. Что касается органического вещества, то количество его, наоборот, остается на том же уровне, что и в черных известняках (2,12 против 2,15%), как будто увеличение содержания терригенных частиц свыше 10% не оказало на него ни положительного, ни отрицательного влияния. Доломитизация в мергелях проявляется как очень редкое явление.

Общие данные о химическом составе минерального нерастворимого остатка приведены в табл. 6.

Таблица 6

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Fe_2O_3	$SiO_2 : Al_2O_3$	Примечание
		%							
	р. Баса								
1	Проба I	31,24	27,48	2,11	0,10	0,15	0,10	13 : 1	[Пуцилло, Успенский, 1934]
2	Проба II	60,43	53,21	4,54	0,08	0,28	0,22	12 : 1	
3	Проба IV	54,31	49,14	3,54	Следы	0,10	0,13	18 : 1	
4	Проба V	23,62	21,88	1,13	то же	0,02	0,08	19 : 1	
5	Проба VI	44,34	39,91	2,72	Нет	0,07	0,19	15 : 1	
6	Проба VII	59,87	56,38	2,04	0,05	0,17	0,11	23 : 1	
9	р. Токаты	33,20	30,86	1,81	–	–	0,41	17 : 1	
10	р. Ишикай	–	35,45	3,78	–	–	0,37	9,4 : 1	
11	р. Тереклы	59,62	52,86	6,66	–	–	0,81	8,0 : 1	
12	То же	25,16	28,69	–	–	–	0,16	–	
13	р. Реузяк	46,26	40,41	5,14	–	–	1,01	–	

При ознакомлении с этой таблицей бросается в глаза чрезвычайно высокое соотношение SiO_2 и Al_2O_3. Ни в одном из 11 анализов этот коэффициент не дает таких низких значений, какие мы имели для известняков серых и черных. Наоборот, подавляющая масса значений близко напоминает те коэффициенты, которые у известняков характеризуют разности с ясным окремнением, видимым микроскопически. Это обстоятельство позволяет заключить, что, в отличие от известняков, мергеля все вообще имеют отчетливую окремнелость, хотя ни макро, ни микроскопически уловить ее часто невозможно. Последнее зависит, по-видимому, от того, что зерна SiO_2 затемнены частью органическим веществом, частью пелитом.

Любопытно, что и в таких случаях кремнезем представлен не аморфной опаловой разностью, а кристаллической (халцедоном или кварцем), на что ясно указывают ничтожные количества SiO_2, вытягиваемой при кипячении с 5% раствором NaOH и KOH, Так, по данным Г.И.Теодоровича, получасовое кипячение SiO_2 с NaOH дало (в мергелях с р. Басы) в одном случае 0,08, в другом 0,21% SiO_2; повторное испытание дало дополнительно 0,15 и, соответственно, 0,35%. Часовое кипячение на водяной бане с 5% раствором KOH из тех же мергелей вытянуло 1,10 и 1,44% SiO_2. Аналогичные цифры получили и А.А.Варов и В.А.Сулин, проанализировавшие шесть образцов мергелей и сланцев с рек Аши, Сима, Реузяка, Басы и Усолки: их цифры колеблются от 0,626 до 1,47%. Отметим, что этими же анализами устанавливается и отсутствие сколько-нибудь уловимой свободной Al_2O_3 в породе.

Как было указано в предыдущем, прослоям мергелей подчинены многочисленные конкреционные образования – карбонатные и кремневые. Так как кремневым конкрециям и прослоям будет в дальнейшем посвящен особый раздел, то мы остановимся в настоящее время только на карбонатных конкрециях.

Макроскопически карбонатные конкреции представляют либо правильно округлые эллипсоидальные, тела в 10–12 см длины и 5–8 см толщины, либо плоские лепешки, образованные плотным черным известняком, обычно без заметной макроскопически фауны. Реже внутри конкреции можно обнаружить ракушниковые прослои с мелкорослой брахиоподово-пелициподовой фауной, обычной, как увидим ниже, для мергелей. В некоторых лепешкообразных конкрециях, кроме того, наблюдаются участки крупнокристаллического известняка в виде прослоечков и тонких длинных линз. Микроскопическая структура конкреций своеобразна (фототабл. IV, *1*). Обычно шлиф слагается нацело перекристаллизованным карбонатом сгусткового строения, т.е. состоящим из неправильных, часто лапчатых пятен более крупнозернистой (зерна 0,025–0,2 мм) и менее крупнозернистой (зерна 0,01–0,025 мм) разности. Между кристаллами масса неправильных комочков черного вещества, сохраняющего свою окраску и в отраженном свете, по-видимому битума; размеры комочков от 0,005 до 0,025 мм, но, главным образом, от 0,01 до 0,05 мм. Встречаются и пленки того же вещества. Карбонатная масса прокрашена буроватым пигментом, причем последний приурочен преимущественно к мелкозернистым пятнам. Среди цемента обычно много органических остатков, птеропод и остракод, реже волнистые раковинки. В некоторых случаях отчетливо выступает окремнение, идущее, главным образом, по раковинам птеропод и заполняющему их карбонату.

Итак, микроскопические конкреции представляют настоящие известковые тела, в которых обломочный материал не улавливается. То же подтверждается и химически (обр. 91):

Минеральный нерастворимый остаток	3,03%
$CaCO_3$	92,96%

$MgCO_3$ 1,13%
C 0,92%

Имеющийся в распоряжении автора материал позволяет не только охарактеризовать особенности конкреций, но и выяснить вероятный механизм их образования. В некоторых шлифах на фоне обычного мергеля с многочисленными ромбоэдрами доломита (0,03–0,04 мм) наблюдается масса птеропод – кучками. При этом птероподы не только выполнены кальцитом во внутренних полостях раковин и не только одеты «шубой» лейст кальцита (лучей), но и сцементированы между собой кальцитом же. Сгущения птеропод являются как бы центром, вокруг которого начинается концентрация кальцита, тем самым вытесняющего отсюда (частично или почти полностью) сапропелево-пелитовое вещество. Если концентрация $CaCO_3$ будет повышаться или же если она начнется не в одной точке, а в нескольких соседних, то в результате получится участок, весьма обогащенный $CaCO_3$, из которого, в то же время, пелитовый материал в значительной мере будет вытеснен разрастающимися кристаллическими зернами и их агрегатами. Таким образом, микроскопические наблюдения позволяют думать, что карбонатные конкреции в мергелях доманика возникают не столько вследствие заполнения карбонатом пор в илистом осадке сколько вследствие некоторого вытеснения отлагающимся кальцитом пелитового материала.

Случаи находок внутри конкреций скоплений брахиопод, пелеципод, ортоцератид показывают, что центром концентрации кальцита могут быть также и эти раковинные остатки.

Микроконкреционные образования придают иногда мергелям своеобразную, необычную текстуру. Так, в скважине по р. Усолке на глубине 186,85 м встречена слоистая порода, образованная чередованием мергеля и светло-серого известняка. Мергель имеет обычное строение. Известняк же состоит из массы стилиоль с ореолами кальцитовых лейст вокруг них, сцементированных перекристаллизованным же кальцитом. Совершенно очевидно, что современный вид породы получился благодаря вторичной концентрации кальцита по прослоечкам нормального мергеля, где содержание стилиоль было повышено.

Таковы литологические особенности мергелей. Что касается макрофауны, то последняя в мергелях часто отсутствует совсем, либо встречается единичными экземплярами; изредка она скопляется кучками, образуя раковинные прослои. В тех случаях, когда макрофауна была обнаружена, она оказалась принадлежащей все тому же доманиковому биоценозу, о котором уже говорилось выше. Размеры индивидуумов карликовые.

4. Кремнисто-глинистые сланцы и песчаники

Как было отмечено выше, постепенное обогащение мергелей пелитовым материалом приводит к замещению их глинистыми сланцами.

Макроскопически это весьма изменчивые породы. В одних случаях они представляют темно-бурые плотные, маркие известковистые сланцы без всяких признаков слоистости или лишь с неясной тонкой слоистостью, раскалывающиеся то плитками, то неправильными кусками. В других – сланцы также неслоистые, но уже светлых (серых, желто-бурых) тонов, часто не вскипающие. Наконец, встречается еще легкая слоистая, несомненно, сильноокремненная разность. В естественных разрезах к прослоям глинистых сланцев приурочены часто многочисленные, располагающиеся послойно небольшие лепешкоподобные известковые конкреции, иногда насыщающие пласт. Мик-

роскопическая картина типичных разностей весьма не ясна. Вся масса шлифа образована необычайно тонко раздробленным пелитовым материалом, густо прокрашенным органическим веществом в бурые тона, и среди этой плохо просвечивающей неясно слоистой массы разбросаны многочисленные кварцевые зерна от 0,005 до 0,1 мм в диаметре, реже – зерна кальцита и единично – плагиоклаза. Органические остатки, в частности истонченные раковины птеропод, редки и попадаются лишь в более богатых кальцитом разностях. Начиная от такой типично пелитовой разности глинистых сланцев, идут все постепенные переходы к мергелям. Отметим, что в глинистых породах встречаются аналоги обеих разностей мергелей – с зернистым кальцитом и ромбоэдрами доломита.

Более точные сведения о количественном содержании отдельных компонентов известково-глинистых сланцев дает табл. 7 и рис. 9.

Таблица 7

Местонахождение образца	H_2O гигр.	Потери при прокал.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	SO_3	S валов.	$iO_2 : Al_2O_3$
	%												
р. Усолка, скв. 706, глуб. 160,1 (Сулин)	0,63	19,33	41,62	12,18	2,98	0,81	14,07	1,75	0,37	4,58	0,29	3,26	3,4:1
р. Баса, проба III (Успенский)	–	–	74,41	5,72	1,86	0,27	1,72	0,37	0,36	1,86	0,24	–	13:1
р. Тереклы, проба I	–	–	32,94	13,43		–	–	–	–	–	–	–	2,4:1
р. Тереклы, проба II (Вахрушев)	–	–	58,55	13,44		–	–	–	–	–	–	–	4:1
р. Тереклы, проба III	–	–	77,34	11,05		–	–	–	–	–	–	–	7:1

Характеристику состава нерастворимого остатка могут дать цифры табл. 8.

Из данных табл. 8 видно, что характер минерального нерастворимого остатка глин иной, чем у мергелей, ибо отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ здесь несравненно ниже, чем у последних, и совершенно напоминают соотношения, характерные для известняков. Так как высокий коэффициент $SiO_2 : Al_2O_3$ у мергелей обусловлен вторичными процессами окремнения, то отсюда следует, что окремнение в глинистых сланцах проявилось слабее, чем в мергелях, и что, таким образом, из всей серии пород доманиковых слоев, начинающихся известняками и кончающихся глинистыми сланцами, наиболее затронутым окремнением оказывается среднее (переходное) звено. Ниже при разборе кремней, мы увидим, что подобное явление не случайно, но связано с общим ходом процессов окремнения в доманиковом горизонте.

Палеонтологические остатки в глинистых сланцах чрезвычайно редки и приурочены чаще всего к более известковистым разностям. Помимо массовых скоплений птеропод, изредка встречены все те же *Liorhynchus – Lingala – Buchiola*, что и в мергелях.

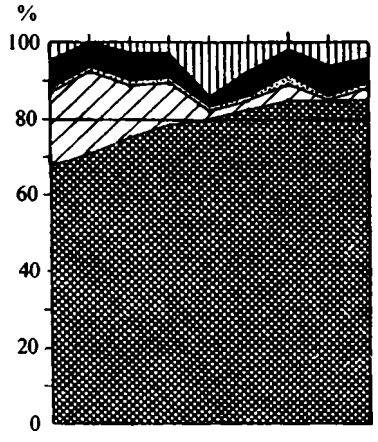


Рис. 9. Основные компоненты глинистых сланцев
Условные обозначения те же, что и к рис. 6

Таблица 8

№	Океанические осадки	С органического вещества в %	
		от – до	среднее
	Шельфовые осадки		
1	Пески	0,0–0,3	–
2	Мелководные илы	0,25–2,50	1,25
3	Коралловые	0,01–0,03	0,02
	Гемипелагические осадки		
1	Синий ил (включая разности красного и желтого гемипелагического ила)	0,27–4,86	1,26
2	Зеленый ил	0,63–5,04	2,07
3	Известковый ил	0,36–1,18	0,72
	Пелагические осадки		
1	Глубоководная красная глина	0,18–1,17	0,72
2	Радиоляриевый ил	0,63–0,90	0,72
3	Глобигериновый ил	0,09–1,08	0,45
4	Птероподовый ил	0,27–0,90	0,54
5	Диатомовый ил	1,00	–

Чтобы закончить характеристику терригенных пород доманиковой фации, остается сказать несколько слов об одной очень редкой разности их – песчаниках. Эта фация неоднократно наблюдалась П.В.Дмитриевым и П.В.Васильевым (1933) при проходке шурфов и квершлагов в Ташкыскане и показана ими на зарисовках. При посещении мною этой точки, в виду весьма малой доступности разведочных выработок по состоянию их сохранности, собрать нужный материал оказалось невозможным, почему дать детальную характеристику песчаной фации мы не можем. Отметим только, что на зарисовках Васильева и в его описании указывается неоднократно, что пески лежат лин-

зами, обычно быстро выклинивающимися. Является ли такое залегание первичным, отражающим особенности седиментации этого района, или же явилось результатом тектонических выжиманий, сказать трудно.

5. Степень обогащенности карбонатно-пелитовых пород органическим веществом

Среди работников, так или иначе соприкасавшихся с домаником, распространен взгляд, что доманиковые породы, в частности, известняки, мергеля и глинистые сланцы весьма богаты органическим веществом и часто переходят в горючие сланцы. Данные, приведенные в предыдущем, показывают, что это мнение ошибочно. Прежде всего, горючие сланцы на Южном Урале отнюдь не являются частым и широко распространенным явлением; наоборот, это узкие, чисто локального значения линзы, приуроченные к тому же не к «нормальной» фации доманика, а в большинстве случаев к его уклоняющейся, обогащенной глинистым веществом разности. Что же касается остальных пород, не горючих сланцев, то они, наоборот, поражают своим небольшим содержанием органического вещества. Как было выяснено выше, среднее содержание углерода в серых известняках 0,34%, в черных – 2,15%, у мергелей – 2,12% и у глинистых пород – 3,81%, обнаруживая таким образом, возрастание в общем параллельно с возрастанием количества обломочного материала в породе. Все это – цифры весьма скромные. Правда, образцы, взятые из шурфов и канав, все-таки несколько выветрелые, что приводит, естественно, к уменьшению содержания в них органического вещества. Специальные определения в штольне, сделанные А.И.Олли (1933), показали, что потеря эта не чрезмерно велика и достигает 25–30%. Но если даже мы введем соответствующие поправки в наши цифры, положение от этого не изменится и попрежнему нормальная фация доманика будет представляться бедной органическим веществом.

Для большей убедительности предыдущих рассуждений чрезвычайно интересно сравнить содержание органического вещества в нормальной фации доманика с содержанием его в ископаемых небитуминозных породах, а также в разнообразных современных осадках.

К сожалению, определение органического вещества в ископаемых породах вообще привлекало до сих пор мало внимания, почему имеющиеся данные разрознены и случайны. В частности, синхроничные доманику породы уральской геосинклинали или платформы с этой точки зрения не обследованы совсем, почему для сравнения приходится поневоле брать лишь современные морские отложения.

Данные о содержании органического вещества в современных морских осадках собраны P.Trask [1932]. Для различных типов шельфовых, гемипелагических и пелагических осадков открытого моря им найдены значения углерода (последние получаются от умножения цифры азота на 9,0), приведенные в табл. 9.

По сравнению с открытым морем внутренние, глубоко врезанные в континентальные массивы бассейны исследованы относительно мало, и имеющийся для них материал более случайный. Поэтому мы приведем ниже данные лишь для четырех наиболее изученных в этом отношении бассейнов (табл. 10).

Сравнивая полученные цифры углерода с теми, какие характеризуют доманиковую фацию в ее нормальном развитии, мы опять получаем, что по органическому веществу доманиковые отложения лишь незначительно подымаются над уровнем, который свойственен современным обычным морским

Таблица 9

№	Океанические осадки	С органического вещества в %	
		от–до	среднее
	Калифорнийский залив (данные [Trask, 1932])		
1	Пески и песчанистые илына глубине до 200 м	0,09–1,00	0,45
2	Илы	2,52–5,40	4,50
	Балтийское море (данные S. Grippenberg, 1934)		
1	Позднегляциальные илы	1,0–1,1	
2	Современные осадки:		
	тонкозернистые илы	3–4	
	песчанистые илы	2–3	
	Черное море (данные Архангельского и Страхова, [1937])		
1	Мелководный мидиевый ил	0,71–4,97	2,14
2	Мелководный фазеолиновый ил	0,62–2,15	1,61
3	Глубоководная серая глина	0,51–2,08	1,74
4	Глубоководный переходный ил	1,70–3,27	2,51
5	Глубоководный известковый ил	3,72–5,23	4,54
	Берингово море (данные [Trask, 1932])		
1	Силты (песчанистые илы, на глубинах до 200 м)	0,18–2,70	1,26
2	Глины (на глубинах свыше 200 м)	0,36–2,43	1,44

Таблица 10

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	FeS_2
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
1	р. Тереклы, углистый сланец (Вахрушев)	85,15	5,82		3,11	(1,25)
2	р. Сикашты, глина черная (Вахрушев)	84,88	1,67		3,96	(1,43)
3	р. Усолка, обр. 38 с глуб. 181 м (Сулин)	78,93	13,37	0,74	3,53	–
4	Там же (Сулин)	(около 75)	24–15		4,94	4,48
5	р. Баса	85,04	3,88	2,94	3,51	0,05
6	р. Баса проба III (Успенский)	82,36	2,90	0,16	4,90	–
7	р. Инзер (верх разреза)	80,64	2,26	0,1	1,03	–
8	р. Тереклы	67,79	20,66	0,29	4,45	1,06
9	То же	75,89	12,95	0,28	4,86	0,77
	Среднее	80,08	9,34 Из 6 определений	0,74	3,81	–

осадкам. Нужно оговориться, впрочем, что непосредственное сравнение ископаемых пород с современными осадками едва ли правильно, так как ископаемые породы пережили длинную историю диагенеза, в течение которой органическое вещество, несомненно, в какой-то мере терялось. К сожалению, определить сколько-нибудь точно эту потерю мы пока не можем, хотя некоторое представление о порядке величины в настоящее время уже получено. Так, P. Trask [1936], на основании изучения огромного числа (около 2000) образцов из различнейших отложений Северной Америки и сравнения их с аналогичными современными осадками, указывает цифру 40%, как вероятное среднее для потери органического вещества в процессе диагенеза и превращения осадка в породу. Если мы примем эту цифру и произведем соответствующие поправки в значениях углерода в различных породах доманиковой фации, то разница между ними и современными осадками, конечно, возрастет, но все же окажется в конце концов мало значительной и несущественной.

Таким образом, сравнение нормальной фации доманика с современными осадками показывает, что степень обогащенности их органическим веществом действительно весьма невелика и что распространенный среди геологов взгляд, будто это породы, резко выдающиеся по богатству органическими соединениями, не верен.

Глава III
Горючие сланцы и близкие к ним породы доманиковой фации Южного Урала

1. Район рек Лемезы и Ташкыскана

Как было изложено в гл. I, горючие сланцы среди доманикового горизонта Южного Урала имеются в четырех районах: в бассейне р. Лемезы (точнее р. Икына), на р. Куш-Елге, притоке р. Сикашты, по рекам Аше и Симу и по р. Реузяку. Опишем каждое из этих месторождений сланцев отдельно, тем более, что каждое из них имеет некоторые свои индивидуальные особенности.

В бассейне р. Икына горючие сланцы, как мы знаем, образуют мощную линзу по р. Ташкыскану, очень быстро выклинивающуюся как по направлению на север (р. Кургашла), так и к югу (р. Лемеза).

И макроскопически, и микроскопически, и по химическому составу горючие сланцы описываемого района не одинаковы и образуют две разности, явственно различающиеся друг от друга.

Первая и наиболее распространенная разность сланца представляет черную, буровато-черную или бурую сланцеватую породу, которая даже при слабом выветривании распадается на тонкие и тончайшие пластинки и листочки с идеально параллельными ограничениями. Характерную особенность породы составляет то, что на поверхности раскола (по сланцеватости) почти всегда можно видеть многочисленные остатки фауны. В некоторых случаях эти органические остатки принадлежат исключительно птероподам (*Styliola, Tentaculites*), раковинки которых скопляются во множестве и буквально переполняют (насыщают) породу. В других, помимо птеропод (остающихся главными формами), встречаются раковины брахиопод и пелеципод, обычно плохо различимые, сильно истонченные и сведенные почти к одному отпечатку (*Liorhynchus, Camarophoria, Buchiola, Lingula.*) Наконец, в третьих, раковины брахиопод и пелеципод встречаются в сланце во множестве и обращают его в своеобразный битуминозный ракушечник; раковины также сильно истончены.

Последний случай особенно резко выражен в разрезе р. Кургашлы. Порода в этом случае чрезвычайно напоминает нижневолжские сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* D'Orb., описанные автором в одной из предшествовавших работ.

Микроскопическое изучение позволяет установить наличие в породе пяти компонентов: 1)органического вещества, 2) обломочного материала, 3) органических остатков, 4) мелко распыленных карбонатов, 5) некоторых минеральных новообразований. Несмотря на то, что органическое вещество, как увидим ниже, отнюдь не является главной частью породы, оно благодаря своей яркой окраске прежде всего бросается в глаза при изучении шлифов. Можно различить две формы, в которых оно встречается в шлифе: а) гомогенная бурая и красно-бурая масса, склеивающая минеральный материал и одновременно обусловливающая красно-бурую и темно-бурую окраску основной массы шлифа; в) своеобразные пленчатые сгущения, разбросанные в породе.

На шлифах, перпендикулярных напластованию (фототабл. V, *1, 3* и *4*) и дающих, следовательно, вертикальные разрезы пленок, последние имеют вид темно-бурых (иногда черно-бурых) нитевидных прожилочек, линзочек, обычно без отчетливых ограничений, очень тонких (0,015–0,03 мм) сравнительно со своей длиной, обычно неправильно изогнутых. На шлифах, параллельных напластованию и дающих, следовательно, разрез, параллельный поверхности пленок, последние имеют вид крупных и более или менее изометричных хлопьевидных пятен совершенно расплывчатых неправильных очертаний. Отметим в качестве характерной черты, что описанные пленочки располагаются здесь все параллельно одна другой, что создает впечатление о слоистости породы, хотя слоев выдержанных здесь и нет.

Обломочный материал улавливается в породе отчетливо лишь при больших увеличениях и представляет мельчайшие обломочки минералов размерами <0,01 мм. Определение минералогической природы при таких размерах затруднительно. Но большинство принадлежит, несомненно, кварцу. Обломки все остроугольные, часто игольчаты, пластинчаты.

Органические остатки в породе обычно немногочисленны, часто могут отсутствовать совсем и лишь в немногих случаях становятся обильными. Эти случаи относятся, главным образом, к разрезу Кургашлы (отчасти и Ташкыскана). Вместе с тем, они весьма однообразны. Это преимущественно птероподы и тентакулиты, поперечные и продольные разрезы которых прежде всего бросаются в глаза; раковины их часто передавлены, раздроблены. Многочисленные длинные и тонкие нити с косо поставленными кальцитовыми лейстами представляют, невидимому, разрезы сильно истонченных раковин брахиопод.

Несравненно большее значение, чем остатки организмов, имеет в породе мелко раздробленный и диффузно рассеянный неорганический карбонат кальция. Последний чаще всего встречается в виде отдельных обрывков и зерен, обычно с неясными границами, размерами от 0,02 до 0,1 мм. Кроме бесформенных участков кальцита в некоторых шлифах наблюдаются еще крупные эллипсоидальные комочки, состоящие из мозаики мелких кристаллов и похожие на перекристаллизованные дрюитовые комочки. Наконец, в отдельных случаях наблюдались многочисленные, прекрасно ограненные и крупные ромбические зерна, принадлежащие, по-видимому, доломиту. Что касается общего количества неорганического карбоната, то оно резко колеблется от одного шлифа к другому; в одних случаях карбонат едва уловим, в других он чрезвычайно обилен и пестрит в шлифе.

Из минеральных новообразований отметим округлые черно-бурые шарики, принадлежащие лимониту, и линзочки и прожилочки (бесформенные) кварца, представляющие, несомненно, вторичные образования в породе (окремнение). Последние, впрочем, весьма немногочисленны.

Для суждения о количественных соотношениях компонентов в породе могут служить табл. 11 и рис. 10.

Таблица 11

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	$CaCO_3$	С органического вещества	Примечание
		%			
3	р. Ташкыстан	72,15	0,3	Около 27	Анализы заимствованы из работ П.В.Дмитриева и дают цифры средних проб Анализы автора отдельных минералогических образцов
4	То же	75,60	0,97	Около 24	
5	То же	64,95	0,45	Около 35	
6	То же	75,35	-2	Около 24	
7	То же	76,62	0,5	Около 24	
9 (30)	То же	76,08	0,21	Около 24	
10 (31)	То же	75,11	0,30	Около 24	
11	р. Кургашла	58,95	19,88	Около 24	

Из цифр табл. 11 видно, что главными компонентами породы являются нерастворимый остаток, составляющий от 58,95 до 76,08%, и органическое вещество, колеблющееся от 24 до 35%. Карбонатный материал сведен, в сущности, к ничтожным следам и лишь в отдельных случаях подымается до 20%. Таким образом, тонкослоистая разность горючих сланцев исследуемого района представляет в ее современной форме, по крайней мере, настоящую, временами окремнелую, пелитовую породу.

Благодаря работам лаборатории Уфимского треста (Васильев, 1933) над образцами горючих сланцев нашего района, мы имеем возможность составить себе некоторое представление и о составе органической и минеральной частей породы. Данные об элементарном составе органического вещества изучаемой разновидности, а также о продуктах разгонки их сведены в табл. 12.

Таблица 12

№	Местонахождение образца	Элементарный состав в %			Битум, извлеченный спирто-бензолом в %	Продукты разгонки в % от породы					
		C	H	N		Деготь	Фенолы	Полукокс	Газ	Вода общая	Вода пирогенет.
1	р. Ташкыскан	57,13	6,96	2,0	2,14	6,11	0,21	82,22	5,63	5,99	0,41
2	То же	67,70	6,33	2,15	2,16	6,49	0,15	85,54	3,07	4,09	1,69
3	То же	65,52	6,00	2,49	1,81	5,50	0,38	84,50	3,82	6,18	1,91
4	То же	62,05	4,79	2,29	1,78	8,76	–	75,48	6,09	0,72	–
5	То же	64,89	7,19	–	–	5,05	–	83,14	3,11	8,70	0,95

Состав золы приведен в табл. 13.

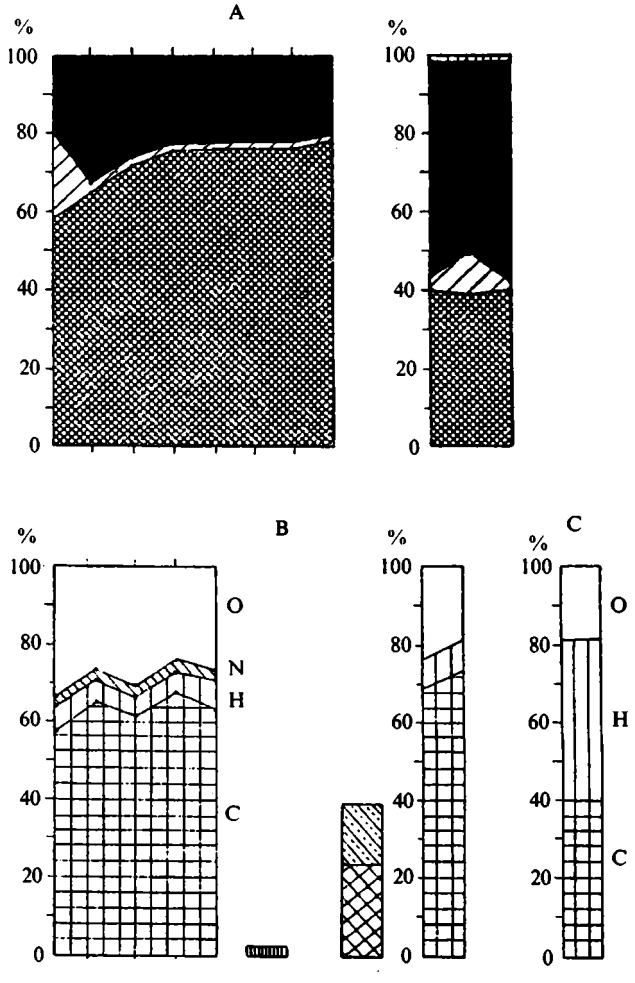


Рис: 10. Основные компоненты горючих сланцев рек Ташкыскана–Кугашлы
А – основные компоненты горючих сланцев Ташкыскана;
В – состав органического вещества горючих сланцев Ташкыскана в весовых процентах;
С – то же в процентах числа атомов С, Н, N, О. Условные обозначения те же, что и к рис. 6

Таблица 13

№	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SO_3	$SiO_2 : Al_2O_3$
	%						
1	79,71	1,50	15,72	1,69	0,27	0,37	5 : 1
2	90,37	1,71	4,54	1,74	–	Следы	22 : 1
3	84,22	2,13	11,86	1,61	Следы	»	7,5 : 1
4	58,91	1,43	27,20	4,66	–	»	2 : 1
5	81,05	1,54	18,77	2,02	–	0,37	6 : 1

Из этой таблицы вытекает, что элементарный состав органического вещества сланцев подвержен значительным колебаниям, причем содержание N достигает значительной цифры 2,49%. Далее следует обратить внимание на

большую подвижность органического вещества при перегонке, благодаря которой до 40% в среднем от суммы его перегоняется и лишь 60% остается в полукоксе. При этом из перегнанных 40% значительную часть (в среднем 25%) дает деготь и лишь 16% идет на газ. Таким образом, выход дегтя оказывается значительным. Обратим внимание на то, что содержание фенолов в дегте этой разности ничтожно.

Согласно цифрам табл. 13, зола близко напоминает по соотношению SiO_2 : Al_2O_3 золу глинистых сланцев и не показывает в общем значительного окремнения. Лишь один образец выпадает из общего порядка и резко окремнен.

Вторая разновидность горючих сланцев известна, главным образом, из разреза р.Ташкыскана, где она занимает верхнюю часть колонки, и в виде одного прослоя по р. Лемезе. Макроскопически она представляет собой плотную, неслоистую, довольно легкую черную деревянистую породу с характерной струйчатостью на неправильных раковистых поверхностях раскола. От действия HCl не вскипает. Характерную черту породы составляет полное отсутствие каких-либо макроскопически уловимых следов фауны и вообще органической жизни. Микроскопический тип близок к предыдущей разности, но бросается в глаза необычайная редкость органических остатков и вообще чрезвычайная бедность кальцитом. Интересна микротекстура породы. В противоположность предыдущей разности, где текстура тонкослоистая без всяких нарушений, текстура плотной разности, будучи также тонкослоистой, имеет явственные следы нарушений. На ряде шлифов видно (фототабл. V, *2*), что вся масса породы интенсивно и неправильно перемята, как будто осадок подвергся перемешиванию, как месят тесто. Причина появления такой микротекстуры не ясна; возможно, что это следы микрооплываний в процессе седиментации.

По составу своему сланцы второй разности значительно отличаются от первой прежде всего большим содержанием органических веществ (табл. 14; см. рис. 10).

Таблица 14

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты ($CaCO_3$+$MgCO_3$)	С органического вещества	Примечание
		%			
1	р. Ташкыскан	49,34	8,39	Около 47	Анализы по Дмитриеву. Плотные разности
2	То же	40,00	–	Около 58	
(28)	То же	50,19	2,48	Около 47	

Как видно из приведенных цифр, количество органического вещества, по крайней мере, вдвое больше, чем в тонкослоистой разности, хотя основная особенность породы, а именно ее пелитовая природа, и здесь сохраняется отчетливо. Другое отличие плотной разности от тонкослоистой состоит в значительно ином составе самого органического вещества, как это видно из табл. 15.

Из сравнения табл. 15 с табл. 12 вытекает отчетливо, что уже элементарный состав органической массы второй разности значительно иной сравнительно с элементарным составом разности тонкослоистой: увеличивается содержание

С, Н и резко падает количество азота. Одновременно возрастает подвижность вещества: теперь уже от 50 до 70% его перегоняется, причем подавляющая масса летучих конденсируется потом в деготь. Необходимо отметить также резкое увеличение фенолов, количество которых доходит теперь до 30 и даже 50% дегтя.

Таблица 15

№ пробы	Элементарный состав в %			Продукты разгонки в % от породы					
	C	H	N	Деготь	Фенолы в дегте	Полукокс	Газ	Вода общая	Вода пирогенет.
1	73,18	7,40	0,30	20,0	7,90	71,44	4,76	2,52	3,14
2	69,00	7,10	0,67	18,24	9,90	67,35	3,64	2,84	5,16

Что касается золы (т. е. обломочного материала), то в составе ее ничего характерного для этой разности нет.

Итак, на основании полученных данных, мы можем сказать, что горючие сланцы Кургашлинско-Ташкысканского района вообще представляют собой в основе пелитовую, иногда окремнелую, породу, обычно лишь очень слабо обогащенную карбонатом, и с органической массой, значительно меняющейся как количественно (от 24 до 58% всего веса), так и качественно.

2. Район р. Куш-Елги (Сикашты)

Битуминозные породы того же типа, что по Ташкыскану и р. Кур-гашле, выходят еще в двух местах – по р. Куш-Елге и р. Реуаяку.

Как видно на профиле (см. рис. 5), на р. Куш-Елге обогащенные органическим веществом породы встречены в двух участках разреза: в шурфе 4, в нижней части глинистой толщи, и в шурфе 3, в верхней ее части. К сожалению, и в том и в другом случае породы известны лишь в сильно выветрелом состоянии. Макроскопически они представляют легкую, весьма пористую темно-коричневую, иногда почти черную массу, мажущую пальцы и часто легко растирающуюся в мельчайший порошок. Совершенно не вскипают и лишены каких-либо органических остатков. Под микроскопом видна бурокоричневая масса, которая (при большом увеличении) оказывается состоящей из мельчайших округлых комочков диаметром от 0,001 до 0,005 мм, расположенных неравномерно, сгустками, хлопьями. Среди комочков мельчайшая пыль кварцевых и других неопределимых минеральных зерен. Изредка встречаются кварцевые зерна в 0,01–0,02 мм. Участками выступают халцедоновые пятна из мелкокристаллического халцедона. Как везде, прожилки черного битума, то явственно по трещинам, то пятнами. Соотношения основных компонентов видны из табл. 16 и рис. 11

Из цифр табл. 16 видно, что лишь верхний прослой настолько обогащен органическим веществом, что может быть назван горючим сланцем, нижний же представляет лишь битуминозную глину. Надо иметь в виду, однако, что, как уже указывалось, куш-елгинские сланцы сильно изменены выветриванием, что, естественно, должно было повлечь за собой понижение содержания орга-

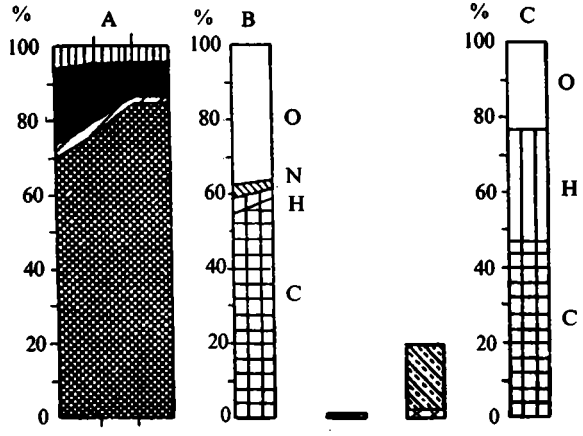


Рис. 11. Основные компоненты горючих сланцев р.Куш-елги
А – основные компоненты горючих сланцев Куш-Елги;
В – состав органического вещества горючих сланцев Куш-Елги в весовых процентах; С – то же в процентах числа атомов С, Н, N, О. Условные обозначения те же, что и к рис. 6

Таблица 16

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	R_2O_3
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
	р. Куш-Елга					
1/98	шурф 3	70,79	2,71	0,13	13,35	0,69
2/97	шурф 3	77,93	1,94	0,39	11,37	0,48
3/93	шурф 4	84,90	1,84	0,13	5,62	0,57
4/94	шурф 4	85,60	1,65	Следы	5,24	0,74

нического вещества. Геолог А.И.Олли (1933) поставил на разведке кургашлинских сланцев очень интересный в этом отношении опыт. Были взяты для анализа пробы сланца из естественного обнажения и затем по ходу штольни, и в них определены летучие и зола. При этом во всех трех пластах неизменно по мере углубления от дневной поверхности содержание золы падало, а количество летучих возрастало. В частности, в первом пласте при углублении с 2,9 до 3,9 м содержание золы упало с 73,09 до 70,85%, а количество летучих поднялось с 14,96 до 18,54%; во втором пласте при углублении с 2,2 до 6,7 м получено, соответственно, для золы 64,61 и 57,76%, а для летучих – 13,97 и 28,03%, а в третьем пласте при углублении с 2,2 до 8,2 м для золы 78,80 и 74,43%, а для летучих – 11,58 и 12,48%.

Учитывая эти данные Олли, можно с уверенностью сказать, что свежие образцы верхнего куш-елгинского горизонта должны по количеству органического вещества близко подходить к ташкысканским, а нижние представлять

несомненные горючие сланцы, хотя и низкокачественные. Хотя куш-елгинские сланцы по своим литологическим особенностям являются, несомненно, глубоко выветрелыми породами, все же было интересно опробовать и их органическое вещество, ибо оно по сравнению с органическим веществом других невыветрелых образцов может дать представление об общем качественном характере процессов, происходящих при выветривании. Результаты испытаний сведены в табл. 17 и рис. 11.

Таблица 17

№	Местонахождение образца	Элементарный состав в %			Извлечено хлороформом органической массы в %	Продукты разгонки в % от породы		
		C	H	N		Деготь	Фенолы в дегте	Газ
1/97	Шурф 3	56,84	3,61	2,30	0,78	2,5	1,1	13,5
3–93	Шурф 4	60,12	2,73	1,95	Следы	0,4	3,5	28,0

Приведенные цифры весьма интересны, так как показывают, что органическое вещество куш-елгинских выветрелых горючих сланцев действительно чрезвычайно резко отличается от органического вещества сланцев ташкысканских. Эти отличия отчетливо выявляются прежде всего в элементарном составе. Общее содержание углерода и водорода здесь понижено по сравнению с содержанием в ташкысканских сланцах. При этом количество углерода уменьшилось относительно мало, количество же водорода понижено чрезвычайно резко, до таких значений, которые не только не встречаются нигде в остальных породах доманика, но и не свойственны никаким невыветрелым сланцам вообще. Одновременно весьма резко возрастает содержание кислорода: куш-елгинские сланцы явственно окислороженные продукты до степени, которая также нигде не констатирована.

Существенные изменения имеют место и для прочих показателей, характеризующих органическую массу. Так, количество битумов, извлекаемых органическими растворителями, падает до ничтожных размеров, а иногда почти и до нуля. При разгонке содержание дегтя абсолютно ничтожно, наоборот, количество газа резко увеличено. Все эти особенности выступают настолько ярко и настолько отличают вещество куш-елгинских сланцев от ташкысканских и всех остальных (о которых мы будем говорить ниже), что мы можем с полным правом рассматривать эти особенности как черты, обусловленные именно процессом выветривания, хотя у нас и нет сейчас сравнительных данных по невыветрелым разностям тех же самых куш-елгинских сланцев. Знание этих качественных процессов, протекающих при выветривании горючих сланцев, поможет нам разобраться в ряде других случаев, относящихся к органическому веществу доманикового горизонта.

Что касается общего характера минерального нерастворимого остатка куш-елгинских сланцев, то он достаточно иллюстрируется данными табл. 18.

Из табл. 18 вытекает отчетливо, что горючие сланцы Куш-Елги в отличие от аналогичных пород Ташкыскана и от глинистых сланцев оказываются всегда и очень резко окремненными. Это обстоятельство не случайно, но, несомненно, связано с тем, что разрез у Куш-Елги, как видно , на рис. 5, вообще оказывается чрезвычайно сильно окремненным. Таким образом, в нем даже в тех случаях, когда мы берем породы, внешне не несущие признаков окремне-

Таблица 18

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	SiO_2	Al_2O_3	$SiO_2 : Al_2O_3$
		%			
1/98	Шурф 3	70,79	62,63	7,05	9 : 1
2/97	Шурф 3	77,73	73,01	4,32	17 : 1
3/93	Шурф 4	84,90	80,06	4,34	18,4 : 1
4/94	Шурф 4	85,60	81,16	4,48	18,1 : 1

ния, последнее все же имеется в виде тончайше распределенных в пелитовой массе зерен вторичной SiO_2.

В заключение необходимо обратить внимание еще на одну сторону дела. При летних работах автору не удалось вскрыть всей толщи на Куш-Елге, и между шурфами 4 и 3, таким образом, остается промежуток, не документированный образцами. По данным А.П.Блудорова (1931), здесь должны быть глины. Но этот геолог пропустил горючие сланцы и там, где они заведомо имеются. Отсюда естественно возникают сомнения: не являются ли в действительности пласты битуминозных пород в разрезе Куш-Елги более частым явлением, чем мы это принимаем сейчас? Положительное решение вопроса весьма вероятно, а в таком случае степень сходства Куш-Елгинского месторождения с Ташкысканским окажется еще большей, чем это может быть сейчас доказано.

3. Район р. Реузяка

Чисто литологически в одну категорию с ташкысканскими и куш-елгинскими горючими сланцами могут быть поставлены сланцы с р. Реузяка.

Стратиграфически горючие сланцы на р. Реузяке приурочены к низам доманикового горизонта и залегают здесь тонкими (5–15 см) пластами.

Петрографически они весьма напоминают слоистую разность ташкысканских. Это плотная черная, вскипающая от HCl порода, явственно тонкослоистая, распадающаяся на тонкие плитки, на поверхности которых часто замечаются зеркала скольжения. Макроскопически уловимой фауны не заметно. Под микроскопом основную массу породы, как и в других случаях, образует коричневато-черное сапропелево-пелитовое вещество, в одних местах более, в других менее прозрачное. В этой массе присутствует, с одной стороны, тонко раздробленный кальцитовый материал зернами и пылинками от 0,001 до 0,005 мм, с другой – столь же мелкие зерна кварца в 0,005–0,05 мм; изредка к ним примешиваются плагиоклазы. Весьма многочисленны черные шарики и пленки FeS_2. Количество кальцита изменчиво; в одних образцах оно весьма незначительно, в других велико; кальцит образует здесь прослоечки. Органические остатки представлены птероподами и обломками мелких, нацело перекристаллизованных раковин, точнее не определимых (возможно те же птероподы и остракоды). Распределение их также неравномерно. В одних шлифах органические остатки единичны, в других птероподы и в особенности обломки раковин массами располагаются по слоистости и образуют отчетливые прослоечки.

Результаты химических определений иллюстрируются табл. 19 и рис. 12.

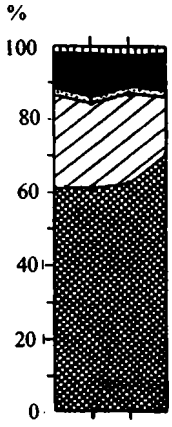


Рис. 12. Основные компоненты горючих сланцев р. Реузяка
Условные обозначения те же, что к рис. 6

Из табл. 19 следует, что реузякские сланцы, как и ташкысканские и куш-елгинские, представляют собой в основе пелитовую породу, но сравнительно весьма слабо обогащены органическим веществом. В этом отношении они лишь едва подымаются над уровнем остальных петрографических типов доманикового горизонта и значительно уступают горючим сланцам двух других ранее разобранных районов.

Таблица 19

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	
		%			
121	р. Реузяк	61,74	26,51	1,88	5,29
122	р. Реузяк	63,50	24,36	0,92	5,75
	р. Реузяк (Вахрушев)	61,88	–	–	7,69
	р. Реузяк (Вахрушев)	72,98	–	–	6,08

Органическое вещество реузякских сланцев может быть предварительно охарактеризовано следующими показателями, %:

C 64,27
H 5,57
N 2,80
Битумы, извлеченные хлороформом (от органического вещества) 2,10
Гуминовые кислоты ..... нет

При разгонке получено лишь 0,63% дегтя на органическое вещество и 12% газа. Как видим, по всем показателям, исключая количество дегтя, реузякские сланцы вполне напоминают ташкысканские. Поскольку образец, данный для анализа, взят из естественного обнажения, не исключена некоторая его выветрелость, и это, может быть, объясняет и его аномалию при разгонке и относительно низкий процент H.

Для характеристики терригенного материала может служить валовой анализ, произведенный А.А.Варовым и В.А.Сулиным (1933), %:

SiO_2	56,93	MnO	нет
Al_2O_3	14,43	P_2O_5	следы
Fe_2O_3	4,12	SO_3	0,41

TiO_2	1,05	S общ.	1,46
CaO	2,75	Cl	следы
MgO	1,30	CO_2	1,73
Na_2O	0,41	Потери при прокал,	10,44
K_2O	6,57	H_2O	1,44
		$SiO : Al_2O_3$	=4

К этому можно добавить два сокращенных анализа реузякских сланцев, приводимые Вахрушевым [1932], которым были определены:

SiO_2	43,88 %	и	40,80 %
Al_2O_3	6,54	»	12,85
Fe_2O_3	6,06	»	4,94
SO_3	0,25	»	0,17
S общ.	2,23	»	20,58
$SiO_2 : Al_2O_3$	6,5 : 1	»	3,5 : 1

Из этих цифр вытекает, что минеральный нерастворимый остаток сильно битуминозных пород Реузяка сходен с таковым ташкысканских сланцев и отличается отсутствием или же очень слабым проявлением окремнения.

Сравнивая сланцы всех трех районов, можно видеть, что, несмотря на большую изменчивость их во всех направлениях, у них имеется в то же время одна общая особенность, роднящая их. Последняя состоит в том, что все сланцы в основном являются пелитовой породой, в той или иной степени обогащенной органическим веществом. Два месторождения: Ташкысканское и Куш-Елгинское, помимо общности литологических признаков собственно горючих сланцев, имеют еще и несомненное общее стратиграфическое сходство: и тут и там горючие сланцы ассоциируются со значительным развитием глин и общей повышенной мощностью разреза (по сравнению с соседними местами). Реузякские сланцы не похожи в этом отношении на двух остальных членов группы: они встречаются в разрезе нормальной фации доманика, имеющем к тому же небольшую мощность. Значение подобного различия, однако, еще не ясно. Не исключено, а по общим литологическим признакам, наоборот, весьма вероятно, что в реузякском разрезе мы имеем дело с периферическими частями языка, аналогичного куш-елгинскому и ташкысканскому, и что вне пределов реузякского разреза к юго-западу (или северо-востоку?) имеется разрез, вполне аналогичный двум только что указанным. Если эта догадка подтвердится, реузякские сланцы потеряют свое несколько обособленное положение в группе, и вся она приобретет полное единство.

4. Район р. Аши

Строение сланцевого горизонта на р. Аше очень своеобразно. Обычно его характеризуют, как «чередующиеся слои темно-серых, почти черных известняков, битуминозных сланцев и прослоев черного кремня» (Крестовников). В действительности, однако, строение горючесланцевой пачки здесь иное. Прослеживая внимательно «прослои» известняка, можно убедиться в том, что это не прослои, а лишь более или менее крупные линзообразные конкреции, то очень короткие и тонкие (1–2 см), явственно кончающиеся в одном куске, то длинные и толстые (до 10 см толщиной), с неправильно бугристой поверхностью. То же самое можно повторить и о кремневых «пластах» с той лишь разницей, что они обычно более тонки и удлинены, пластообразны. Таким обра-

зом, основу разреза по р. Аше составляют горючие сланцы, внутри которых лежит масса линзообразных и пластообразных конкреций серого известняка и черного кремня. Характерно, что горючие сланцы как бы огибают эти конкреции, приспособляются к ним, и потому «прослои» самих сланцев здесь же на глазах в разрезе то раздуваются (где конкреции далеки одна от другой), то резко суживаются (где конкреции близко сдвинуты), создавая впечатление чрезвычайной изменчивости отдельных пластов. Рис. 13 показывает действительное строение битуминозной толщи у р. Аши. Важно отметить, что на одном из притоков р. Аши (ключ Валяшный) были случаи, когда известняковая конкреция оказывалась включенной в «пласт» кремня.

Петрографически горючие сланцы р. Аши приближаются к слоистой разности района р. Ташкыскана, хотя и не вполне тождественны с ней. Это плотная черная порода, тонкослоистая, распадающаяся на плитки, прекрасно вскипающая. Некоторые образцы ее напоминают мергеля, другие углеподобны и характеризуются отчетливо видным тусклым матовым блеском. Встречаются и разности уплотненные, шероховатые, явственно окремненные. На расколах повсеместно бесчисленные скопления стилиоль, обычно крупных; донные формы единичны, но в некоторых горизонтах скопляются массами, вполне напоминая раковинные разности с р. Кургашлы. Микроскопическая картина уже более отлична от картины горючих сланцев Ташкысканского района (фототабл. VI, *1*). В основе здесь та же сапропелевопелитовая красно-бурая слоистая масса, что и раньше. Основное отличие микроструктуры ашинских сланцев – это обилие кальцита. Последний представлен не только в форме многочисленнейших птероподовых раковин, выполненных кальцитом, но и в форме обильных зерен (0,01–0,03 мм) и комочков (овальных, вытянутых), весьма схожих с дрюитовыми (0,05–0,15 мм по большой оси). Далее, в ашинских сланцах обычно имеются следы окремнения, причем форма самого кремнезема двоякая. С одной стороны, это обычное замещение кремнеземом раковин птеропод или кальцита, заполняющего их внутри; с другой – своеобразные удлиненноовальные серые или светло-буроватые тельца, напоминающие на первый взгляд органические образования, но в действительности представляющие замещения SiO_2 дрюитовых комочков. Любопытно, что в первом случае кремнезем представлен халцедоном, во втором – аморфной разностью или же кварцем. Наконец, почти все шлифы ашинских горючих сланцев разбиты извилистыми микротрещинками, выполненными исключительно битумом.

Более точную характеристику химического состава сланцев может дать табл. 20 и рис. 14.

Из табл. 20 следует, что ашинские горючие сланцы представляют породу с весьма изменчивым содержанием органического вещества и, за исключением углеподобной разности, в общем не богаты им (6–15° С) Вместе с тем, бросается в глаза новая особенность в соотношениях между основными компонентами осадка: ашинские горючие сланцы содержат в общем очень высокий процент $CaCO_3$ по сравнению со сланцами Ташкыскана, Куш-Елги, Реузяка. Это уже не пелитовые, а известково-пелитовые образования. Такая особенность ашинских сланцев, вероятно, стоит в связи с тем, что толща их в горизонтальном направлении (к востоку) непосредственно переходит в чисто карбонатные осадки (известняки). Параллельно с изменением общего характера породы изменяется и характер органического вещества ашинских сланцев, что легко усмотреть из цифр табл. 21.

Как видим, ашинские сланцы характеризуются высоким содержанием углерода и особенно водорода и в этом отношении приближаются к плотной разности ташкысканских сланцев. Бросающейся в глаза особенностью ашинских сланцев является высокое содержание заключенных в органической массе би-

Рис. 13. Строение сланцевого горизонта по р. Аше

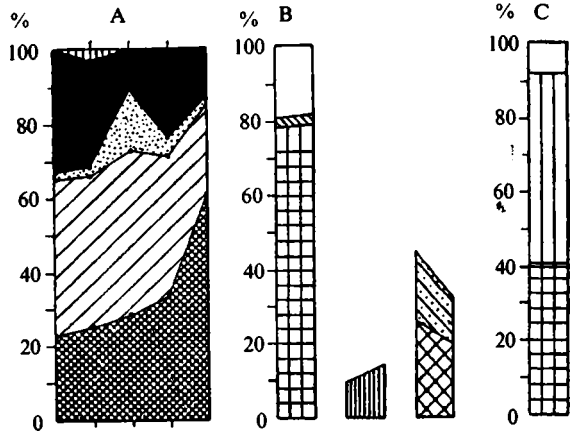


Рис. 14. Основные компоненты горючих сланцев р.Аши
А – основные компоненты горючих сланцев Аши;
В – состав органического вещества горючих сланцев Аши в весовых процентах; С – то же в процентах числа атомов С, Н, N, О. Условные обозначения те же, что и к рис. 6

Таблица 20

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	Примечание
			$CaCO_3$	MgCO		
		%				
1/178	Горючие сланцы	23,91	42,19	1;39	20,86	Углеподобная разность
2/193	То же	21,99	42,71	2,19	22,75	
3/192	То же	60,24	25,73	2,19	7,96	Мергельная разность
4/191	То же	33,94	37,50	5,46	15,30	
5	Обр. 856	Около 28	45,06	17,64	6,44	

Таблица 21

№	Местонахождение образца	Элементарный состав в %			Продукты разгонки в % от породы			Битумы, извлекаемые хлороформом, в %	Гуминовые вещества в %
		C	H	N	Деготь	Фенолы в дегте	Газ		
2	р. Аша, матовая углеподобная разность	72,14	6,95	2,69	26,1	2,5	18,4	8,87	6,38
3	р. Аша, сильно карбонатная разность	72,53	7,73	2,55	20,6	2,1	12,67	13,48	Нет

тумов, а также наличие в некоторых образцах значительных количеств гуминовых веществ, А.А.Варовым и В.А.Сулиным (1933) произведено два валовых анализа сланцев и несколько вытяжек из них. Результаты анализов следующие:

	Обр. 137	Обр. 853
H_2O гигр.	0,47	–
Потери при прокаливании.		24,91
SiO_2	55,33	33,05
Al_2O_3	2,26	5,10
Fe_2O_3	0,48	0,71
TiO_2	0,15	–
CaO	13,61	26,27
MgO	1,97	следы
MnO	нет	нет
Na_2O	0,12	0,05
K_2O	0,79	1,05
SO_3	0,39	0,20
$S_{общ.}$	1,71	0,95
Cl	0,13	0,04
P_2O_5	нет	0,33
CO_2	11,16	–
$SiO_2 : Al_2O_3$	41,5 : 1	10,8 : 1

Сравнивая эти данные с данными по другим, ранее описанным горючим сланцам, легко видеть, что ашинские сланцы представляют породы значительно окремненные, особенно обр. 137, что хорошо улавливается (как мы уже знаем) и макро- и микроскопически.

Сернокислая вытяжка из обр. 123 дала следующие результаты:

Нерастворимый остаток	51,40
SiO_2	49,73
Al_2O_3	1,02
Fe_2O_3	0,34
CaO	0,15
MgO	нет
R_2O (по разности)	0,16

«Как и следовало ожидать, – пишут цитируемые авторы, – из высокого соотношения SiO_2:Al_2O_3 в валовом анализе данного образца, количество кварца в породе очень большое. Между SiO_2 и Al_2O_3 в нерастворимом остатке после обработки серной кислотой нет соответствия в молекулярных количествах для вычисления полевых шпатов. Если произвести расчет полевых шпатов по Al_2O_3, то получим 6,20% полевых шпатов, и тогда кварца в породе будет 45,62%. Из общего количества 6,20% полевых шпатов 1,40% падает на долю кальциевых» (А.А.Варов и В.А.Сулин, 1933).

Как было уже сказано, горизонту горючих сланцев на р. Аше подчинены весьма многочисленные известняковые и кремневые конкреции. Макроскопически они представляют мелкие и крупные лепешковидные тела от 0,5 до 15 см в толщину и от нескольких до десятков сантиметров в длину. Поверхность их нередко неровная, бугристая, границы с вмещающей породой резкие, причем сланцы явственно обтекают их. Образующий конкреции известняк то темный, почти черный, то обычный серый. Под микроскопом основная масса конкреции карбонатная; буровато-коричневое битумно-пелитовое вещество играет роль совершенно второстепенного ингредиента, лишь более или менее сильно прокрашивающего карбонат. Карбонат нацело перекристаллизован, причем участки мелкозернистые (0,02–0,03 мм) и более густо прокрашенные бурым пигментом сменяются участками более крупнозернистого (0,05–0,1 мм) карбоната, гораздо более светлого, отчего получается пятнистая или сгустковая текстура. Среди карбоната, образующего конкрецию, крупные птероподы, раковины которых не сплюснуты, как часто бывает в горючем сланце, а выполнены кальцитом; лежат они зачастую кучками; цементирующий их кальцит крупно перекристаллизованный, светлый.

Из сказанного явствует, что конкреции внутри горючих сланцев, подобно конкрециям внутри мергелей, характеризуются резким обогащением карбонатом кальция и обеднением обломочным материалом и органическим веществом. Это сходство соотношений показывает, что и генезис конкреций в обоих случаях должен быть сходным. Иными словами, конкреции в горючем сланце возникли также путем концентрации карбонатов вокруг некоторых точек и раздвигания, вытеснения отсюда большей части сапропелево-пелитового материала.

Справедливость такого толкования может быть доказана не только простой аналогией, но и непосредственными микроскопическими наблюдениями. Наиболее благоприятными для этого являются небольшие лепешковидные конкреции в 0,5–1 см толщины и несколько сантиметров длины, находящиеся, так сказать, in statu nascendi. В шлифе, взятом у окончания такой конкреции (по простиранию), можно наблюдать следующую картину. Среди нормального горючего сланца располагается прослой, значительно обогащенный раковинами птеропод, обычно сплющенными, между которыми находятся многочисленные зерна $CaCO_3$. Следуя по ходу этого прослоя здесь же, в пределах шлифа, можно видеть, как количество кальцита в прослое сильно возрастает, и прослоечек резко раздувается. При этом составляющие прослой элементарные пластики разъединяются втискивающимся между ними карбонатом, а затем разрываются и превращаются просто в отдельные пятна внутри тела конкреции. Таким образом, здесь можно воочию убедиться в том, что известняковые конкреции внутри сланцевого пласта вырастают именно в результате концентрации $CaCO_3$ вокруг некоторых точек и возникающего в силу этого раздвигания вытеснения пелитово-сапропелевого материала. Как и в случае мергелей, центром притяжения карбоната являются прослоечки, особенно обогащенные раковинками птеропод.

5. Район р. Сима

Последнее из изученных месторождений горючих сланцев относится к миньярско-симской полосе. Имевшиеся у нас образцы их происходят из разреза по р. Симу близ железнодорожного моста (см. главу I).

Макроскопически битуминозные породы представляют собой темно-серые, почти черные, плотные известняки с чрезвычайно обильной фауной. Последняя не только пестрит на расколах пласта, но часто скопляется в настоящие ракушники. Обращает на себя внимание также своеобразный уклоняющийся состав ее: масса спириферов (гр. *Spirifer pachyrhynchus*), лингул, наконец, даже криноидей; местами последних так много, что порода превращается в криноидный известняк. Наоборот, обычные для доманика *Liorhynchus* птероподы здесь чрезвычайно редки. Таким образом, симские сланцы фаунистически явственно отличны от остальных представителей той же группы.

Под микроскопом общая картина битуминозных пород также значительно отлична от той, какая характеризует горючие сланцы, описанные до сих пор (фототабл. VI, *2*). Основная, подавляющая масса шлифа состоит из карбоната очень характерного строения: кальцит образует ясно выраженные округлые или удлиненные овальные или неправильные (деформированные) комочки весьма изменчивых размеров – от 0,05 до 1 мм по большой оси. Эти комочки очень часто слагаются порошкообразным, не перекристаллизованным кальцитом, и тогда они изумительно похожи на дрюитовые образования черноморских глубоководных илов; наряду с ними весьма многочисленные комочки, частично или полностью перекристаллизованные и превращенные в зерна. Комочки явственно располагаются по слоистости. Между ними помещается буро-коричневая битумно-пелитовая масса, образующая то удлиненные неправильных очертаний пятна, то явственные прожилочки, огибающие дрюитовые комочки. К этим же битумно-пелитовым пятнам по большей части приурочены черные шарики и пленки. На фоне описанной слоистой карбонатной массы располагаются остатки организмов – птеропод (редко), криноидей (часто) и иглокожих вообще, мелко перетертые обломки брахиопод, остракоды (единично) и пр. Характерно полное отсутствие следов окремнения. Наблюдаются прожилочки, выполненные битумом.

Химические определения четырех образцов дали результаты, приведенные в табл. 22.

Из этих данных (и рис. 15) вытекает, что битуминозные породы на р. Симе действительно представляют собой слегка глинистые известняки с заметным, хотя и значительно колеблющимся содержанием органического вещества. Можно сказать, что симские сланцы являются как бы крайним членом ряда, ведущего от пелитовых к чисто известковым сапропелитам.

Органическое вещество по своим свойствам также представляет крайний член в общем ряду битуминозных пород доманика, как это отчетливо вытекает из нижеследующих определений: C – 78,32%, H – 7,74%, N – 1,96%, битумов, извлекаемых хлороформом, – 21,23% от органической массы; гуминовых кислот нет; при разгонке в реторте Фишера перегоняется 33,6% дегтя (в которых 4% от дегтя фенолов) и 16,5% газа.

Из этих данных вытекает, что органическая масса сланцев на р. Симе является наиболее богатой углеродом и особенно водородом и, вместе с тем, наиболее подвижной, легко экстрагируемой и дающей наибольшее количество дегтя при перегонке, по сравнению с остальными ранее описанными горючими сланцами доманика.

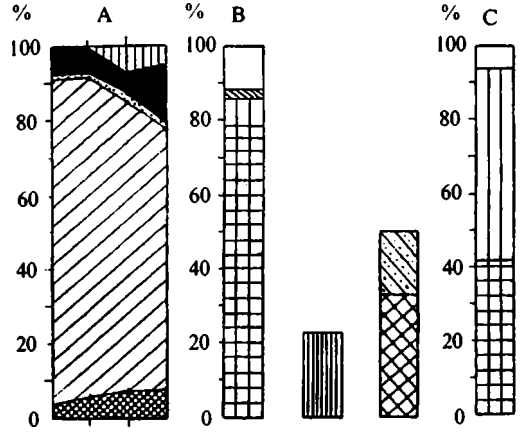


Рис. 15. Основные компоненты горючих сланцев р. Сима
А – основные компоненты горючих сланцев Сима;
В – состав органического вещества горючих сланцев Сима в весовых процентах; С – то же в процентах числа атомов С, Н, N, О. Условные обозначения те же, что и к рис. 6

Таблица 22

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	
		%			
1	р. Сим, доманиковый горизонт	3,37	89,38	0,76	3,48
2	То же	5,53	86,40	2,92	3,57
3	То же	Около 7	74,61	2,05	4,52
4	То же	8,43	66,96		10,54

Что касается характеристики минеральной части породы, то, по данным А.А.Варова и В.А.Сулина, образец примерно на 8% минерального нерастворимого остатка содержал SiO_2 – 5%, Al_2O_3 – 1,99%, Fe_2O_3 – 0,36%, TiO_2 – 0,09%; отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,5 : 1$. Любопытно очень высокое содержание общей серы – 1,89%, что при низком числе SO_3 (0,27 %) и полуторного железа указывает, по-видимому, на большое количество содержащих серу органических соединений.

6. Причины изменчивости органической массы горючих сланцев доманика

Из изложенных выше данных вытекает, что горючие сланцы доманикового горизонта отличаются необычайной изменчивостью, которая проявляется, с одной стороны, в резких колебаниях в соотношениях основных компонентов породы, а с другой – в характере органической массы сланцев.

Из предыдущего видно, что по соотношению основных компонентов породы горючие сланцы доманика образуют непрерывный ряд, начинающийся пе-

литовыми разностями с малым содержанием карбонатов и кончающийся чисто карбонатными с ничтожным содержанием пелита. С этой стороны доманиковый горизонт отчетливо выделяется среди других горизонтов Европейской части СССР, сланцы которых представляют либо пелитовые (нижневолжские сланцы, майкопские), либо карбонатные образования (кукерситы, абдулинские сланцы, куткантауские). Такая значительная изменчивость типов горючих сланцев доманикового горизонта стоит, очевидно, в теснейшей связи с общей большой фациальной изменчивостью внутри этого горизонта.

Характерно распределение различных типов горючих сланцев внутри горизонта. В системе хребта Кара-тау, по соседству с полосой сплошного развития мощных известняков (р. Аша) или внутри этой полосы (р. Сим), располагаются наиболее карбонатные разности. Южные месторождения горючих сланцев, попадающие большей частью в зоны с повышенным содержанием и мощностями глин (Ташкыскан, Куш-Елга), дают сланцы пелитового типа. Таким образом, общий характер фаций, среди которых располагаются горючие сланцы, определяет и литологический тип последних.

Что касается изменчивости органической массы горючих сланцев, то она сказывается прежде всего в непостоянстве элементарного состава. Если исключить заведомо сильно выветрелые куш-елгинские сланцы и рассмотреть лишь сланцы Ташкыскана, Реузяка, Аши и Сима, то мы будем иметь, с одной стороны, образцы, у которых С – 62,05%, Н – 4,79% (Ташкыскан), а с другой, образцы, у которых С – 78,32% и Н – 7,74% (р. Сим); в отдельных же образцах получается еще более оригинальная комбинация: С – 57,93%, Н – 6,96%. Одновременно с элементарным составом изменяется содержание битумов, извлекаемых органическими растворителями, от 2–3 (Ташкыскан) до 21,28% (р. Сим) и количество дегтя – от нескольких процентов до 60–70% органической массы. Если мы сопоставим эти данные с аналогичными данными для других горизонтов горючих сланцев, то получится весьма любопытная картина. Так, элементарный состав органической массы нижнесилурийских кукерситов изменяется в пределах: от С – 69,27% и Н – 8,49% до С – 76,50% и Н – 9,26%, причем С чаще всего 70–75%, Н – 8,8–9% (взяты, как и раньше, конкретные анализы). Битума во всех случаях почти не извлекается, а содержание дегтя составляет от 40 до 60% органической массы. В волжских верхнеюрских сланцах пределы колебания элементарного состава органической массы еще уже: от С – 58,72% и Н – 6,43% до С – 62,46% и. Н – 7,42% (в одном анализе правда, Н – 8,02%); битумы изменяются от 6,7 до 9,6%; дегтя в разгонке около 40%. Таким образом, мы видим, что изменчивость органической массы доманиковых горючих сланцев действительно оказывается большой и даже гораздо большей, чем органической массы других анализированных пока сланцев Европейской части СССР.

Какова возможная причина такой изменчивости? Некоторые исследователи видят ее в неодинаковости исходного вещества горючих сланцев, в частности, в разных соотношениях сапропелевых и гумусовых веществ.

По нашему мнению, эта гипотеза внушает большие сомнения и едва ли правильно объясняет действительное положение вещей.

Основанием для такого рода вывода служит прежде всего то отмеченное в предыдущем обстоятельство, что общий характер органического вещества изменяется параллельно с изменением литологического облика вмещающих его пород. При этом самые изменения весьма характерны. С переходом от пелитовых пород к карбонатным в органической массе явственно увеличивается содержание углерода и водорода и уменьшается содержание кислорода; возрастает общая подвижность органического вещества (экстрагирование органическими растворителями, выход дегтя). Нетрудно видеть, что все это в

большинстве случаев как раз черты, которые приписываются сторонниками разбираемой гипотезы сапропелевому веществу, а не гумусовому. Иными словами, параллельно с переходом пород от пелитовых к чисто карбонатным в органической массе отчетливо проступают черты сапропелевого облика и уменьшаются признаки гумусового вещества.

Имея в виду такой параллелизм, естественно поставить вопрос: не зависят ли подобного рода изменения не от разницы в исходном материале, а от различных условий диагенеза (т.е. разложения) органического вещества в резко неодинаковой среде? Законность подобного рода вопроса возрастает еще оттого, что явление, отмеченное в доманиковых сланцах, имеет несколько весьма любопытных аналогий. Так, при предварительном опробовании органического вещества в современных океанических илах, P. Trask пришел к выводу, что «известковые илы содержат больше масел (oils) и жиров (fats), больше алкогольного экстракта, больше простых органических соединений, растворимых в HCl, но меньше устойчивых компонентов» [Trask, 1932, стр. 204]. Вместе с тем, при перегонке «известковые илы Флоридского залива отличаются более высокой отдачей масел, чем кластические осадки» [Trask, 1932, стр. 243]. Так как в данном случае исходный материал несомненно один и тот же, то, нам кажется, здесь вполне возможно говорить о прямом влиянии среды на характер изменений фоссилизирующегося органического вещества, а значит, и на окончательный состав его.

Весьма интересные с этой же точки зрения материалы имеются в работе одного из авторов, к сожалению не проанализировавшего их соответствующим образом. Так, при сопоставлении верхнеюрских волжских сланцев и кукерситов оказывается, что в первых главной определяющей частью является пелит, образующий до 60% породы, во вторых же – карбонат кальция (до 60%). Вместе с тем, органическое вещество волжских сланцев толкуется этим автором как вещество смешанного сапропелитово-гумусового (и даже в основном гумусового) состава, вещество же кукерситов – как в основном сапропелитовое, с ничтожной примесью гумусового. Все эти сопоставления, по мнению автора настоящих строк, дают основание полагать, что в основе изменчивости органического вещества доманика лежит не столько разница в исходном органическом материале, сколько различия в ходе разложения одного и того же вещества (или, во всяком случае, очень близких веществ) в резко различающейся среде (в одном случае – в основном пелитовой, в другом – карбонатной).

Помимо различной среды диагенеза, изменчивость современной органической массы доманиковых пород может вызываться еще и дополнительной причиной совсем иного характера. Как будет показано в дальнейшем (глава IV), доманиковые породы вообще, несомненно, теряли подвижную битумную часть, которая отжималась в трещины и ныне представляется нам в форме асфальтитоподобных прожилочков. Естественно, что это отделение в разных частях толщи, в том числе и в разных горючесланцевых горизонтах, было неодинаково, что содействовало усилению колебаний в общем составе и свойствах органической массы в пробах из разных мест.

Наконец, надобно отметить еще одно существенное обстоятельство. Все анализированные образцы взяты из неглубоких шурфов и канав; породы поэтому, даже при отсутствии макроскопически заметных признаков выветривания, все же могут быть затронуты им как раз в наименее стойкой своей части – органическом веществе. Неодинаковая степень выветрелости в разных случаях может, конечно, повести к тому, что пределы колебаний в характере органической массы расширятся. Таким образом, можно думать, что большая изменчивость органической массы доманиковых сланцев в некоторой степени

представляет собой вторичное явление – наложение явлений выветривания на некоторую первично менее изменчивую массу.

В связи с этим, интересно припомнить, какого характера изменения происходят в органической массе доманиковых сланцев при выветривании. Как мы видели на примере куш-елгинских сланцев, общее количество углерода и водорода при этом понижается против нормы, причем углерод испытывает относительно малое понижение, водород же чрезвычайно резкое, до таких значений, какие нигде не встречаются в породах доманика и не свойственны никаким невыветрелым сланцам вообще. Одновременно весьма резко повышается содержание кислорода: куш-елгинские сланцы, как мы указывали выше, суть резко окислороженные продукты до степени, которая также нигде не констатирована. Из других бросающихся в глаза отличий куш-елгинских сланцев нужно отметить большую устойчивость органической массы, которая не экстрагируется и не дает дегтя при перегонке, а выделяет лишь газ. Из перечисленных признаков особый интерес представляют для нас изменения в элементарном составе. Нетрудно видеть, что они придают органической массе сланцев как раз такие свойства, какие, по мнению некоторых авторов, указывают на наличие в исходном материале гумусовых веществ. Иными словами, выветривание создает как бы вторичную гумификацию органической массы. Раз так, то мы имеем лишнее дополнительное основание критически относиться к гипотезе неодинаковости исходных материалов, ибо эта гипотеза в данном случае основана, в конце концов, лишь на особенностях элементарного состава. Мы можем думать, что то, что этой гипотезой приписывается исходному веществу, есть в некоторых случаях только продукт вторичных изменений при выветривании.

Из изложенного следует, что происхождение современного состава и свойств органического вещества доманиковых горючих сланцев отнюдь не такое простое. За изменчивостью органической массы доманиковых сланцев мы никак не можем видеть только различия в исходных веществах, а должны учитывать прежде всего чрезвычайно сложную историю, которую пережило это вещество с момента его погребения. Разложение в разных условиях среды (в карбонатных и пелитовых породах), утеря подвижной части, ушедшей в трещины и застывшей там в виде асфальтитоподобных веществ, наконец, несомненная затронутость выветривав некоторых из анализированных проб, вот на что мы должны обратить внимание прежде всего и в чем следует искать причины современных особенностей органической массы доманика раньше, чём прибегать к гипотезе неодинаковых в разных случаях исходных органических материалов.

Глава IV
Кремнистые и вторичнобитуминозные образования доманикового горизонта Южного Урала

1. Кремни

При описании известняков, мергелей, глинистых и горючих сланцев неоднократно были отмечены то слабые, то совершенно отчетливые слои окремнения, которые выражались либо в замещении SiO_2 органических остатков, либо в мозаичном замещении кальцитовых зерен, либо же не открывались микроскопом совсем, но устанавливались данными химического испытания. Помимо таких в общем слабых и макроскопически неуловимых или малоуло-

вимых следов окремнения, в разрезе доманикового горизонта имеются и настоящие кремневые образования, которые отчетливо различимы и без микроскопа и в которых именно SiO_2 определяет все их свойства. Вместе с тем, эти кремневые образования весьма распространены, встречаются повсеместно и составляют характерную особенность доманикового горизонта.

Изучая кремнистые образования из различных мест, легко различить среди них два типа, которые мы и опишем отдельно.

Первый тип кремневых образований, наиболее широко распространенный и встречаемый повсеместно, образуют пластообразные конкреции черных кремней.

«Пласты» черного кремня представляют собой чрезвычайно любопытное образование. В небольших обнажениях в несколько метров шириной кремневые «пласты» имеют все признаки настоящего пласта: резко отграничиваются от подошвы и кровли и, вместе с тем, сохраняют на всем протяжении разреза одни и те же петрографические свойства и одну и ту же мощность. Таким же точно образом они ведут себя очень часто и в разрезах квершлагов и штолен, где прослеживаются уже на десятки метров.

Тем не менее, при внимательном изучении можно натолкнуться на факты, которые с несомненностью доказывают, что это не первичный элемент разреза, не пласты настоящие, а лишь огромные пластообразные конкреции SiO_2. Эти указания заключаются прежде всего в том, что кремневые пласты имеют неправильную шишковатую верхнюю или нижнюю границу, с мелкими желвакообразными вздутиями и пережимами, что характерно как раз не для пласта, а для конкреции. Во-вторых, можно наблюдать и прямое выклинивание кремневого пласта и замещение его какой-либо из описанных выше пород, причем это выклинивание происходит обычно очень резко, а перед выклиниванием образуются желвакообразные вздутия. Подобного рода выклинивания мне приходилось неоднократно наблюдать в разрезах, и оно же хорошо видно на зарисовках Васильева в квершлагах.

Описанные два обстоятельства показывают с несомненностью, что кремовые «пласты» суть в действительности огромные многометровые пластообразные конкреции, а не настоящие пласты. Отчетливое подтверждение такому взгляду получается и при петрографическом изучении кремневых образований.

Петрографические особенности черных кремней очень характерны (фототабл. VII, *1, 2, 3*, фототабл. VIII *2*). Макроскопически это плотные и, в то же время, очень хрупкие (вследствие разбитости трещинами) тела, в кусках с острыми режущими краями, нередко с раковистым изломом, отчетливым блеском на поверхностях расколов, обычно неслоистые, иногда же с отчетливо выраженной слоистостью. Последняя обусловливается наличием в кремне крупных и мелких светлых (белых) точек, линз, палочек, распределенных по слоистости; такие слоистые кремни особенно часты в сланцевой толще р. Аши. Макроскопически заметная фауна в большинстве случаев не улавливается. Но в одном месте на р. Куш-Елге, на поверхности черных кремней, подчиненных глинам, находится богатая окремнелая же фауна типичных для доманикового горизонта форм: *Buchiola, Orthoceras*, гониатитов и пр.

Микроскопическая структура кремней весьма неоднородна. В общем, здесь можно наблюдать две заметно различные картины. В первом случае она чрезвычайно близка к той, какая характерна для описанного выше типа мергелей. Точно так же, как там, основная масса – пелит с прокрашивающим его в бурокоричневый цвет органическим веществом. Точно так же внутри основной массы изобилие окремнелых органических остатков: птеропод, остракод, местами спикул губок и радиолярий, располагающихся кучками по слоистости.

Точно так же имеются следы микрослоистости основной массы и обтекание ею органических остатков. Словом, если бы халцедон, цементирующий породу, заместить $CaCO_3$, мы получили бы полное тождество с микроструктурой мергелей. В другом случае микроструктура весьма напоминает микроструктуру глинистых сланцев. Что касается степени окремнения, то она в разных случаях неодинакова. Нередко кремнезем нацело вытесняет кальцит и является единственным веществом, цементирующим остальные компоненты породы; он же слагает и раковины птеропод, остракод и других организмов. В большинстве случаев, однако, внутри кремней остается еще большее или меньшее количество карбоната, иногда даже почти в той же пропорции, что и халцедон. Карбонат в кремнях сохраняется либо в виде незамещенных SiO_2 частей раковин организмов, либо в виде бесформенных пятен кристаллического карбоната, чередующихся с пятнами SiO_2 и образующих таким образом, сложную мозаику, либо, наконец, в виде отдельных превосходно ограниченных ромбоэдров $CaCO_3$, плавающих в халцедоново-пелитовой массе. Таким образом, в микроструктуре кремней (как это указывал еще Г.И.Теодорович) мы можем действительно видеть все постепенные переходы от того чрезвычайно слабого окремнения, какое было отмечено выше при характеристике отдельных петрографических типов, к полному или почти полному вытеснению из породы $CaCO_3$ и замещению его SiO_2

Касаясь микроструктуры кремней, необходимо отметить одну весьма интересную особенность образующего их кремнезема. Как указывалось уже, кремнезем находится, вообще говоря, в форме халцедона. При этом в основной пелитовой массе он весьма тонкозернист, в псевдоморфозах же по органическим остаткам образует крупные характерные волокнисто зернистые агрегаты. Как раз к этим именно остаткам организмов и приурочено одно любопытное образование. Оно состоит в скоплении мелких (до 0,01 мм) шариков, которые усеивают внутреннюю поверхность птеропод и располагаются здесь то в одиночку, то по нескольку, то образуя настоящие гроздья. Первое впечатление от них – бугристая поверхность натеков. В некоторых случаях такие же шарики и гроздья имеются и с внешней стороны органических остатков. Состоят шарики из весьма мелких зерен халцедона (?). Каков генезис этих образований, не ясно.

Описанные особенности кремней (в частности, их линзовидное залегание среди других пород, ясные следы замещения органических остатков и кристаллического $CaCO_3$ кремнеземом, наличие ромбоэдров $CaCO_3$ внутри халцедоновой массы) показывают с несомненностью, что пластообразные тела кремней представляют вторичные эпигенетические образования внутри доманикового горизонта и возникли вследствие местного замещения SiO_2 отдельных участков мергелей и глин. Это, по существу, такие же конкреционные образования, как и известняковые конкреции в мергелях и глинах. В связи с этим следует отметить, что автор наблюдал несколько случаев, когда известняковая конкреция оказывалась включенной в кремневый пласт, но ни разу не было отмечено обратных соотношений. Отсюда вытекает, что перемещение SiO_2 и сформирование кремниевых пластов составляло как бы вторую фазу диагенетических процессов, следовавшую за первой фазой, когда шло формирование конкреций карбонатных.

Для дальнейших сопоставлений и выводов важно отметить, что «пласты» кремня, так же как и все другие породы доманикового горизонта разбиты трещинами, а последние выполнены битумом.

Таков первый, наиболее распространенный тип кремневых образований в доманиковом горизонте.

Второй тип окремнения распространен очень мало и наблюдается в ис-

следуемом районе лишь в одном пункте – на р. Куш-Елге. Как видно на рис. 5, верхняя половина разреза слагается здесь почти сплошь из кремней, которые переслаиваются с очень тонкими прослоечками желтоватых глин. Это почти сплошное развитие кремнистых пород в разрезе значительной мощности и составляет характерное отличие второго типа окремнения от первого.

Петрографические особенности этого второго типа также не совпадают с петрографическими признаками первого типа. Макроскопически кремнистые прослои представляют здесь плотную зеленовато-серую породу с ржаво-желтыми пятнами, преимущественно по поверхностям трещин, без блеска, с шероховатым изломом, разбитую, как обычно для кремней, на бесчисленную массу кусков. При внимательном изучении можно заметить внутри кремнистой породы отчетливо различимые лепешковидные конкреции, чрезвычайно сходные с известковыми конкрециями внутри мергелей, но образованные кремнеземом. Фауна макроскопически не улавливается. Микроскопическая картина очень интересна (фототабл. VIII, *1*). При одном николе шлиф не темно-бурый, как у первого типа, а весьма светлый, прозрачный, желтовато-бурый. При скрещенных николях и при большом увеличении обнаруживается, что основную, главнейшую массу породы составляет чрезвычайно мелкозернистый кремнезем (по-видимому, халцедон – зерна 0,001 мм), который завуалирован сравнительно небольшой (в разных случаях разной) порцией желтовато-бурого также необычайно тонко раздробленного терригенного вещества. В этой основной массе включены весьма многочисленные черные и бурые пленки и шарики частью FeS_2, частью лимонита обычных размеров (от 0,005 до 0,02 и даже 0,05 мм), то одиночные, то кучками. Встречаются также отчетливо различимые зерна кварца (до 0,03 мм), то округлые, то удлиненные, пластинчатые (или оскольчатые). Являются ли они обломочными или же возникли в результате окремнения кальцитовых зерен, остается неясным; последнее все же мне кажется более вероятным.

Определимые остатки фауны в большинстве случаев отсутствуют. В шлифе встречаются обычно лишь овальные или шарообразные тельца, выполненные халцедоном, без видимой органической структуры. В некоторых случаях у совершенно правильных шарообразных халцедоновых телец можно видеть прекрасно выраженные длинные и правильные радиально расположенные шипы, отчего кремневая «сфера» становится чрезвычайно близко сходной с раковинкой радиолярий. Несомненно, что как эти, так и прочие слегка деформированные «сферы» представляют остатки радиолярий.

Спрашивается, каков генезис описанной кремневой толщи верхней части разреза доманика по р. Куш-Елге? На первый взгляд кажется, что здесь мы имеем дело с образованием существенно иного характера сравнительно с ранее разобранными черными кремнями. Однако в действительности это едва ли так. Весьма показательны с этой стороны находки в пластах кремневой толщи лепешковидных халцедоновых же конкреций. Имея в виду их необычайное внешнее сходство с известковыми конкрециями в мергелях и глинах, можно думать, что эти конкреции первоначально возникли в толще осадка как известняковые конкреции и лишь впоследствии при общем (региональном) процессе окремнения, захватившем верхнюю часть разреза Куш-Елги, были замещены халцедоном. Отсюда следует, что и кремневую толщу Куш-Елги, подобно черным кремням, мы можем рассматривать как вторичное, эпигенетическое образование. Разница с кремнями состоит, главным образом, в том, что на этот раз окремнение захватило весьма крупные участки и что окремнелой породой были не богатые обломочным материалом глины и мергеля, а, наоборот, относительно весьма бедные терригенными частицами осадки (глинистые известняки?).

Таким образом, мы приходим к заключению, что все кремни доманикового горизонта представляют собой в их современной форме образования эпигенетические, возникшие в результате вторичного замещения кремнеземом более или менее карбонатных осадков. При таких условиях сами собой возникают вопросы: 1) каков источник кремнезема, за счет которого произошло это вторичное окремнение, и 2) когда, в какую стадию жизни породы он был привнесен в нее? Если мы обратимся к литературе, то окажется, что здесь имеются довольно разнообразные суждения по вопросу о возможном источнике кремнезема в доманиковых пластах. Так, В.Г.Пуцилло и С.П.Успенский [1934] приписывают появление кремнекислоты взаимодействию органического вещества и минеральной части илов. «Кислые продукты разложения органического вещества, – пишут они, – взаимодействовали с основаниями минеральной части, в том числе и с основаниями силикатов, выделяя из них свободную кремнекислоту, так как основания могут выщелачиваться в виде солей...» [Пуцилло, Успенский, 1934]. Совершенно иначе подходят к вопросу геологи, в той или иной мере занимавшиеся доманиковым горизонтом. «Находки в кремнистых сланцах доманика остатков радиолярий, – пишет Г.И.Теодорович [1935], – делают вероятным былое наличие в осадках, из которых образовались кремнистые сланцы, мельчайшего шламма кремнистых скелетов организмов. Таким образом, органогенные остатки в данном случае могли являться первоисточником кремнезема, Вероятно, накопление органогенного вещества сопровождалось химическим выпадением его в виде геля» [Теодорович, 1935]. Аналогичные взгляды высказаны А.А.Варовым и В.А.Сулиным [Варов, 1934].

Оригинальная точка зрения на генезис доманиковых кремней была выставлена в последнее время А.Д.Архангельским [1936]. Он связывает генезис их воедино с генезисом бокситов Катавского района Челябинской области. Растворы, приносившие с востока, из области современной Уральской цепи, гидрозоль Al_2O_3, одновременно содержали и гидрозоль SiO_2. При соприкосновении с соленой морской водой происходила коагуляция причем раньше коагулировал и выпадал в осадок глинозем, образуя бокситы, коагуляция же SiO_2 происходила позже и на большем расстоянии от источника, питавшего бассейн. Таким образом, на востоке, вне пределов доманиковой фации, осаждались бокситы; западнее, уже в пределах доманиковой толщи, садилась кремнекислота, вызывая окремнение это толщи.

Критическое рассмотрение изложенных толкований генезиса доманикового окремнения заставляет признать, что ни одно из них не удовлетворяет полностью фактическому материалу. Мы не можем стать на точку зрения В.Г.Пуцилло и С.П.Успенского, ибо тогда мы должны ожидать встретить окремнение во всех месторождениях битумиминозных пород аналогичного известково-пелитового состава. Между тем, в действительности окремнение представляется не общим, а частным случаем, и мы знаем сколько угодно битуминозных толщ без следов окремнения. Кроме того, и с чисто химической точки зрения непонятно, почему органические кислоты, возникающие в процессе разложения, атакуют и разлагают такие стойкие тела, как силикаты, но не действуют на карбонаты, в изобилии находящиеся в растворе. Все эти соображения заставляют считать точку зрения разбираемых авторов совершенно необоснованной, надуманной и, стало быть, неприемлемой.

Гораздо ближе к истине остальные перечисленные выше исследователи, но и к ним безоговорочно присоединиться нельзя. Дело в том, что из контекста работ Теодоровича, Варова и Сулина и А.Д.Архангельского вытекает, что не только кремнезем, как вещество, образующее временные кремневые образования в доманике, но и самая форма этих образований признается ими за син-

генетичную с осадком. Как следует из предыдущего последнее утверждение не соответствует действительности: современная форма кремневых тел, несомненно, вторичного, эпигенетического происхождения. Но, с другой стороны, если отвлечься от современной формы кремневых образований – явно вторичной, – с указанными авторами нельзя не согласиться в том, что самое вещество SiO_2 было внесено в осадок еще в процессе седиментации в виде химического геля (или частично в органогенной форме кремнистых скелетов радиолярий и губок) и в дальнейшем подверглось лишь крупным перемещениям и переотложению в форме современных кремневых тел. Главным основанием для такого решения вопроса является то обстоятельство, что окремнение приурочено всегда и неизменно к доманиковому горизонту франского яруса и отсутствует как в поддоманиковых франских и живетских слоях, так и в наддоманиковом горизонте франского яруса. Эта удивительная приуроченность на протяжении сотен километров только к одному маломощному горизонту и заставляет принять, что если современная форма кремневых тел и не возникла в процессе седиментации, то составляющий их кремнезем был все же внесен в породу в процессе седиментации и лишь позже подвергся обширным перемещениям и сконцентрировался в современные кремневые пластообразные конкреции.

Таким образом, кремневые тела доманиковых слоев являются, если так можно выразиться, и сингенетическими и эпигенетическими образованиями. Сингенетическим в них является кремневый материал, внесенный в осадок в процессе седиментации, эпигенетическим – форма кремней в виде пластообразных тел.

Что касается времени формирования самих конкреций, то здесь необходимо иметь в виду, с одной стороны, пластообразный характер кремневых конкреций, а с другой, то обстоятельство, что кремни так же трещиноваты, как и все остальные породы, и подобно им асфальтированы. Эти обстоятельства, по мнению автора, доказывают, что окремнение происходило во всяком случае до дислокационных процессов, ибо если бы оно было позже их, то следовало бы ожидать не пластовых конкреций, а скорей окрёмнения по трещиноватости, а сами кремни должны были бы по своей «сохранности» отличаться от остальных пород доманикового разреза. С другой стороны, мы знаем отчетливо, что окремнение было процессом, который следовал за перемещениями $CaCO_3$, ибо известковые конкреции либо замещены SiO_2, либо включены в кремневый пласт. Так как перемещения $CaCO_3$ (и, в частности, цементация им осадка) начинаются (как показывают наблюдения над осадком Черного моря) уже в момент накопления самого осадка, на ничтожной глубине под водой, то мы вправе думать, что и следующие за ними процессы перемещения SiO_2 и выпадения ее в виде кремневых конкреций были явлениями довольно ранней стадии формирования породы, вероятно, такой стадии, когда накопившаяся толща осадка еще была покрыта водой. Иными словами, хотя мы и рассматриваем кремневые конкреции в доманиковой горизонте как явления вторичные, эпигенетические, но по времени относим образование их еще к очень ранней стадии общего диагенеза осадка.

Как указано выше, А.Д.Архангельским был высказан взгляд, согласно которому кремнезем, отложенный в доманиковой горизонте, принесен сюда с востока, из того же района, откуда был вынесен и бокситовый материал. Анализ вопроса заставляет критически отнестись и к этому положению. Ряд обстоятельств резко не согласуется с подобным толкованием. Во-первых, бокситы приурочены к весьма скромному району на северо-востоке (пос. Усть-Катавский, Вязовая), тогда как окремнение в доманиковом горизонте пользуется огромным распространением на сотни километров к югу от бокситового

района, где никаких бокситов нет и в помине. Очень трудно допустить, что бы из такого ничтожного района выносилась такая огромная масса SiO_2 и чтобы она могла так далеко разноситься отсюда. Во-вторых, – что самое важное – бокситоносный горизонт, как следует из данных, изложенных в главе I, заведомо либо старше доманика вообще, либо же соответствует лишь самой нижней части его, тогда как для подавляющей части доманика нет эквивалентного ей бокситового района,– и для подтверждения правоты теории нужно было бы делать дополнительные предположения о возможном наличии такого горизонта.

В-третьих, бросается в глаза, что окремнение наиболее резко выражено в районах, где по сравнению с другими был усиленный принос терригенного материала. Весьма показательны с этой точки зрения районы рек Аши и Сима. В первом горючие сланцы глинисты, а к северо-востоку и вообще замещаются глинами; здесь окремнение обильное. На восток, к р. Симу терригенные фации сменяются органогенными (известняками), и окремнение исчезает. Получается, что в этом пункте кремнезем, как и терригенный материал, выносился не с востока, а с запада. Второй пункт находится в бассейне Куш-Елги. Как видно на карте и разрезе (см. рис. 2 и 5), окремнение опять приурочено к полосе усиленного приноса обломочного материала, который и здесь, вероятно, шел с запада. Опять выходит, что кремнезем и мелко раздробленный пелитовый материал шли из одного района и именно с запада. Наконец, и в Ташкысканском районе окремнение совпадает с максимумом обломочного материала. Таким образом, если считать кремнезем доманикового горизонта образованием, сингенетичным процессам седиментации, то выводить его следует не с востока – из бокситоносных районов, а с запада, откуда, вероятнее всего, шел и обломочный материал, вместе с которым он и выносился.

Анализ вопроса о генезисе кремневых конкреций вскрывает весьма сложную историю кремнезема в доманиковых породах. Внесен он был первично еще в процессе седиментации, вместе с обломочным материалом с запада, но затем в процессе диагенеза подвергся обширным перемещениям и переотложен в форме пластообразных конкреций. Нетрудно видеть, что описанная история кремнезема в доманиковых породах принципиально (и даже в деталях) сходна с историей, скажем, железа в месторождениях типа Липецкого и Тульского, где первично образовавшиеся в процессе седиментации озерные руды подверглись впоследствии коренной переработке и переотложению и ныне в главной, подавляющей, массе представляют уже вторично сформированные тела (жеоды и пр.). Сходна она с историей марганца в Никопольском и Чиатурском месторождениях, где первично отложенная водная окись марганца подверглась впоследствии обширным перемещениям. Сходна она с историей сульфидов железа в глинах мезозоя платформы, концентрирующихся в конкреционные тела, хотя первично они были, несомненно, рассеяны в породе. Наконец, весьма сходна и с историей кремнезема в третичных опоках Поволжья, которые возникли из диатомовых илов в результате обширной мобилизации – растворения и переотложения – кремнезема раковин диатомей.

2. Вторичнобитуминозные образования доманиковых пород

Чтобы закончить петрографическую характеристику доманикового горизонта, необходимо остановиться на описании еще одного весьма характерного для него явления, а именно вторичной битуминозности.

Изучение вторичной битуминозности показывает, что она проявляется в двух различных формах. Первой, наиболее распространенной и наиболее

обычной и типичной формой является залегание органического вещества по трещинам. Выше, при описании пород, мы неоднократно отмечали, что они разбиты трещинками, заполненными либо хрупким блестящим асфальтитоподобным веществом, либо этим веществом и кальцитом, взаимно проникающими друг друга. Следы трещиноватости и асфальтированности подобного рода имеются во всех решительно разрезах доманиковой толщи, хотя выражены они и не с одинаковой интенсивностью. На севере (реки Аша-Кургашла, Ташкыскан) эта трещиноватость и асфальтированность развиты относительно слабо. Южнее, наоборот, очень сильно, особенно на реках Басе, Инзере, Токаты, Тереклы. Здесь трещины буквально насыщают породу. Формы трещин самые разнообразные, обычно неправильно извилистые и ветвистые, разбивающие породу по всем направлениям. Размеры чаще всего колеблются между долями и несколькими миллиметрами. Имеются, однако, случаи и очень крупных трещин, заполненных блестящим хрупким углеподобным веществом. Подобного рода жилы наблюдались по рекам Инзеру, Тереклы и Куш-Елге.

Так как жилы эти представляют для нас особый интерес, то мы подробно остановимся на описании каждого из отмеченных выше пунктов.

Жилу с углеподобным веществом на Инзере у Лемезинского завода наблюдал в 1902 г. А.А.Краснопольский, описавший ее под названием жилы «мусористого угля». «В черных кремнистых сланцах у подножия склона, – пишет он, – заложена была еще в 1899 г. (при постройке Лемезинского завода) штольня. Штольня эта заложена по направлению на юг, имеет до 15 шагов длины и проходит по черным кремнистым, вскипающим с кислотою сланцам, падающим на NO ∠40°. От забоя ее заложены по направлению на W и O горизонтальные выработки длиною по 18 шагов каждая. Западная выработка на всем своем протяжении идет по черным кремнистым сланцам с прослоями черного вонючего известняка. Восточная выработка перерезывает сперва те же породы, а затем входит в падающие на W желтовато-бурые песчаники и в забое имеет серый мелкозернистый известняк. Среди этих желтовато-бурых песчаников штольня встретила трещину, толщиною до 0,25 м, падающую обратно наслоению, на SO 100° ∠50° и заполненную мусористым углем. Трещина эта была разведана штреком на S, длиною до 9 шагов, причем мощность ее значительно уменьшилась... Кроме этой трещины, уголь в виде весьма тонких и быстро выклинивающихся пропластков был встречен западною выработкою из штольни среди черных кремнистых сланцев» [Краснопольский, 1904].

На р. Куш-Елге скопление углеподобных веществ гораздо значительнее, «Оно было найдено, – пишет Г.В.Вахрушев, – в 1927 г. поисково-разведочной партией Белгортреста. В 1929 г. этой же партией здесь было вскрыто пластообразное скопление (верхняя жила) черного углистого вещества, мощностью от 0,6 до 0,8 м. «Пласт» угля при помощи канавы штольни и шурфа с квершлагом прослежен по простиранию на расстоянии около 100 м и на глубину до 12 м. Углистое вещество, как видно, заполняет трещину среди темно-серых и черных кремнеглинистых сланцев нижнего (франского) яруса верхнего девона» – [Вахрушев, 1933].

Что касается последнего и самого южного месторождения асфальтитоподобных веществ (на р. Тереклы), то интересные данные о нем имеются уже у А.П.Карпинского. «Все эти образования (глинистые сланцы, известняки, песчаники), – пишет он, – проникнуты углистым веществом, а некоторые пропластки песчаника, переходящие в известняки черного цвета, до того смолисты, что порода горит, отделяя много копоти; при нагревании же в закрытом сосуде из нее перегоняется жидкая смола. Уголь... блестящего черного цвета и

весьма рыхл. Как показала разведка штольнею, заложенною при выходе его на дневную поверхность в виде пласта 4-вершковой толщины, уголь образует здесь неправильные гнезда, рассеянные в массе черного, весьма крепкого известняка» [Вахрушев, 1933]. «Летом 1931 г., – добавляет Г.В.Вахрушев, – поисково-разведочной партией Башгеолтреста на р. Тереклы было вскрыто пластообразное скопление черного блестящего рыхлого угля мощностью до 0,7 м. «Пласт» угля при помощи расчисток и канав прослежен по простиранию на расстоянии до 50 м». «Помимо того, – замечает Блудоров, – уголь наблюдается в виде тонких прослоев, быстро выклинивающихся, которые занимают трещины между отдельностями известняка. Концы прослоев разветвляются и теряются в трещинах пустой породы. Часто эти прослойки идут не параллельно общей слоистости» [Вахрушев, 1933]. Чрезвычайно интересны и важны наблюдения П.А.Блудорова над составом и текстурой описываемых образований. «Уголь на р. Тереклы, – пишет он, – блестящий, хрупкий, при разрушении дает черный порошок. На поверхностях разлома встречаются иногда бурые пленки окиси железа. В линзе угля обнаружены участки бурой глины и куски битуминозного известняка, проходящие вертикально. Мелкие угловатые кусочки бурой глины с гладкой поверхностью встречаются в массе угля» (Блудоров 1931). Особенно интересны последние. «Когда они вынуты из угля, в последнем остается след, соответствующий форме куска, словно они вдавлены в мягкую массу, впоследствии застывшую. Они могли попасть, – совершенно справедливо заключает А.П.Блудоров, – в момент проникновения битумов, увлекших за собою обломки боковых пород»– и тем самым доказывают с полной очевидностью, что вещество, слагающее ныне твердую углеподобную массу, действительно было некогда в состоянии жидкого тела

Приведенные факты свидетельствуют о том, что асфальтированность доманикового горизонта характеризуется наличием не только миниатюрных асфальтитовых прожилочков, но и таких жил, массы которых измеряются сотнями, если не тысячами тонн и дают тела, порождающие мысль о промышленной эксплуатации «углеподобных» масс.

Большой интерес представляет изучение химического состава органической массы доманиковых асфальтитоподобных прожилочков. К сожалению, данные по этому вопросу почти отсутствуют. Имеющиеся в литературе весьма скудные сведения резюмируются табл. 23.

При изучении органического вещества доманикового горизонта автором были сданы для анализа также и пробы углеподобного вещества из прожилочков на р. Тереклы. Вещество это представляло две разновидности: матовую хрупкую порошкообразную массу и более твердые блестящие куски.

Таблица 23

№	Местонахождение образца	Влажность	Зола	Летучие	Кокс	$S_{общ.}$	SO_3	Калорийность
		%						
(15) 1	р. Инзер	11,05	13,00	45,02	54,98	4,70	–	–
	р. Куш-Елга							
2	I	–	20,00	35,00	27,00	–	–	4911
3	II	–	15,00	46,10	38,00	–	–	5885
	р. Тереклы							
4	I	–	19,59	36,80	43,61	–	–	–
(15) 5	II	10,30	16,07	73,63		5,96	0,11	–

Обе разновидности проанализированы отдельно, %:

	Матовая разность	Блестящая разность
C	77,31	74,25
H	3,77	3,95
N	2,41	2,43
Битумы, растворимые в хлороформе	0,65	0,42
Деготь	0,34	–
Газ и вода	10,41	–

Сравнивая полученные данные с имеющимися в литературе относительно асфальтов и асфальтитов, легко видеть, что углеподобные тела, залегающие в трещинах доманикового горизонта, резко отличны от известных до сих пор. Сводка показывает, что известные доныне асфальтиты группируются в две категории: первая характеризуется очень высоким содержанием C (от 80 до 86%), H (8–12%), низким содержанием N и полным или почти полным отсутствием кислорода. Вместе с тем, представители этой категории чрезвычайно легко экстрагируются органическими растворителями и легко перегоняются. Вторая отличается более низким содержанием углерода (75–80–82%), несколько пониженным количеством водорода (8–10%) и очень значительным (от 2–3 до 10–12%) кислорода. Одновременно с этим, однако, подвижность органического вещества (его легкая экстрагируемость, легкая перегоняемость) полностью сохраняется. В отличие от обеих групп углеподобные тела, залегающие по трещинам доманиковых пород, как видно из таблиц, характеризуются при довольно высоком содержании углерода резко пониженным количеством водорода и высокими цифрами азота и кислорода. Вместе с тем, эти породы почти не экстрагируются и при перегонке почти не дают дегтя, но зато выделяют много газа.

Спрашивается, как толковать эти отличия? Указывают ли они, что перед нами новая естественная категория асфальтитоподобных тел, выполняющих трещины в битуминозных породах, или же только своеобразно измененные представители какой-либо из ранее известных групп? Для определенного решения вопроса имеющихся данных совершенно недостаточно. Необходимо, однако, иметь в виду, что анализированное углеподобное тело с р. Тереклы происходит из естественного обнажения, следовательно, должно, несомненно, быть затронуто выветриванием. Вместе с тем, нельзя не видеть, что особенности, характеризующие анализированный образец, близко напоминают особенности выветрелых горючих сланцев с р. Куш-Елги. В обоих случаях имеет место резкое падение битумов, экстрагируемых органическими растворителями, почти полное отсутствие дегтя при перегонке, резко пониженное содержание водорода при обилии кислорода и азота. Эта однотипность черт, проявляющихся, с одной стороны, у заведомо сильновыветрелых битуминозных пород, а с другой, у вещества, выполняющего прожилки в доманиковых породах, и заставляет думать, что анализированный образец в его современном виде представляет сильно выветрелую разность какой-то из двух уже установленных в литературе категорий асфальтитовых образований, вероятнее всего, второй. Таким образом, мы не склонны пока на основании анализов выделять асфальтитоподобные прожилки в доманике в какую-то особую категорию природных органических тел, но рассматриваем их как обычные асфальтиты второй категории, которые, однако, в условиях выветривания подверглись своеобразным изменениям.

Чтобы закончить характеристику трещинной асфальтированности доманикового горизонта, остается уточнить вопрос о стратиграфических горизонтах, к которым приурочена эта асфальтированность. Изучение этого вопроса на разрезах вскрывает замечательное обстоятельство. Во всех без исключения изученных случаях оказывается, что максимальные проявления асфальтированности приурочены к самому доманиковому горизонту. В частности, все описанные выше случаи крупных асфальтитовых жил привязаны именно к доманику, и внутри его же лежит и главнейшая масса мелких асфальтитовых прожилочков. Если следовать по разрезу выше, то окажется, что нижняя часть наддоманиковых белых известняков франского яруса еще имеет частые, хотя и очень тонкие жилочки битума (16–20 м); вместе с тем, эти известняки еще значительно пахучи. Далее вверх асфальтированность резко ослабевает и сводится к редким и ничтожным примазочкам, выполнению пустот, трещинок. Совершенно та же картина наблюдается и в подошве. Верхние горизонты (10–15 м) живетских известняков еще несут следы асфальтированности и местами значительно пахучи; ниже проявления ее резко сокращаются.

Таков первый (и главнейший) тип асфальтированности в доманиковом, горизонте. Наряду с ним встречается и второй, открываемый уже не полевым, а лабораторным, в частности, микроскопическим, изучением породы. Дело в том, что среди известняков доманикового горизонта встречаются разности черного известняка с весьма любопытной текстурой. Как мы знаем, весь известняк нацело перекристаллизован, обычно довольно крупнозернисто, причем битум располагается между кристаллами, как цемент в каменной кладке, спаивая эти кристаллы. Толщина битумных прожилочков при этом обычно незначительна, но встречаются случаи, когда она весьма велика и кристаллы кажутся плавающими в черно-бурой массе. Весьма вероятно, что в ряде случаев, особенно когда цементные битумные прожилочки незначительны, возникновение структуры следует объяснить явлениями перекристаллизации первично-битуминозной массы; вырастающие кристаллы при этом оттесняли перед собой органическое вещество и превращали его в сеть прожилочков. Мне кажется, однако, трудным применить это объяснение к тем случаям, когда склеивающего вещества очень много и кристаллы кажутся плавающими в битумной массе. Такие участки производят впечатление, что битум заполнил поры рыхлого перекристаллизованного известняка, местами раздвинув кристаллы и даже оторвав их друг от друга. Если подобное толкование справедливо, то мы имели бы перед собой как раз тот второй случай асфальтированности доманиковых пород, о котором было упомянуто выше, а именно: импрегнацию, пропитывание пористой карбонатной толщи, может быть, даже с некоторым нарушением ее структуры.

Мы можем теперь перейти к основному интересующему нас вопросу: каков генезис описанных асфальтитов? Где искать материнскую породу для них? Как всегда в таких случаях, перед нами три возможности: 1) тянуть асфальтиты снизу из подошвы, 2) выводить их откуда-либо сверху из кровли, 3) считать в качестве материнских породы самой доманиковой толщи.

Нетрудно видеть, что ни первое, ни второе допущение в данном случае не имеют под собой никакой почвы. Если обратиться к более глубоким горизонтам, то здесь вплоть до самых глубоких уже метаморфизованных пород кембрия и докембрия включительно не имеется ни одной толщи, которая бы содержала заметные количества органического вещества и могла бы, так сказать, навлечь на себя наши подозрения с этой стороны. Разрез ниже D_3 во всем изученном районе известен теперь очень хорошо, и отсутствие в нем битуминозных свит вырисовывается весьма отчетливо. К этому необходимо добавить, что ниже живетских известняков совершенно отсутствуют и следы

асфальтированности пород, которые, несомненно, должны были бы наблюдаться, если бы асфальтиты доманикового горизонта действительно пришли снизу. Аналогичные соображения mutatis mutandis можно привести и против гипотезы миграции битума сверху. Именно на разбираемом сейчас участке распространения доманиковой фации в ее кровле совершенно отсутствуют заметно битуминозные породы, из которых можно было бы производить асфальтиты. Упоминаемая часто в литературе битуминозность визейских известняков, как можно судить на основании макроскопического знакомства с образцами, должна быть не выше, а много ниже битуминозности доманиковых пород, и отдавать им предпочтение в качестве материнской породы асфальтитов было бы по меньшей мере странным.

Но если бы у кого еще и оставались некоторые сомнения насчет возможности выводить битумы снизу или сверху, то можно указать еще одно обстоятельство, которое, в сущности, не объяснимо теорией внешнего происхождения асфальтитов. А именно: на всем громадном протяжении от хребта Каратау до р. Зигана (около 250 км) асфальтиты изумительным образом приурочены к породам доманикового горизонта и почти не выходят за пределы его как вверх, так и вниз. Между тем, и в горизонтах, лежащих много ниже франского яруса, и в горизонтах, помещающихся много выше его, несомненно имеются весьма раздробленные карбонатные породы, которые, конечно, должны были бы стать асфальтированными, если бы битум действительно когда-то проходил через них. Почему же асфальтированность все же так поразительно на всем огромном протяжении приурочена только к доманиковому горизонту?

Вывод ясен: мы должны признать в качестве источника асфальтитоподобных веществ доманикового горизонта породы самой же этой толщи. Выражаясь фигурально, асфальтиты доманикового горизонта не аллохтонны, а автохтонны.

Справедливость требует отметить, что это заключение, полученное нами на основании детального анализа многочисленных полевых наблюдений и литературных данных, было уже независимо высказано в литературе Г.В.Вахрушевым [1932, 1933]. К сожалению, автор этот не дал достаточных доказательств своей мысли, почему сама мысль об автохтонности асфальтитов доманика имеет у него характер скорее догадки, чем научно-обоснованной гипотезы.

Допуская автохтонность асфальтитов доманикового горизонта, необходимо, конечно, выяснить способ и время их возникновения. Исчерпывающее разрешение этого вопроса требовало бы предварительного детального исследования состава невыветрелых разностей самих асфальтитов. Поскольку такого исследования пока не произведено, мы принуждены довольствоваться лишь общими соображениями. Мне кажется, что возникновение асфальтитов, как жидкой массы, произошло еще в процессе диагенеза органического вещества. Эти жидкие вещества, однако, оставались растворенными в пласте до тех пор, пока не сформировались вмещающие их полости трещин. Нет никаких сомнений в том, что появление трещиноватости следует связывать с моментом дислокаций девонских пород, т. е. с одним из моментов уральского горообразования вообще. Таким образом, и миграцию битумов в трещины надлежит связывать с горообразовательным актом, который, образно говоря, выдавил битумы из пласта и изолировал их в трещины. Какую роль играл несомненно наблюдавшийся в момент дислокаций подъем температуры, остается неясным. Мне представляется более правильным и более соответствующим современным взглядам на историю органического вещества в природе думать, что она играла роль только мобилизующего, а не созидающего жидкий битум фактора, т. е. относительно второстепенную, а не первостепенную. Поэтому ед-

ва ли правильно говорить об асфальтитах доманика, как об отвердевших продуктах перегонки органического вещества доманиковых пород, как это принимает Г.В.Вахрушев. Скорее, здесь можно допускать лишь процесс разделения различных фаз органического вещества, уже существовавших до того в пласте, причем температура играла роль фактора, облегчающего это разделение.

Глава V
Фауна доманиковых пород

1. Общий характер фауны доманикового горизонта

Так как фауна часто дает возможность сделать ряд выводов относительно условий генезиса осадочных пород, то естественно, что изучению ее состава было уделено большое внимание. Два вопроса в особенности интересовали автора: во-первых, насколько богатой и разнообразной является фауна доманиковой фации вообще и следует ли ее квалифицировать как фауну нормально-морскую или же как фауну, специфически измененную ненормальными условиями бассейна? Во-вторых, повсеместно ли и во всех ли типах доманиковых пород встречаются донные организмы и не существует ли таких участков или горизонтов, в которых породы сохраняют остатки лишь планктонной и нектонной фауны и лишены бентоса?

Для решения первого вопроса автору казалось целесообразным не ограничиться только собственными сборами, данные о которых приведены выше, но попытаться собрать все те фаунистические указания, какие были сделаны для доманика Южного Урала работавшими здесь исследователями со времен Чернышева [Краснопольский, 1904; Теодорович, 1935; Конюшевский, 1908; Чернышев, 1887, 1889]. Конечно, подобного рода сводка далека от совершенства, так как возможны случаи, когда одни и те же формы различными исследователями понимались по-разному и обозначались двумя названиями, а с другой стороны, случай, когда различающиеся объекты искусственно подводились под один ярлык. Нет никаких сомнений, однако, в том, что такие случаи являются исключениями, а не правилом, что их влияние в общем взаимно компенсируется и что сводка в первом приближении отражает действительно имеющееся в природе положение вещей. Полученные данные представлены в табл. 24.

Кроме того, микроскопические наблюдения в ряде случаев обнаружили спикулы губок, раковинки остракод, остатки радиолярий и (очень редко и только в разности серых известняков) криноидей, мшанок, рыб.

Фауна доманиковой фации включает в своем составе 16 родов с 36 видами брахиопод, 8 родов с 13 видами пелеципод, 6 родов с 9 видами головоногих моллюсков, 2 рода – брюхоногих, 2 рода птеропод, к которым присоединяются еще (правда, гораздо более редко встречающиеся) губки, радиолярии, криноидеи, мшанки и рыбы. Итого, минимум 34 рода, представленных 58 видами, к которым должен быть присоединен ряд форм, оставшихся без видового определения по состоянию сохранности. При таких условиях становится совершенно очевидным, что фауну доманика нельзя назвать ни особенно бедной, ни специфически измененной. Особенно следует подчеркнуть наличие таких стеногалинных групп, как радиолярии и гониатиты (частично и иглокожие),

Таблица 24.

№ п/п	Название формы	р. Аша	р. Сим	От р. В. Кургашлы до р. Инзера	р. Инзер	р. Баса	р. Аскын	р. Тереклы и р. Куш–Елга	р. Реузяк	р. Б. Кендерля	р. Сасыкюрт (приток Зилима)
	Брахиоподы										
1	*Hypothyris cuboides* Sow.			X						X	
2	*H. paralellepipedon* Bron.			X							
3	*Liorhynchys* sp.			X		X		X			
4	*L. Pavlowy* Nal.			X							
5	*L. megistana* De – Hon.	X	X	X		X		X			X
6	*L. polonicus* Roem.				X						
7	*L.* cf. *formusus* Schnur.				X						
8	*L. lentiformis* Gur.			X		X					
9	*Spirifer curvatis* Schloth.									X	
10	*Sp.*sp.		X								
11	*Sp. simplex* Phil.			X							
12	*Sp. conoideus* Roem.		X								
13	*Sp. Gosseleti* Holz.									X	
14	*Sp. pachyrhynchus* Vern.		X							X	
15	*Sp. Urii* Fleming.										X
16	*Sp. lineatus* Mart.										X
17	*Camarophoria medioplicata* Nal.			X		X					
18	*C. krakowensis* Gur.			X							
19	*C. subtetragona* Schn.			X							
20	*C. rhomboidea* Phil.			X	X						X
21	*C. microrhyncha* Roem.				X						
22	*C. subreniformis* Schnur.					X					X
23	*C.* sp.	X									
24	*Rhynchonella limitaris* Vern.			X							
25	*Schuchertella Bachiri* Mail.			X							
26	*Sch.* sp.					X					
27	*Lingula* sp.		X	X	X			X		X	
28	*L.subparallela* Sandb.			X				X			
29	*L. subcarinata.*									X	
30	*L. squamiformis* Phil.			X		X					
31	*Atrypa reticularis* L.		X								
32	*Productus sericeus* Buch.		X								
33	*P. murchisonianus* Buch.									X	
34	*Strophomena interstrialis* Phil		X								
35	*Orthis (Schizophoria) striatula* Sehleth.		X							X	
36	*Athyris cora* Nal.							X			
37	*Strophalosia productoides* Murch.									X	X
38	*Pentamerus galeatus* Dalm.									X	
39	*Pugnax sp.*					X					

№ п/п	Название формы	р. Аша	р. Сим	От р. В. Кургашлы до р. Инзера	р. Инзер	р. Баса	р. Аскын	р. Тереклы и р. Куш–Елга	р. Реузяк	р. Б. Кендерля	Р. Сасыкюрт (приток Зилима)
40	*P. acuminata* Mart.									X	
41	*P. pugnus* Mart.									X	
42	*Cryptonella Davidsoni* Mon.				X						
	Пелециподы и гастроподы										
43	*Lunulicardium sp.*			X	X	X		X			
44	*Aviculopecten exactus* Hall.			X		X					
45	*Paraptix sp.*			X			X	X			
46	*Ontaria Tchernyschewi* Zam.			X				X	X		
47	*O. concentrica* Zam.					X					
48	*Buchiola sp.*							X	X		
49	*B. retrostriata* Buch.	X		X	X	X	X	X	X	X	X
50	*B. aquareum* Buch.				X						
51	*B. scabrosa* Clarke.			X	X			X			
52	*B. timanica* Zam.			X		X					
53	*B. tenuicosta.*			X							
54	*B. snjatkowi* Zam.				X	X	X	X	X		
55	*B. ferruginea* Beuch.				X						
56	*Cypricardites* cf. *uralicus* Tschr.	X			X					X	X
57	*Pterochoenia caskaque* Clarke.				X						
58	*Leptodesma aviculoides* Vern										
59	*Pterochoenia* sp.								X		
60	*Posidonia* sp.								X		
61	*Turbo* sp.			X							
	Головоногие										
62	*Manticoceras intumescens* Beyr.			X		X			X	X	X
63	*Tornoceras simplex* Buch.			X	X	X			X	X	
64	T. var. *Typica* Sand.				X						
65	T. *cinctum* Keyserl.				X						
66	T. sp.					X					
67	*Manticoceras ammon* Keyserl.								X	X	
68	*M. Backlundi* Golz.								X		
69	*Gephyroceras Tschernychewi* Golz.								X		
70	*Parodiceras Verneuili* Munst.					X					X
71	*Bactrites* sp.				X	X			X		
72	*Orthoceras Gelmerseni* Pacht.									X	
73	*O.* sp.	X	X	X	X	X	X	X	X		
	Птероподы										
74	*Styliolina sp.*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
75	*Tentaculites sp.*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

которые всегда отсутствуют в специфически измененных фаунах, возникших в ненормальных по гидрологическому режиму бассейнах. Таким образом, по общему составу фауна доманика может быть названа настоящей морской фауной.

Несмотря на это, все же надобно отметить, что в доманиковой фауне представлены не все имевшиеся тогда группы морского населения. Так, полностью отсутствуют кораллы и водоросли, выделяющие известь; криноидеи же и мшанки, хотя и присутствуют, но представлены очень редко и лишь в фации серых известняков. В чем заключается причина указанных особенностей? Учитывая биологические особенности групп, отсутствующих в доманиковых породах, нетрудно видеть, что причина их отсутствия должна лежать, во-первых, в относительной глубине бассейна, а во-вторых, в характере грунта. Общеизвестно, что водоросли и кораллы, как в настоящее время, так и в палеозое, были животными прибрежными, весьма мелководными, требовавшими, кроме того, твердого грунта для обитания. Криноидеи и мшанки, могли, по-видимому, спускаться до больших глубин, но требовали для своего обитания твердого грунта. Если мы допустим, что все типы доманиковых пород, начиная от известняков и кончая глинами, представляют отложение относительно глубоких частей моря (например, нижней части шельфа или верхней континентальной ступени), то все отмеченные особенности фауны доманика делаются понятными сами собой. Больше того, станет понятным тот неоднократно подчеркнутый в предыдущем факт, что в составе популяции на первый план резко выступает планктон (птероподы, частично и гониатиты), тогда как бентос отодвигается на второй план. Как раз такого рода соотношения и типичны для более глубоких участков современных бассейнов.

Очень хорошо с относительной глубоководностью доманиковой фауны согласуются и миниатюрные в общем размеры ряда форм и распределение их по дну, главным образом, единичными экземплярами – все это типичные особенности относительно глубоких частей моря. Наконец, с толкованием доманиковой фауны как нормальной и относительно глубоководной (соответствующей, вероятно, нижним частям современных шельфов и верхним континентального склона) очень хорошо увязываются и особенности терригенного материала, в частности, его механический состав. Мы знаем из предыдущего, что обломочная часть всех доманиковых пород отличается удивительным однообразием, слагаясь в подавляющей массе пелитовой фракцией – физической глиной, к которой примешано ничтожное количество частиц от 0.01–0.1 мм. Лишь в нескольких определенных точках можно по микроскопическим препаратам заметить возрастание роли этой последней фракции, а именно: в глинах у Куш-Елги и у Ташкыскана. В последнем пункте песчаная фракция, как мы видели, обособляется даже в самостоятельные пласты, правда, ничтожного значения.

Указанное однообразие механического состава терригенного материала доманиковых пород представляет крупный интерес, так как показывает, что, несмотря на очень большие колебания в соотношениях основных компонентов осадка ($CaCO_3$, обломочный материал), все они представляют осадки одной и той же седиментационной зоны и, вместе с тем, зоны отнюдь не прибрежной, но лежащей заведомо значительно ниже иловой линии бассейна, куда волнения воды совсем не доходили.

Итак, по общему составу и характеру своему доманиковая фауна представляет не только нормальную морскую фауну, но и фауну относительно глубоководную, отнюдь не прибрежную и не лагунную, как это иногда пытаются изобразить. Некоторым противоречием этому может казаться, на первый

взгляд, наличие (и нередкое) в составе доманиковой фауны *Lingula*. Традиция рассматривает этот род как существенно мелководный, прибрежный, даже лагунный. Хотя подобный взгляд, вообще говоря, и справедлив в своей основе, тем не менее не следует забывать, что очень часто существенно мелководные роды включают в свой состав отдельные глубоководные виды. Примеры подобного рода были известны еще Joh. Walther и приведены им в «Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft». Мне кажется поэтому единственно справедливым не превращать доманиковую популяцию в мелководную только для того, чтобы понять наличие в ней *Lingula,* а наоборот, основываясь на достоверных показаниях общего состава фауны, принять, что виды *Lingula*, свойственные доманику, были либо существенно глубоководными формами, либо же такими, которые обитали в широком диапазоне глубин, от прибрежных до относительно глубоких.

2. Размещение донной фауны в осадках доманикового горизонта

Перейдем к вопросу о размещении донной фауны в различных частях области отложения доманиковой фации. Академиком А.Д.Архангельским [1934] было высказано предположение, что среди доманиковой толщи имеются разности сланцев, которые лишены остатков донных организмов и содержат только птеропод или же совсем лишены ископаемых. Эти разности, по его мнению, аналогичны граптолитовым сланцам и современным глубоководным черноморским илам. Несмотря на то, что этот взгляд в настоящее время широко распространен и перешел даже в популярные книжки, все же он не соответствует фактическому положению вещей.

При описании отдельных типов пород доманиковой фации мы неизменно отмечали, что в них всегда встречаются донные организмы, пелециподы и брахиоподы. Обычно они залегают единицами, однако во всех типах пород без исключения были находимы и ракушечники, особенно частые среди серых (и частью черных) известняков. Можно добавить к этому, что на всем изученном протяжении на Южном Урале не встречено ни одного разреза, где поиски донной фауны оказались бы совсем безрезультатными. Всегда при более внимательном осмотре удается обнаружить горизонты, дающие либо единичные находки, либо целые раковинные скопления. Особенно интересные этой точки зрения разрезы Басы, Инзера, Кургашлы, Ташкыскана, Аши и в особенности Тереклы, где прослои серого известняка буквально переполнены фауной. Правда, в любом разрезе на протяжении его можно встретить метровые отрезки, где поиски фауны не дают результатов. Но такого рода случаи, конечно, ровно ничего не доказывают, ибо в любом бассейне с самой богатой фауной всегда имеются участки, где в течение отдельных промежутков времени почему-либо донные организмы не живут и где, таким образом, накопляются «безжизненные» илы. Классическим примером в этом отношении является современное Азовское море, в осадке которого, несмотря на общую большую продуктивность дна, как раз наблюдаются переслои раковинного и совершенно безраковинного ила. Таким образом, мы можем с полной определенностью сказать, что представление о доманике, как об осадке, в большинстве случаев или хотя бы в определенных ограниченных районах или горизонтах лишенном донной фауны, есть представление, противоречащее фактам, наблюденным в природе. В действительности доманиковый бассейн всюду на своей площади обладал донной фауной, хотя и не всегда одинаково богатой, часто рассеянной одиночками и лишь местами образовавшей раковин-

ные поля, что является совершенно нормальным явлением во всех современных морях.

Чтобы закончить изложение наблюдений над фауной доманика вообще, остается подчеркнуть еще одну особенность ее. Сопоставляя основной небольшой круг форм, встречающихся в различных типах домаников ых пород, мы неизменно констатировали в предыдущем, что это, в сущности, одно и то же ядро. В состав его входят прежде всего род *Liorhynchus*, представленный рядом видов, в том числе особенно *L. megistana* De-Hon., *L. polonicus* Roem., *L. pawlowi* Nal. Далее сюда же относится род *Buchiola* почти со всеми своими видами, особенно же *B. retrostriata* Buch., *B. scabrosa* Clarke, *B. snjatkowi* Zam. Характернейшими членами доманикового ядра являются также все гониатиты и *Orthoceras*, встречающиеся решительно всюду и, наконец, птероподы, о роли которых было достаточно сказано в предыдущем при описании пород. Перечисленная немногочисленная группа форм и представляет, в сущности, то, что можно было бы назвать биоценозом или, вернее, танатоценозом доманика, так как сообщество это повторяется неизменно во всех домаников ых породах. Именно это единство фауны (а также и однообразие механического состава терригенного материала) различных домаников ых пород и заставляет объединять все их, несмотря на литологические отличия, в одну домаников ую фацию, т. е. одну общую седиментационную зону внутри моря, а не разбивать их на несколько самостоятельных фаций. Учитывая исключительную роль в этой фации птеропод, можно было бы назвать домаников ую фацию птероподовой фацией верхнего девона.

Глава VI

Физико-географические условия отложения пород домаников ой фации Южного Урала

Основной задачей настоящей работы является выяснение факторов, которые обусловили накопление в домаников ых породах органического вещества. Для того чтобы решить поставленный вопрос, необходимо провести анализ трех близко связанных друг с другом проблем. Во-первых, располагая данными, изложенными в предыдущих главах, необходимо попытаться восстановить физико-географическую обстановку, в какой шло отложение домаников ых пород. Во-вторых, опираясь на данные по современным морским осадкам, нужно выявить факторы, которые вообще благоприятствуют накоплению органического вещества в морских, осадках. Наконец, в-третьих, зная факторы, содействующие накоплению органического вещества вообще и зная общую физико-географическую обстановку отложения домаников ых пород, следует попытаться указать те конкретные частные особенности этой обстановки, которые могли привести к обогащению доманикового осадка органическим материалом. Настоящая глава посвящена разрешению первого из указанных вопросов, т.е. выяснению общей физико-географической обстановки отложения пород домаников ой фации на Южном Урале.

1. Общий характер доманикового бассейна Южного Урала

Несмотря на то, что породы доманиковой фации в целом до самого последнего времени [Страхов, 1936; Теодорович, 1935] не подвергались еще систематическому литологическому изучению, в литературе уже имеются высказывания по поводу того, в какой физико-географической обстановке шло отложение этих пород и какие факторы определяли накопление в них органического вещества.

Как это часто бывает в вопросах генезиса, мнения геологов значительно разошлись, и для настоящего времени можно указать две резко различные точки зрения относительно условий, в каких шло накопление доманиковых пород. Первая из них выставлена Д.В.Наливкиным [1933], Г.В.Вахрушевым [1933] и Б.П.Марковским (устное сообщение). Наиболее отчетливо эта точка зрения формулирована Г.В.Вахрушевым. «Сапропелитового типа породы доманика, – пишет он, – отлагались в прибрежной зоне верхнедевонского моря или в окаймляющих их заливах и лагунах». Мне неизвестны работы, в которых Д.В.Наливкин подробно развивал бы свои взгляды на генезис доманика, но все литологические особенности, приведенные им в «Учении о фациях» в качестве характерных для доманика, такого характера, что, руководствуясь этими особенностями, нетрудно сделать заключение, что доманиковая фация рассматривается этим автором именно как фация лагунная.

Совершенно иной взгляд был высказан и поддерживается до сих пор академиком А.Д.Архангельским [1934]. «На Урале, – пишет он, – совершенно не имеется тех лагунных гипсово-доломитовых толщ, которые характеризуют фаменские слои платформы. Развитые здесь в верхнем девоне известняки представляют нормальные морские отложения... Максимальное развитие трансгрессии литологически отмечается на западном склоне Урала отложением оригинальных, 'богатых органическим веществом доманиковых сланцев, которые представляют, по-видимому, наиболее глубоководное образование этой области; те разности сланцев, которые лишены остатков донных организмов и содержат только птероподы или же совсем лишены ископаемых, являются аналогами граптолитовых сланцев верхнего силура». А так как последние рассматриваются автором, как осадки, возникшие в условиях сероводородного заражения, то естественно, что и обстановка отложения доманиковой фации мыслится как обстановка бассейна, вода которого заражена у дна сероводородом. Последнее обстоятельство, по А.Д.Архангельскому, и явилось главной причиной обогащения осадка органическим веществом.

Располагая достаточным фактическим материалом по стратиграфии, литологии и фауне доманиковой фации Южного Урала, приведенным в предыдущих главах, попытаемся подойти к анализу обеих изложенных точек зрения и к выяснению того, насколько они согласуются с фактическими данными.

Обращаясь к оценке лагунной теории, полезно напомнить, прежде всего, что такое лагуна. В настоящем смысле слова лагуна есть залив, более или менее глубоко врезанный в сушу и отделенный от моря нацело или частично пересыпью. Таким образом, это есть образование всегда весьма ограниченных размеров, линейное распространение которого измеряется километрами или немногими десятками их. Вследствие таких свойств лагун ископаемые осадки их, естественно, также должны отличаться весьма незначительным площадным и линейным распространением: они должны быстро выклиниваться и сменяться в одном направлении морскими, в другом (противоположном) – континентальными отложениями (если на берегу шли процессы аккумуляции), или же поверхностью размыва (если на берегу господствовали процессы

эрозионные). Что касается фауны лагунных отложений, то, поскольку органический мир современных лагун всегда резко отличен от органического мира нормального моря своей качественной бедностью и специфическим отбором групп (исчезновением всех стеногалинных форм), мы должны встретить и в ископаемых лагунных осадках бедную и специфически измененную фауну.

Нетрудно видеть, что все только что отмеченные основные черты лагунной фации не имеют ничего общего с теми признаками, какие характеризуют доманиковые осадки, напротив, находятся с последними в прямом противоречии. Прежде всего, доманиковая фация на Южном Урале имеет отнюдь не ограниченное, а наоборот, весьма крупное площадное и линейное распространение. Как было уже подробно разобрано в главе I, в пределах Южного Урала можно наметить три «пятна» этой фации. Первое приурочено к хребту Каратау, вдоль которого доманиковые отложения тянутся на протяжении около 60 км с юго-запада на северо-восток, причем совершенно достоверно не ограничиваются этим отрезком, но уходят на неопределенное расстояние и к юго-западу и к северо-востоку и, наконец, на запад, в сторону Русской платформы. Второй район приурочен к хребта Ажигардак и образует полосу, доступная часть которой достигает не менее 25–30 км, но которая также совершенно достоверно уходит на неопределенное расстояние на юго-запад. Наконец, третий и самый интересный для нас сейчас участок прослеживается в виде непрерывной полосы от р. Ук (на севере) до р. Зигана на юге, что составляет около 200 км. При этом, однако, и здесь эта полоса достоверно не кончается, но уходит еще южнее, по крайней мере еще на 100 км до р. Белой, что заставляет оценивать протяженность ее цифрой свыше 300 км.

Эта цифра чрезвычайно поучительна. Если по поводу двух первых участков еще можно было бы спорить и доказывать, что по размерам они удовлетворяют требованиям, предъявляемым к лагунным осадкам, то относительно южного участка двух мнений быть не может. Площадь, занятая домаником, настолько велика, что совершенно исключает представление о лагунном образовании осадка, или в противном случае понятие лагуны теряет свой смысл и будет доведено до абсурда, до невозможности отличить лагуну от моря. Таким образом, доманик южного района уже в силу своей огромной площади распространения и своей устойчивости на чрезвычайно большом расстоянии должен быть признан отнюдь не лагунным, а нормальным морским образованием. Поскольку, однако, нет никаких радикальных отличий между южным и северными участками, мы должны и доманик северных районов признать нормальным морским отложением.

Не менее поучительные результаты получаются и при анализе фауны доманиковых пород. Мы разбирали уже достаточно подробно этот вопрос в предыдущей главе и показали, что фауну доманикового бассейна никак нельзя назвать ни бедной, ни специфически видоизмененной. Это есть нормальная морская фауна, в которой представлены (хотя неодинаково, что определяется уже фациальными особенностями внутри морского бассейна) все основные группы морских животных, причем со значительным разнообразием. Особенно следует подчеркнуть наличие таких стеногалинных групп, как радиолярии, гониатиты и иглокожие, относительно наличия которых в лагунах никаких указаний не существует. Таким образом, и фауна, совершенно согласно с общим характером пространственного распространения доманиковых пород, свидетельствует, что это несомненно нормальные морские образования, а не лагунные осадки.

Итак, мы с полным правом можем присоединиться к мнению А.Д.Архангельского о том, что развитые на западном склоне верхнедевонские отложения представляют настоящие морские осадки. Однако, следуя за ним в этом

общем понимании доманикового бассейна, мы никак не можем принять все остальные утверждения его и прежде всего представление о доманиковом бассейне как об аналоге современного Черного моря, т. е. о бассейне, зараженном сероводородом. Основным и решающим моментом при сопоставлении доманикового и черноморского бассейна является для А.Д.Архангельского представление, будто среди доманика большим распространением пользуются породы, вовсе лишенные донной фауны и заключающие только птеропод. Как можно видеть из предыдущей главы, такое представление не соответствует действительности. Донная фауна в доманиковых породах имеется, распространена повсеместно, и именно это обстоятельство и не дает никаких возможностей для аналогий с современным Черноморским бассейном и, следовательно, для признания сероводородного заражения придонных частей вод. Доманиковый бассейн несомненно был нормальным морским бассейном не только по размерам и составу воды, но и по газовому режиму.

2. Распределение обломочного материала на площади доманикового бассейна

При реконструкции физико-географической обстановки ископаемых бассейнов чрезвычайно важным и одновременно заманчивым бывает восстановить не только общую биологию бассейна, но попытаться реконструировать также и собственно палеогеографию, т. е. конфигурацию бассейна, направление сноса материала в него и т. д. По отношению к доманиковому бассейну достоверное решение этих вопросов пока невозможно, так как для этого не хватает данных. Однако, кое-что здесь, по мнению автора, все же сделать можно, хотя бы в порядке первого приближения к истине.

Чрезвычайный интерес с этой точки зрения представляет распределение обломочного материала на изученной площади. Как видно на рис. 16 имеется несколько районов, явно обогащенных обломочными частицами.

Первый такой участок располагается на севере вдоль западной окраины Кара-тау. Глинистые породы здесь устойчиво сохраняются вдоль хребта, но, как мы видели выше, быстро выклиниваются по направлению к востоку, так что восточная часть Каратауского района занята мощными и весьма чистыми известняками. Отсюда следует, что глинистый материал по западной окраине каратауской площади никак не может происходить с востока: он может происходить лишь с запада, в частности, с Уфимского плато, которое в то время, по крайней мере частично, представляло, по-видимому, сухопутную территорию.

Южнее Кара-тау среди в общем весьма маломощных (14–16 м) осадков «нормальной» фации доманика встречаются два участка, где происходит, с одной стороны, увеличение мощности разреза, а с другой возрастание роли глин. Первый из этих участков находится на Куш-Елге; мощность возрастает здесь до 55 м; второй – на Ташкыскане, где мощность подымается до 22–25 м. Одновременно с этим в обоих случаях наблюдается увеличение массы частиц >0,01 мм. На Ташкыскане это выражается в появлении обособленных песчаных прослоев; на Куш-Елге – в усилении примеси песчаного материала в глинах. Откуда мог поступить обломочный материал в этих случаях?

Мы видели в главе 4, что по некоторым косвенным данным глинистые полосы представляют, вероятнее всего, участки или языки, входящие на нашу

территорию с запада, со стороны платформы. Отсюда следует, что и источник, поставлявший в доманиковый бассейн глинистый материал, располагался также на западе, т. е. что на западе помещался какой-то более или менее значительный континентальный массив.

Таким образом, у нас имеются некоторые (хотя, правда, и немногочисленные) основания считать, что к западу от исследованной нами меридиональной полосы доманика располагались какие-то поднятия, питавшие бассейн обломочным материалом, тогда как на востоке море уходило достаточно далеко в уральскую геосинклиналь без признаков наличия сухопутных участков.

Мне кажется, что можно пойти и несколько далее и постараться представить себе тот механизм, который приводил к появлению среди нормальной фации доманика узких полос глинистого материала. Возникновение этих полос хорошо объяснится, если мы допустим, что куш-елгинский и ташкысканский участки были расположены перед устьями каких-то крупных потоков, которые впадали в доманиковый бассейн со стороны Русской платформы. Выносимый ими обломочный материал при этом подхватывался течением и уносился далеко в море, естественно образуя узкую полосу, ограниченную на северо-востоке. Подобного рода явления хорошо известны в настоящее время и наблюдаются, например, около устьев Амазонки и Ориноко, а также Янцзыцзяна, выносящих огромные массы красноцветных и лёссовых илов; против устья Днепра, из которого отходит отчетливый илистый язык на шельфовую площадку, против Риона, влияние которого чувствуется даже на континентальном склоне, наконец, против Босфорского пролива, выносящего в Черное море илистый материал. Таким образом, происхождение куш-елгинской и ташкысканской полос в результате выноса илистого материала рекой с запада принципиально едва ли может вызывать сомнения.

Но такая палеогеография дает прекрасное объяснение не только размещению обломочного материала, но и своеобразному распределению окремнения в доманиковом горизонте. Мы уже отмечали в одной из предыдущих глав, что окремнение внутри доманиковых слоев показывает определенную приуроченность к районам усиленного выноса обломочных частиц. Это очень демонстративно видно на разрезах Куш-Елги и Ташкыскана, а также в каратауской области, где на площади развития доманиковой глинисто-битуминозной толщи окремнение очень отчетливое, а на востоке – в области известняковых осадков – отсутствует. Подобного рода распределение окремнения целиком объясняется (и даже предопределяется) только что изложенными выше палеогеографическими представлениями. Легко представить себе, что континентальные участки, питавшие седиментацию доманикового бассейна, поставляли не только механически взмученные, но и различные растворенные продукты выветривания, в том числе и кремнекислоту. Эту кремнекислоту, в частности, особенно должны были выносить те два крупных водотока, о которых мы только что говорили выше. При соприкосновении с соленой морской водой SiO_2 более или менее быстро коагулировала, причем главная масса коагулята, естественно, падала на дно, вблизи источника поступления материала и лишь меньшая (на единицу объема) уносилась дальше. Таким образом, и получалась преимущественная приуроченность окремнения к площадям развития обломочных частиц.

Изображая таким путем палеогеографию доманикового бассейна, автор дает себе полный отчет в ее значительной гипотетичности, в особенности по части размещения суши. Тем не менее, он считает все же возможным выдвинуть ее в качестве рабочей гипотезы, ибо она помогает понять особенности накопления органического вещества в доманиковых породах проще и естественнее, чем это допускается другими теориями.

3. Слоистость доманикового горизонта. Вопрос о планктоне бассейна

Имеются еще две особенности литологии доманикового горизонта, несомненно связанные с основными чертами его гидрологии, на которых нам следует остановиться: это слоистость доманиковой толщи и обилие остатков планктонных форм в осадке.

Слоистость доманиковых пород двоякого рода: во-первых, тонкая, приближающаяся к микрослоистости, и во-вторых, грубая, или макрослоистость.

Тонкая слоистость проявляется в общем слабо и видна не везде. Выражается она в том, что на общем темном фоне однородной породы наблюдаются светлые слоеобразно расположенные точки, линзочки и тонкие линии, каждая из которых, однако, прослеживается недалеко. Микроскопическое изучение показывает, что эти белые линзы и прослоечки слагаются перекристаллизованным $CaCO_3$ и часто резко обогащены раковинками птеропод. Накопление кальцита, надо думать, есть вторичное явление и обусловлено концентрацией его вокруг раковинных остатков, – аналогично случаям, уже неоднократно описанным в предыдущем. Но обогащение раковинными остатками, несомненно, явление первичное и указывает на какое-то периодическое отмирание планктонных птеропод. Следует ли связывать подобного рода отмирания птеропод с обычными сезонными отмираниями планктонных форм, не совсем ясно. Мне кажется все-таки, что подобного рода сопоставления не исключены, хотя каких-либо особо веских доводов в пользу такого решения и не имеется.

Макрослоистость доманикового разреза выражается в том, что в нем чередуются прослоями в 5–30 см все описанные в предыдущем типы пород: известняки, мергеля, глинистые сланцы, кремни и, где имеются горючие сланцы. Так как пласты кремней в их современной форме представляют вторичные образования, возникшие вследствие переотложения первично внесенного кремнезема, то мы вправе исключить кремни и рассмотреть в качестве первичной макрослоистости только чередование известняков, мергелей и глинистых сланцев. Какого рода причины вызывали в доманиковое время такую макрослоистость?

Как известно, может быть несколько принципиально различных причин происхождения макрослоистости. Во-первых, она может вызываться тектоническими причинами: движениями коры в области питания бассейна обломочным материалом, в частности, в области береговой линии.

Во-вторых, она может обусловливаться климатическими причинами: увеличением и уменьшением влажности и, соответственно, возрастанием или падением выноса обломочных частиц в бассейн. В-третьих, как показывает изучение седиментационного процесса в современном Черном море, макрослоистость может быть вызвана течениями, разносящими обломочный материал из прибрежной области в центральные части бассейна. Поскольку траектория течений не является постоянной, но всегда испытывает отклонения в разные стороны, естественно, что и доставляемый ими материал то поступает в определенные районы, то не поступает, что обусловливает различный тип возникающего осадка и, стало быть, его макрослоистость.

На первый взгляд кажется, что макрослоистость доманикового бассейна может быть с одинаковым успехом объяснена влиянием любого из перечисленных факторов. Однако в действительности это не так. Обратим внимание на следующие обстоятельства. Толщина макрослоев в доманиковом разрезе очень невелика, от 5 до 30 см, чаще всего 10–15–20 см. Далее, граница макрослоев обычно резка, и, таким образом, смена одной породы другой происхо-

дит обычно быстро, скачками. Наконец, самая смена пород зависит от приноса или неприноса в данную точку исключительно тончайшего глинистого материала; при приносе его возникают мергеля и глинистые сланцы, при отсутствии приноса – серые известняки. Иными словами, чередуются различные типы осадка одной и той же седиментационной зоны. Все перечисленные особенности поразительным образом до мельчайших деталей воспроизводят ту макрослоистость, какая наблюдается в черноморском осадке и которая, как мы знаем, целиком объясняется режимом течений, в частности их непостоянством как по силе, так и по траектории. Учитывая эту поразительную аналогию, мне и представляется вполне правильным и обоснованным допустить, что в доманиковом бассейне главной, решающей причиной макрослоистости являются переменчивые, неустойчивые по силе и траектории течения, циркулировавшие в верхних слоях воды и аналогичные по типу течениям срединной части современного Черного моря.

Совсем иначе обстоит дело с тектонической и климатической гипотезами в их приложении к макрослоистости доманика. Попробуем представить себе конкретнее процессы, которые неизбежно должны были бы иметь место, если бы причиной макрослоистости доманика были тектонические явления. Так как средняя мощность макрослоя очень незначительна, около 18–20 см, то при нормальной мощности разреза в 15 м количество их будет составлять около 75–80 слоев. Таким образом, континентальные участки к западу от доманикового моря должны были бы за незначительный, с геологической точки зрения, период времени по крайней мере 80 раз испытать движения то в одном, то в прямо противоположном направлении, притом движения достаточно интенсивные, чтобы вызванные ими колебания в приносе обломочных частиц могли дойти до гемипелагических участков моря. Уже одно это число должно заставить нас усомниться в возможности такого сложного процесса.

Еще более, однако, возрастут наши сомнения, когда мы сравним макрослоистость доманиковых пород с достоверными случаями макрослоистости, обусловленной тектоническими процессами. В качестве таковой можно привести общеизвестную макрослоистость так называемых паралических угленосных бассейнов, типичным представителем которой может служить Донбасс и ряд западноевропейских угленосных площадей. В паралических толщах чередующиеся макрослои измеряются метрами и десятками метров; в доманиковом же горизонте они измеряются лишь сантиметрами и десятками сантиметров. Кроме того, колебания петрографического состава в паралических бассейнах лежат между глинистыми сланцами, углями и известняками, с одной стороны, и мощными крупнозернистыми песчаниками и даже конгломератами – с другой, т. е. породами совершенно разных условий отложения. Колебания петрографического типа в доманиковом бассейне происходят лишь между илистыми известняками и глинистыми сланцами, т. е. породами в конце концов одной и той же седиментационной зоны. Как видим, отличия настолько резки и существенны, что совершенно не позволяют проводить аналогии между макрослоистостью, достоверно тектонически обусловленной, и макрослоистостью доманиковых пород. Иными словами, у нас нет никаких оснований для признания доманиковой макрослоистости тектонической по генезису.

Таким образом, тектоническая гипотеза происхождения макрослоистости доманикового разреза оказывается неприемлемой.

Точно так же неприемлемо и объяснение доманиковой макрослоистости изменениями климата. Климатические изменения отличаются той важной особенностью, что они имеют не узко локальное, а широкое региональное значение. Естественно поэтому было бы видеть их отражение и в осадках дру-

гих территорий, например, Русской платформы. Но ничего подобного из этой области до сих пор не указывалось. Поэтому действие климатического фактора в области доманикового бассейна весьма мало вероятно. Я не говорю уже о том, что часто следующие друг за другом сколько-нибудь резкие климатические изменения с чисто физической точки зрения мало понятны.

В результате получается, что единственно обоснованным пониманием макрослоистости доманикового разреза является понимание ее как макрослоистости, аналогичной черноморской, с которой она, как было указано, совпадает во всех мельчайших деталях. Тем самым мы устанавливаем и существование в доманиковом море неустойчивой системы течений, разносивших поступавший с берега илистый материал. На рис. 16 сделана попытка, основываясь на загибе седиментационных полос у Куш-Елги, дать направление этих потоков, шедших, вероятнее всего, с юга на север.

Чтобы закончить характеристику биономических особенностей бассейна, необходимо остановиться еще на одной стороне литологии доманиковых пород: богатстве их остатками планктонных организмов. В самом деле, при чисто фактическом описании пород мы неоднократно подчеркивали в предыдущем чрезвычайное обилие остатков птеропод, которые встречаются массами во всех типах пород и часто насыщают их. Поскольку для девонских птеропод, так же как для современных, принимается планктонный образ жизни, то это означает, что верхние подвижные горизонты воды доманикового бассейна должны были обладать, по-видимому, настолько богатой планктонной жизнью, что один из элементов ее (птероподы) мог стать даже породообразующей формой. Необходимо учесть при этом, что птероподы были метатрофными организмами и что, следовательно, для «пропитания» многочисленного животного населения был необходим достаточно изобильный фитопланктон, от которого до нас, однако, не дошло никаких форменных остатков. Это богатство планктоном доманикового бассейна особенно должно быть подчеркнуто, так как данные такого порядка имеют самое непосредственное отношение к основной теме настоящей работы.

4. Итоги

Итак, в результате проделанного анализа мы можем представлять себе доманиковый бассейн в виде относительно глубокого и, вероятно, плоского моря, которое окаймляло с востока крупные континентальные участки по восточной окраине Русской платформы и уходило на неопределенное расстояние в область западной половины уральской геосинклинали. Этот бассейн отличался нормальным гидрологическим режимом, в частности, нормальной соленостью и нормальным газовым режимом, чему соответствовала относительно богатая и разнообразная, хотя и неравномерно расселенная фауна, обитавшая на его дне. Особенным богатством должен был, однако, отличаться планктон, бесчисленные остатки одного из элементов которого (птероподы) насыщают породы. Верхним горизонтам воды бассейна были свойственны, по-видимому, энергичные движения в виде течений с неустойчивым руслом; эти течения разносили обломочный материал и обусловливали макрослоистость осадка. С континента, расположенного к западу, доманиковое море получало не только обломочный илистый материал, но и значительнее количества химически растворенных продуктов, в частности SiO_2, обусловившей окремнение доманикового разреза.

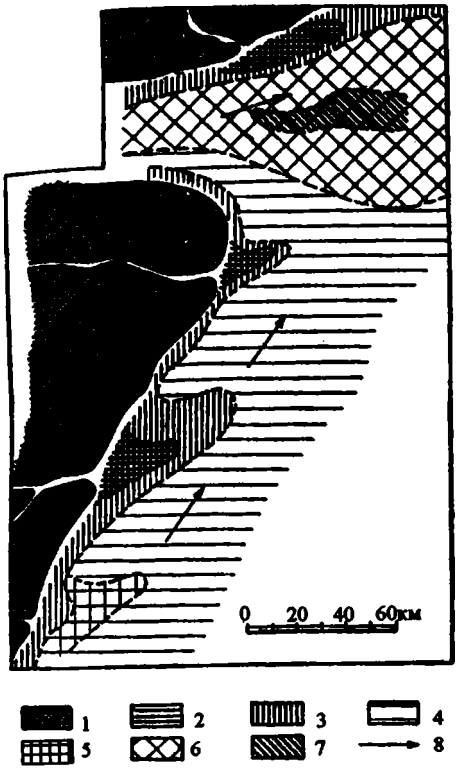


Рис. 16. Опыт палеогеографии западного склона Южного Урала в домаников время

1 – суша; 2 – сапропелевые илы; 3 – области преобладающего развития глинистого осадка; 4 – нормальная фация доманика (главным образом мергели и известняки); 5 – нормальная фация доманика, несколько обогащенная органическим веществом; 6 – брахиоподово-коралловые известняки; 7 – горючие сланцы, подчиненные коралловобрахиоподовым известнякам; 8 – предполагаемое направление течения

Наша задача состоит теперь в том, чтобы указать те стороны описанной обстановки, какие могли обусловить накопление в доманиковых породах органического вещества.

Чтобы сделать наши суждения по этому вопросу более доказательными и обоснованными, необходимо предварительно обратиться к современным морским осадкам и на примере их составить себе представление о том, какие факторы вообще благоприятствуют накоплению органического вещества в осадке.

К сожалению, приходится признать, что вопрос этот до самого последнего времени привлекал к себе очень мало внимания океанографов и геологов, почему относящаяся сюда литература еще крайне невелика. Можно сказать, что мы располагаем пока лишь одной обширной фактической сводкой P. Trask, посвященной накоплению органического вещества в осадках современных морей (1932), и несколькими специальными статьями [Архангельский, Страхов, 1937; Горшкова, 1936; Раузер-Черноусова, 1935; Grippenberg, 1934], где разбираются более подробно частные бассейны и с этой точки зрения. В связи с такой начальной стадией изучения органического вещества в современных морских осадках естественно, что и теория этого вопроса еще далеко не разработана. Вот почему нам придется в дальнейшем не столько ссылаться на уже установленные закономерности, сколько искать их, анализируя доступный нам фактический материал. Несмотря на очевидную неполноту фактических данных, все же (как это будет видно из дальнейшего) удается уже теперь составить себе в первом приближении некоторое представление о факторах, благоприятствующих накоплению органического вещества в современных морских породах.

Глава VII
Факторы накопления органического вещества в современных морях и в доманиковом бассейне

Анализируя теоретически вопрос о факторах, которые могут влиять на ход накопления органического вещества в морских бассейнах, мы должны, вообще говоря, считаться с вероятностью того, что здесь проявляет свое действие ряд особенностей среды. Так, прежде всего, несомненную роль должно играть количество поступающего органического вещества в осадок, т. е. развитие донной и в особенности планктонной жизни; там, где она бедна, естественно ожидать минимума органического вещества в осадках, где особенно богата – увеличения погребенной органической массы. Далее, несомненное значение должны иметь условия консервации этого вещества. Последние же зависят: 1) от механических и химических свойств осадка; 2) от быстроты седиментационного процесса; 3) от газового режима бассейна, т. е. оттого, является ли бассейн нормально аэрируемым до дна или же вентилируются лишь его верхние слои, нижние же, придонные, не содержат O_2 и даже заражены сероводородом; 4) от рельефа дна бассейна, который, как известно, влияет на процессы разноса и отложения частиц, взвешенных в воде; 5) наконец, от течений, разносящих обломочный и органогенный материал. Познакомимся ближе с влиянием каждого из перечисленных факторов.

1. Поступление органического вещества в осадок в виде трупов организмов

Влияние количества органического населения в водных бассейнах на накопление органического вещества, вообще говоря, не подлежит сомнению. Тем не менее, полезно все же привести конкретные примеры подобного рода, так как они позволяют не только показать влияние продуктивности бассейна, но и более или менее оценить количественно это влияние. Классическим примером того, что богатство органического населения непосредственно влияет на накопление органического вещества в осадке, являются сапропелевые озера и тихие заливы (гафы) на южном побережье Балтийского моря, в которых обилие органического вещества в осадке ставится в непосредственную связь как раз с планктонным цветением бассейнов. В собственно морских бассейнах подобного рода цветений, которые охватывали бы всю площадь бассейна и приводили бы здесь к возникновению осадков сапропелевого типа, в настоящее время не наблюдается. Однако в сильно смягченной, хотя все же отчетливой форме примеры непосредственного влияния планктона на содержание органического вещества имеются.

С этой стороны любопытны прежде всего данные Trask [1932] относительно распределения органического вещества в современных пелагических и прибрежных отложениях. В главе II была дана относящаяся сюда таблица. «Количество органического вещества в осадках открытого моря (океанов), – пишет Trask, – очень низкое. Количество азота в типичных пелагических отложениях колеблется от 2 до 13 частей на 10 000, что соответствует от 0,03 до 1,8% органического вещества». Наоборот, «прибрежные (near-shore) отложения содержат много больше органического вещества... Содержание азота в тонкозернистых осадках колеблется от 6 частиц на 10 000 в осадках пролива

Davis до 56 в осадках Channel-islands», что соответствует от 0,9 до 7,4% органического вещества. Ширина полосы тонкозернистых гемипелагических осадков, в которых наблюдается обогащение органическим веществом, достигает 100 миль; между 100 и 500 милями содержание органического вещества быстро падает, и на расстоянии 500 миль оно доходит до того незначительного количества, какое характеризует пелагические илы. Такие соотношения хорошо иллюстрируются линиями сборов к западу от Калифорнийского и Вашингтонского побережий и к югу от Алеутских островов. Местами (как у Перуанского побережья и у Панамского залива) ширина зоны обогащения расширяется против обычной, но образцы, взятые на расстоянии в 1000 миль от берега, по содержанию органического вещества являются типично пелагическими. Так как илистые осадки гемипелагические и пелагические весьма близки по механическому составу и находятся в весьма близких, если не в одинаковых гидрологических условиях (в частности, по аэрации), то основная причина различия в органическом веществе должна заключаться в поступлении этого вещества в осадок. Действительно, планктон прибрежных районов моря, как известно, отличается от планктона пелагических участков как раз своим относительным богатством. Это явление, в сущности, легко понятно. Планктон расцветает там, где имеется обилие пищи, в частности азотистых и фосфорнокислых солей, которые лимитируют развитие фитопланктона. Как раз прибрежные области находятся в особо благоприятном положении относительно снабжения их фосфатами и нитратами. Соли эти, во-первых, выбрасываются в море речными потоками с суши; во-вторых, они поступают из глубоких (вообще обогащенных P) придонных горизонтов благодаря сильным волнениям, перемешивающим здесь воду до дна, и особенно благодаря явлению «сгона воды» ветрами, долго дующими с берега. При сгоне поверхностные воды угоняются далеко в открытое море, а на их место поступают воды с глубины (придонные), обогащенные P и N, и эти-то воды и позволяют планктону сильно развиваться.

P. Trask не ограничился, однако, сопоставлением содержания органического вещества только в пелагических и гемипелагических осадках. Он произвел далее сравнение по азоту различных участков внутри гемипелагических илов и получил при этом весьма любопытную картину. Оказывается, что наиболее богатыми органическим веществом являются: 1) илы по западному побережью Северной Америки, в особенности на калифорнийском участке этого побережья; 2) илы по западному побережью Южной Америки; 3) отдельные илистые участки Гвинейского побережья Африки. Именно к этим районам приурочиваются максимальные значения N. Восточное побережье Северной и Южной Америки, западнее побережье Европы, наконец, восточное побережье Азии, наоборот, бедны органическим веществом. Главную причину указанных различий P. Trask видит в том, что явления сгона воды, служащие одной из основных причин богатства моря планктоном, неодинаково сильно выражены на различных участках побережий и что, в частности, те участки (у Северной и Южной Америки и Африки), где намечается обогащение органическим веществом, наиболее подвержены сгонам и потому отличаются повышенным содержанием планктона. Сравнение карты P. Trask с картой районов наиболее сильных «сгонов» воды, даваемой С.А.Зерновым [1934], указывает, что между ними имеется достаточная согласованность. В связи с этим любопытно отметить, что у Калифорнийского побережья действительно наблюдается периодическое цветение диатомового планктона.

Крайне интересные с этой стороны наблюдения приводятся в заметке «Preliminary statement regarding the diatom „epidemie" at Copalis-Beach Waschington and an analysis of diatomt oils», опубликованной в «Economic geology» за 1927 г.

(vol. XXII, № 4). Copalis-Beach расположен в 100 км к северу от р. Колумбии и представляет плоское побережье с широкой, медленно погружающейся континентальной площадкой. Цветение диатомей здесь наблюдается весной в апреле – мае при совершенно определенной обстановке. Оно происходят в конце дождливого сезона, после сильных штормов с дождем, когда устанавливается ясная погода с ярким солнцем и мягкими ветрами, т. е. как раз тогда, когда предшествующими волнениями вода глубоко перемешана и фосфаты и нитраты придонных слоев поступили наверх. Правильность явления такова, что его оказывается возможным предвидеть.

«На основании изложенных наблюдений, – пишут авторы заметки, – Mc-Millan смог телеграфировать, что условия благоприятствуют цветению (epidemie) в ближайшие два-три дня. В вечер нашего прибытия отдельные (occasional) пятна диатомовых скоплений уже сформировались позади первой линии breakers, и оторочка зеленой диатомовой культуры показалась на концах волн на бечевнике. В 8 час утра на следующий день широкие пятна от 100 до 200 ярдов шириной сформировались между первой и второй грядой breakers с промежутками между ними несколько больших размеров, практически лишенными диатомей. Более мелкие скопления в 1 или 21 фута диаметром показались вне второй линии breakers. Зеленые массы чистой диатомовой культуры были намыты на бечевник волнами и имели максимальную толщину около 3 дюймов. К сожалению, дождь, начавшийся вновь в 10 час утра, смыл культуру обратно в море, а последовавший за тем шторм прекратил цветение. К счастью, Mc-Millan изучил несколько цветений в 1925 г. и описал одно из них, в течение которого волны намыли непрерывную гряду (ridge) диатомовой культуры до 32 км (some 20 miles) длиной». В том же 1926 г. 1 мая наблюдалось и другое цветение у Copalis-Beach. «1 мая, – пишут цитируемые авторы, – показались плавающие массы диатомей диаметром около 4 дюймов, с крупными пузырями воздуха в средине. На следующее утро массы от 1 до 2 футов длины и от 4 до 8 дюймов ширины следовали за линией (edge) breakers. Между первыми и вторыми breakers они были представлены широкими пятнами (areas). Breakers были смоляно-черными, и действие волн было заметно смягчено (hampered) плавающими массами. Гребешки третьих и четвертых breakers казались красными в отраженном свете. На бечевнике массы, выброшенные волнами, достигали часто 3 футов длины и 6 дюймов высоты и прослеживались с промежутками на расстоянии в 12 миль (около 19 км)». В обоих случаях цветение было вызвано сферической диатомеей *Aulacodiscus Kittoni* Arnett.

Таким образом, неодинаковая в различных пунктах обогащенность современных гемипелагических илов органическим веществом дает, как будто, второй пример того влияния, какое оказывает на содержание органического вещества различное поступление его из воды бассейна, т. е. неодинаковая продуктивность последнего.

Помимо современных осадков, имеется несколько примеров осадков субфоссильных, т. е. возникших буквально накануне, анализ условий образования которых приводит к выводу, аналогичному только что изложенному.

Один из наиболее поучительных примеров последнего рода имеется на территории, современного Черного моря [Архангельский, Страхов, 1937]. Современные глубоководные черноморские отложения, как известно, слагаются тремя типами осадков: серой глиной, переходным илом и известковым илом. Соотношения основных компонентов в этих осадках приведены в табл. 25 (числитель указывает пределы колебаний в значении данного компонента, знаменатель – его среднюю величину).

Таблица 25

№	Название осадка	Терригенный материал	$CaCO_3$	С органического вещества
		%		
1	Серая глина	72,23–76,05 74,9	13,42–17,82 15,81	1,53–2,01 1,74
2	Переходный ил, разность β	60,88–74,04 66,8	19,24–30,53 21,80	1,70–3,21 2,51
3	Известковый ил	18,42–49,85 30,28	40,49–72,47 61,87	3,25–5,23 4,54

Ниже современных отложений в Черном море располагается горизонт древнечерноморских осадков с существенно иными соотношениями компонентов. Характерной особенностью этих древнечерноморских осадков является резкое возрастание в них содержания органического вещества. Последнее отчетливо видно из данных табл. 26, относящихся к так называемому черному илу, по расположению в пространстве полному аналогу современного известкового ила.

Таблица 26

№ станции	Терригенный материал	$CaCO_3$	С органического вещества
	%		
142	64,33	10,27	10,58
145	65,62	14,23	8,65
529	48,24	6,29	20,32
528	51,30	11,92	17,37
498	54,16	23,92	13,53
108	64,10	9,99	12,16
Среднее			13,74

Как видим, содержание органического вещества в черном илу возрастает, по крайней мере втрое против современных черноморских осадков. Чем объясняется это обстоятельство? При истолковании его необходимо иметь в виду, что, как было выяснено нами совместно с А.Д.Архангельским в специальной работе, обстановка седиментации в древнечерноморское время была во всех основных и решающих моментах сходна с обстановкой современного момента. В древнечерноморское время размеры котловины по площади и глубине были те же, что и теперь. Так же точно несомненно существовало уже сероводородное заражение придонной воды. Столь же большое сходство между обоими бассейнами существовало и в характере отложения осадков: прослои серой глины и черного ила здесь занимают те же участки, как серая глина и известковый ил в современный момент. Наконец, измерения микрослоев осадка показывают, что и скорость седиментации в обоих случаях была одного итого же порядка. Таким образом, при сравнении органического вещества современных и древнечерноморских осадков выявляется, что они находятся в идеальных, почти лабораторных условиях, отчетливо показывающих, что решающим фактором, вызвавшим резкое накопление органического вещества в древнечерноморских осадках, является усиленный привнес его в осадок, т. е. в конечном счете усиленное развитие, «цветение» планктона. Но у нас имеются и другие совершенно независимые указания на то, что органическая жизнь (в

частности, планктон) в древнечерноморское время действительно была гораздо богаче, чем современная.

Д.М.Раузер-Черноусова [1930] определяла количественное содержание хлорофилла в аналогичных фациях современных и древнечерноморских осадков и нашла, что в последних хлорофилла в пять-девять раз больше, чем в первых. Ясно, что это должно указывать на резко увеличенное, по сравнению с современным, количество фитопланктона. О том же свидетельствуют неоднократные находки настоящих трепельных прослоев в мелководных древнечерноморских осадках. Очевидно, в то время в мелководной области имели место такие же цветения диатомовых, какие мы уже упоминали в прибрежных участках Калифорнийского побережья. Наконец, о цветении планктона (в частности, уже зоопланктона) говорят бесчисленные скопления эмбриональных раковин моллюсков в глубоководных древнечерноморских осадках, что составляет характерную отличительную черту этих осадков сравнительно с современными глубоководными черноморскими отложениями. Все эти данные достаточно доказывают, что основной причиной обогащения древнечерноморских илов органическим веществом действительно является цветение планктона.

Итак, на основании приведенных примеров, мы можем уже не чисто теоретически, а с фактами в руках утверждать, что продуктивность бассейна действительно является фактором, который влияет положительным образом на содержание органического вещества в осадке. Больше того, мы можем утверждать, что усиленный привнес органического вещества в осадок может вызывать многократное возрастание органической массы последнего и превращать осадки в настоящие сапропелевые образования.[1]

Несмотря на совершенно ясные положительные указания относительно роли продуктивности бассейна в накоплении органического вещества в осадках, все-таки было бы совершенно неправильным считать, что всегда и без исключений там, где продуктивность в бассейне больше, и содержание органического вещества в осадке выше. Подобного рода закономерность имеет место лишь в тех случаях, когда все прочие факторы из перечисленных выше (в начале главы) остаются без перемен. Когда же одновременно с изменением биомассы меняются и остальные факторы, влияние последних может сильно осложнить картину, и может создаться такое положение, когда влияние биомассы сделается неуловимым. Чтобы не быть голословным, приведу несколько весьма поучительных с этой точки зрения примеров.

Известно, что содержание планктона в низких и высоких широтах резко неодинаково, в частности, в высоких широтах больше, чем в низких. С.А.Зернов [1934] дает следующую таблицу среднего годового содержания планктона на разных широтах (табл. 27).

Таким образом, количество планктона северных морей в пять-восемь раз выше количества его в тропических морях. При таких условиях можно было бы ожидать встретить увеличение количества органического вещества в осадках морей умеренных и северных широт сравнительно с осадками морей тропических. Между тем, по данным P. Trask, ничего подобного в действительности не наблюдается: осадки северных морей в общем отнюдь не богаче азотом (а значит, и органическим веществом) по сравнению с осадками морей южных. Получается, что изменения продуктивности не влияют ощутительно на содержание органического вещества в осадке. Какие причины приводят к такому положению, пока неясно. P. Trask почему-то не дал подробного анали-

[1] При описании восточного побережья Северной Америки P. Trask неоднократно упоминает о наличии здесь под современными осадками образований, сильно обогащенных органическим веществом, «peats», как он их называет. Весьма вероятно, что и в данном случае основной причиной обогащения служило временное цветение планктона.

за этого интереснейшего обстоятельства, и мы не можем в настоящее время составить себе удовлетворительного представления о существе факторов, вызывающих подобного рода аномалии. Тем не менее, факт остается фактом: увеличение биомассы планктона в умеренных и северных широтах не находит себе эквивалентного отражения в осадке.

Таблица 27

	50–40° с. ш. (в мае)	40–30° с. ш. (в июне)	30–20° с. ш. (в июле)	20–10° с. ш.	10–0° с. ш.	0–10° ю. ш.	10–20° ю. ш.	20–30° ю. ш.	30–40° ю. ш.
Количество организмов, найденное в литре	6000	2000	600	500	600	600	500	2000	3000
Вероятное количество в среднем в течение года	3000	1000	600	500	600	–	–	–	–

Другим такого же рода случаем являются соотношения между продуктивностью и органическим веществом в осадке у Ньюфаундлендского побережья Северной Америки, с одной стороны, и Немецкого моря, с другой. Оба участка известны своей большой продуктивностью и являются наиболее богатыми рыболовными участками. Казалось бы, именно здесь можно было ожидать встретить осадки, резко выделяющиеся среди других своим органическим веществом. Но карта Trask и здесь дает обратные результаты; никакого заметного возрастания азота в осадке здесь не наблюдается.

Наконец, последний пример. Азовское море, как известно, отличается своим богатейшим планктоном. По данным Усачева [Архангельский, Страхов, 1937], в некоторые месяцы биомасса Азовского моря в 2000 раз превосходит биомассу Черного моря, почему Азовское море и является кормовым садком для черноморских промысловых рыб. По содержанию же органического вещества осадок Азовского моря не отличается заметно от осадков черноморских. Стало быть, и здесь увеличение биомассы не получает должного отражения в осадке.

Итак, анализируя соотношения между продуктивностью бассейна и содержанием органического вещества в осадке, мы получаем два прямо противоположных результата. В одних случаях биомасса ясно отражается на осадке, в других такого отражения не видно. Эти противоречия заставляют сделать вывод, что хотя биомасса бассейна и имеет, вообще говоря, влияние на органическое вещество в осадке, однако это влияние не является решающим, но наоборот, при неблагоприятном сочетании прочих факторов может быть не только ослаблено, но даже сведено на нет. Иными словами, содержание органического вещества в осадке есть равнодействующая между влиянием биомассы бассейна, с одной стороны, и воздействием факторов, участвующих в консервации органического вещества, с другой.

2. Поступление в осадок растворенного в воде органического вещества

Обсуждая влияние органического вещества бассейна на содержание органической массы в осадке, мы касались до сих пор лишь органического веще-

ства в виде живых или мертвых организмов. Помимо такого оформленного, так сказать, органического вещества, в морской воде находится также много органических соединений в растворенном виде, причем едва ли не главным источником этих соединений являются реки, впадающие в бассейн.

Количественные определения как суммы растворенных органических веществ в морской воде, так и приноса их реками пока случайны, не систематичны и не дают цельной картины явления. Тем не менее, и имеющиеся цифры весьма интересны. Так, по С.А.Зернову, найдено, что «в воде Кильской бухты содержится в 1 л воды до 13 мг органического углерода, что соответствует 34,7 мг сахара. Для сожжения этого углерода до CO_2 требуется до 37 мг кислорода. Между тем для сожжения всех водорослей, живущих в 1 л, надо только 0,092 мг» [Зернов, 1934]. Таким образом, растворенное органическое вещество здесь во много раз превосходит по своей массе оформленное органическое вещество. Нужно иметь в виду, однако, что приведенный пример является исключительным как с количественной стороны, так и по генезису самих растворенных материалов. Это не растворы, принесенные извне, а, главным образом, гидрозоли, получившиеся путем частичной диффузии продуктов фотосинтеза фитопланктона. Однако и в нормальных условиях растворенное органическое вещество, несомненно, играет заметную роль. Что же касается количества органических коллоидов, вносимых в море, то они составляют (по Зернову) в среднем 11% солевого состава, вносимого ежегодно реками, в отдельных же случаях при благоприятных условиях цифра эта, несомненно, значительно повышается.

Таким образом, мы должны считаться с возможностью того, что при некоторых частных условиях накопление органического вещества может оказаться зависящим не столько от биомассы бассейна, сколько от привноса со стороны. Изучение современных бассейнов действительно показывает, что подобная возможность не является пустой гипотезой, но иногда воплощается в живую действительность. Чрезвычайно любопытны с этой точки зрения данные, приводимые S. Grippenberg [1934] в ее монографии, посвященной осадкам Балтийского моря.

Как видно на рис. 17, осадки Ботнического залива характеризуются нормальным для Глинистых илов содержанием органического вещества, чаще всего в 3–4%; иногда же оно подымается до 7%. «Между тем, – пишет S. Grippenberg, – согласно Hessle, продукция бентоса во всем Ботническом заливе чрезвычайно бедна, а что касается планктона, то Levander констатирует, что Ботнический залив почти стерилен. Как указание на чрезвычайную бедность планктона в Ботническом заливе может быть отмечено то обстоятельство, что в образце, содержащем 4,4% органического вещества, несмотря на упорные поиски диатомей, последние найдены не были». «Buch – продолжает цитируемый автор, – видит причину этого (т. е. бедности планктоном) в явственном недостатке (in a marked lack) фосфатов в воде Ботнического залива в целом и особенно в его северной части (Bothnian bay). С другой стороны, содержание аммиака как на поверхности, так в особенности на глубине более высоко, чем где-либо в Балтийском море вообще, и запасы нитратов совершенно достаточны для продуцирования планктона. Buch предполагает, что происхождение аммиака обязано гумусовому веществу, которое в большом количестве приносится реками из обширных болотных пространств северной Финляндии. Эти гумусовые вещества рано или поздно осаждаются и минерализуются, отдавая часть азота воде. Изучение донных илов подкрепляет эту гипотезу Buch. Не только процент органического вещества высок сравнительно с бедностью планктона и бентоса, но и состав его показывает скорее континентальное, чем морское происхождение». Дело в том, что «отношение ме-

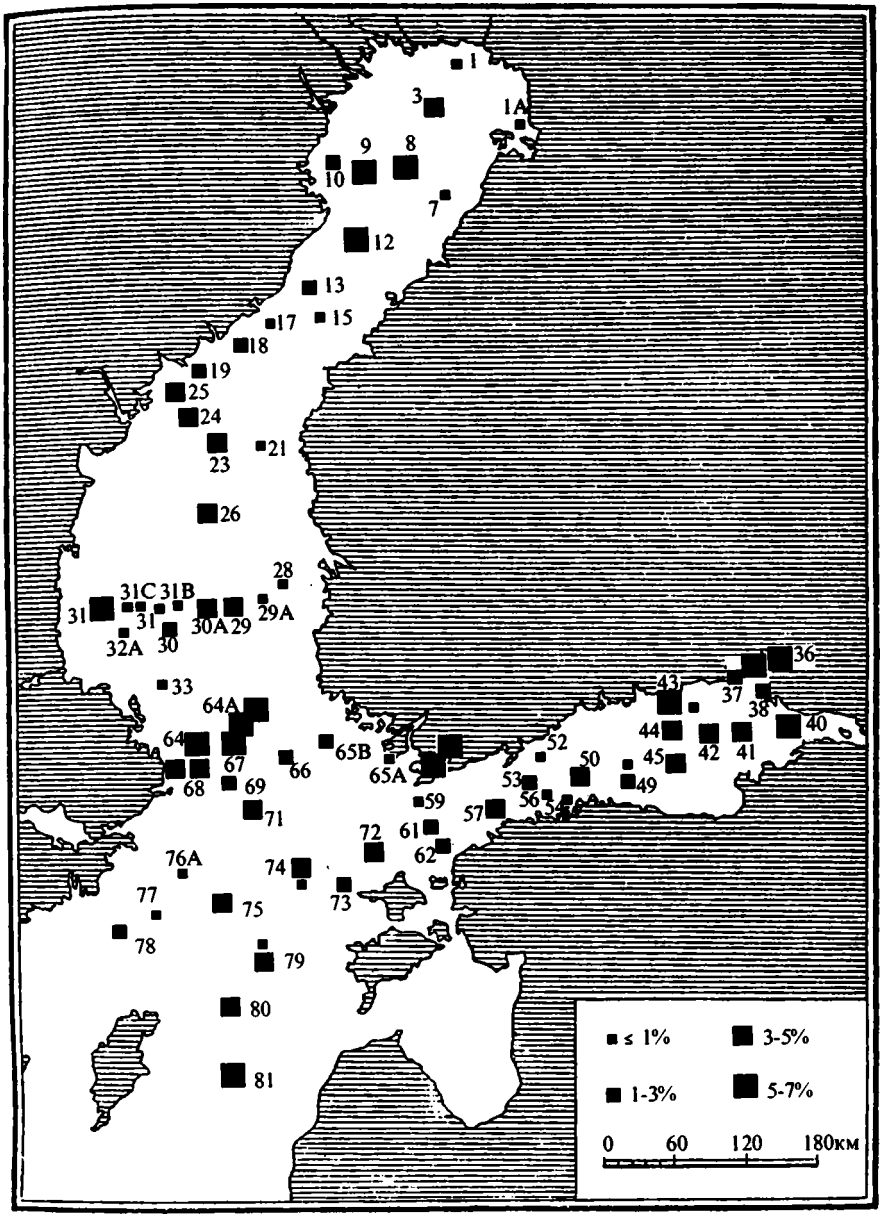


Рис. 17. Карта распределения органического вещества в Балтийском море (по St.Grippenberg)

жду углеродом и азотом в донных илах Ботнического залива выше, чем где-либо в других частях Балтийского моря, составляя в среднем 11,5 против 10,2 в Финляндском заливе и 9,1 в собственно Балтийском море. Trask нашел среднее содержание C : N равным 8,5, в то время как среднее для почв равно 10, а для торфов много больше. Высокий коэффициент в Ботническом заливе

заставляет, таким образом, предполагать сильное влияние наземного гумуса» [Grippenberg, 1934].

Приведенные соображения S. Grippenberg на наш взгляд достаточно убедительны, и мы можем принять, что принос растворенных органических веществ реками в отдельных случаях может заметно сказываться на их накоплении в осадке.

3. Влияние на консервацию органического вещества физических и химических особенностей самого осадка

Обратимся теперь к факторам, благоприятствующим консервации привносимого в осадок органического вещества. Среди них раньше всего следует остановиться на влиянии механического состава и химических свойств осадка, а также на быстроте седиментационного процесса, т. е. скорости накопления осадка. P. Trask сопоставил, с одной стороны, механический состав осадка, а с другой, содержание в нем органического вещества, за показатель которого он взял количество азота. Табл. 28 иллюстрирует полученные результаты.

Таблица 28

Название породы	Содержание азота, в частях на 10000 частей		
	минимум	среднее	максимум
Пески	3	9	19
Силты (песчанистые илы) (silts)	7	19	46
Глины (clays)	23	37	56

Из таблицы следует что «глины в среднем содержат вдвое больше азота, чем силты, а силты вдвое больше, чем пески. Изменения в содержании органического вещества внутри каждой категории осадков обязано различиям в структуре внутри» каждой группы, так как глинистые пески (a silty sands) содержат почти столько же органического вещества, сколько песчанистые силты (a sandy silts)» [Trask, 1932].

Таким образом, содержание органического вещества в современных осадках показывает прямую зависимость от мелкозернистости осадка. То же самое отчетливо констатируется и для ископаемых пород, в которых неизменно во всех случаях, где не нарушены первичные черты осадка, наблюдается ясная приуроченность органического вещества к глинам, а не к пескам. Мы можем поэтому принять в качестве общего правила, что чем мелкоземистее обломочная часть осадка, тем более благоприятные условия создаются для консервации органического вещества и, следовательно, обогащения им осадка.

Спрашивается, каковы непосредственные причины благоприятного действия мелкоземистости обломочного материала на консервацию органического вещества? Сам P. Trask не разбирает этого вопроса. Однако ответ на него, по существу, несложен. Решающих причин в данном случае две. Во-первых, крупнозернистые осадки (пески) отлагаются на таких участках дна, где волнения у дна достаточно сильны и где они поэтому могут вымывать из только что осевшей порции частиц наиболее легкие и подвижные тонкие фракции и выносить их за пределы данной территории. Поскольку органический детритус принадлежит к числу наиболее легких и подвижных элементов осадка, естественно, что он в первую очередь выносится из песков и застревает здесь в минимальной степени.

Вторая причина неодинакового богатства глин и песков органическим веществом кроется в неодинаковых условиях химической среды осадка. Дело в том, что пески, как более грубозернистая среда, обладают широкими порами, по которым грунтовая вода (т. е. вода, заключенная в осадке) имеет значительные возможности циркуляции и связи с придонной водой. Это определяет достаточную аэрацию осадка и наличие в нем аэробной, стало быть, окислительной среды, что, естественно, приводит к большим относительным потерям' органического вещества в процессе его захоронения. Илистый осадок, наоборот, характеризуется порами такого ничтожного диаметра, что они либо совсем исключают циркуляцию воды в осадке, либо же крайне замедляют ее и сводят лишь к процессам диффузии растворенных в воде веществ. Естественно, что подобный режим приводит к крайне слабой аэрации осадка, т. е. способствует возникновению анаэробной восстановительной среды, предохраняюще действующей на органическое вещество. Иными словами, илистый осадок не только возникает в обстановке, исключающей механический вынос из него (волнениями) органического вещества, но вследствие своей мелкоземистости обладает химической средой, благоприятной (по кислородному режиму) для консервации попадающих в него органических соединений. Эти два обстоятельства, помогающие одно другому, и являются, несомненно, основными причинами относительного обогащения глин (и илов) органическим веществом.

Едва ли могут быть сомнения в том, что, помимо механического состава илов, значительную роль играет также химический состав их, в частности их наиболее подвижной коллоидальной части. К сожалению, исследования в этом направлении еще целиком дело будущего, и в настоящее время не может быть и речи о сколько-нибудь подробном анализе этого фактора. Тем не менее некоторые небезынтересные частные случаи влияния химического состава осадка на содержание (и качество) заключающегося в нем органического вещества уже теперь могут быть, отмечены.

Крайне любопытно, с этой точки зрения, сопоставление двух типов осадка, возникающих в сходных гидрологических условиях: обычных плов, богатых обломочным материалом, и илов чисто карбонатных. В табл. 29 сведены относящиеся сюда данные.

Таблица 29

№	Название осадков	Содержание органического вещества в %		
		минимум	максимум	среднее
	Пелагические осадки			
1	Глубоководная красная глина	0,18	1,17	0,72
2	Радиоляриевый ил	0,63	0,90	0,72
3	Глобигериновый ил	0,09	1,08	0,45
4	Птероподовый ил	0,27	0,90	0,54
	Гемипелагические осадки			
1	Синий ил (включая разности желтого и красного гемипелагического ила)	0,27	4,86	1,26
2	Зеленый ил	0,63	5,04	2,07
3	Известковый ил	0,36	1,18	0,72
	Шельфовые осадки			
1	Пески	0,0	0,3	–
2	Мелководные илы	0,25	2,50	1,24
3	Коралловые илы	0,01	0,03	0,02

Из приведенных фактов вытекает отчетливо, что во всех основных категориях современных морских осадков известковые осадки, главную часть которых образует $CaCO_3$ неизменно содержат меньше органического вещества, чем терригенные отложения, причем в общем тем меньше, чем более чисты они, т.е. чем ближе подходит их состав к формуле $CaCO_3$. Больше того, и качественно органическое вещество в известковистых илах отлично от вещества в терригенных илах. Так, P. Trask, производивший предварительное качественное опробование органического вещества в глинистых карбонатных океанических илах, пришел к выводу, что «известковые илы содержат больше масел (oils) и жиров (fats), больше алкогольного экстракта, больше простых органических соединений, растворимых в HCl, но меньше устойчивых комплексов» [Trask, 1932]. («The caicarens oozes contain more oils and fats; a much larger alcohol extract; a greater content of simple organic compound, soluble in HCl; and a smaller amount of resistant complex»). Вместе с тем, при перегонке «известковые осадки Флоридского залива отличаются более высокой отдачей масел, чем кластические осадки» («The limestone-forming sediments from Florida-bay have a much higher efficiency of oil production than do clastic sediments»).

Подобного же рода особенности (в частности, особенности чисто количественного порядка) характеризуют не только современные илы, но и ископаемые породы. Всем известна «чистота» в этом смысле писчего мела, белых плотных и перекристаллизованных известняков палеозоя Русской платформы. Правда, в геосинклинальных областях Урала имеются еще и так называемые битуминозные серые и темные известняки, более или менее сильно пахнущие битумом при ударе. По исследованиям автора получается, однако, что эти битуминозные известняки, во-первых, содержат совершенно ничтожные количества органического углерода (десятые доли процента), а во-вторых, что они обычно более или менее отчетливо глинисты. Эта привходящая часть обломочных пелитов в битуминозных известняках, вероятно, и «ответственна» за их «битуминозность».

Итак, по всей совокупности данных получается ясная картина преимущественной приуроченности органического вещества именно к терригенным пелитовым илам и изначальная бедность им чисто карбонатных илов.

Причины такого явления не вполне ясны. Мне кажется, что основным решающим моментом является здесь то обстоятельство, что терригенные пелиты всегда содержат большее или меньшее количество коллоидных частиц, тогда как в чисто карбонатных илах этот коллоидный материал отсутствует совсем или почти совсем. Если даже в момент осаждения $CaCO_3$ и выделяется частично в коллоидном состоянии, то, несомненно, эти коллоиды – гели – очень быстро переходят в кристаллическую форму, так как микроскопически порошкообразный кальцит современных морских осадков всегда представляет собой уже агрегат кристаллических (хотя и достаточно мелких) индивидуумов. Между тем, роль коллоидов в сохранении органического вещества едва ли может быть отрицаема. Гели неорганические и гели органические взаимно адсорбируются и как бы связывают друг друга, и это предохраняет дополнительно органические вещества от разрушения. В карбонатных илах подобного рода процесс отсутствует; это, на взгляд автора, и является основной причиной относительной их бедности органическими соединениями.

Итак, мы можем считать совершенно доказанным, что механические и химические свойства осадка действительно отчетливо влияют на консервацию в них органического вещества. При этом, чем более мелкоземистым является осадок и чем меньше в нем карбонатов, тем больше шансов у него (ceteris paribus) на сохранение органических веществ.

Обратимся теперь к другой стороне вопроса: к быстроте, с которой накопляется осадок, и ее влиянию на осадкообразование

4. Быстрота седиментации и ее влияние на накопление органического вещества в осадках

Влияние быстроты седиментации, как фактора накопления органического вещества, уже отмечалось в литературе, в частности Р. Trask и Д.М.Раузер-Черноусовой [1935]. Первый из этих исследователей, однако, не указывает; в чем конкретно сказывается влияние быстроты седиментации. Что же касается Раузер-Черноусовой, то она видит воздействие скорости седиментации в том, что благодаря ей органическое вещество быстрее проходит через окислительную пленку и таким образом, менее подвергается разрушению здесь.

Автору представляется, что с таким простым истолкованием воздействия быстроты седиментации на консервацию органического вещества едва ли можно согласиться. В самом деле, посмотрим, какой конкретно механизм приводит к изменению скорости седиментационного процесса.

Известно, что отлагающийся на дне бассейна осадок состоит из трех основных частей: 1) терригенных частиц; 2) минеральных остатков органогенного происхождения ($CaCO_3$, SiO_2 и др.); 3) органического вещества. Изменение быстроты седиментации возможно, очевидно, в двух различных случаях: либо тогда, когда все три компонента при прежних пропорциях поставляются в бассейн в увеличенном количестве, либо же когда заметно возрастает поступление какого-либо одного из них. Уже a priori ясно, что эффект ускорения седиментации в этих случаях едва ли будет одинаковым.

Если ускорение осадкообразования обусловлено лишь увеличением количества осаждающегося материала, пропорции же компонентов внутри его остаются прежними, тогда, очевидно, процесс будет протекать как раз так, как это указывает Раузер-Черноусова. Новые, быстро поступающие дозы осадка будут погребать под собой прежние и, следовательно, будут быстрее переводить их из окислительной зоны в восстановительную, что, конечно, окажет благоприятное действие на сохранение органического вещества в осадке. Легко видеть, однако, что подобного рода случай не может являться сколько-нибудь распространенным в природе. Весьма трудно представить себе, чтобы часто возникала такая обстановка, когда все три независимые друг от друга факторы (терригенный материал, минеральные органогенные соединения, органическое вещество) возрастали бы или уменьшались одновременно в одинаковой пропорции, одинаковыми темпами. Несомненно, такой случай представляет редчайшее исключение, а не нормальное явление. Следовательно, и та простая схема воздействия скорости седиментации на сохранение органического вещества, какую дает Д.М.Раузер-Черноусова, имеет лишь ничтожное приложение к геологическим процессам.

Значительно сложнее обстоит дело в тех несравненно более распространенных и типичных случаях, когда ускорение или замедление седиментации обусловливается количественным изменением какого-либо одного или двух из основных компонентов осадка, т. е. либо органического вещества, либо минеральных органогенных частиц ($CaCO_3$, SiO_3), либо обломочного материала. Так как выше мы анализировали уже влияние первого из указанных компонентов, то сейчас мы остановимся лишь на анализе роли минеральных органогенных частиц ($CaCO_3$, SiO_2 и др.) и обломочного материала.

В предыдущем было уже отмечено, что увеличение $CaCO_3$ в осадке является фактором, неблагоприятным для консервации органического вещества.

Влияние SiO_2 в органогенной форме (скорлупок диатомей, радиолярий, спикуль губок) не известно; поскольку, однако, это относительно крупные тела, мы можем приравнять их действие к действию песчинок и, следовательно, оценить (по предыдущему) также как фактор неблагоприятный (или по меньшей мере индифферентный). Представим себе теперь конкретную обстановку, какая слагается при возрастающем поступлении в осадок $CaCO_3$ или SiO_2, но при неменяющихся количествах обломочных частиц и органического вещества. Ускорение седиментации само по себе будет оказывать положительное действие, поскольку органическое вещество скорее будет попадать из окислительной пленки в восстановительную зону. Но одновременно начнут сказываться и отрицательные действия $CaCO_3$ и SiO_2, как среды, менее благоприятной для консервации органического вещества. Кроме того, надобно учесть, что при очень больших количествах дополнительно поступающего $CaCO_3$ и SiO_2 они начнут, так сказать, разбавлять органическое вещество, понижать его концентрацию в осадке, т. е. реально обеднять его в этом отношении.

Что получится в итоге всех этих противоположных влияний, сказать в общей форме невозможно. В частных же случаях, в зависимости от начального состояния осадка, они могут привести к очень разным последствиям. В одних случаях усиленный принос $CaCO_3$ или SiO_2 (органогенной, не коллоидной) может сразу же дать отрицательные результаты. В других при начальных медленных темпах повышения скорости седиментации может не обнаружиться ни отрицательного, ни положительного эффекта, но при возрастании темпов определенно выявятся отрицательные результаты. Наконец, в третьей категории случаев вначале (при малом ускорении седиментации) последняя может отозваться даже положительно на консервации органического вещества. Однако впоследствии, при больших значениях ускорения, оно может дать индифферентные и даже отрицательные результаты. Таким образом, когда увеличение скорости седиментационного процесса зависит не от одновременного увеличенного поступления всех трех компонентов осадка, а лишь от увеличения минеральных органогенных частиц, в частности, $CaCO_3$ и SiO_2, конечный результат оказывается весьма далеким от той простоты и однозначности, которые свойственны ему при первом условии.

Такие же сложные результаты влечет за собой и тот случай, когда скорость седиментации обусловливается изменениями в приносе лишь обломочного, в частности илистого материала[1]. Для наглядности возьмем в качестве исходного чисто карбонатный осадок, который, как мы знаем, содержит в норме незначительные порции органического вещества. При дополнительном поступлении в него илистых терригенных частиц эффект должен быть несомненно положительным: органическое вещество быстрее уходит в восстановительную зону; кроме того, илистый материал вообще более благоприятен для консервации органического вещества, чем карбонатный. Такое благоприятное действие возможно, однако, лишь до определенных пределов. Если обломочных частиц начинает поступать слишком много, их масса начнет сильно разбавлять органическое вещество; концентрация последнего в единице объема породы станет уменьшаться, и в результате скорость седиментации даст не положительный, а отрицательный эффект. Иными словами, влияние скорости седиментации на накопление органического вещества в этом случае может быть выражено некоторой кривой, которая вначале идет вверх (процент орга-

[1] Чтобы не усложнять задачу, мы допустим, что увеличение суммы обломочного материала, приносимого на данный участок бассейна, не сопровождается заметным изменением качества его (т. е. укрупнением или измельчанием) – случай, несомненно, реальный и частый в природе.

нического вещества в осадке возрастает), затем дает перегиб и направляется вниз (процент органического вещества в осадке уменьшается).

Итак, анализ различных случаев влияния скорости седиментационного процесса на накопление органического вещества показывает, что дело обстоит здесь гораздо более сложно, чем это принималось некоторыми исследователями, в частности, Д.М.Раузер-Черноусовой. Ускорение седиментационного процесса может дать, в зависимости от «начального состояния» осадка и быстроты ускорения, не только положительные результаты в смысле консервации органического вещества, но и результаты отрицательные. И, наоборот, замедление осадкообразования в разных случаях может дать не только отрицательные, но и положительные результаты. Конкретный современный пример именно последнего типа мы увидим очень скоро в дальнейшем изложении. Аналогичный пример из геологического прошлого был констатирован автором для верхнепалеозойских битуминозных пород среднего течения р. Юрезани [Страхов, Осипов, 1935].

5. Газовый режим бассейна и его влияние на накопление органического вещества в осадке

Среди геологов в последнее время весьма распространен взгляд, по которому крупная роль в процессе накопления органического вещества в осадках приписывается ненормальному газовому режиму бассейна, в частности, наличию в придонных слоях воды сероводородного заражения. Основания для признания за этим фактором крупного значения, казалось бы, даются уже a priori. Мы видели, какое большое значение имеет для консервации органического вещества восстановительная среда в осадке. Естественно, что и восстановительной среде в придонных слоях воды невольно хочется по аналогии приписать крупную роль. Общепринятые в настоящее время взгляды на это, по-видимому, именно такое заключение по аналогии и имеют своей главной базой. Несмотря на внешнюю правдоподобность вывода, объективный анализ фактов заставляет усомниться в его справедливости. Весьма показателен с этой точки зрения разбор условий накопления органического вещества в современном Черном море, которое собственно и явилось источником распространения упомянутых взглядов.

Сопоставим прежде всего те значения углерода, какие свойственны осадкам морей с нормальным газовым режимом и осадкам Черного моря, т. е. бассейна с сероводородным заражением придонной воды. Поскольку осадки Черного моря по своему типу, несомненно, аналогичны гемипелагическим отложениям океанических пространств [Andree, 1920], мы должны взять для сравнения с ними данные именно по гемипелагическим осадкам. Результаты получаются чрезвычайно поучительные. Гемипелагические осадки дают цифры углерода от 0,27 до 5,04%; черноморские осадки – от 0,71 до 5,23%. Как видим, пределы колебаний в содержании органического вещества в обоих случаях совершенно одни и те же. Почти та же картина наблюдается и при сопоставлении средних цифр. Так, синий гемипелагический ил (в нормальном море) дает в среднем 1,26% С, зеленый ил – 2,07% С. В Черном же море осадки сероводородной зоны показывают в зависимости от фации несколько иные цифры, %:

Серая глина	1,74
Переходный ил	2,51
Известковый ил	4,54

Как видим, серая глина по своему органическому веществу не отличима от гемипелагических осадков и среди них занимает среднее место. Переходный ил в этом отношении несколько превосходит нормальные гемипелагические илы, а известковый ил уже отчетливо различается от среднего типа их. Следует иметь в виду, однако, что даже эти, как будто ясно обогащенные органическим веществом черноморские илы полностью соответствуют богатым углеродом разностям нормальных гемипелагических илов. В этом отношении они стоят в одном ряду, например, с илами Калифорнийского побережья и в частности Калифорнийского залива, где, как мы знаем, среднее содержание углерода составляет 4,5%. Таким образом, черноморские осадки по среднему содержанию С соответствуют частью обычным илам нормального моря, частью же их более богатым органическими веществами разновидностям. Иными словами, ни по пределам колебания органического углерода, ни по средним значениям его черноморские илы не отличаются сколько-нибудь отчетливо и резко от гемипелагических осадков моря с нормальным газовым режимом.

Как ни показательны сделанные сопоставления, они все же еще не исчерпывают всех аргументов, которые здесь могут быть приведены. Дело в том, что внутри самого Черноморского бассейна имеются области и с кислородным режимом у дна и с сероводородным заражением. В связи с этим представляется чрезвычайно интересным сопоставить содержание органического вещества в обеих областях и попытаться проверить еще и таким путем влияние сероводородного заражения на накопление органических соединений в осадке.

На рис. 18 и в табл. 30 воспроизведено содержание органического вещества в различных черноморских осадках.

Таблица 30

№	Название осадков	Содержание органического вещества в %	
		от–до	среднее
1	Мелководный мидиевый ил	0,71–4,97	2,14
2	Мелководный фазеолиновый ил	0,62–2,15	1,61
3	Глубоководная серая глина	1,51–2,08	1,74
4	Глубоководная переходный ил (разность)	1,70–3,27	2,51
5	Глубоководный известковый ил	3,72–5,23	4,54

При изучении этой таблицы бросаются в глаза два обстоятельства, которые на первый взгляд явно противоречат друг другу. Нетрудно видеть, что серая глубоководная глина по содержанию органического вещества совершенно совпадает с фазеолиновым и мидиевым илами; между тем серая глина располагается в области сероводородного заражения, мидиевый же и фазеолиновый илы находятся целиком в кислородной зоне, в особенности мидиевый. Эти данные как будто бы ясно указывают, что сероводородное заражение в глубоководной Черноморской котловине не имеет осязаемого влияния на процессы накопления органического вещества в осадке. С другой стороны, переходный и, в особенности, известковый илы, располагающиеся в центральных частях сероводородной области, дают ясное возрастание органического вещества в осадке по сравнению с мелководными фациями. Получается, что в данном случае, наоборот, имеется ясное и категорическое указание на то, что сероводородное заражение оказывает прямое влияние на накопление органических соединений в илах. Чтобы разъяснить это противоречие, необходимо несколько ближе познакомиться с механизмом седиментации в Черном море.

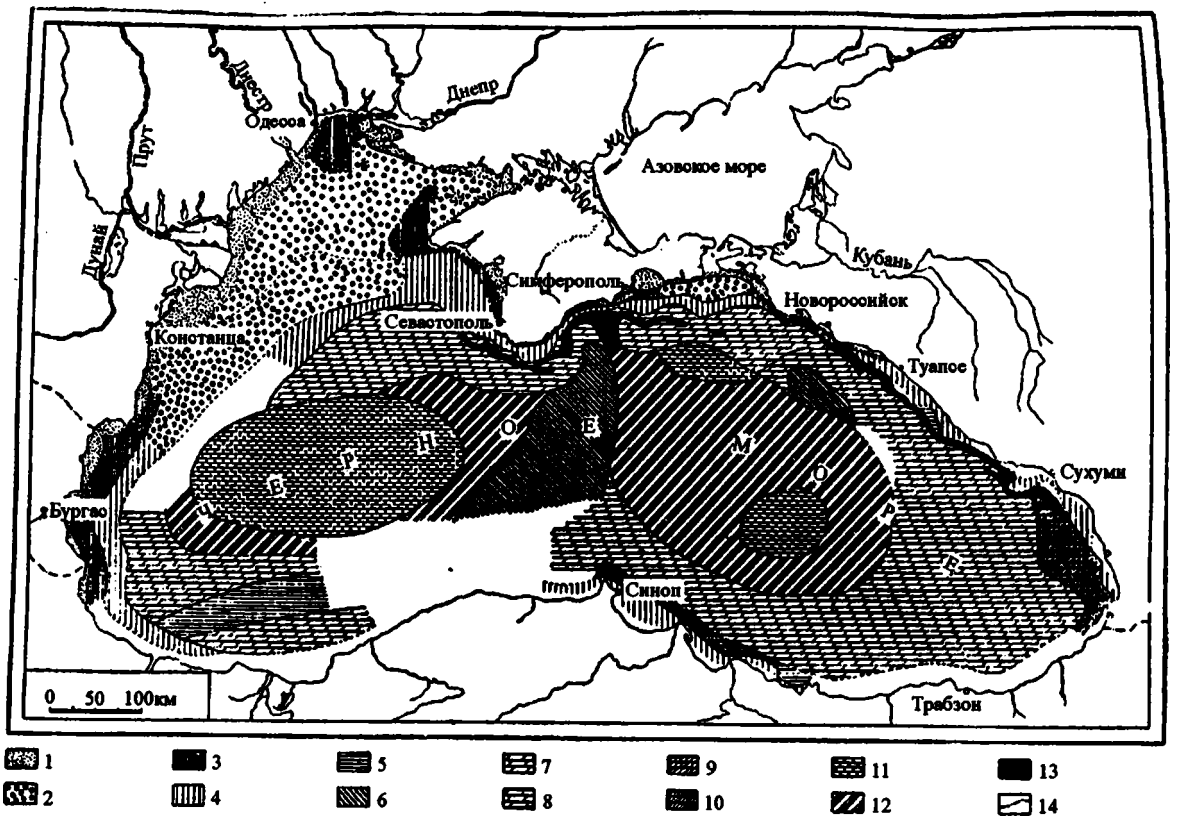


Рис. 18. Карта современных осадков Черного моря

1 – пески; 2 – ракушники; 3 – мидиевый ил; 4 – фазеолиновый ил; 5 – серая глубоководная глина; 6 – серая глина с прослоями известкового ила; 7 – переходный ил; 8 – то же с прослоями серой глины; 9 – то же с прослоями серой глины и песка; 10 – переходный ил с частыми прослоями серой глины; 11 – известковый ил; 12 – известковый ил с прослоями серой глины; 13 – области отсутствия современных осадков; 14 – государственные границы

Два обстоятельства достаточно отчетливо вскрывают этот механизм: состав черноморских илов и мощность их. Данные о составе приведены в табл. 31.

Таблица 31

Название осадков	Минеральный нерастворимый остаток	$CaCO_3$
	%	
Мидиевый ил	74,11	11,69
Фазеолиновый ил	72,62	20,59
Глубоководная серая глина	74,90	15,81
Переходный ил	66,80	21,80
Известковый ил	30,28	61,87

Как видим, глубоководные осадки отчетливо разбиваются на две группы. В первую входит серая глубоководная глина: соотношения основных компонентов у нее совершенно те же, что и в мелководных илах. Вторую группу образуют переходный и известковый илы; здесь количество обломочного материала явственно понижено, особенно в известковом иле. Таким образом, области отложения переходного и известкового илов являются областями с явственно пониженным приносом обломочного материала. Это и естественно, так как районы отложения известкового и переходного илов суть наиболее удаленные от берега моря участки, располагающиеся, к тому же, в своей подавляющей части в галистатической области, куда принос обломочных частиц наиболее затруднен. Очень интересные результаты получаются также при изучении мощностей осадка (рис. 19).

Изучая эту карту, легко видеть, что мощность мидиевого и фазеолинового илов в северной половине бассейна, откуда собственно и происходит аналитический материал, колеблется обычно от 60 до 100 см. Лишь в более прибрежных местах она подымается свыше 100 см и доходит до 170 и даже 225 см. Мощность серой глубоководной глины того же порядка. В срединной полосе от Крыма до Анатолийского побережья, где, главным образом, и развита серая глина, цифры мощностей не спускаются ниже 50 см; чаще же они больше 50 см, нередко больше 70 см, а на большей половине площади даже свыше 100 см (подымаясь в исключительных случаях до 194 см). На территории переходного ила мощность уже меньше 50 см, колеблясь в пределах 30–45 см, а на площади известкового ила падает даже до 18–9 см. Таким образом, оказывается, что и по мощностям серая глина отчетливо примыкает к мелководным илам, тогда как известковый и переходный илы явственно отличаются от них.

В итоге мы получаем следующую любопытную картину. В области серой глины глубоководные осадки имеют тот же состав и ту же мощность, что и мелководные илы. Вместе с тем, и содержание органического вещества в них одинаково, несмотря на то, что мелководные илы отлагаются в кислородной зоне, а серая глина – в сероводородной. Переходный и известковый илы характеризуются уменьшенным поступлением обломочного материала и, соответственно, меньшими мощностями, особенно известковый ил. Одновременно с этим содержание органического вещества здесь не уменьшается, а наоборот, увеличивается и в тем большей степени, чем меньше принос обломочных частиц и меньше мощность осадка. Эти именно соотношения и вскрывают истинный механизм «обогащения» переходного и известкового илов органическим материалом. Оно происходит отнюдь не благодаря увеличенному поступлению органического вещества в осадок (это поступление в глубоководной области везде одно и то же) и не благодаря каким-то особо благоприятным условиям консервации (они в глубоководной области также везде одни и те

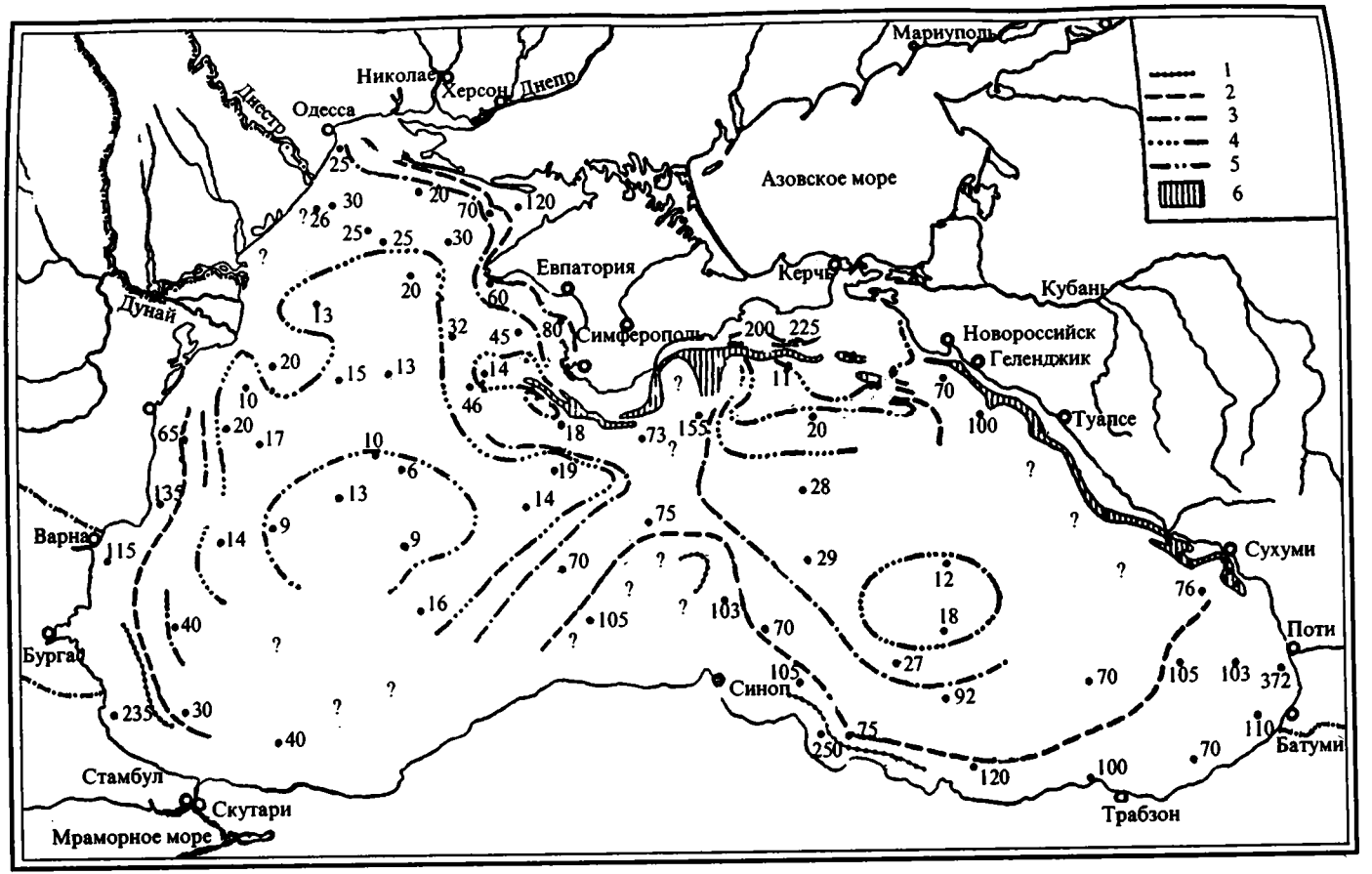


Рис. 19. Карта мощностей современных осадков Черного моря
1–5 – линии равных мощностей, см: 1 – 200, 2 – 100, 3 – 50, 4 – 20, 5 – 10; 6 – области отсутствия современных осадков

же), а исключительно потому, что сильно уменьшенная доза обломочных частиц в центральных частях Черноморской котловины менее разбавляет ту же самую порцию органического вещества и, таким образом, делает ее более весомой в единице объема осадка. Иными словами, основным решающим фактором распределения органического вещества между кислородной и сероводородной зонами в Черном море является не газовый режим, а общий ход седиментационного процесса и, в частности, скорость седиментации, обусловленная различным в разных частях поступлением обломочных частиц.

Вывод, получающийся из всей совокупности изложенных данных, ясен: сероводородное заражение придонной воды не имеет уловимого влияния на ход накопления органического вещества в бассейне. Иными словами, мы должны строго различать два момента: восстановительные условия в осадке и восстановительные условия в воде над осадком. Первые, как было установлено выше, играют очень крупную роль; вторые не оказывают заметного влияния на ход накопления органического вещества в осадке.

Чем же объясняется эта ничтожная роль восстановительной среды именно в воде бассейна? Мне кажется, что здесь решающую роль играют два обстоятельства. Во-первых, ничтожное количество времени, в течение которого отмершие органические остатки пребывают в нормальном бассейне в кислородной среде. Оно измеряется, с одной стороны, временем падения организма до дна; а с другой, временем, которое необходимо для перехода органического вещества из окислительной пленки осадка в восстановительную. Время падения, вообще говоря, абсолютно ничтожно. Время перехода из окислительной среды в восстановительную больше, но поскольку окислительная пленка в илах даже нормальных бассейнов измеряется обычно немногими сантиметрами, оно, очевидно, тоже очень невелико по сравнению с теми огромными промежутками времени, в течение которых потом пребывает органическое вещество в восстановительной среде. Получается, таким образом, что история фоссилизирующегося органического вещества в кислородном и сероводородном бассейнах различается лишь самыми первыми, относительно крайне непродолжительными моментами. Дальше же и в том и в другом случае условия выравниваются, ибо и в кислородном бассейне под окислительной пленкой органическое вещество встречает ту же восстановительную среду, что и в бассейне сероводородном. Эта крайняя непродолжительность пребывания фоссилизирующегося органического вещества в различных условиях, несомненно, и обусловливает то обстоятельство, что восстановительная среда в воде бассейна играет лишь совершенно ничтожную роль в процессе накопления органического вещества в осадке.

Вторым важным нивелирующим фактором является самый характер разложения органического вещества в первые моменты его захоронения. Как известно, разложение это осуществляется бактериальным путем, причем в случае кислородной среды работают, главным образом, бактерии аэробные, в сероводородной же среде они замещаются бактериями анаэробными. Поскольку, однако, эта замена есть замена чисто качественная, а не количественная, то, понятно, она не может отозваться заметно на количестве неразложенного остатка, переходящего в осадок. Порция веществ, уничтоженных в процессе разложения, остается в обоих случаях одного и того же порядка.

Таким образом, крайняя ограниченность времени, в течение которого фоссилизирующееся органическое вещество находится под влиянием водной среды бассейна, с одной стороны, и одинаково бактериальный характер начальных стадий разложения органических остатков, с другой, – вот обстоятельст-

ва, которые сводят почти на нет влияние характера придонной воды на накопление органического вещества в осадке.[1]

6. Рельеф дна бассейна, течения и их влияние на накопление органического вещества в осадке

Мы разобрали все основные факторы, влияющие непосредственно на ход накопления органического вещества в осадке. Этим, однако, вопрос еще не исчерпывается. Помимо описанных факторов первого порядка, в бассейнах имеются еще факторы второго порядка, которые действуют не столько непосредственно на осадок, сколько через посредство других факторов: это рельеф бассейна и движения воды, в нем происходящие.

Влияние рельефа бассейна указывалось рядом авторов, в последнее время особенно P. Trask. Последний, анализируя чисто фактические данные, пришел к заключению, что при наличии неровностей дна максимальное количество органического вещества накопляется обычно в котловинах, западинах; наоборот, поднятия (гребни) среди котловин заключают минимум органических веществ в осадке. То же самое констатирует для Балтийского моря и Stina Grippenberg [1934]. Подобного рода влияние рельефа легко понятно, ибо котловины, защищенные от воздействия волнений, являются ловушками для самых тонких частиц органического вещества, вымываемого из мелководья. Кроме того, они являются ловушками и для илистого материала, а последний, мы знаем, особенно благоприятен для консервации органического вещества. Совокупное действие двух этих обстоятельств и делает котловинные части дна бассейнов, вообще говоря, наиболее благоприятными для накопления органического вещества.

Влияние движений воды на процессы накопления органического вещества более многообразно. Прежде всего, движения воды, как это устанавливают гидробиологи, оказывают благоприятное действие на развитие фауны в бассейне. «Всякого рода движения воды, – пишет С.А.Зернов [1934], – как то: вертикальные и горизонтальные течения, волны и прибой и пр., играют весьма существенную роль не только в распределении животных и растений, но, что еще важнее, в распределении основных пищевых веществ, необходимых растениям, а через них и животным.

Работами в Северном море установлено, что планктические растения, населяющие верхние слои воды, испытывают недостаток в азотных и фосфорных соединениях, которые в этих слоях воды находятся в минимуме. Значительные количества нитратов и фосфатов, а также и углекислоты образуются на дне бассейнов вследствие отмирания и гниения животных и растений. Эти столь нужные растениям вещества достигают более поверхностных слоев, где их только и могут утилизировать растения, преимущественно лишь путем восходящих токов и течений или перемешивания воды бурями.

Точными наблюдениями установлено, что в Кильской бухте осенний максимум планктона образуется в одни дни преимущественно диатомеями, в другие – перидинеями, особенно родом *Ceratium*. Диатомеи требуют большего количества питательных веществ, чем перидинеи. Поэтому в те годы, когда дуют сильные западные и юго-западные ветры, которые для Кильской бухты являются выгонными и, следовательно, поднимающими нижние, богатые пи-

[1] Более подробный анализ этого вопроса см. в работе автора , напечатанной в Известиях АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5.

тательными веществами слои воды, процветают диатомеи; в годы господства северных и восточных нагонных ветров процветают перидинеи.

По той же причине богаты растениями, а через них и животными области Мирового океана, где имеются подъемы придонных слоев, а также те области, где вообще существует сильная вертикальная циркуляция и сильное перемешивание слоев. Всякого рода перемешивание легче совершается в более мелких местах. Отсюда общее богатство жизнью прибрежной полосы сравнительно с глубинными областями и особое богатство так называемых банок – Доггер-банка в Северном море, Ньюфаундлендская – у берегов Северной Америки, где происходит еще столкновение холодных вод Лабрадорского течения с теплыми водами Гольфстрима и Лофотены, и наше Мурманское мелководье (Каптские банки)...

Сардиночные промысла у берегов Алжира, богатые рыбные промысла у берегов Омана и Аравии, богатые водной жизнью берега Чили... водяные леса громадных водорослей у западных берегов Патагонии и т. д. – все это обилие обязано своим происхождением подъему нижних вод, имеющему место в этих районах...

Богатые рыбные промысла имеются и в области столкновения холодных и теплых течений, как, например, у Ньюфаундленда и у берегов Японии. Масса рыбы и богатое водное население Рыбной бухты (Фишбай) на западном берегу Южной Африки под 17° южной широты объясняется подходом с юга холодных вод Бенгальского течения. При столкновении холодных и теплых вод часть населения, конечно, погибает; зато виды, оставшиеся и специально приспособленные к жизни в таких условиях, получают возможность богатого развития в удобренной воде.

Таким образом, движение воды, благодаря которому осуществляется перенос основных питательных веществ и кислорода, играет существенную роль в развитии водной жизни. Там, где нет движения или оно слабо, интенсивность жизни значительно падает даже и в поверхностных слоях; так происходит, например, в Саргассовом море – спокойной без определенных течений, так называемой галистатической области внутри большого круговорота северной части Атлантического океана. Планктон, а также и все население Саргассова моря отличаются своей бедностью».

Приведенные слова С.А.Зернова достаточно обрисовывают роль течений и движений воды вообще как фактора, способствующего «цветению» жизни в воде бассейна. Но «цветение» жизни, при благоприятно сложившейся комбинации остальных факторов, как мы знаем, прямо отражается на накоплении органического вещества в осадке. Естественно поэтому, что мы должны приписать положительную роль в этом направлении и самим движениям воды, хотя проявиться в полной мере это влияние может и не всегда, а лишь при подходящем сочетании с прочими факторами.

Для нашей работы вышеприведенные данные С.А.Зернова представляют несомненный интерес еще и в другом отношении, а именно потому, что они позволяют нам понять генезис богатого планктона доманикового бассейна. В предыдущем мы установили, по совершенно разным и независимым друг от друга признакам, что доманиковое море отличалось в верхних частях подвижной водой и богатым планктоном. Из данных академика Зернова выходит, что в этом случае имеется не случайное совпадение двух явлений, но причинно-обусловленная связь их между собой: подвижная вода как раз и обусловила богатство планктоном. Естественно, что обнаружение внутренней связи между двумя ранее независимо выведенными чертами биономии моря может лишь подчеркнуть правильность принятой реконструкции.

Во влиянии течений на процессы накопления органического вещества в осадке имеется, однако, еще и другая важная сторона. Мы должны иметь в виду, что именно движения воды являются тем механизмом, который распределяет по дну бассейна взмученный в воде обломочный материал. Течения из одних мест уносят этот материал, в других усиленно накопляют его, тем самым ускоряя седиментацию в одних точках, замедляя ее в других. Совершенно очевидно на основании предыдущего, что тем самым течения влияют косвенно и на процесс накопления органического вещества в осадке. Блестящим примером подобного рода воздействия является работа черноморских течений в срединной полосе Черного моря (от Крыма к Малоазиатскому побережью). Вынося в эту область массу обломочного материала из прибрежной области, они ускоряют здесь седиментацию, поддерживая быстроту ее на том же уровне, что и в области мелководных илов. В результате этот район глубоководной Черноморской котловины характеризуется уменьшенным процентным содержанием органического вещества в единице объема осадка против того, что имеется в других ее участках.

Таковы весьма сложные и многообразные влияния, которые определяют содержание органического вещества в морском осадке. Попробуем теперь, приложить полученные сведения к истолкованию тех конкретных причин, которые обусловили накопление органического вещества в доманиковом бассейне.

7. Факторы накопления органического вещества в доманиковом бассейне

Анализируя в свете изложенных данных физико-географическую обстановку доманикового бассейна, нетрудно видеть, что она была в общем очень благоприятна для накопления органического вещества. Действительно, доманиковые осадки были илистыми и, за исключением случаев чисто известковых илов, всегда заключали глинистый материал, по большей части в умеренных дозах (мергеля). Среда же глинистого осадка, как мы только что видели, является наиболее благоприятной для консервации органического вещества. Далее, в доманиковый бассейн, помимо обломочного материала, вносилась еще коллоидная кремнекислота, гели которой первично распределялись в осадке, вероятно, более или менее равномерно. Примесь же коллоидных гелей, как мы знаем, есть также обстоятельство, благоприятствующее сохранению и накоплению органического вещества, ибо гели по своей консистенции замедляют циркуляцию вод в осадке и способствуют возникновению в нем восстановительной среды. Таким образом, оказывается, что доманиковые осадки как среда, консервирующая органическое вещество, действительно отличались весьма благоприятными показателями. Этого, однако, мало.

Как было выяснено в предыдущей главе, верхним горизонтам воды доманикового моря был, несомненно, свойственен довольно богатый планктон, бесчисленные остатки которого в виде раковин птеропод часто насыщают породу. Это обстоятельство означает, что и поступление органического вещества в осадок доманикового бассейна должно было быть повышенным. Следовательно, доманиковое море было благоприятно для накопления органического вещества и потому, что обладало очень подходящей средой, консервирующей органические материалы, и потому, что само поступление органических веществ в осадок из воды, несомненно, было повышенным. Именно в этом сочетании повышенного поступления органического вещества в осадок с очень благоприятными условиями его консервации и нужно, на взгляд автора,

видеть причину обогащения доманикового горизонта органическими соединениями.

Как ни естественным кажется предыдущее заключение, все же оно не объясняет еще всех случаев накопления органических веществ внутри доманикового моря. С изложенной выше точки зрения легко понять относительную обогащенность органическим веществом «нормальной» фации доманика. Помимо нее, однако, имеются случаи, когда органическое вещество накопляется до стадии горючих сланцев, как, например, у Куш-Елги, Ташкыскана, Аши и, в меньшей степени, на Реузяке и Симе. Узкая локализация этих участков заставляет предполагать, что в данном случае действовали не только отмеченные выше факторы, общие всему бассейну, но и какие-то местные, специфические, приуроченные только к данным участкам. Обсуждая вопрос о природе этих факторов, необходимо рассмотреть отдельно каждый из перечисленных выше случаев.

Наиболее ясно, по мнению автора, обстоит дело с ташкысканским и куш-елганским участками. Как видно на рис. 2 и 16, обе эти линзы горючих сланцев приурочены к предустьевым частям потоков, выносивших в доманиковый бассейн терригенный материал и коллоиды кремнекислоты. Нужно думать, что и повышенное накопление органического вещества в конце концов зависело от своеобразных условий предустьевого пространства. Дело в том, что континентальные воды, помимо всех прочих продуктов, выносят еще, как мы видели, фосфаты и нитраты, необходимые для произрастания фитопланктона. Таким образом, вблизи устьевых частей рек создаются благоприятные условия для расцвета планктонных форм. Кроме того, по данным гидробиологов, смешение пресной и соленой воды не сразу и не всегда создает гибельную обстановку для планктонных форм, как это безоговорочно принимается обычно геологами. Наоборот, в первых стадиях смешения «подсолонение» пресной воды и «опреснение» морской даже стимулируют расцвет планктона.

Наконец, следует иметь в виду, что река, кроме минеральных солей, выносит и растворенное органическое вещество, причем, как показывает пример Ботнического залива, иногда в ощутительных количествах. Все эти факторы вместе или какие-то из них в комбинации и обусловили, по-видимому, накопление сапропелевого материала в предустьевых частях ташкысканского и куш-елгинского речных потоков, превращенного потом, в процессе диагенеза, в пласты горючих сланцев.

Менее определенно обстоит дело с горючими сланцами рек Аши и Реузяка, ибо пространственные соотношения этих образований с другими фациями в данном случае не ясны. Судя по тому, что ашинские сланцы в горизонтальном направлении частично замещаются глинами, можно догадываться что они, аналогично предыдущим двум случаям, приурочены к предустьевым частям и, значит, генетически эквивалентны ташкысканским и куш-елгинским. Что касается реузякских сланцев, залегающих среди «нормальных» пород доманиковой фации, то мы указывали уже в главе III на вероятность того, что они представляют как бы «хвосты» (т. е. наиболее отодвинутую в открытое море часть) горючесланцевой линзы, вполне аналогичной предустьевым линзам других участков. Это соображение показывает, что и реузякские сланцы, по имеющимся пока данным, могут еще быть рассматриваемы как члены «предустьевого типа».

Иначе обстоит дело со сланцами р. Сима. Здесь битуминозные породы ассоциируются уже не с глинистыми сланцами, а с известняками, среди которых они образуют незначительную линзу. При таких условиях уже невозможно сопоставлять их с разобранными выше сланцами предустьевых частей. Это – образование удаленных от берега частей моря. Источником усиленного при-

носа органического материала было либо местное цветение планктона, либо, что автору кажется более вероятным, местное скопление донной альговой растительности. Как указывалось в главе III, фауна горючих сланцев с р. Сима отлична от фауны горючих сланцев остальных районов: в ней много брахиопод и иглокожих, в частности, криноидей. Таким образом, в эпоху накопления осадка этот район представлял собой участок, покрытый богатой криноидной зарослью с многочисленными раковинными остатками, т. е. ситуацию, вполне благоприятную для произрастания водорослей. Вероятно, именно эта растительность и обусловила то незначительное в общем обогащение пород органическим веществом, какое фактически здесь наблюдается. Если все это так, то симские битуминозные породы представляют уже обособленный своеобразный тип, аналогичный описанному ранее автором «абдулинскому типу» верхнекарбоновых сланцев с нижнего течения р. Юрезани [Страхов, 1934а].

В итоге оказывается, что причины накопления органического вещества в породах доманикового горизонта достаточно разнообразны. Слабое общее обогащение доманиковых пород органическим веществом имеет своей причиной: 1) общие благоприятные условия консервации органического вещества в породах (глинистая основа осадка, поступление коллоидной SiO_2); 2) повышенное содержание в воде планктона, обусловленное подвижностью верхних горизонтов воды бассейна (течения), Накопление горючесланцевых линз ташкысканской, куш-елгинской, а также, по-видимому, ашинской и реузякской, обязано специфическим условиям предустьевых частей бассейна, где эти линзы отлагались, а именно: приносу реками питательных материалов и растворенного органического вещества, а также общему стимулирующему влиянию опреснения на развитие планктона. В результате совокупного влияния этих причин в предустьевых частях количество планктона было особо повышено, что и создавало линзы сапропелевых илов, давших горючие сланцы. Наконец, накопление бедных органическим веществом и своеобразных симских горючих сланцев было, по-видимому, результатом развития донной макрофлоры среди ракушечникового и криноидного мелководного, но удаленного от берега участка.

Глава VIII

Место доманиковой фации в ряду других фаций живетского и франского ярусов Южного Урала. Очерк истории этих эпох

До сих пор мы занимались изучением доманиковой фации как таковой, вне связи с фациями и историей предшествующего и непосредственно следующего моментов. Между тем, для исчерпывающего представления об этой оригинальной фации необходимо сопоставить ее с фациями подошвы и кровли с тем, чтобы таким путем уловить особенность момента формирования доманиковых пород в общей истории среднего и верхнего девона Южного Урала.

Непосредственной подошвой доманиковых пород являются нижний, «переходный» или «поддоманиковый», горизонт франского яруса и подстилающие их породы яруса живетского. Не ставя себе задачей подробного и исчерпывающего описания этих горизонтов, познакомимся все же в общих чертах с их литологическими и фаунистическими особенностями.

1. Общая характеристика отложений живетского яруса (D^2_2) изученного района

Рассмотрение подошвы доманикового горизонта удобнее начать с живетских известняков.

Уже давно было признано [Наливкин, 1926], что живетские известняки являются на изучаемой нами территории самыми древними девонскими морскими осадками. Однако истинный характер их соотношения с подошвой, равно как и фациальные изменения в различных участках территории, выяснились лишь в самое последнее время благодаря работам, главным образом, Львова и Олли [1935], подтвержденным частично дальнейшими исследованиями В.Н.Крестовникова, А.К.Белоусова и Г.Н.Романова.

Этими исследователями было показано прежде всего, что живетские породы западного склона Южного Урала располагаются повсеместно непосредственно на нижнесилурийской ашинской свите, отделяясь от нее поверхностью размыва; во-вторых, что сами живетские породы не везде на западном склоне развиты с одинаковой полнотой и мощностью.

«При рассмотрении палеонтологически охарактеризованных отложений, покрывающих ашинскую свиту, – пишут Львов и Олли, – оказывается, что в различных пунктах на нее налегают различные по возрасту горизонты. Около дёр. Вязовой в стенке железнодорожной выемки отчетливо видно, как на размытую поверхность зелено-серых песчаников налегают тонкослоистые известняки с многочисленными *Leperditia* и другими остракодами[1]...» «В районе Усть-Катавского завода (западнее) остракодовые известняки уже отсутствуют и аркозовые песчаники ашинской свиты здесь непосредственно покрываются толстослоистыми светло-серыми известняками живетского яруса с фавозитами и пентамерами. Эти известняки, в свою очередь, имеют здесь значительно меньшую мощность (около 4 м), чем в разрезе у ст. Вязовой, где они залегают в кровле остракодовых известняков. Еще далее на запад, в системе р. Аши, возле дер. Ивановки, известняки среднего девона выклиниваются совершенно, и на ашинскую свиту непосредственно ложатся отложения франского яруса.

Такое закономерное выпадение нижнего горизонта, палеонтологически охарактеризованного девона, по направлению с востока на запад, мы наблюдаем и на р. Белой и частью на р. Инзере».

Смысл описанной стратиграфической картины совершенно ясен. Мы имеем дело с отчетливой трансгрессией живетского моря с востока на запад, причем за живетское время море частью успело перекрыть весь западный склон Урала, продвинувшись на платформу, частично же (в системе Кара-тау) еще не перекрыло его, оставив на месте Кара-тау и Уфимского плато (?) некоторый континентальный массив (рис. 20).

Представляется интересным познакомиться несколько ближе с характером отложений живетского бассейна. К сожалению, наблюдения автора касались исключительно южной части, к югу от системы Кара-тау, почему в дальнейшем характеризуются живетские породы именно этого района. Впрочем, по устному сообщению В.Н.Крестовникова, живетские породы района Новосерпеевки, Усть-Катава и других участков имеют много сходного с породами южной части, почему наша характеристика в значительной мере может быть распространена на весь район.

---

[1] В сводной таблице» приложенной к статье, Львов и Олли относят горизонт *Leperditia* к D^1_2. Однако для этого, как справедливо указывает Белоусов, нет никаких данных; гораздо вероятнее, что это D^2_2.

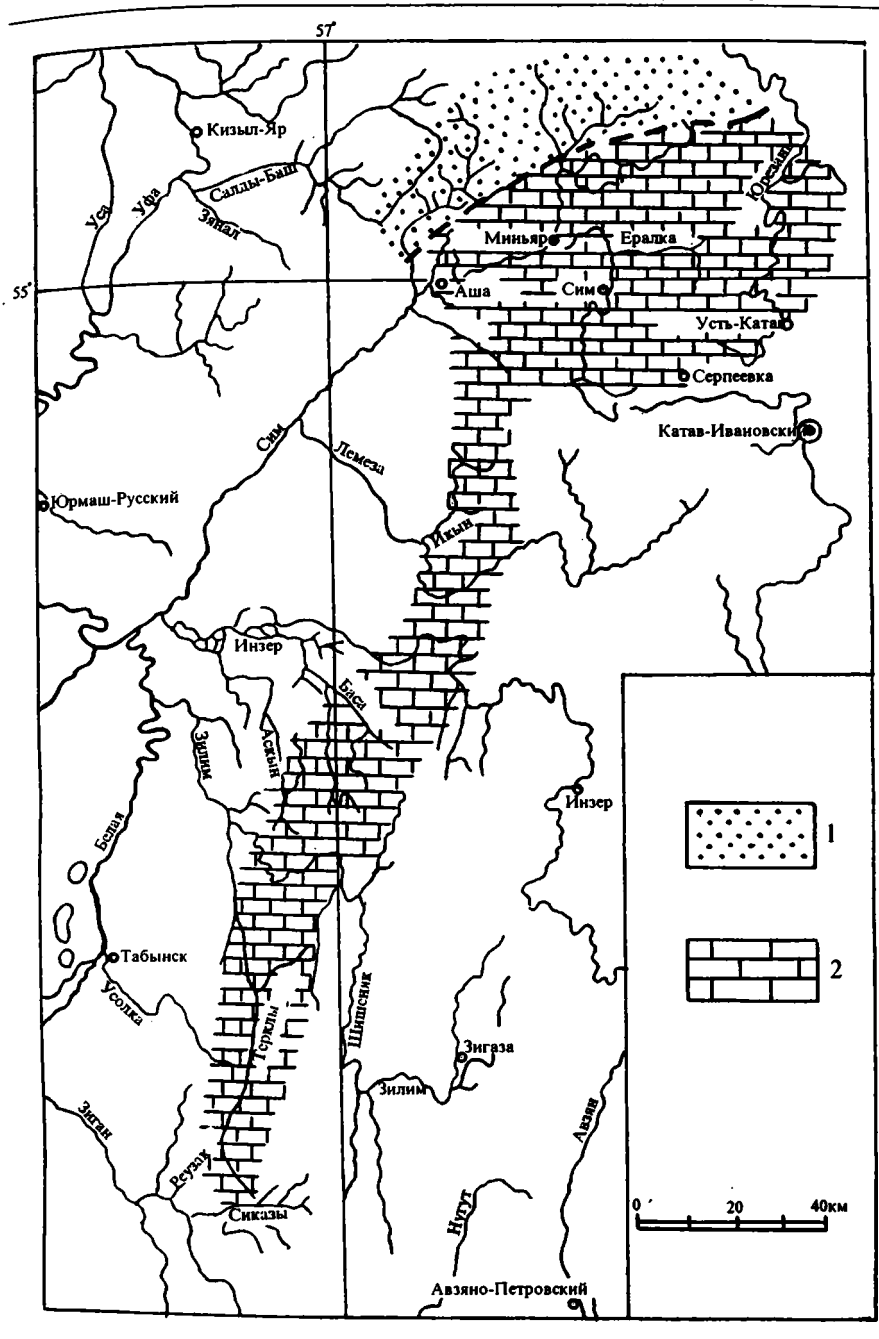


Рис. 20. Фации живетского яруса (D^2_2)
1 – зона отсутствия достоверных пород D^2_2; 2 – известняки

Живетские породы Южного Урала очень однообразны и с некоторыми вариациями повторяются решительно во всех разрезах.

Макроскопически это темно-серые, плотные, массивные известняки, более

или менее перекристаллизованные. Фауна очень обильна и разбросана по всей толще, но обычно скучивается в линзообразные прослои, разделенные пластами без макроскопически заметных фаунистических остатков. Среди последних наиболее обильными оказываются кораллы и строматопоры, слагающие главную массу органогенных прослоев, затем брахиоподы, криноидеи, остракоды, очень редко птероподы. Как видим, состав ее совершенно отличен от фауны известняков доманиковой фации. Совершенно отличен и литологический тип известняков: это настоящие органогенные известняки. По преобладающей роли отдельных организмов среди них можно выделить коралловые (фавозитовые), строматопоровые, криноидные, брахиоподово-криноидные известняки.

Коралловые известняки состоят из бесчисленных колоний *Favosites goldfussi*, то огромных, лепешкообразных (свыше 50 см в диаметре), то мелких, шаровидных, в 5–8 см, местами сильно сближенных, местами отодвинутых друг от друга. К колониям *Favosites* подмешиваются нередко одиночные и колониальные *Cyathophyllum*, мшанки и строматопоры в виде округлых, концентрически слоистых шаров; раковины брахиопод, наоборот, редки. Пространство между фавозитовыми колониями заполнено обычно гораздо более темными по цвету, иногда слегка битуминозными криноидными или же детритусовыми известняками. Характерно, что фавозитовые полипняки встречаются в разрезе известняков не только в нормальном, но и в положении опрокинутом и вообще во всевозможных положениях.

Строматопоровые известняки представляют, так сказать, лишь местную фацию коралловых и возникают в тех случаях, когда среди коралловых известняков строматопор становится очень много и они начинают играть главную роль. Строматопоровые известняки слагают прослои до 5–10 см в толщину и до 15–20 см в длину. На обмытых водой поверхностях береговых откосов превосходно видно строение таких прослоев и их состав из отдельных причудливо волнисто-слоистых строматопоровых колоний.

Известняки брахиоподовые наиболее часто встречаются в верхних частях разреза и представляют ракушечники из массивных пентамерид, залегающих тесно, кучками. Что же касается криноидных известняков, то они, как уже указывалось, являются чаще всего цементирующим элементом в коралловых и брахиоподовых известняках, но иногда образуют и самостоятельные прослои.

Микроскопическое изучение живетских пород не дает чего-либо существенно нового. Оно показывает лишь, что даже те прослои, которые макроскопически не обнаруживают фаунистических остатков, в действительности также являются органогенно-обломочными, но только микродетритусовыми (фототабл. IX). Цемент, спаивающий органические обломки как в этой, так и в других разностях, не всегда ясно раскристаллизован, часто микрозернистый (порошкообразный). Бросается в глаза отсутствие, как правило, окремнения, а также чистота известняков в смысле наличия обломочных частиц. Чтобы уточнить этот вопрос, для нескольких образцов живетских известняков были сделаны химические анализы по типу анализов для доманиковых пород (табл. 32).

Как видим, содержание обломочных частиц совершенно ничтожно и не превосходит 1%. Что касается количества органического вещества, то оно не типично для известняков в целом, ибо анализировались как раз темные, пахнущие битумом участки; в других, светлых, количество С, конечно, будет во много раз меньше.

Изложенные особенности живетских известняков не оставляют сомнений в том, что перед нами типично мелководная, настоящая рифовая фация совершенно нормального моря. Это обстоятельство чрезвычайно важно для более

углубленного понимания некоторых палеогеографических вопросов. Мы видели выше, что живетское море, придя с востока, в некоторых частях (к югу от Кара-тау) успело перекрыть западный склон, в других же (хребет Кара-тау) не перекрыло его полностью, почему частью в области самого хребта, частью на Уфимском плато еще уцелел некоторый континентальный район. Необычайная чистота известняков показывает, что это была весьма низменная, пенепленизированная страна, которая почти не эродировалась, и потому давала такое ничтожное количество обломочных частиц. Если это так, то отнюдь не исключено, что и в других местах, например западнее рифовой полосы в области рек Зилима и Зигана, располагался такой же низменный пенепленизированный район, отдаленный предшественник континетального массива домаников*ой эпохи.

Таблица 32

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	Примечание
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
1	р. Аскын	0,33	97,78	0,73	0,35	Для анализа взяты криноидные и микродетритусовые известняки
2	р. Куш-Елга	0,46	95,96	0,69	0,28	
3	р. Реузяк	0,60	95,76	0,56	0,79	

Обратимся к более высокому горизонту, нижней части франского яруса, непосредственно подстилающей домаников*ый горизонт.

2. Поддомаников*ый горизонт франского яруса Южного Урала

На рис. 5 и 21 изображены фации этого горизонта. Как видим, в отличие от среднедевонских, они не однородны и показывают значительную изменчивость. В общем могут быть выделены четыре участка, каждый из которых имеет свои индивидуальные особенности.

По направлению с юга на север, между рек Зиганом и Аскыном, выделяется прежде всего район, в котором поддомаников*ый горизонт слагается целиком известняками [от 5 до 12 (?) м мощностью], залегающими на живетских совершенно согласно и также согласно перекрываемыми домаников*ым горизонтом. Далее к северу, от Басы в направлении к рекам Миньяру и Ералке, протягивается второй район. Маломощный на крайнем юге, поддомаников*ый горизонт на севере участка значительно возрастает, достигая в разрезе р. Сима 52 (?) м. Одновременно с этим нижняя часть горизонта, хотя и сохраняет согласное залегание на живетских известняках, но переходит уже в песчаную фацию, среди которой местами (р. Баса) наблюдаются и глины.

К востоку от второго района, в верховьях р. Сима и в среднем течении р. Юрезани, располагается третий участок. Характерную особенность его составляет, во-первых, то, что породы поддомаников*ого горизонта D^1_3 лежат здесь на размытой поверхности живетских известняков, переходя иногда даже на подстилающую последние ашинскую свиту; а во-вторых, что в составе

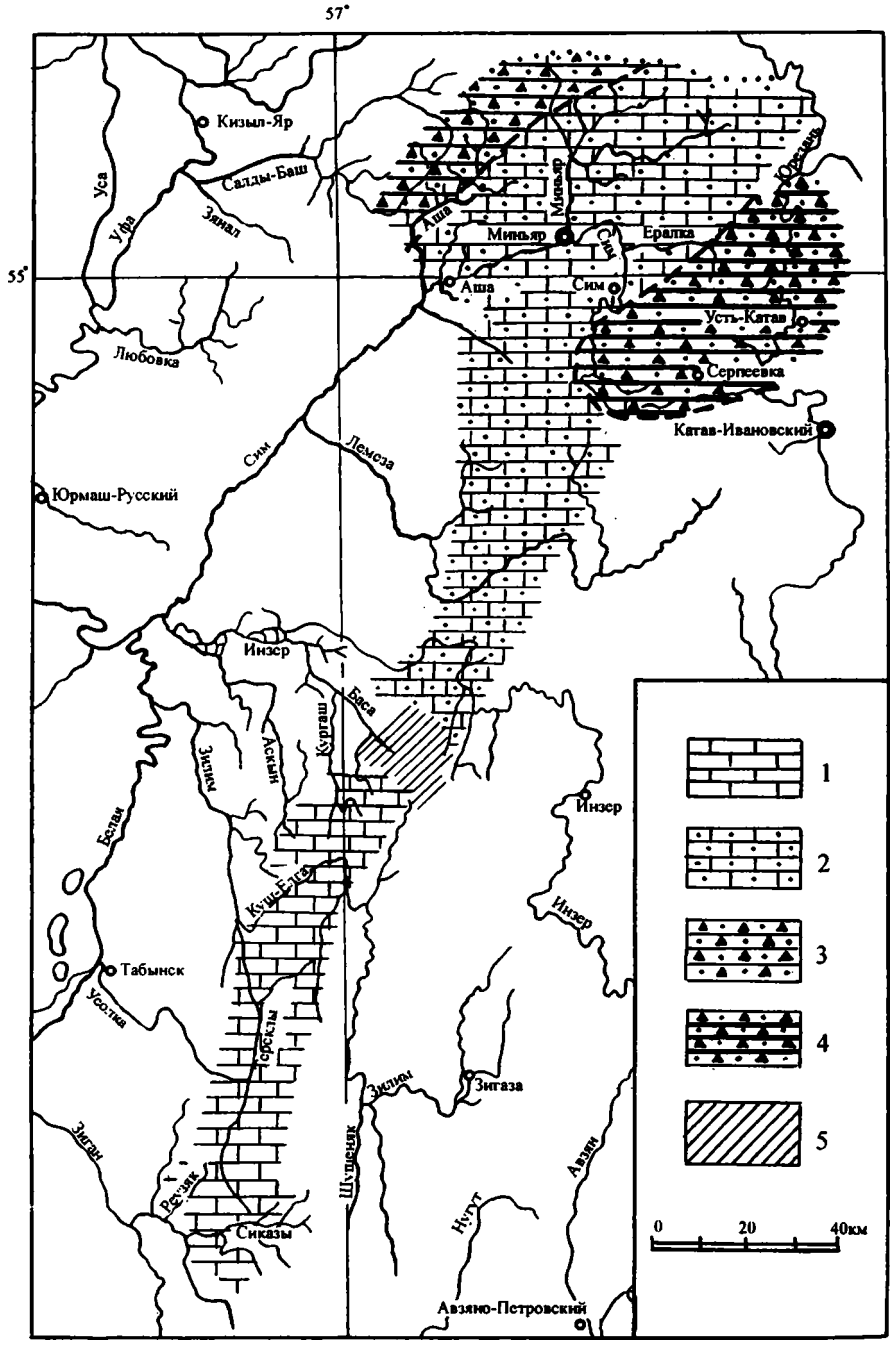


Рис. 21. Фации поддоманикового горизонта (D^1_3a)

1 – только известняки; 2 – песчаники внизу, известняки наверху; 3 – песчаники с оолитовой железной рудой внизу, известняки наверху; 4 – песчаники с бокситами внизу, известняками наверху; 5 – глинистая фация

нижней песчаной части поддоманикового горизонта появляются, кроме обломочных пород, еще бокситы и железорудные пласты. Последний, четвертый, район лежит к северо-западу от второго, в хребте Кара-тау. Здесь живетские известняки исчезают совсем, и поддоманиковый горизонт располагается прямо на ашинской свите. В составе нижней обломочной части его также наблюдаются железные руды, но без бокситов[1]. Прежде чем обсуждать причины, вызвавшие описанные изменения фаций поддоманикового горизонта сравнительно с фациями живетского яруса, познакомимся несколько ближе с самими отложениями начала франского века. К сожалению, из большого, как видим, разнообразия фаций поддоманикового горизонта D'_3 автору удалось подробнее ознакомиться лишь с некоторыми. Описание их, начнем с карбонатных пород.

Карбонатные породы. На юге (Аскын, реки Баса, Инзер, Реузяк, Сиказы) среди них можно выделить две разности: 1) афанитовые серые и зеленоватые известняки, залегающие повсеместно непосредственно под доманиковым горизонтом; 2) темно-серые, иногда пятнистые перекристаллизованные известняки, переслаивающиеся с песчаниками на реках Басе и Инзере.

Первая разность известняков представляет плотную серую или (чаще) явственно зеленовато-серую неслоистую породу, при расколе дающую острые края и углы (отчего производит впечатление кремнистой). Местами (на Реузяке) замечаются перекристаллизованные участки. Остатки фауны обычно отсутствуют, но в некоторых пунктах (Реузяк), наоборот, к этому горизонту приурочены многочисленные очень хорошо сохранившиеся (несплющенные) раковины *Liorhynchus*, *Orthis*, *Orthoceras*, гониатитов, *Buchiola*. Очень характерны для этого типа известняков весьма многочисленные и крупные (1–3,5 мм) пятна и зерна пирита. Последний часто разлагается и прокрашивает породу в бурый цвет (пятна).

Микроскопически основная масса породы представляет порошкообразный кальцит, с зернами обычно около 0,001 мм, проходящий первые стадии перекристаллизации. Последняя выражается в появлении многочисленных, но очень мелких (0,02–0,03 мм) зерен неправильных очертаний. Местами они вытесняют полностью порошкообразную разность и образуют в пределах шлифа крупные полностью раскристаллизованные участки. На фоне этой основной массы разбросаны стилиоли и мелко перетертые, иногда весьма многочисленные, иногда же немногие обрывки брахиопод, криноидей, головоногих, пелеципод (характерные разрезы ребристой раковины *Buchiola*), остракод. В некоторых случаях несомненные органические остатки перекристаллизованы и превращены в светлые крупно- и среднекристаллические резко обособленные от окружающей массы участки. Помимо остатков организмов, в шлифе встречаются многочисленные черно-бурые точки, шарики и пятнышки лимонита (прежде несомненно FeS_2), размером 0,02–0,03 мм, а местами эти точки и возникающие из слияния их пленки замещают участки перекристаллизованных обломков организмов. В некоторых шлифах обнаружены характерные квадраты пирита.

Вторая разность отличается от первой в двух отношениях: во-первых, своей перекристаллизованностью, а во-вторых, богатством и разнообразием остатков организмов. Здесь встречены обломки криноидей, морских звезд, брахиопод, мшанок, кораллов, фораминифер, остракод, птеропод, наконец, возможно головоногих, т. е. всех, в сущности, классов морских известьвыделяющих организмов. При этом наибольшее значение имеют обломки криноидей, которые

[1] Последнее не вполне достоверно, так как поддоманиковый горизонт четвертого района с этой точки зрения изучен очень неполно.

насыщают породу и встречаются во множестве в поле зрения в любом участке шлифа. Остальные организмы играют роль более или менее заметной примеси. Следует обратить внимание на чрезвычайно незначительную роль птеропод, которые здесь весьма далеки от того совершенно исключительного господства, какое им свойственно в породах доманикового горизонта. Таким образом, перед нами существенно иной комплекс форм, или биоценоз, который следовало бы назвать сообществом криноидей. К этому надлежит прибавить, что количество органических остатков в породе необычайно велико и что они, несомненно, составляют большую, подавляющую часть известняка. Следовательно, известняки второй разности – настоящие органогенно-обломочные породы, возникшие вследствие скоплений обломков криноидей и прочей с ними жившей фауны. Обломки обычно мелко перетерты, чаще всего до размеров 0,2–0,6 мм или до 1–2 мм. Сохранность их того же характера, что и в предыдущей разности. Цемент обычно перекристаллизован и образует бесформенные светлые пятна кристаллического кальцита или же приобретает местами сгустковую структуру. Из интересных особенностей породы можно отметить наличие (в отдельных шлифах) единичных зерен глауконита.

Что касается более северных районов, то здесь известняки поддоманикового горизонта изучены еще очень плохо. Отметим две особенности, свойственные здесь этим известнякам: 1) их нередко значительную доломитизацию и перекристаллизованность, в связи с чем остатки организмов здесь встречаются реже; 2) наличие среди них прослоев, обогащенных брахиоподами (особенно из рода *Atrypa*) и, местами, кораллами и строматопорами.

Песчаники. На юге, откуда происходят изученные автором образцы (реки Баса, Инзер, Кургашла), песчаники представляют плотную светло-коричневую пятнистую неравнозернистую породу, с зерном, обычно весьма мелким. Микроскопическое изучение обнаруживает поразительную монотонность минералогического состава: порода оказывается состоящей лишь из кварца и обломочков кварцита, сцементированных крайне скудным количеством кальцита. Размеры зерен варьируют от 0,52 до 0,6 мм в одних шлифах и от 0,03 до 1,5 мм в других. Внешний вид зерен также разнообразен. В мелких фракциях зерна всегда остроугольны; в более крупных хотя и угловаты, но углы округлены, смягчены; многие зерна хорошо окатаны. К этим угловатым и окатанным присоединяется еще большое число зерен идеально округлых или эллипсоидальных, весьма схожих с теми, какие наблюдаются в эоловых песках. Внутри кварцевых зерен (крупных) часты включения тонких кристалликов апатита и черного палочковидного рудного минерала. Органические остатки нацело отсутствуют. Как указывалось выше, цемент известковый, обычно перекристаллизованный, причем в более крупнозернистых разностях он присутствует еще в заметных количествах, в мелкозернистых же только в совсем подчиненном количестве; все зерна здесь тесно прижаты друг к другу, оставляя ничтожные просветы. Химические определения типичного образца мелкозернистого песчаника дали 97,22% нерастворимого остатка (при 1,19% SiO_2, перешедшей в раствор; 0,25% $CaCO_3$ и 3,04% $MgCO_3$.

Севернее, в системе Кара-тау (от р. Аши до верховьев Сима и Юрезани), песчаники исследовались Белоусовым и Романовым (1936). Судя по их описанию, песчаники здесь характеризуются сходными чертами. Отличием является лишь наличие ясных следов окремнения, а также подмеси железных и бокситовых бобовин и оолитов.

Помимо песчаников, в состав поддоманикового горизонта входят, как известно, еще глинистые сланцы как в южной, так и в северной частях района. К сожалению, эти породы почти не затронуты исследованием. На юге, в бассейне р. Басы, они представляют собой породу, чрезвычайно сходную с глини-

стыми сланцами доманикового горизонта и отличающуюся от них, главным образом, пониженным содержанием органического вещества. На севере, в системе Кара-тау, характер глинистых образований не изучен.

Что касается *бокситов и железных руд* Катавского и Кара-таусского районов, то первые представляют собой своеобразные диаспор-шамозитовые оолитовые и бобовые образования, вторые же – довольно типичные руды гематито-шамозитового типа. Подробные описания их даны А.К.Белоусовым [1936] и Г.П.Романовым (1936), почему на более подробной характеристике мы не останавливаемся. Заметим лишь, что, судя по петрографическим особенностям руд, они представляют собою типичные мелководные (едва ли не прибрежные) образования, как это вообще свойственно оолитовым рудам гематито-шамозито-сидеритового типа.

Таковы породы поддоманикового горизонта. Как видим, они значительно отличны от живетских пород. С одной стороны, мы наблюдаем здесь широкое развитие, особенно в самых низах «поддоманикового» горизонта, обломочных и частью химических осадков; с другой, типичные рифовые фации исчезают, хотя общий совершенно мелководный характер осадконакопления остается. При этом хотя в большинстве случаев описываемые осадки располагаются на подлежащих породах согласно, имеется (на северо-востоке каратауской зоны) район, где в основании D^1_3, находится поверхность размыва.

Смысл перечисленных особенностей совершенно ясен. Очевидно, на границе живетского и франского веков где-то в области западного склона Южного Урала происходят поднятия, в результате которых и начинается поступление обломочного материала. Судя по тому, что пески приурочены лишь к северной половине нашего участка, в южной же отсутствуют, надо думать, что поднятия были где-то к северу от нашего района. При этом, по всей вероятности, мы имеем дело не с одним, но по крайней мере с двумя независимыми центрами движений: одним где-то в области Кара-тау и к северо-западу от него, на Уфимском плато, другим – на северо-востоке, в зоне, примыкающей к области размыва на контакте D^2_2–D^1_3. Вероятность существования этих двух центров вытекает из того, что бокситовые и железные руды, теснейшим образом связанные с выносом материала с континентов, располагаются двумя разъединенными полосами. Это обстоятельство, конечно, понятно лишь при предположении, что и необходимые для их возникновения растворы Al_2O_3 и Fe_2O_3 подавались из двух независимых источников: с запада – от Кара-тау и с востока, или, может быть, с северо-востока – из уральской геосинклинали.

Описанные поднятия на границе живетского и франского веков были несомненно непродолжительны и уже скоро сменились обратными движениями. Доказательством этого положения является тот факт, что песчаная и бокситовая фации приурочены лишь к самым нижним частям поддоманикового горизонта, тогда как верхняя часть его слагается уже известняками, выше нами охарактеризованными. Таким образом, в конце поддоманиковой эпохи вновь имеют место условия, близкие к живетским. Опять повсеместно на западном конце Южного Урала накопляются мелководные, частью детритусовые известняки. Отличием является лишь то, что известняки появляются теперь и в каратауской зоне, т. е. здесь близкие участки суши как бы исчезают. В действительности они могли быть в ближайшем соседстве, как и в живетский век, но только по причине своего низменного рельефа не доставляли в сколько-нибудь заметной форме обломочного материала.

Посмотрим теперь, что нового дает доманиковая эпоха с ее своеобразной доманиковой фацией, а также непосредственно следующее за доманиковым время.

3. Доманиковый век и его особенности по сравнению с предшествующей эпохой

Две черты отличают доманиковую фацию от фаций непосредственно предшествующей эпохи.

Доманиковая фация характеризуется прежде всего значительным содержанием обломочного материала, в частности, пелита, причем, в отличие от самого начала франской эпохи, главная масса пелита отлагается уже не в каратауской зоне, а непосредственно к югу от нее, в особенности в районе от р. Аскына на севере до р. Тереклы на юге.

Эта особенность делает очевидным, что отложение доманиковой фации совпало по времени с новыми движениями и новыми поднятиями в соседних участках и, в частности, области, располагающейся прямо на запад от нашего района.

Одновременно с этим на востоке, уже в пределах изученного района, по всей видимости, шли процессы противоположного характера. В самом деле, судя по фауне и, в частности, по отсутствию криноидей, мшанок, строматопор, кораллов, столь изобильных в живетскую эпоху и отчасти даже в начале франского века, доманиковая фация представляет собой относительно более глубоководную фацию, нежели осадки живетского и раннефранского веков, фацию, во всяком случае, нижней части шельфа, а может быть, и верхней половины континентального уступа. Это именно и заставляет принимать для восточной половины западного склона Урала в пределах исследованной области движения в сторону погружений. В итоге оказывается, что движения доманиковой эпохи отличались значительной сложностью: параллельно несколько вздымавшемуся западному участку с востока шел несколько более углубившийся район, где и располагалась доманиковая фация. Единственным исключением в этой области была, по-видимому, площадь известняковых осадков в бассейнах рек Сима и Миньяра[1].

Весьма большой интерес представляет вопрос о том, как конкретно представлять себе это поднятие юго-западного центра? Было ли это действительно воздымание некоторого нового участка из-под уровня моря, или же это было лишь некоторое омоложение рельефа ранее существовавшей, но пенепленизированной суши? Непосредственных данных для решения этого вопроса не имеется. Однако, если мы учтем все особенности палеогеографии доманиковой эпохи, данные в предшествующих главах, в частности, вероятное наличие

[1] А.К.Белоусов в неопубликованной работе следующим образом характеризует кубоидные слои этого района, в значительной средней части своей отвечающие доманиковому горизонту. Кубоидные слои «представлены в бассейне р. Ая, Юрезани и верховьев Сима исключительно известняками, в большинстве случаев светло-серыми, иногда розовыми, слабо глинистыми, переполненными строматопорами: *Clathrodictyon* cf. *Jakovlewi* Riab., *Stromatopora* sp., близкая к *Str. concentrica* Goldf, *Stromatopora* sp., близкая к *Sir. glychensis* Rjab. Другая разновидность известняков этого горизонта имеет темно-серый цвет, иногда совершенно лишена ископаемых, часто же содержит много брахиопод, вместе с которыми находятся строматопоры. Обе фации развиты преимущественно в бассейнах Юрезани, Катава и верхнего течения р. Сима. На р. Ай около пос. Айлино, Новой Пристани они замещаются темно-серыми известняками, переполненными *Amphipora patokensis* Rjab. Указанное распределение фаций не является строго выдержанным. Строматопоровые известняки наблюдаются и в районе селения Айлино, так же как амфиопоровые известняки встречаются на р. Катаве. Изредка в известняках нижнего горизонта франского яруса прослеживаются прослои кремня, сами известняки часто доломитизированы». С некоторыми поправками на большую доломитизацию эта характеристика приложима и к более западным участкам каратауской зоны.

русел крупных водотоков, выбрасывавших обломочный материал в доманиковым бассейн, то станет совершенно очевидным, что о сформировании на юго-западе совершенно нового крупного континентального района не может быть и речи. Палеогеография доманикового времени говорит скорее о том, что поднятие юго-западного центра было лишь омоложением и, может быть, незначительным расширением на восток центра, уже прежде существовавшего и потому выработавшего развитую речную сеть. Если в осадках более ранних моментов (живетский и раннефранский века) этот центр не чувствуется, то, как мы уже говорили, это происходит не потому, что его не существовало, но потому, с одной стороны, что его граница (берег) была несколько отодвинута на запад, а с другой, что сам участок был сильно пенепленизирован и потому обломочного материала не доставлял.

4. Кровля доманикового горизонта

Как видно на рис. 22, кровля доманиковой фации повсеместно образована известняками, чистыми или доломитизированными. Однако литологический и фаунистический облик этих известняков, с одной стороны, и их мощности, с другой, сильно разнятся, что и позволяет для осадков кровли выделить несколько районов с разной физико-географической обстановкой.

Весьма любопытен с этой точки зрения прежде всего район р. Аскына. По данным Г.И.Теодоровича [1935] здесь располагается мощная, до 100 м, толща чистых известняков, в которой могут быть выделены три горизонта:

А. Беловатые, светло-сероватые и светло-серые известняки с многочисленными брахиоподами и члениками криноидей (брахиоподовые и брахиоподово-криноидные известняки) мощностью около 50 м. В известняках этих встречены: *Rhynchonella* cf. *pugnus* Mart., *Rh. triaequalis* Goss., *Rh.* sp., *Pentamems* sp., *Spinifer* cf. *pachyrhynchus* Vern., *Sp.* sp., *Athyris concentrica* Buch., *Ath.* cf. *Bayeti* Rig. и др.

В. Светлый коралловый известняк, переполненный характерными для франского яруса *Cyathophyllum minus*, с небольшими прослоями брахиоподового известняка; мощность 6–7 м. В прослоях брахиоподового известняка встречены: *Rhynchonella acuminata* var. *platyloba* Sow., A. *Rh. acuminata* var. *mesogonia* Phil., *Pentamerus* cf. *galeatus* Tschern., cf. *globus* Tschern., массовые скопления *Atrypa Duboisi* Vern. (атриповый известняк), *Atr.* ex. gr. *reticularis* Lin., *Atr. kaddielniae* Gur. *Atr.* sp.

С. Светло-сероватые известняки с брахиоподами и члениками криноидей, местами с кораллами – около 30 м. В известняках найдены: *Rhynchonella acuminata* var. *typica* Mart., *Atrypa Duboisi* Vern., *Atr.* aff. *Duboisi* Vern., *Atr.* ex. gr. *reticularis* L., *Atr.* sp., *Pentamerus*, *Stromatoporidae*, *Avicula* sp.

Микроскопическая картина известняков Аскына весьма изменчива. В подавляющем большинстве случаев это органогенно-обломочные (криноидные, брахиоподово-криноидные, мшанковые, коралловые, строматопоровые) известняки, в разной степени перекристаллизованные с цементом, то порошкообразным, то кристаллическим. Среди карбонатной массы обломочный материал, равно как и органическое вещество, не улавливаются совсем, и лишь в нижней части разреза кровли встречены отдельные трещинки, заполненные асфальтоподобными прожилочками. Представление о большой чистоте известняков подтверждается и химическими анализами нескольких проб (для анализа брались куски цемента из брахиоподовых, коралловых и прочих разновидностей), приведенными в табл. 33.

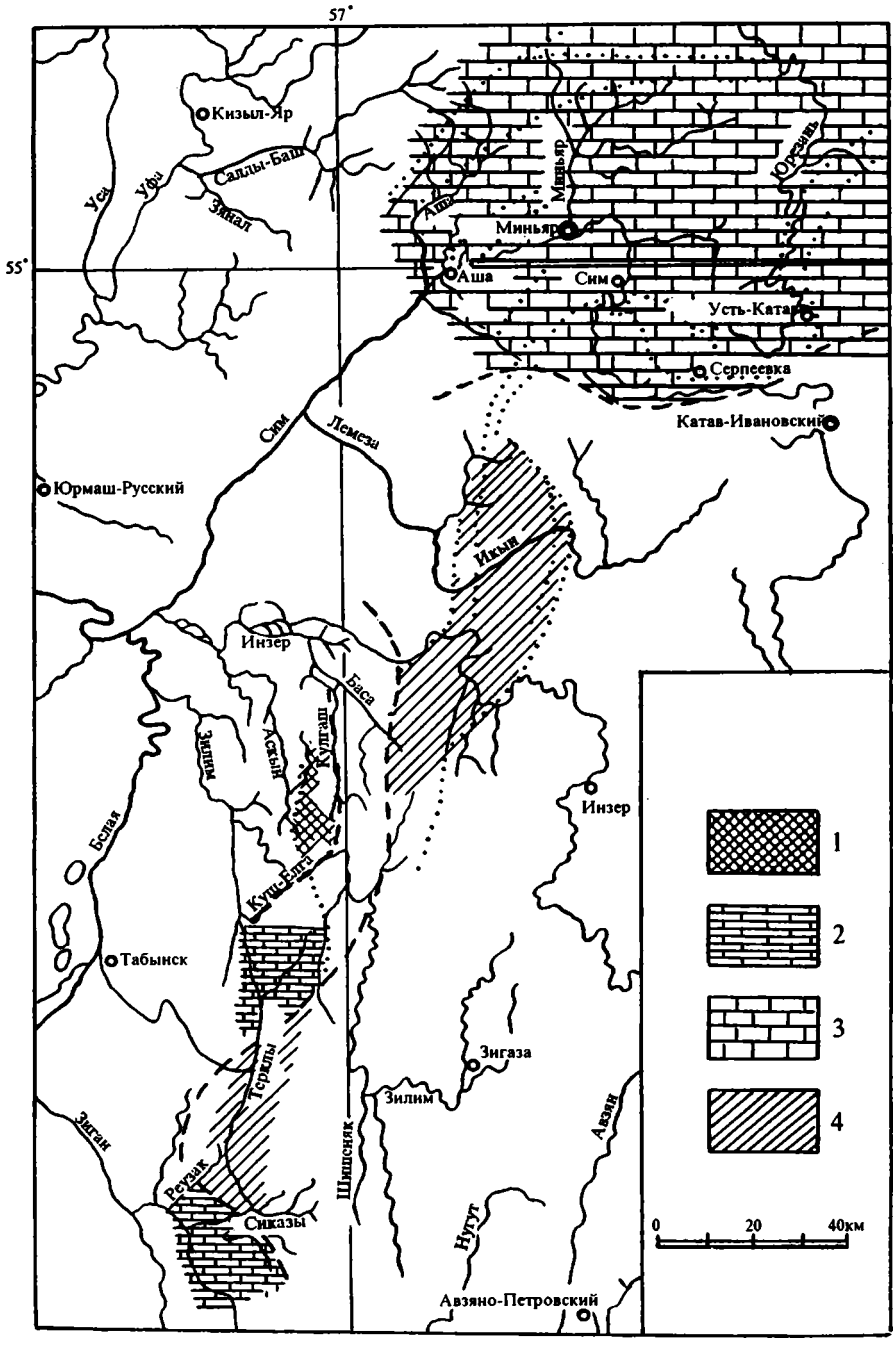


Рис. 22. Фация наддоманикового горизонта (D^1_3c)

1 – брахиоподово-коралловые известняки (рифовая фация); 2 – брахиоподово-коралловые доломитизированные известняки (переходная фация); 3 – то же, что и предыдущее; включают горизонт бокситовых руд; 4 – птероподово-гониатитовые известняки

Таблица 33

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	
		%			
	р. Аскын				
1	обр. 17	–	98,52	0,57	0,55
2	обр. 11	0,47	98,67	0,75	0,20
3	обр. 25	0,41	96,93	1,51	0,32
4	обр. 26	0,12	97,89	1,57	0,08
5	обр. 27	0,20	97,52	1,78	0,05

Как видим, известняки Аскына действительно представляют чистые карбонатные образования, к тому же совершенно недоломитизированные. Учитывая органогенно-обломочную природу известняков, мы вправе думать, что исходным осадком для них были образования типа современных ракушечников, местами осложненные небольшими участками коралловых и строматопоровых рифов.

Как показано на рис. 22, восточнее аскынского рифоподобного ракушечникового известняка по рекам Тереклы, Зилиму, с одной стороны, и по р. Сикази – с другой, тянется полоса известняков же значительно отличного состава. Характерную черту этой полосы составляет прежде всего то, что мощность известняков здесь убывает, на Сикази до 50 м, на Тереклы до 20–30 м, а во-вторых, что в самом составе карбонатной толщи наблюдается резкое уменьшение собственно раковинных прослоев и возрастание частью немых доломитизированных разностей, частью известняков со скудной фауной. В качестве наиболее полного разреза подобного рода можно привести разрез на р. Сикази.

В этом разрезе непосредственно над домаником располагаются:

1. Известняки светло-серые, искристые, песчаниковидные, доломитизированные, внизу почти немые или содержащие лишь криноидей и остракод, вверху с несколько более богатой фауной. Местами замечаются поры, выполненные чаще всего кальцитом, иногда же асфальтитоподобным веществом. Мощность около 40–35 м.

2. Светлые белые, относительно рыхлые известняки, крупнокристаллические, переполненные фауной. В составе последней на первом месте – криноидеи, мелкие и крупные, битком набивающие породу. Далее, огромные количества брахиопод, *Atrypa, Rhynchonella* и т. д., наконец, одиночные кораллы, как червяки пронизывающие породу. На самом верху располагается весьма своеобразный брахиоподовых ракушечник из *Atrypa* и *Athyris* с подмесью некоторых других групп.

Аналогичные разрезы, но только с еще более подчиненным значением ракушечниковых разностей, имеются и на реках Тереклы, Зилиме.

Микроскопическая структура раковинных разностей остается той же органогенно-обломочной, какая наблюдалась в предыдущем типе. Микроструктура и состав немых или более бедных органическими остатками известняков иные.

Сообразно с тем, что количество органических остатков здесь резко уменьшено, подавляющую массу породы слагает уже порошкообразный или сгустковой структуры кальцит, среди которого располагаются многочисленные, отчетливо ограниченные зерна доломита. Количество последних и их соотношение с кальцитовой частью сильно варьирует от таких случаев, где преобладает сгустковый или порошкообразный кальцит, до таких, где главная масса – доломит. Органические остатки обычно сильно разрушены и представлены преимущественно криноидеями, остракодами и птероподами. Появление этих последних представляет особенный интерес, так как они позволяют связать известняки Аскына с известняками описываемого ниже птероподово-гониатитового типа.

Что касается общего химического состава известняков второй полосы, то он иллюстрируется табл. 34.

Таблица 34

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества
			$CaCO_3$	$MgCO_3$	
		%			
1	р. Тереклы	1,63	94,59	1,12	0,05
2	р. Тереклы	1,15	74,58	21,64	Нет
3	р. Сиказы	0,00	95,53	1,94	0,30
4	р. Сиказы	0,32	96,95	1,47	0,28
5	р. Сиказы	2,27	84,08	10,78	0,08

Как видим, известняки второй полосы столь же чисты в смысле обломочного материала и органического вещества, как и известняки Аскына, но доломитизированность в них выражена гораздо резче.

Третья полоса известняков следует еще восточнее второй и располагается, с одной стороны, по рекам Инзеру, Басе, Лемезе и их притокам, с другой по рекам Реузяку и Усолке. Отличительную черту этих участков составляет то, что карбонатные породы (которые здесь, как и во второй зоне, частью значительно доломитизированы) содержат еще меньше донных организмов, чем во второй зоне. В частности, брахиоподовые и коралловые раковинные разности здесь совершенно отсутствуют, и из макрофауны сколько-нибудь обильны лишь гониатиты и птероподы. Таким образом, в третьей зоне известняки от типичных кораллово-брахиоподовых рифоподобных, как на Аскыне, переходят в гониатитово-птероподовые. Макро и микроскопически породы этой полосы не всегда одинаковы, почему мы и остановимся кратко на их характеристике.

Наиболее распространены светло-серые (то более, то менее темные) и белые плотные известняки с признаками перекристаллизации, сильно трещиноватые. Трещины, как и в доманиковой горизонте, прихотливых очертаний и заполнены в одних случаях асфальтитом, в других кальцитом. Внизу на контакте с доманиковым горизонтом проявления асфальтированности сильнее, кверху же сильно ослабевают, а в вышележащих своеобразных узловатых известняках фаменского яруса исчезают совсем. Характерную черту породы составляет редкость макроскопически заметной фауны; встречаются лишь го-

ниатиты (*Tornoceras*, *Manticoceras*) и наутилоидеи. Другая особенность – отсутствие макроскопических следов окремнения. Микроскопически главную массу породы составляет микрозернистый кальцит, среди которого располагаются пятна кристаллического $CaCO_3$, состоящего из зерен по большей части неправильных очертании, без ясных границ и с большим количеством заключенных в них зернышек порошкообразного карбоната. Местами среди этой неясно кристаллической и порошкообразной массы располагаются гнезда, прожилки и отдельные зерна с ясными и хорошо видимыми очертаниями составляющих их кристаллов. На фоне описанного цемента выделяются многочисленные остатки птеропод *Styliolina* и *Tentacueltes*, обычно сильно разрушенные и превращенные в порошкообразный кальцит, часто с едва уловимыми очертаниями. Из некарбонатных элементов встречаются лишь шарики FeS_2, пятна лимонита и единичные зерна кварца.

Вторую разность, встреченную лишь в разрезе Кургашлы, образует белый, перекристаллизованный сахаровидный «искристый» известняк, состоящий, как показывает микроскопическое исследование, из сплошной мозаики кристаллов неправильной формы, размерами от 0,05 до 0,5–0,8 мм. Характерной чертой этой разности является полное отсутствие всяких (и макро- и микроскопических) остатков фауны, что, несомненно, представляет целиком вторичное явление и связано с полной перекристаллизацией пород, аналогичных только что описанной первой разности.

В двух местах, на р. В. Кургашле и на р. Усолке, среди пород доманиковой кровли располагается новая (третья) разность: доломитизированные известняки. Это плотная песчаниковидная порода, серого и желто-бурого цвета, без органических остатков. Характерны многочисленные «слезки», видимые на расколе, и округлые пустоты, до 1 см в диаметре, выполненные прозрачным «стекловидным» кристаллическим $CaCO_3$. Микроскопически строение породы то же, что и у предыдущей разности, т. е. нацело перекристаллизованное, но только кристаллы мельче и часто представляют хорошо ограненные ромбоэдры. Много лимонита, который либо замещает шарики FeS_2, либо лежит в виде пигмента на разграничительных поверхностях кристаллов. Всякие следы органических остатков отсутствуют.

Химический состав известняков приведен в табл. 35.

Таблица 35

№	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Карбонаты		С органического вещества	Примечание
			$CaCO_3$	$MgCO_3$		
		%				
1	р. Реузяк	0,99	95,53	2,46	0,49	Нормальный известняк
2	р. Б. Кургашла	1,80	95,44	2,34	0,16	Перекристаллизованный известняк
3	р. Б. Кургашла	2,06	56,96	39,41	Следы	Доломитизированный известняк
4	р. Инзер	1,33	93,38	0,82	Следы	Нормальный известняк
	р. Усолка					
5	глуб. 156 м	2,53	77,59	17,18	–	Доломитизированный известняк
6	глуб. 165 м	1,47	95,45	1,76	–	

Последний, четвертый район занимает систему Кара-тау в широком смысле слова. Конкретные разрезы франского яруса в различных пунктах этого участка уже были приведены в предыдущем (в главе I), и потому мы повторять их здесь не будем. Отметим только, что по общему характеру разрез этот напоминает разрез второй из южных полос, т. е. состоит из чистых и доломитизированных известняков, по большей части немых, среди которых встречаются, однако, прослои, переполненные брахиоподовой, а иногда и брахиоподово-коралловой фауной. Особенностью Каратауского района является то, что: 1) мощность карбонатной кровли здесь очень велика (>100 м) и 2) внутри этой кровли наблюдаются следы перерыва. Последнее обстоятельство хорошо видно на сводном разрезе D^1_3, заимствованном из работы Белоусова (рис. 4). Его выражением является новая бокситоносная толща (орловская), располагающаяся на размытой поверхности известняков, на значительном вертикальном расстоянии от доманикового горизонта.

Спрашивается, о какой физико-географической обстановке говорят описанные только что факты? При решении этого вопроса, первое, что необходимо отметить, это необычайную чистоту известняковой кровли доманика, лишенного обломочного материала. Как следует из довольно многочисленных анализов, приведенных на предыдущих страницах, количество минерального нерастворимого остатка колеблется от десятых долей до 2%, т. е. практически принос обломочного материала отсутствует. Это обстоятельство имеет чрезвычайно крупный интерес. Оно показывает, что те поднятия, которые питали доманиковый бассейн пелитовым материалом; теперь либо снивеллировались до совершенного пенеплена, либо же погрузились под уровень моря, что весьма вероятно. Во всяком случае, никаких следов их мы не обнаруживаем.

Любопытно, что одновременно с ликвидацией западных поднятий в области отложения самой доманиковой фации никаких значительных перемен, повидимому, не произошло: как и в доманиковое время, здесь отлагались осадки, более глубоководные, чем в районе непосредственно к западу от них. Подтверждением этому может служить та картина распределения фаций внутри известняковой толщи, какая была обрисована выше. В самом деле, если мы сравним гониатитово-птероподовую фацию наддоманикового горизонта с нормальной разностью доманиковой фации, то легко увидим, что главнейшим различием между ними является наличие пелитового (и обусловленного им битуминозного) материала в доманике и отсутствие его в наддоманиковом известняке. Состав же фауны в обоих случаях в существенных чертах совершенно одинаков (гониатиты, птероподы). Это именно обстоятельство и заставляет думать, что условия отложения птероподово-гониатитовых известняков аналогичны условиям отложения доманика, т.е., иными словами, что это были относительно глубоководные осадки франского бассейна. Наоборот, если мы обратимся к брахиоподово-коралловым известнякам р. Аскына, то их мелководная природа станет совершенно очевидной. Промежуточная полоса известняков, в которой кораллово-брахиоподовые прослои играют подчиненную роль, должна быть, очевидно, переходной по своей глубине. Если все эти соображения верны (а иное толкование в данном случае дать трудно), то становится ясным, что одновременно с тем, как на западе ликвидировались поднятия, на востоке общая топография морского дна не претерпевала существенных изменений. Иными словами, мы можем рассматривать последоманиковый век как эпоху трансгрессии относительно доманикового времени.

Описанная картина позволяет по-иному, чем до сих пор, подойти к оценке специфических особенностей доманикового времени в общем ходе живетской и франской истории западного склона Южного Урала. Как известно из выдержки, приведенной в главе VI, А.Д.Архангельский считает специфической особенностью доманика то обстоятельство, что он характеризует максимум трансгрессии на западном склоне Урала. Хотя этот взгляд и получил в настоящее время значительное распространение, все же материалы, изложенные в настоящей главе, показывают, что такое толкование не соответствует действительности. Максимум трансгрессии наступает лишь в последоманиковый век. Доманиковое же время совпадает с эпохой колебательных движений западного склона Урала вообще и, в частности, совпадает с поднятиями участков к западу от области современного расположения доманиковых пород.

5. Эпиконтинентальная природа доманиковой фации западного склона Южного Урала

Предыдущим достаточно определяется место доманиковой фации в ряду других фаций западного склона Южного Урала. Однако изложенным вопрос все же не исчерпывается.

В последнее время делаются попытки выделить среди осадочных образований не только различные генетические фациальные типы (морские шельфовые, гемипелагические и т. д.), но и распознать среди них типы пород, связанные в своем генезисе с основными структурными единицами земной коры, в первую очередь, с геосинклинальными и платформенными районами. Так, например, флишевые толщи, мощные внутриформационные конгломераты, яшмовые и кремнистые толщи среди эффузивных пород рассматриваются как типично геосинклинальные осадки. Маломощные глинистые и карбонатные осадки, гипсоносные и соленосные лагунные осадки, желваковые фосфориты, наоборот, квалифицируются как свойственные эпиконтинентальным бассейнам. Наконец, могут существовать и такие фации, которые встречаются и на платформе и в геосинклинальных зонах. В связи с этим, представляется интересным попробовать оценить, в какую же из перечисленных трех категорий следует отнести доманиковую фацию.

На первый взгляд кажется, что вопрос решается совершенно определенно тем фактом, что доманиковая фация западного склона Южного Урала располагается в пределах геосинклинального района и, стало быть, уже потому должна рассматриваться как геосинклинальная. Однако в действительности это не так. Дело в том, что палеозойская история западной части западного склона Урала сложна и, если так можно выразиться, противоречива. Если мы возьмем нижний палеозой до S_1 включительно, то окажется, что этот период времени характеризуется накоплением чрезвычайно мощных, частью обломочных, частью карбонатных толщ, общая мощность которых достигает минимум 4500–5000 м. В это время западный склон Урала по характеру осадконакопления отчетливо отличался от платформы.

Последующая эпоха, начиная от S_2 до C_2 включительно, имеет совершенно иные черты. Прежде всего в весьма длительный период – S_2, D_1 и D^1_2 – никакого осадконакопления в пределах западной полосы западного склона не происходит вообще. Что же касается осадков D_2 и D_3, а также C_1 и C_3, то они в подавляющем большинстве случаев по мощности не отличаются сколько-нибудь заметно от платформенных. Так D^2_2 колеблется от 0 до 50 м; верхний девон от нескольких десятков метров до 300–400 м, чаще же до 100–200 м. Эти цифры не только не превосходят, но часто уступают платформенным

(разрез воронежского девона около 350 м, тиманского до 750 м). То же для C_1: под Москвой он до 250 м; на Самарской Луке около 400 м; в районе от Каратау до Зигана до 500 м; на севере, в Кизелевском районе, около 800 м. Наконец, C_2 под Москвой около 120–130 м; на Самарской Луке около 400 м; на западном склоне Урала до 200 м. Характерно при этом, что в карбоновое время осадки сходны не только по мощностям, но и по фациям. Таким образом, мы можем констатировать, что в период от S_2 до C_2 включительно западная полоса Урала живет в смысле колебаний и интенсивности прогибаний такой же жизнью, что и платформа. После C_2 обстоятельства вновь меняются: начинается накопление мощной артинской толщи типично геосинклинального характера, по всем своим признакам резко отличающейся от аналогичных платформенных образований. Западная полоса западного склона Урала как бы вновь обретает себя как геосинклинальная зона.

Приведенные чисто фактические сопоставления показывают, что в вопросе о типе доманиковой фации дело обстоит отнюдь не так просто, как кажется. Несмотря на то, что доманиковая фация Южного Урала отлагалась пространственно в области геосинклинального характера, по времени она приурочена к такой эпохе, когда эта область не проявляла специфических геосинклинальных особенностей, но вела себя также, как платформа. Отсюда явствует, что хотя пространственно доманиковая свита и попадает в геосинклинальную область, однако по сути дела это есть фация эпиконтинентального, наплатформенного типа, и она возникла в геосинклинальной области потому, что эта часть геосинклинали вела себя в эпоху, непосредственно предшествующую доманиковому веку, и еще долгое время спустя, как платформенная площадь. Если подобного рода толкование справедливо; то отсюда явствует, что доманиковая фация Южного Урала могла не ограничиваться лишь западным склоном Урала, но заходить в какой-то степени и в область Восточно-Русской впадины. Давным-давно известный ухтинский доманик может служить в данном случае лишь подтверждением.

Эти общие теоретические рассуждения могут иметь и непосредственное практическое применение, как это мы увидим в заключительной главе,

Глава IX

Следует ли рассматривать доманиковый горизонт как один из нефтепроизводящих горизонтов Урала?

При изучении литологии доманикового горизонта одной из задач было рассмотрение вопроса о том, может ли этот горизонт считаться нефтепроизводящим для уральской нефти или же наличный фактический материал исключает возможность такой гипотезы?

Попробуем теперь на основании полученных результатов так или иначе ответить на этот вопрос. Чтобы положение дел стало более ясным и определенным, полезно выяснить предварительно, каким требованиям вообще должна удовлетворять битуминозная свита для того, чтобы считаться с должным основанием нефтепроизводящей. Таких требований, на взгляд автора, два. Во-первых, поскольку в настоящее время исследованиями Treibs выяснено, что нефть вообще в своем генезисе никогда не проходила газовую фазу, но возникла в результате деструктивных процессов из исходного полужидкого коллоидно-органического материала, необходимо, очевидно, чтобы во всякой нефтепроизводящей свите были отчетливые следы былого наличия жидкой, способной к миграции, фазы органического вещества. Во-вторых, должны

иметься фактические доказательства не только ограниченной (вблизи битуминозной толщи), но и далекой миграции битумов вплоть до нефтесодержащего горизонта.

Обращаясь к доманиковому горизонту, нетрудно убедиться, что он отвечает в значительной мере обоим требованиям.

Прежде всего, как было уже изложено выше, асфальтированность доманикового горизонта и соприкасающихся частей кровли и подошвы доказывает с несомненностью, что породы доманикового горизонта некогда, в один из периодов своей истории, явно содержали в своем составе фазу жидких битумов. Последние затем были отдавлены в трещины и ныне представляются нам в виде многочисленных асфальтитовых прожилочков, то мелких, микроскопических, то чрезвычайно крупных, в десятки метров длиной и до 0,8 м толщиной.

Этим самым доманик полностью выполняет первое необходимейшее требование, которое предъявляется ко всякой нефтепроизводящей свите. Но он выполняет в значительной мере и второе требование, относящееся уже к самой жидкой фазе: наличие фактических доказательств не только ограниченной, но и далекой миграции вплоть до нефтесодержащего горизонта.

Чрезвычайный интерес представляет, с этой точки зрения, один факт, описанный А.П.Блудоровым (1931) и Г.В.Вахрушевым.

На р. Куш-Елге в толще доманика была обнаружена крупная жила асфальтитоподобного вещества, связанного, несомненно, как и все подобные жилы, с доманиковым органическим веществом. В 2–3 км от этой жилы, на р. Сикашты, несколько ниже устья впадающей в нее Куш-Елги, против поляны Таш-Калкан, в глинисто-песчаниковой турнейской свите были также обнаружены линзы блестящего черного «угля». «Уголь выше уровня воды, – пишет Блудоров, – встречен в виде прослоек от 2 до 5 см мощности, местами раздувающихся в мелкие линзы, местами совершенно выклинивающихся. Они залегают в серых... глинах и в большинстве случаев сопровождают железистые конкреции. Прослойка «угля» обволакивает конкрецию, встречается внутри ее, переходит на соседнюю и затем выклинивается. Если встречаются в глине «уголь» и конкреции, то они находятся в подобном сочетании» (Блудоров, 1931). Такие же прожилки встречены и ниже уровня воды, где они раздуваются до 0,25 м. «Говорить, о растительном происхождении угля, – пишет Блудоров, – не приходится; нет никаких указаний на этот счет».

«То обстоятельство, что уголь залегает мелкими линзообразными вздутиями и неправильной формы участками, выклинивающимися прослойками по трещинам, говорит скорее о проникновении битумов в породу, нежели об обычном для угля способе образования» (Блудоров, 1931). С этим заключением цитируемого автора можно только согласиться, тем более что в ближайшем соседстве с выходом на р. Сикашты, по р. Куш-Елге имеются, как было уже указано, несомненные проявления очень крупных асфальтитовых (или антраксолитовых) жил в доманиковом горизонте. Таким образом, можно принять, что на р. Сикашты мы имеем достоверный случай проникновения крупных масс битумов значительно выше, чем это наблюдается обычно. Воспользовавшись, очевидно, благоприятно сложившейся трещиноватостью, битум уже не ограничивается низами франского яруса, но подымается в нижний карбон.

Крупный принципиальный интерес случая на р. Сикашты заключается в том, что он заполняет в значительной мере пустой промежуток между доманиковым горизонтом, с одной стороны, и нефтеносными горизонтами Урала – с другой и позволяет с большей уверенностью говорить о доманиковом горизонте как вероятной нефтепроизводящей толще Урала.

Приведенные факты доказывают, что после произведенного литологического изучения доманикового горизонта нет никаких данных отказываться от взгляда на него как на нефтепроизводящую свиту Урала. Наоборот, мы с фактами в руках можем доказывать, что доманиковый горизонт был нефтепроизводящим горизонтом Урала, хотя, быть может, и не единственным.

Помимо непосредственного своего интереса изложенные материалы интересны еще тем, что они позволяют, – я бы сказал даже резче, – обязывают поставить на конкретном материале работу, которая, насколько мне известно, не ставилась еще нигде, но которая является крайне существенной и необходимой. В самом деле, если мы знаем, что асфальтиты доманикового горизонта происходят из самых доманиковых пород, то мы должны, очевидно, путем детального химического исследования сравнить органическую массу исходной материнской породы и получившегося из него асфальтита и попытаться выяснить, какие же черты химического сходства их соединяют и какие черты различия разъединяют? Нет никакого сомнения, что подобного рода работа, проведенная правильной химической методикой, даст чрезвычайно важные и плодотворные результаты, ибо она впервые попробует поставить на конкретную почву общие рассуждения о ходе и характере превращений органического вещества, дающих в результате подвижные мигрирующие битумы. Нет никаких сомнений в том, что истолкование результатов экспериментальной работы может вызывать ряд трудностей, ибо жидкие битумы прошли через длинный ряд вторичных процессов. Однако мне кажется, что при упорной работе эти трудности могут быть преодолены, и уж во всяком случае они не могут являться аргументом против постановки предлагаемой работы уже теперь.

Одновременно с предложенной должна быть, на мой взгляд, поставлена и другая работа. А именно: должно быть предпринято сравнительное изучение органической массы нефти Урала на всех его месторождениях. Имея в руках данные, с одной стороны, об органической массе доманика и мигрировавших из него асфальтитов, а с другой, об органической массе уральской нефти, мы будем иметь, в сущности, весь необходимый материал для того, чтобы, учитывая, комбинируя эти химические данные геологически, решить, наконец, окончательно такую и теоретически и практически важную проблему, как генезис уральской нефти.

Необходимость подобного рода работ, как мне кажется, уже чувствуется многими геологами и химиками. Она весьма отчетливо была не так давно сформулирована в статье А.Д.Архангельского и С.В.Павловой [1932]. Однако сама постановка таких работ тормозилась, если так можно выразиться, неопределенностью материала, который мог бы быть использован. Как видно из предыдущего, положение дел в настоящий момент значительно меняется, и именно для Урала могут быть предложены уже весьма достоверные и бесспорные объекты, как будто сулящие определенный, интересный и важный результат.

Мне кажется, что, вообще говоря, учение о происхождении нефти и других битумов находится сейчас на такой стадии, когда необходимо от общих разговоров переходить к детальному и всестороннему геологическому и химическому изучению, к анализу конкретных случаев, конкретных нефтяных горизонтов. Только таким путем отберутся, наконец, действительно ценные и соответствующие действительности теории и будут отброшены неверные. И именно для такой попытки перехода от общего к конкретному уральский материал, как показывают изложенные выше факты, представляет несомненный интерес и значение.

Литература

Архангельский А.Д. Где и как искать нефть в пределах Европейской части Союза. Нефт. хоз., 1929.
Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. В. 1. М.–Л., 1934.
Архангельский А.Д. О происхождении некоторых осадочных кремнистых пород., Сборн. акад. В И. Вернадскому, 2. 1936.
Архангельский Л.Д. и Павлова С.Н. К вопросу о происхождении битумов Волго-Уральской области. Нефт. хоз., 1932, I.
Архангельский А.Д. и Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. 1938.
Белоусов Л.К. Бокситы западного склона Ю.Урала. Тр. Конф. по железу, алюминию и марганцу, 1937.
Варов А.А. К литологии доманиковых отложений. Нефт. хоз., 1934.
Вахрушев Г.В. Горючие ископаемые Башкирии. Уфа, 1932.
Вахрушев Г.В. Нефть в Башкирии. Уфа, 1933.
Горшкова Т.И. Некоторые данные по химическому составу осадков Гренландского моря. Сборн. акад. В.В. Вернадскому, 2. 1936.
Горяинова О.П. и др. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. Всес. геол.-развед, объед., 1931, 50, в. 70.
Дорофеев Н.В., Рябинин В.Н. Аша-Миньярский район. Тр. Всес. геол.-развед. объед., 1932, в. 134.
Зернов С.А. Общая гидробиология. 1934.
Конюшевский Л. Геологические исследования в районе рудников Архангельского завода в Южном Урале. Тр. Геол. ком., н. с., 1908, в. 30.
Краснопольский А. Геологический очерк окрестностей Лемезинского завода Уфимского горного округа. Тр. Геол. ком., н. с., 1904, в. 17.
Крестовников В.Н., Теодорович Г.И. Микропетрографическая характеристика горизонтов палеозойских отложений западного склона Южного Урала. Нефт. хоз., 1934.
Львов В., Олли А.И. Об отношении среднего карбона к ашинской свите и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 64, в. 2.
Мурчисон Р., Кейзерлинг А., Верпейль Э. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. СПб., 1849.
Наливкин Д.В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. инст., 1926, 7, в. 1.
Наливкин Д.В. Учение о фациях. 2 изд. Л.–М., 1933.
Пуцилло В.Г. и Успенскии С.П. Предварительные данные по изучению нефтепроизводящих и нефтесодержащнх пород. Химия твердого топлива, 1934. 1.
Раузер-Черноусова Д.М. О количественном определении хлорофилла в морских осадках. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, 3–4.
Раузер-Черноусова Д.М. Об органическом веществе в осадках Севастопольской бухты. Нефт. хоз., 1935, II.
Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны Perisphinctes Panderi D'Orb. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934а, 12, 2.
Страхов Н.М. Об одном типе морских битуминозных пород. Проблемы сов. геол., 1934б. 8.
Страхов Н.М. К литологии доманикового горизонта Южного Урала. Тр. Моск. геол.-развед. инст., 1936.
Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей аккумуляции битуминозных и нефтепроизводящих свит. Изв. Акад. Наук СССР. Серия геологическая. 1937, № 5.
Страхов Н.М. и Осипов С.С. Битуминозные породы среднего течения р. Юрезани. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, I
Теодорович Г.И. К литологии девонских отложений западного склона Южного Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 64, 2.
Чернышев Ф.Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Труды Геол. ком., 1887, 3, 3.
Чернышев Ф.Н. Общая геологическая карта России. Лист 139. Тр. Геол. ком., 1889, 3, 4.
Andree K. Geologic des Meeresbodens. B. 2. 1920.
Grrippenberg S. A study of the sediments of the north Baltic and adjoining Seas, Fennia. 1934, 60, 3.
Keyserling A. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora Land im Lahre 1843. SPb., 1846.
Trask P. Origin and enviroument of source sediments of petroleum. Texas, 1932.
Trask P. Proportion of organic matter converted into oil in Santa Fe Springs Fields California. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1936, 3.

К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку)[1]

Введение

До настоящего времени нефтеносные отложения привлекали к себе внимание главным образом с точки зрения их петрографии, палеогеографических условий возникновения, а также в качестве пород, вмещающих нефть, т. е. как коллектора битумов. Геохимическое же исследование нефтеносных горизонтов и, прежде всего, изучение состава присущих им первичных (рассеянных) битумов, их распределения внутри отложений, связи с петрографическими типами пород проведено пока лишь в очень небольшой степени. Между тем несомненно, что постановка такого рода работ представляет не только большой теоретический интерес, как глава общей геохимии осадочных пород, но и интерес практический – как способ ближе подойти ко все еще недостаточно ясному пока вопросу о генезисе нефти.

Анализируя немногие опубликованные исследования по геохимии нефтеносных пород (О.А.Радченко, В.А.Успенского, В.Г.Пуцилло, Л.А.Гуляевой и др.), нужно сказать, что при всем несомненно большом интересе и значении этих работ им присущи и некоторые недостатки. Один из них заключается в недостаточно систематическом, а порою и просто случайном подборе материала, а также в не всегда достаточно точной его стратиграфической датировке, что затрудняет пользование им для сравнительных сопоставлений. Другой дефект состоит в том, что собственно геохимическое исследование ведется в отрыве от литолого-фациального анализа тех же самых отложений, что, конечно, не может не затруднять генетическое истолкование полученных аналитических материалов и делает его порою весьма проблематичным. Стоит отметить также, что исследователи ограничиваются обычно лишь частным объектом, не делая сопоставления с другими аналогичными объектами и не стремясь к более общему рассмотрению геохимии нефтеносных отложений; в связи с этим методика сравнительно-геохимического анализа не разработана, в особенности применительно к сопоставлению показателей битуминозности органического вещества и характеристике типов этой битуминозности.

Предлагаемая вниманию читателей работа представляет попытку комплексного сравнительно-геохимического исследования нефтеносных отложений, в котором на значительном, систематически подобранном и стратиграфически увязанном материале проводится как литолого-фациальное, так и геохимическое изучение пород нефтеносного горизонта.

При этом авторы стремились по возможности выйти за рамки конкретного объекта их исследований и путем привлечения литературных данных подняться до более общего рассмотрения по крайней мере некоторых из вопросов, вставших в процессе исследования.

В качестве объекта работы были избраны нижнефранские отложения Второго Баку, представляющие исключительный интерес для решения ряда вопросов геохимии осадочных пород.

---

[1] К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород, М: Изд-во АН СССР. 1955. С. 3-115 (Тр. Ин-та геологических наук. Вып. 155. Геол. сер. № 66. Совместно с К.Ф.Родионовой и Э.С.Залманзон).

Как известно, пашийский горизонт нижнефранского разреза нефтеносен. В то же время алевритово-глинистые пачки, с которыми переслаиваются нефтеносные слои, также заключают в себе первичные, диффузно в породах рассеянные битумы. Еще в большей степени относится это к доманиковым породам, сильно обогащенным органическим веществом и первичными жидкими (густыми) битумами, открываемыми обычно при буровой проходке доманикового горизонта. Естественно встает вопрос: что же представляют собою эти рассеянные битумы пашийских и доманиковых пород, каков их геохимический тип и в каком отношении находятся они к нефти, подчиненной пашийским породам?

Будучи вместилищем больших масс органического вещества, нижнефранские отложения Второго Баку, в то же время, заключают в себе многочисленные (хотя и небогатые) пласты железных руд. В связи с этим, они представляют благодарный материал для попутного решения другого чрезвычайно интересного, но вовсе не разработанного в литологической литературе вопроса: сказывается ли наличие в бассейне рудных накоплений на величинах рассеянного железа, марганца и фосфора в породах, вмещающих и замещающих руды по простиранию? Иными словами, какая связь существует между рудным и обычным кларковым накоплением железа в одном и том же бассейне?

Наконец, в нижнефранских отложениях Второго Баку, как в осадочных породах вообще, наряду с макроэлементами (Fe и др.) имеются также и микроэлементы – V, Cr, Ni, Co, Cu и другие. Представляется интересным установить их содержание в породах разного петрографического типа, а также выяснить, как сказывалась на накоплении микроэлементов обогащенность одних нижнефранских пород органическим веществом, других – карбонатами, третьих – железом.

Для решения перечисленных вопросов в полевой период 1949 г. был собран керновый материал из 54 скважин на профиле Тепловка–Сызрань–Серноводск–Ерыклы–Тукмак–Туймазы–Каргалы с большим числом образцов (около 5000). Так как многие скважины были весьма бедны керном, да и все количество образцов было невозможно в ограниченный срок провести через анализы, было решено ограничиться всего 22 скважинами, наиболее богатыми керном и входящими в указанный выше профиль. Само исследование велось в четырех взаимно дополняющих направлениях. Во-первых, материал избранных скважин подвергся общему фациально-петрографическому изучению, имеющему целью ближе подойти к условиям отложения нижнефранских пород и к распределению в них суммарного органического вещества, а также карбонатов Ca, Mg, Fe и валовых количеств железа, марганца, фосфора. При этом за характеристику количества органического вещества принималось содержание органического углерода, определяемое по Кнопу, – мокрым сожжением хромовым ангидридом с H_2SO_4. Для большей надежности сожжения концентрация серной кислоты была повышена, что (по специальным опытам) давало хорошо сходившиеся цифры и гарантировало правильность результатов. Во-вторых, в 25 сложных (составных) образцах из продуктивной (пашийской) толщи, поддоманика, доманика и наддоманика было проведено детальное изучение битумной части органического вещества пород и сравнение ее с нефтью, углями, сапропелями и асфальтами с целью выяснения геохимического типа битумов и их отношения к девонской нефти. В-третьих, на значительном количестве проб (91 обр.) всех типов пород было поставлено определение малых элементов, частью химическим, частью спектроскопическим путем. Наконец, в-четвертых, поскольку коллоидные минералы глин могут оказывать каталитическое воздействие на ход превращений органического вещества в диагенезе на 33 образцах М.А.Ратеевым был изучен минералогический

состав глин продуктивной и поддоманиковой толщи с применением разнообразной методики.

Настоящее сообщение является отчетом по всем проведенным исследованиям. Частные вопросы освещены в отдельных сообщениях Э.С.Залманзон и Е.С.Шишовой [1952], Э.С.Залманзон и Н.В.Лизунова [1952], и М.А.Ратеева. В описании кернового материала и составления разрезов буровых скважин, помимо Н.М.Страхова, принимали участие также М.А.Ратеев и С.Л.Афанасьев. Определения C, CO, Fe, Mn, P, а также карбонатный анализ выполнены в химической лаборатории Отдела сравнительной литологии (Р.М.Михайлова, А.Н.Зарубицкая). Анализ органического вещества выполнен К.О.Родионовой при участии лаборантов Е.И.Русловой и К.Б.Соколовой. Малые элементы определялись Э.С.Залманзон и Е.С.Шишовой [1952].

Изложение материала удобно начать с характеристики стратиграфического расчленения нижнефранских отложений на изученном нами профиле.

Глава I

Стратиграфическое расчленение нижнефранских отложений на профиле Тепловка – Сызрань – Туймазы – Каргалы (Н.М.Страхов)

В качестве отправного пункта рассмотрим сводный разрез в центральной части нашего профиля, представленный скважинами Серноводск 3, Боровка 2, Боровка 3 (рис. 1).

1. Строение нижнефранских отложений в районе скважин Серноводск 3, Боровка 2, Боровка 3

Нижнефранские отложения достигают здесь общей мощности около 480 м и состоят из трех существенно различных толщ. Нижняя, около 170 м мощностью (I), слагается в основном из чередующихся слоев светлых кварцевых песчаников и серых, иногда зеленоватых или красноватых, неправильно слоистых алевролитов; среди них на отдельных горизонтах залегают зеленоватые и красные глины, а также редкие и маломощные пласты темно-серых мергелей и известняков. Органические остатки в толще очень редки и представлены мелкими неопределенными брахиоподами и их обломками, а также растительным мусором, рассеянным в породах иногда в большом изобилии. По названным остаткам возраст толщи определен быть не может. Но споры и пыльца, выделенные С.Н.Наумовой из ряда образцов песчано-алевритовой толщи, оказались верхнедевонскими, что и заставляет относить ее к самому началу франского яруса. К сожалению, нижняя граница франских отложений точно не отбивается и на нашем разрезе дана несколько условно. Ниже ее располагается сходная по характеру обломочная толща живетского времени.

Поскольку литологически и стратиграфически песчано-алевритовая толща D^{1}_{3} Серноводска–Боровки сходна с аналогичными отложениями западного склона Урала, известными под названием пашийской свиты, ее также следует называть пашийской свитой.

Выше располагается 120-метровая глинисто-мергельная поддоманиковая свита, залегающая на пашийской совершенно согласно. Граница свит условна и проводится по пласту известняка (1–1,5 м мощности), хорошо отбиваемому на каротажных диаграммах.

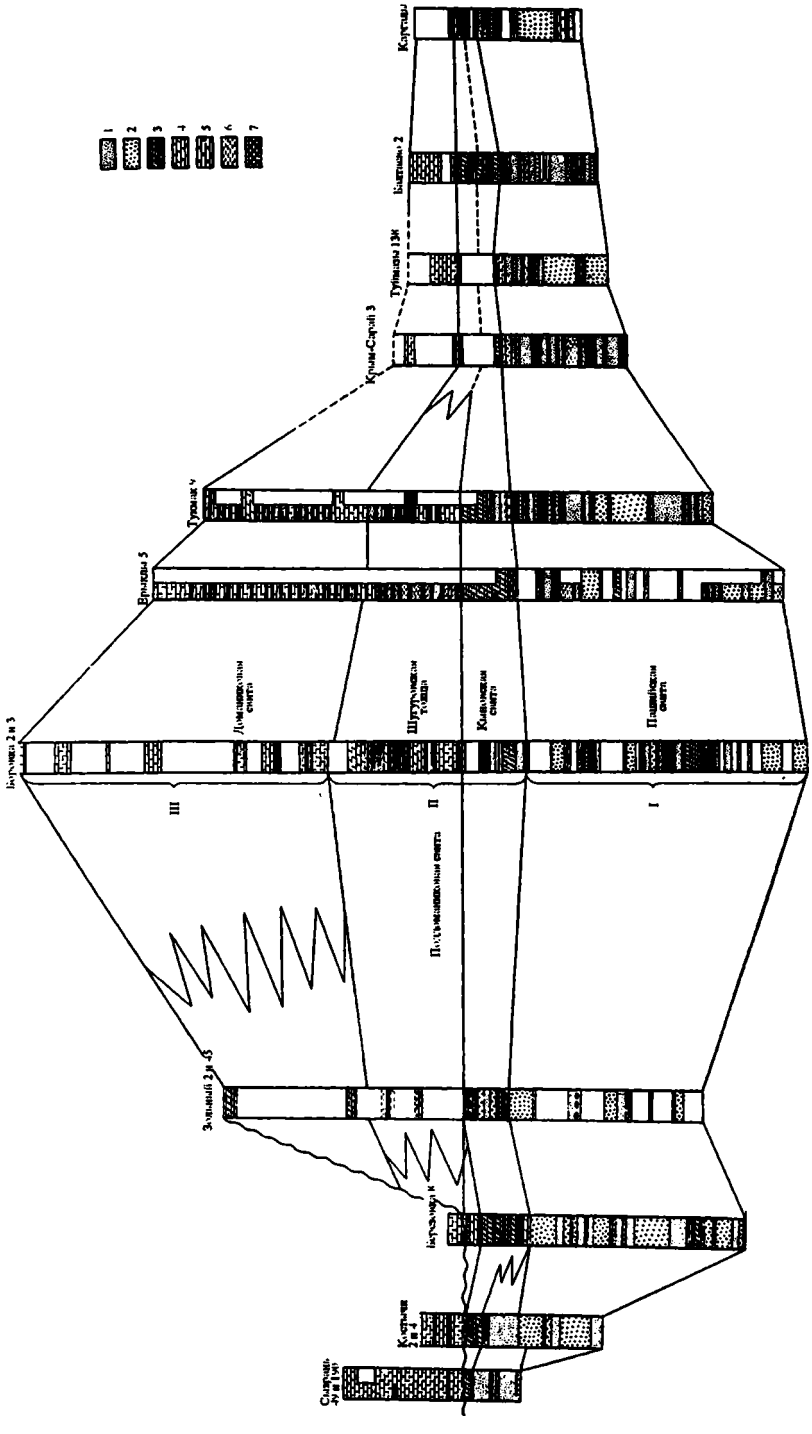


Рис. 1. Разрез нижнефранских отложений на профиле Тепловка – Сызрань – Серноводск – Туймеды-Кергалы
1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – пестроцветные глины; 4- мергели; 5- доломиты; 6 – аргиллиты; 7 – руды

В основании поддоманикового горизонта (II) находится небольшой пласт алевролитов, выше которых следуют темно-серые с зеленым оттенком бескарбонатные или слабокарбонатные глины, переслоенные небольшими пачками алевролитов и тонкими пластиками доломита. В глинах встречаются ядра пелеципод, раковинки эстерий, обломки брахиопод и мелкие брахиоподы. Эта глинистая часть поддоманиковой толщи имеет около 40 м мощности. Остальные 70 м слагаются в основном серыми мергелями, которым подчинены многочисленные прослои серых же известняков, а также темно-серых, иногда почти черных аргиллитов, нередко с явным оттенком зеленого и шоколадного цветов. В аргиллитах и мергелях много остатков фауны своеобразного состава: птеропод *Styliola, Tentaculites,* брахиопод *Lingula*, реже *Ladogya*, двустворок из рода *Pterachoenia* (*Pt.* cf. *lupina*, *Pt. fragilis*, *Pt. coshaque*), *Buchiola*, *Ontario* и др., головоногих *Bactrites*. В целом – это характерный комплекс форм вышележащей доманиковой фации. Однако поддоманиковые породы, за исключением редких прослоев, бедны органическим веществом и лишены характерного битуминозного запаха, всегда свойственного доманиковой фации. Характерной чертой поддоманиковых пород является также обилие пиритовых стяжений.

Верхнюю (III) толщу в разрезе Серноводска–Боровки образует почти 190-метровая толща доманиковых отложений. В основном это мергеля, известняки, глинистые известняки, внизу с прослоями аргиллитов. Все породы обычно темно-серые или черные, богатые органическим веществом, интенсивно пахнут битумом. Фауна типичного доманикового биоценоза (*Tentaculites, Styliola, Pterachoenia, Lingula, Buchiola* и др.). К сожалению, незначительный выход керна позволяет охарактеризовать разрез доманикового горизонта лишь в самых общих чертах.

2. Строение нижнефранских отложений к западу и востоку от Серноводска–Боровки

Изучение остальных буровых разрезов, входящих в наш профиль, показывает, что все три толщи – пашийская, поддоманиковая и доманиковая – сохраняются почти на всем семисоткилометровом протяжении профиля, но претерпевают при этом характерные изменения.

Так, *пашийская* толща к востоку от Серноводска–Боровки прослеживается через Ерыклы, Тукмак, Туймазы до крайней восточной точки у Каргалов, но при этом постепенно убывает в мощности: у Тукмака до 125–130 м, у Крым-Сарая до 75 м, у Туймазов до 55–60 м. Общий литологический состав ее в общем остается прежним, песчано-алевритовым, но к востоку от Крым-Сарая явно увеличивается содержание карбонатных пород. На всем этом протяжении кровлей пашийской свиты остается пласт известняка, являющийся приметным каротажным репером. В некоторых местах, как, например, в Туймазах, пашийская свита отчетливо разделяется глинистым прослоем на два комплекса, из которых нижний получил в литературе (А.А.Трофимук, К.Р.Тимергазин, М.Ф.Микрюков, казанские геологи) наименование ардатовского горизонта, а верхний–нарышевского горизонта. Эти горизонты с некоторой отчетливостью видны у Балтаева, Каргалов и (менее четко) у Крым-Сарая. На запад (Тукмак, Ерыклы) четкость разделения на горизонты исчезает, хотя, например, в разрезе Серноводска–Боровки эти горизонты опять можно выделить более или менее ясно. По всей вероятности, четкость разделения на горизонты в очень большой мере определяется количеством керна, полученного при бурении с соответствующих уровней.

К западу от Серноводска пашийская свита прослеживается на Самарской Луке и в районе Сызрани, но значительно сокращается в мощности (до 50–60 м), а в некоторых разрезах, по-видимому, даже выпадает совсем, как в разрезе у Костычей. Правда, отсутствие палеонтологических критериев делает в некоторой мере условными чисто литологические корреляции разрезов, но существующий материал все же говорит в пользу принятого на профиле толкования. Выделение в области Самарской Луки отдельно нарышевского и ардатовского горизонтов уже затруднительно, а для района Костычей и Сызрани вовсе невозможно, так как в этих местах происходит резкое выклинивание пашийской свиты путем последовательного выпадения нижних ее членов.

К юго-западу от Сызрани, в Саратовской области, судя по недавней работе М.Г.Кондратьевой и И.И.Енгуразова [1951], также выделяется пашийская терригенная толща. «Свита, – пишут они, – сложена зеленовато-серыми, серыми и белыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами серого, зеленовато-серого и коричнево-бурого тонов. В верхней части свиты встречаются редкие прослои глинистых известняков и мергелей с редкой фауной *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianis* Kon., а также были обнаружены отпечатки чешуи панцырных рыб и остатки наземной флоры нижнефранского облика». Мощность пашийской свиты здесь очень большая и колеблется от 232 до 209 м и лишь на Соколовогорской площади падает до 160–170 м. Нужно иметь в виду, однако, что пашийская свита Саратовского Поволжья, по-видимому, не точно соответствует толще того же наименования к востоку от Самарской Луки, ибо в восточных областях *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon. встречен лишь в поддоманиковой толще. Возможно потому, что пашийская свита Саратовской области частично отвечает поддоманиковой свите восточных районов, фациально замещая нижние ее слои.

Поддоманиковая свита также значительно меняется по простиранию профиля. Подобно пашийской, на восток от Серноводска–Боровки она резко уменьшается в мощности, измеряясь на участке Крым–Сарай–Каргалы всего в 25–30 м. Одновременно с этим имеет место, по-видимому, и значительное фациальное изменение: верхняя карбонатная половина поддоманикового горизонта теряет здесь свои карбонаты, и вся толща поддоманика слагается зеленовато- и красновато-серыми или шоколадными аргиллитами. Вместе с тем, в поддоманиковой свите восточной трети нашего профиля исчезают и прослои с высоким содержанием органического вещества. Но органические остатки встречаются здесь чаще, чем в пашийской свите, и представлены *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon., ядрами пелеципод и другими формами. Поддоманиковая свита такого глинистого (восточного) типа получила от геологов Башкирии название михайловского горизонта.

К западу от Серноводска–Боровки на территории Самарской Луки, в разрезе Зольного оврага, к поддоманиковой толще относится, вероятно, некоторая, ближе не уточненная, часть аргиллитов с *Pterachoenia coshaque*, переслоенных внизу алевролитами, а в верхней части – тонкими известняковыми пластами; ее общая мощность примерно около 100 м. В скважинах Березовки мощность отложений, которые можно сопоставлять с поддоманиковой толщей, сразу уменьшается до 40 м, причем представлены они зеленовато-серыми аргиллитами, переходящими вверх в такие же мергеля. В аргиллитах *Lingula, Estheria*, редко гониатиты (!). В основании верхних мергелей – прослои оолитового железняка. В скважинах Костычей и Сызрани большую часть поддоманиковых слоев, имеющих здесь мощность также 35–40 м, слагают, на наш взгляд, уже алевролиты, частью известковистые, с *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili, Schizophoria* ex gr. *striatula, Altypa velykaya, Conularia, Lingula*, частью не вскипающие, содержащие только растительный мусор. В верхней части

поддоманика залегают зеленовато-серые аргиллиты с прослоями, известняков с *Cyrtospirifer murchisonianus, Schizophoria striatula, Atrypa, Lingula, Tentaculites*. По присутствию *C. murchisonianus* эти отложения прямо отвечают поддоманиковому горизонту восточной трети профиля. Характерно, в то же время, что непосредственно над поддоманиковой толщей здесь располагаются известняки с фауной воронежского яруса. Это обстоятельство указывает на то, что между отложениями поддоманикового и воронежского времени на территории Сызрань–Костычи–Березовка имел место перерыв седиментации, отвечавший, вероятно, семилукскому веку. Возможно, что в это время была уничтожена и часть осадков поддоманиковой толщи.

В Саратовской области отложения, отвечающие поддоманиковой толще, вновь резко возрастают по мощности.

Мощность поддоманиковой толщи здесь резко колеблется и достигает максимума 104 м в скв. 7 на Казанлинской площади. Так как, однако, верхняя часть пашийской свиты, сложенная глинами с *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon., относится, вероятно, еще к поддоманику, истинная мощность его здесь значительно больше 100 м. Кроме того, при отнесении к поддоманиковой толще части глин (из пашийской свиты Кондратьевой) строение поддоманика в Саратовской области приобретает чрезвычайное сходство со строением поддоманика в районе Серноводск–Боровка. В обоих случаях глинистые отложения начала поддоманикового времени сменяются во второй его половине карбонатно-мергельными породами с тентакулитами.

По данным М.Г.Кондратьевой и И.И.Енгуразова, «щигровские слои (отвечающие здесь поддоманику – *Н.С.*) сложены глинисто-карбонатными образованиями: известняками серыми, темно-серыми, мелкокристаллическими, пелитоморфными, часто глинистыми. Фауна в известняках (*Hypothyridina calva* Mark., *Schizophoria tullensis* Venuk., *Lamellispirifer novasibiricus* Toll. и др.) распределена весьма неравномерно: одни слои переполнены брахиоподами и другими остатками, образующими ракушечники, в других же фаунистические остатки почти отсутствуют».

Доманиковая толща по простиранию профиля изменяется менее резко, чем поддоманиковая. На восток от Серноводска–Боровки мощность ее падает со 140 до 25–40 м в районе Крым-Сарай–Каргалы при сохранении того же литологического типа. На западе, на Самарском поднятии в районе оврага Зольного, типичные доманиковые отложения, несколько уменьшаясь в мощности (до 80–90 м), замещаются глинами красноватого и зеленоватого цветов с остатками *Pterachoenia*. В районе Березовка–Костычи–Сызрань, как указывалось выше, доманиковой толще отвечает перерыв седиментации и размыв ранее отложенных слоев, что, возможно, и послужило причиной появления в разрезе Зольного оврага чисто глинистой фации доманикового времени. В Саратовской области мы вновь встречаемся со стратиграфическим аналогом доманиковой свиты в виде части семилукских слоев. «Семилукские слои, – пишут М.Г.Кондратьева и И.Н.Енгуразов, – литологически представлены глинисто-карбонатными породами и начинаются почти черными тонкослоистыми битуминозными известняками, которые при горении дают запах жженой резины. Выше по разрезу известняки глинистые, слоистые, прослоями конгломератовидные, рассланцованные глинисто-мергелистым веществом. Местами известняки содержат обильную фауну брахиопод, тентакулит, водорослей (? *Н.С.*), образующих прослои ракушников. Окраска известняков преимущественно темная, от почти черной до темно-серой и серой». . . «Возраст отложений. . . определяется на основании руководящих форм *Cyrtospirifer disjunctus* Murch., *Liorhynchus pavlovi* Muffke, *Lingula subparallela* Sandb.» [Кондратьева, Енгуразов, 1951].

Итак, *состав* нижнефранских отложений из трех существенно различных литологических комплексов; залегающих один на другом, сохраняется на всем семисоткилометровом протяжении нашего профиля, но мощности и характеристика самих комплексов непостоянны. Наибольшим своеобразием отличается область Самарского поднятия, на котором мощность нижнефранских отложений минимальна, а в разрезе появляются крупные пробелы. Внизу здесь постепенно (путем выклинивания) исчезает пашийская свита, вверху – доманиковая толща (перерыв). Здесь же поддоманиковые слои переходят из фации глин в фацию главным образом алевролитов. К юго-западу и востоку от Самарского поднятия разрез нижнефранских пород достигает максимальной мощности. В нем представлены все три стратиграфических комплекса, причем для поддоманиковой свиты характерно разделение на нижнюю глинистую и верхнюю мергельно–известняковую пачки; в последней появляются типично доманиковый биоценоз и даже отдельные прослои аргиллитов и мергелей, обогащенных органическим веществом. В восточной трети профиля разрез нижнефранских отложений вновь значительно убывает в мощности, но сохраняет стратиграфическую полноту; в поддоманиковой толще исчезает разделение на глинистую (нижнюю) и мергельно-известняковую пачки, и вся она приобретает глинистый состав.

Что касается увязки очерченной стратиграфической схемы с палеонтологически выделенными для D_3 горизонтами, то она в настоящее время представляется следующей. Пашийская + поддоманиковая свиты отвечают, по Р.М. Пистрак и др., более или менее точно щигровскому горизонту, доманиковая– большей или меньшей части семилукского горизонта. При этом литологический комплекс пашийской свиты Саратовской области, несмотря на большое сходство с таким же комплексом Заволжья, не точно ему отвечает по времени, а отлагался несколько более длительное время.

3. Количественные соотношения пород в разрезах нижнефранских отложений на профиле Сызрань–Каргалы

Для целей дальнейшего исследования представляется существенным, помимо общей характеристики нижнефранских отложений нашего профиля, дать, хотя бы в первом приближении, оценку количественных соотношений пород в выделенных горизонтах на разных частях профиля.

Наибольший материал для таких подсчетов дает пашийский горизонт, наименьший – доманиковый.

При подсчетах была принята следующая методика. На интервалах каждого разреза пашийского горизонта, представленных керном, устанавливалось соотношение (в %) песчаников, алевролитов и суммы аргиллитов + мергелей + известняков. Предполагалось, что такие же (в среднем) соотношения названных пород характеризуют части разреза, пройденные без отбора керна, что и давало возможность в конце концов выразить распространенность указанных групп пород во всей мощности пашийского горизонта для каждой скважины, вошедшей в наш профиль. Понятно, что полученные цифры приблизительны. Возможно, что использование каротажных материалов дало бы возможность уточнить подсчеты, но мы, за редкими исключениями, не располагали соответствующими данными.

Таким же путём были подсчитаны соотношения пород для поддоманикового горизонта. Что же касается доманика, то ввиду отсутствия в этом горизонте песчано-алевролитовой фации, распространенность аргиллитов + мергелей + известняков определялась общей мощностью горизонта.

Результаты подсчетов сведены в табл. 1.

Таблица 1. Соотношения пород в разрезах нижнефранских отложений

Породы	Костычи 2,4	Березовка 8	Боровка 2,3	Тукмак 9
Пашийская свита				
Песчаники	37 м (70 %)	74 м (56 %)	69 м (40 %)	45 м (39 %)
Алевролиты	15 м (30 %)	49 м (37 %)	69 м (40 %)	49 м (42 %)
Аргиллиты, мергеля, известняки	–	10 м (7 %)	28 м (20 %)	22 м (19 %)
Поддоманик				
Алевролиты	20 м (57 %)	–	13 м (11 %)	6 м (7 %)
Аргиллиты, мергеля, известняки	15 м (45 %)	41 м (100 %)	109 м (89 %)	84 м (93 %)
Доманик				
Аргиллиты, мергеля, известняки	Нет	10 м (100 %)	190 м (100%)	103 м (100%)
Породы	Крым-Сарай 3	Туймазы 138	Балтаево 2	Каргалы 1 бис
Пашийская свита				
Песчаники	6 м (9 %)	37 м (53 %)	6 м (10 %)	27 м (42 %)
Алевролиты	37 м (48 %)	13 м (19 %)	23 м (37 %)	20 м (31 %)
Аргиллиты, мергеля, известняки	33 м (43 %)	19 м (28 %)	33 м (63 %)	17 м (27 %)
Поддоманик				
Алевролиты	-	-	-	-
Аргиллиты, мергеля, известняки	26 м (100 %)	24 м (100 %)	20 м (100 %)	15 м (100 %)
Доманик				
Аргиллиты, мергеля, известняки	44 м (100 %)	33 м (100 %)	29 м (100 %)	25 м (100 %)

Несмотря на приближенный характер расчетов, они все же вскрывают несколько любопытных черт, видимо отвечающих природным соотношениям.

Так, в пашийском горизонте бросается в глаза подчиненное значение глинисто-мергельных и известняковых пород, слагающих обычно всего 20–27 % общей мощности горизонта. Остальные 73–80 % приходятся на долю алевролитов и песчаников, распределяясь примерно поровну между ними. Но в отдельных разрезах соотношения пород резко изменяются то в сторону вытеснения алевролитов песчаниками, то в сторону замещения песчаников алевролитами. Существенно подчеркнуть это обилие относительно грубозернистых пород в пашийском горизонте и залегание среди них аргиллитов, мергелей и известняков относительно маломощными и не очень выдержанными пластами. В пашийском горизонте, следовательно, породы, потенциально могущие стать коллекторами, распространены исключительно широко и находятся в максимально благоприятном соотношении с тонкозернистыми фациями. Отметим также, что восточная часть профиля (от Крым-Сарая до Каргалов) отличается несколько большим развитием глинисто-мергельных пород сравнительно с западной.

В поддоманиковом горизонте песчано-алевролитовая фация развита очень мало и главным образом вблизи Самарского поднятия; в доманиковом же горизонте на нашем профиле отсутствует совсем. Мало того, доманиковые породы отделены от пашийских потенциальных коллекторов (песков и алевролитов) весьма значительной толщей (от 27 до 110 м) трудно проницаемых глинисто-мергельных пород. Вышележащие наддоманиковые, воронежские и другие горизонты слагаются плотными известняками, частью и доломитами, которые также должны рассматриваться как труднопроницаемые для миграции воды и нефти. Таким образом, глинисто-мергельная фация пашийского горизонта и аналогичная ей фация доманикового горизонта изначала находились в радикально различных отношениях с потенциальными коллекторами для нефти: первая была окружена ими, вторая – удалена от них и как бы «запечатана» мощными пачками труднопроницаемых пород.

Глава II

Типы нижнефранских пород Второго Баку, их генезис и массы сконцентрированного в них органического вещества (Н.М.Страхов)

1. Типы пород пашийской свиты и содержание в них органического углерода

Как видно из стратиграфического очерка, породы пашийской свиты отличаются чрезвычайным разнообразием, но основными и наиболее распространенными из них являются песчаники и алевролиты; остальные типы развиты гораздо слабее.

Пашийские *песчаники* представляют собою обычно светлую, сероватую, иногда почти белую плотную кварцевую породу, мелко- или среднезернистую, обычно не вскипающую с HCl или вскипающую слабо. Под микроскопом видно, что зерна, слагающие песчаники угловатые или угловато-округлые, реже с признаками хорошей окатанности; они хорошо сортированы и очень мало меняются по размерам (0,25–0,1 мм). По минералогическому составу это почти нацело кварц, часто несущий разнообразные включения. К кварцу примешивается некоторое количество слюды (мусковита) и в качестве редчайшей примеси наблюдаются зерна кварцита, роговой обманки, турмалина, циркона. Зерна, как правило, теснейшим образом прижаты одно к другому, так что цемент между ними часто практически неуловим, когда же присутствует, то состоит из примазок глинисто-алевритового материала, мельчайших зерен карбонатов и кремнистого вещества. Местами, однако, на очень небольших локально ограниченных участках шлифа, охватывающих 5–20 зерен, карбонатный цемент становится обильным и на общем фоне возникают пятна, имеющие характер песчаников с базальным карбонатным цементом; карбонат в большинстве случаев – сидерит, но иногда и кальцит. Лишь в относительно немногочисленных прослоях содержание карбонатного цемента велико, и получаются настоящие известковистые песчаники с базальным цементом.

Текстура песчаников разнообразна. В ряде образцов песчаники массивны и лишены какой-либо ясно уловимой слоистости, хотя и колются обычно на куски с более или менее параллельными поверхностями ограничения. На светлом фоне породы встречаются лишь мелкие, в 1–2 мм, охристые пятнышки. В других образцах кроме охристых пятнышек появляются короткие (0,3–1,0 см) тонкие параллельные черные штришки глинисто-углистого материала, редко рассеянные в породе и превращающие ее в параллельно-штриховатый песчаник. Такой тип параллельной слоистости довольно редок. Как правило же, штришки имеют неправильно изогнутый, «кривой», иногда волнистый вид, разный у разных штришков. В большинстве случаев эти неправильно волнистые и изогнутые штришки лежат более или менее параллельными пачками, но встречаются и секущие, поставленные косо к слоистости; местами слоистость приобретает поэтому довольно прихотливый запутанный характер. На расколе, перпендикулярном слоистости, видно, что штришок представляет собою сечение очень тонкого глинисто-углистого пятна, неправильных очертаний, размером до 1,5 см и выше в диаметре, часто с массой органических обрывков. Под микроскопом устанавливается, что основа пятна – буроватый глинистый материал, в котором имеется значительная примесь частью крас-

новато-просвечивающих обрывков оболочек спор, частью же непросвечивающего черного органического материала, представляющего, по всей вероятности, нацело обуглившийся тонкий растительный детритус, либо иногда сгустки аморфного битума (?). В пределах глинистого слоечка иногда замечается окремнение – полосками. По периферии (у концов) штришок быстро утоняется, превращаясь в цемент между зернами кварца, слагающими песчаник. Характерно, что песчаники с описанной неправильной слоистостью обычно несколько обогащены глинистым материалом, распределенным неравномерно, что сказывается в более серой, иногда пятнистой окраске породы.

К сказанному нужно добавить, что макроскопических остатков фауны в песчаниках не обнаружено совсем; под микроскопом же в известковистых песчаниках очень редко встречаются обломки двустворок. Из флористических остатков, кроме спор и мелкого растительного детритуса, были находимы более крупные, превращенные в уголь обломки.

В ряде случаев песчаники пропитаны нефтью, сильно ею пахнут и имеют буроватую и бурую окраску.

Для количественной характеристики химического состава пашийских песчаников в ряде проб их было поставлено определение CO_2, $C_{орг}$ и валовых количеств Fe, Mn и P (табл. 2). Величина CO_2 условно пересчитывалась на $FeCO_3$. Поскольку в составе карбонатов имеется обычно кроме $FeCO_3$ еще $CaCO_3$, пересчет на $FeCO_3$ дает, конечно, несколько преувеличенное представление о сумме карбонатов в породе. Но возникающая при этом ошибка, – как легко видеть из сравнения молекулярных весов $CaCO_3$ и $FeCO_3$ (100 и 115,8), – ничтожна и едва ли превосходит ± 5 % от суммы имеющегося в породе карбонатного материала.

Таблица 2. Химический состав песчаников пашийской толщи, в %

Горизонты и породы	Карбонаты по CO_2	$C_{орг.}$	Fe	Mn	P	Примечание*
I. Ардатовский горизонт						
Обычный тип	1,97	0,08	0,62	0,013	0,013	Среднее из
Обогащенный карбонатами	14,89	0,26	-	-	-	3 образцов
II. Нарышевский горизонт						Среднее из
Обычный тип	0,98	0,15	0,51	0,01	0,018	3 образцов
Обогащенный органическим веществом	1,62	0,91	-	-	-	
Обогащенный карбонатами	10,0	1,12	-	-	-	

* Указываемое число образцов относится лишь к анализам на Fe, Mn, P, то же относится и к другим аналогичным таблицам (см. ниже).

Из табл. 2 видно, что по всем показателям ардатовские песчаники полностью отвечают песчаникам нарышевским и от них неотличимы. Бросаются в глаза исключительно малая их общая карбонатность и бедность органическим веществом. Вместе с тем, нельзя не отметить, что при общей крайней бедности песчаников тяжелыми минералами процент Fe значителен. Можно думать, что практически все железо находится здесь в карбонатной форме, при почти полном отсутствии в виде кластических минералов. Любопытно, в связи с этим, что железо (валовое), будучи пересчитано на карбонатное, дает для ардатовских песчаников величину 1,28 %, а для нарышевских – 1,06 %, что показывает хорошее схождение с величиной карбонатности песчаников, найденной непосредственно (по CO_2), и указывает на наличие в них действительно почти исключительно сидерита.

Для определения соотношения разных карбонатов в карбонатных песчаниках были сделаны анализы нескольких их проб, давшие следующие результаты (табл. 3).

Таблица 3. Состав карбонатного материала сильно известковистых песчаников, в %

Местонахождение и № обр.	Нерастворимый остаток	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Избыток MgO
Серноводская 3, обр. 1997	80,16	4,82	10,85	1,90	0,97
Березовка 8, обр. 891	92,26	1,71	4,31	1,94	-
Туймазы 138, обр. 3870	88,96	2,10	6,30	1,55	-
Туймазы 510, обр. 4246	91,94	2,03	5,07	-	0,64
Туймазы 138, обр. 4011	90,40	1,82	5,06	2,18	0,15
Туймазы 138, обр. 4006	90,00	1,98	5,06	2,20	0,26

Соотношения карбонатов позволяют допускать здесь частое наличие в цементе анкерита.

Алевролиты представляют собою группу пород, едва ли не наиболее распространенную в разрезе пашийской свиты и, к тому же, наиболее изменчивую по своим петрографическим свойствам.

Все алевролиты с этой точки зрения распадаются на две большие группы: а) однородные и б) слоистые.

Однородные, или массивные, алевролиты показывают все постепенные переходы от песчаников к глинам. Под микроскопом в составе их выделяются зерна двух главных, т. е. количественно наиболее частых, размерностей: собственно алевритовые и тончайшая пелитовая муть, иногда образующая однообразно угасающие агрегаты. У алевролитов крупнозернистых с Md около 0,08–0,07 мм пелитовая масса представлена скудно в виде цемента между зернами, лишь кое-когда обособляясь в редкие мелкие прожилочки. У среднезернистых алевролитов она образует широкие участки между алевритовыми зернами. У мелкозернистых же алевролитов глинистая масса становится обычно главным фоном в шлифе, а алевритовые зерна–включениями, плавающими на этом фоне; средний диаметр кварцевых частиц около 0,02–0,03 мм.

Параллельно с описанными изменениями в соотношениях собственно алевритовой и пелитовой фракций меняется общий облик и цвет породы. Крупнозернистые однородные (массивные) алевролиты, как и песчаники, почти исключительно светлые, иногда почти белые породы; но нередко уже выступают и оттенки: сероватый, красновато-буроватый, зеленоватый. Среднезернистые алевролиты все темные и цветные – серые, красновато-серые, зеленовато-серые. Мелкозернистые – еще более темные, но с теми же тремя оттенками, обычно выступающими достаточно ярко. Так, по мере уменьшения среднего диаметра частиц, массивные однородные алевролиты все более темнеют, принимая одновременно оттенки серого, красноватого и зеленоватого цветов, выраженные нередко весьма ярко.

По характеру слоистости можно выделять три основных типа слоистых алевролитов: 1) параллельно-слоистые; 2) линзо-слоистые; 3) неправильно-слоистые.

Для параллельно-слоистых алевролитов характерно, что пелитовые и алевритовые прослоечки лежат в плоскостях, параллельных друг другу; сами же слоечки то идеально ровные, как бы отлинованные, то мелковолнистые. У крупнозернистых алевролитов толщина алевролитовых (светлых) прослоечков 1–2–2,5 мм, разделяющих же их пелитовых (темных) – доли миллиметра; в целом получается светлая горизонтально штрихованная порода. У средне-

зернистых алевролитов светлые алевритовые прослойки по толщине сближаются с темными пелитовыми (0,5–0,2 мм), у мелкозернистых же – даже уступают им, так что основной фон создает темный пелитовый материал, а светлые алевритовые прослоечки лежат как своеобразные тонкие штрихи на темном фоне. По вертикали число пелитовых слоечков на одном сантиметре резко меняется: на одних участках образцов (в 0,5–2 см) они резко сгущаются, а разделяющие их светлые алевритовые слоечки утоняются; на других, напротив, пелитовые слоечки становятся редкими, а разделяющие их алевритовые резко утолщаются. Благодаря такому неравномерному распределению глинистых слоев по вертикали, порода приобретает, помимо тонкой слоистости, еще явственную макрополосчатость; в ней светлые, богатые алевритовыми зернами полосы сменяются темными, обогащенными глинистым материалом.

Для полноты характеристики нужно добавить, что пелитовые слоечки на расколе параллельно-слоистых алевролитов очень часто показывают изменчивую толщину по ходу слойка: они то слегка утолщаются, то утоняются; иногда глинистый слоек в пределах раскола керна вообще расплывается, выклинивается. Особенно резко выступают изменения толщины слойков и их выклинивание у волнистых алевролитов. К сожалению, вследствие малого диаметра керна, трудно сказать, насколько выдерживается в горизонтальном направлении описанная тонкая слоистость алевролитов.

По степени четкости параллельная тонкая слоистость варьирует от совершенно ясной, прекрасно различимой, до неясной, едва различимой. В последнем случае гораздо отчетливее в керне выступает полосчатость: смена более светлых алевритовых неясно слоистых прослоев в 0,5–1,5 см толщиной полосами темными, обогащенными пелитовым материалом. Линзо-слоистые алевролиты отличаются от параллельно-слоистых своеобразным характером как отдельных слагающих их (главным образом, алевритовых) слоечков, так и пачек их. Линзо-слоистость очень слабо представлена среди крупнозернистых алевролитов, но зато очень характерна для среднезернистых, убывая среди мелкозернистых.

Характерную особенность линзо-слоистых алевролитов составляет то обстоятельство, что даже в пределах керна (диаметр 4–5 см) толщина слоечков резко меняется; слоечки то вздуваются до 2–3 мм и даже свыше, то утоняются почти до полного выклинивания и даже полностью выклиниваются в темной массе пелитового материала, образуя мелкие линзочки. Точно так же и пачки алевритовых прослоев обнаруживают резкие колебания толщины – вздутия, утонения и полные выклинивания, замещаясь глинистым материалом. Иногда пачка алевритовых слоечков до 1 см толщиной быстро сходит на нет в одном каком-нибудь направлении, а порою и с обоих концов, представляя собою (на расколе) светлую линзу, лежащую в темном глинистом материале; длина такой линзы колеблется от 0,5 до 1,5–2 см, а толщина от 0,5 до 0,8 см. В среднезернистых алевролитах толщина алевритовых пачек обычно превосходит толщину разделяющих глинистых, но у мелкозернистых соотношения обратные: светлые алевритовые пачки «плавают» среди глинистой массы и линзослоистость проявляется здесь с особой яркостью.

Меняющиеся по толщине пачки алевритовых прослоечков обычно лежат более или менее горизонтально, волнисто изгибаясь около некоторой средней плоскости. Но нередко изгибы эти делаются очень крутыми; одни алевритовые пачки как бы подминаются под другие, резко вздуваясь в одних пунктах, выклиниваясь в других. В некоторых случаях сложность картины вызвана размывом подлежащих пачек и «несогласным» залеганием на них вышележащих пачек, что приводит к появлению косой слоистости. Угол наклона косой серии по отношению к нижележащей составляет около 18–25°. Нужно заме-

тить также, что в ряде случаев при волнистом и неправильном залегании пачек они дают зеркала скольжения по глинистым слоечкам. Частично, следовательно, сложность текстуры линзо-слоистых алевролитов возникла вторично в относительно позднее время при тектонических деформациях, вызвавших скольжения внутри весьма неоднородного петрографического комплекса пашийских пород, выдавливания и перемещения одних алевритовых микропачек относительно других. Подтверждением этой мысли являются (немногие) образцы линзо-слоистых алевролитов, разорванные по косо поставленным плоскостям микроразрывами, по которым произошло надвигание одного крыла разорванной пачки на другое. Другие доказательства дают случаи деформации, растягивания и разрыва оолитов в рудных прослоях, подчиненных пашийской алевролитовой толще, описанные Л.М.Миропольским и др. [1950].

Последнюю разность слоистых алевролитов образуют спутанно- или неправильно-слоистые алевролиты. Подобно линзо-слоистым, они чрезвычайно характерны для среднезернистых алевролитов, резко убывают как среди крупнозернистых, так и среди мелкозернистых.

Залегание алевритового и пелитового материала здесь крайне прихотливо. Пелитовые прослоечки имеют весьма ограниченные размеры по длине, иногда всего 2–3 мм, волнисто или прихотливо изогнуты, то сгущаются, то разрежаются и располагаются в породе в самых различных положениях, так что порода напоминает порою перемешанное тесто. В некоторых, по крайней мере, случаях имеются ясные следы оплывания осадка на дне, его текучести. Полосы и ленты (пачки) прослоечков одного типа, сложно изгибаясь, срезают другие, отчего возникают линзы, и т. д.

Для полноты характеристики текстуры пашийских алевролитов добавим, что в ряде случаев она усложнена еще воздействием роющих организмов, прежде всего червей. Наиболее убедительно их влияние вы является на параллельно-слоистых и линзо-слоистых алевролитах, когда последние не очень сложны по текстуре. На ряде образцов можно видеть, как горизонтально наслоенная порода прорезается округлыми трубками диаметром в 2–3 мм, поставленными то почти перпендикулярно по отношению к наслоению, то под разными углами к нему, и выполненными зеленоватой глиной, тождественной с глиной пелитовых прослоечков в алевролитах. К сожалению, вследствие очень малых размеров образцов кернов, не удается выяснить вертикальных размеров трубок; во всяком случае, они больше нескольких (3–4) сантиметров. Часто можно видеть внизу их тупое округлое окончание. Интересно, что трубки описанного типа встречаются, как правило, группами по 3–5 штук. Другого типа образования можно наблюдать на расколе средне- и тонкозернистых алевролитов, когда раскол этот идет по слоистости и проходит по широкой глинистой полосе. На поверхности раскола на темном глинистом фоне нередко можно видеть светлые округлые точки, вытянутые овалы и трубчатые образования диаметром около 1–1,5 см и длиною до 1 см, выполненные алевритовым материалом. Количество таких образований обычно велико. Все они не что иное, как сечения в разных направлениях трубчатых ходов в глине, выполненных алевритовым материалом и частично сплющенных. Морфологически они чрезвычайно напоминают многократно изображавшиеся в литературе ходы червей-илоедов, каковыми они, вероятно, и являются.

Таковы в основных чертах текстурные признаки пашийских алевролитов.

Обращаясь к химико-минералогической их характеристике, заметим, что состав собственно алевритовой части пашийских алевролитов весьма однообразен. Главную массу ее образуют зерна кварца, оскольчатые, резко угловатые, обычно без признаков окатывания, реже – зерна кремня, опала. В качестве частой, иногда весьма заметной примеси присоединяются листочки слюды

– мусковита, в некоторых шлифах буквально пестрящей; иногда попадаются зерна глауконита. Из минералов тяжелой фракции встречены эпидот, хлорит (?) и, по литературным данным, – гранат, циркон, рутил, анатаз, зеленая слюда.

Пелитовый материал в большинстве случаев не поддается определению. Но в ряде шлифов слагающие его зерна приобретают упорядоченное расположение, давая однообразно угасающие агрегаты. В таких случаях можно убедиться, что глинистый цемент состоит из образований гидрослюдистого типа, с характером поляризации, близко отвечающей мусковиту.

Из минеральных новообразований встречены: гидроокислы железа, пирит, глауконит, сидерит и лептохлориты.

Гидроокислы железа частью неравномерно прокрашивают глинистый материал, придавая ему буроватый тон, частью же образуют желто-бурые сгустки внутри той же глинистой массы. Пирит представлен обычными мелкими шариками в 0,2–0,3 мм в диаметре, а также образует сростки, гроздья или черные бесформенные пленки, напоминающие углистое бесструктурное вещество; реже встречаются сечения кубиков. По мере перехода ко все более мелкозернистым алевролитам пиритные накопления разных форм встречаются чаще. Замечено, что у красноватых разностей алевролитов количество как гидроокисного, так и пиритного железа значительно больше, чем у разностей зеленоватых. Глауконит встречается, вообще говоря, редко, единичными зернами зеленого цвета с хорошо выраженной агрегатной поляризацией. Очертания зерен остроугольные, разнообразные, иногда лапчатые; по всей видимости – это аутигенный минерал; встречается одинаково часто как в красновато-бурых, так и в зеленоватых разностях алевролитов.

Сидерит и лептохлориты являются весьма характерными образованиями пашийской толщи, причем встречаются здесь совместно. Формы нахождения сидерита в породах крайне разнообразны. Наиболее частой формой являются отдельные кристаллы размерами в 0,02–0,03 мм, разбросанные между кварцевыми зернами то редко, то значительной массой. Часто эти кристаллы имеют вид ясно очерченных маленьких ромбоэдров. Наряду с ними встречаются своеобразные желвачковые образования. Они двух типов. В одном случае сидерит просто цементирует отдельные участки алевролитов, благодаря чему среди основной бескарбонатной массы алевролитов возникают небольшие, до 1 мм в поперечнике, обычно бесформенные или лапчатые пятна, в которых сидерит является базальным цементом для многочисленных кварцевых зерен обычного размера. Иногда сидерит таких участков буровато прокрашен, очевидно вследствие начавшегося окисления. Другой формой сидеритовых выделений являются угловато-округлые (до почти сферических) желвачки диаметром 1–3 мм. Ядро такого желвачка образовано сидеритом с многочисленными мелкими черными зернышками пирита; сидерит здесь весьма мелкозернистый. Основная часть желвачков слагается крупными клиновидными зернами сидерита, располагающимися радиально-лучисто и дающими при вращении столика микроскопа темный крест. В отличие от первой формы, сидеритовые желвачки почти лишены кластических зерен или содержат их единично. Вне пределов ядра пирита в шлифах не встречено.

Интересно, что сидеритовые пятна и желвачки, когда встречаются, представлены довольно обильно, сидят кучно и на расколе алевролитов выдают себя многочисленными поблескивающими и темными пятнышками. Имеются образцы, набитые желвачками как мелким горохом.

Третьей формой нахождения сидерита являются оолитовые зерна. Они также бывают двух типов. В первом случае в шлифе видны темно-бурые зерна до 1 мм по большой оси с многочисленными концентрами бурой окиси железа и слабо просвечивающими более светлыми карбонатными концентрами (си-

деритовыми). Во втором случае оолитины нацело перекристаллизованы в серию крупных сидеритовых зерен, бурая же окись железа частью сконцентрирована в промежутках между кристаллами, частью прокрашивает кристаллы, причем этой прокраской превосходно обрисовываются контуры прежнего нераскристаллизованного оолита. Как бурые, так и раскристаллизованные оолиты лежат среди алевролитовой породы, обычно достаточно богатой кристаллическим сидеритом, в виде ромбоэдров и бесформенных зерен.

Особую форму нахождения сидерита в пашийских алевролитах составляют, по-видимому, сидеритовые конкреции большей или меньшей толщины и размеров; в кернах они выглядят как прослои сидеритовой породы. Под микроскопом структура сидеритов весьма изменчива. В одних (крайних) случаях сидерит имеет весьма тонкозернистое строений и достаточно чист. Загрязняющими примесями являются мелкие алевритовые кварцевые зерна, а также желтовато-зеленая, по-видимому, лептохлоритовая масса, то аморфная, то обнаруживающая при скрещенных николях чешуйчатое и волокнистое строение, обычно с очень слабым двупреломлением. В других случаях сидеритовое вещество более крупно перекристаллизовано в ромбоэдры и неправильные зерна. Количество кварцевого обломочного материала при этом обычно резко увеличено, и мы, таким образом, находим все постепенные переходы от почти пелитоморфных сидеритов в кварцевые алевриты с базальным сидеритовым цементом. Лептохлоритовая масса при этом во всех случаях примешана к сидеритовому материалу.

Обращаясь к лептохлоритам, нужно сказать, что, помимо примеси к сидеритовым конкрециям, они широко распространены в пашийских алевролитах, образуя отдельные тонкие линзообразные включения зеленовато-буроватого цвета. В некоторых случаях лептохлориты имеют вид более или менее ясно очерченных оолитовых зерен с хорошо видной концентрической текстурой, образованной перемежаемостью бурookисных и лептохлоритовых концентров. В одном из шлифов было видно, что такие оолитины, прекрасно сохраняя свою оолитовую текстуру, сильно сдавлены, как бы сплющены, превращены в линзы, которые, к тому же, изогнуты довольно неправильно, как бы выдавлены, давая языковидные выступы.

Микроскопическое изучение алевролитов показывает, что сидерит в них является главенствующим и часто почти единственным карбонатным минералом. Кальцит встречается редко и в подчиненных количествах; лишь в отдельных образцах его содержание резко повышено.

Органических остатков в алевролитах чрезвычайно мало, причем они представлены почти исключительно растительным детритусом в виде то крупных, то очень мелких обуглившихся кусочков. В составе глинистых прослоечков в шлифах видны довольно многочисленные споры и обрывки спор (и кутикулы?) в виде просвечивающих буровато-красных ярких лент и кусков. Фаунистические остатки крайне редки и представлены обломками брахиопод (*Lingula* др.) и двустворок. Под микроскопом такие обломки встречаются как исключительная редкость; в сильно известковистых алевролитах их значительно больше.

Количественное содержание некоторых компонентов видно из табл. 4.

Из цифр следует, что по всем показателям алевролиты ардатовского и нарышевского горизонтов чрезвычайно сходны. Сопоставляя их с песчаниками пашийской толщи, взятыми как целое, можно убедиться, что содержание карбонатов у алевролитов находится практически на том же уровне, что и у песчаников. Иными словами, степень сидеритизации алевролитов и песчаников практически одна и та же. Другие показатели химического состава алевролитов заметно иные, чем у песчаников. Так, заметно повышается обычное со-

держание органического углерода – с 0,08–0,15 % у песчаников до 0,39–0,41 % у алевролитов. Еще более резко сказывается обогащение Fe – с 0,62 до 2,24 %, а также Mn – с 0,013 до 0,034 % и P – с 0,013 до 0,044 %.

Таблица 4. Содержание $C_{орг}$, карбонатов, Fe, Mn и P в алевролитах пашийской толщи, в %

Горизонты и породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Ардатовский горизонт						
Обычный тип	1,45	0,41	2,24	0,034	0,044	7 сборн. обр.
Обогащенный органическим веществом	1,16	1,20	–	–	–	
Обогащенный карбонатами	16,72	0,49	–	–	–	
II. Нарышевский горизонт						
Обычный тип	1,32	0,34	2,14	0,023	0,04	5 сборн. обр.
Обогащенный органическим веществом	1,23	1,22	–	–	–	
Обогащенный карбонатами	16,90	0,16	–	–	–	

Количественные соотношения сидерита и кальцита у алевролитов повышенной карбонатности показаны в табл. 5.

Таблица 5. Состав карбонатной части алевролитов пашийской свиты, в %

Местонахождение и № обр.	Сумма карбонатов	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Избыток MgO
Боровка 2, обр. 1822 а и б	31,37	29,76	1,00	0,61	1,11
Боровка 3, обр. 2172	4,85	3,60	1,25	–	0,98
Боровка 3, обр. 2167–2170	5,58	4,58	1,00	–	0,71
Боровка 3, обр. 2166	4,30	3,55	0,75	–	0,49
Боровка 3, обр. 2143	5,05	4,29	0,75	–	0,64
Боровка 3, обр. 1888	24,75	23,75	1,00	–	0,90
Боровка 3. обр. 2124–2126	5,15	4,24	0,91	–	0,35
Костычи 4, обр. 1042	25,05	7,05	15,24	2,76	1,57
Костычи 4, обр. 1046–1047	4,56	–	4,56	–	0,16
Костычи 4, обр. 1104	56,12	13,22	41,06	1,84	5,24
Ерыклы 5, обр. 2475	4,03	2,53	1,50	–	0,54

Помимо описанных главных типов пород, среди отложений пашийской свиты встречаются в качестве второстепенных членов еще железные оолитово-шамозитовые руды, аргиллиты, мергеля и известняки.

Железные оолитовые руды довольно распространены в пашийской толще Второго Баку и встречены в ряде ее буровых разрезов. По недавней сводке Л.М.Миропольского и др. [1950], и нашим, данным, железные руды локализуются: а) в основании ардатовского горизонта; этот слой руды относится к числу выдержанных и имеющих значительную мощность и значительное распространение в Туймазинском районе; б) в средней части ардатовского горизонта – у деревень Шугурово и Сугушны; в) в верхней части ардатовского горизонта – у д. Шугурово; г) в нижней части нарышевского горизонта – у д. Шугурово, в скв. Крым-Сарай 3, Туймазы 138; д) в верхней части нарышевского горизонта у сел Ромашкино, Балтаево 2 и Каргалов. Таким образом, можно сказать, что пашийская толща в восточной трети нашего профиля и несколько севернее его весьма богата рудопроявлениями, хотя протяженность и устойчивость этих рудных прослоев пока не выявлены. К сожалению, в об-

разцах, имевшихся в моем распоряжении, руды пашийской толщи представлены весьма скудно. По характеру своему они полностью отвечают описанию руд, данному Л.М.Миропольским.

Руды пашийской толщи принадлежат широко распространенному типу сложных гидрогетито-шамозито-сидеритовых руд. Форма оолитов в большинстве случаев овальная, а размер колеблется от 0,3 до 1,5 мм. Оолиты в одних случаях имеют концентрически-скорлуповатое строение, в других – радиально-волокнистое. Как правило, они изобилуют гидроокислами железа, наружные же их концентры нередко замещаются сидеритом. В некоторых случаях оолиты деформированы – растянуты, разорваны, причем одни части оолита смещены относительно других. Цементирующая оолиты масса изменчива и слагается то шамозитом, то шамозитом + сидеритом, а также шамозитом и кальцитом, шамозитом и глинистым материалом. В цементирующей массе рассеяны более крупные терригенные частицы, представленные главным образом зернышками алевритовой размерности. Количество их в общем значительно. В легкой фракции зерен преобладающую массу (до 90 %) слагает кварц с ничтожной примесью зерен кремня, опала, полевых шпатов, мусковита, В тяжелой фракции Л.М.Миропольским установлены: эпидот, цоизит, циркон, гранат, титанит, анатаз, рутил, брукит, пикотит, турмалин хлоритоид, зеленая слюдка, роговая обманка, корунд. Из аутигенных минералов в рудах распространен пирит.

Химический состав железных руд пашийской толщи показан в табл. 6

Таблица 6. Химический состав железных руд пашийской толщи, в %

Место взятия образца	H_2O гигроск.	Пот. припрок.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	CaO	MgO
д. Шугурово. скв. 5, нижний слой, оолитовая руда	0,92	19,85	14,97	13,28	3,29	33,81	0,37	0,15	0,15	8,48	3,19
То же, обособленные оолиты из руды	3,15	8,88	27,31	1.83	19,86	33,75	0,55	0,33	0,004	0,51	3,68
То же, второй снизу прослой, оолитовая руда	1,18	13,58	38,78	12,11	2,79	26,53	0,57	0,13	0,07	0,54	1,80
Пункт (Р), скв. № 3, оолитовая руда	3,63	7,81	40,21	11,72	14,76	16,76	–	Следы	0,09	1,20	2,17
То же, оолитовая руда	3,41	10,54	43,50	10,07	15,02	12,29	–	То же	0,14	1,08	1,21

Пересчитывая на металлическое железо, получаем, что в образце первом Fe составляет 28,67 % при 0,12 % Mn; во втором, соответственно, – 40,26 и 0,003 %; в третьем – 22,64 и 0,054 %; в четвертом – 23,39 и 0,069 %; в пятом – 20,10 и 0,11 %. Накопление железа в рудах, следовательно, в общем ограничено и едва достигает стадии убогих руд.

Аргиллиты встречаются среди отложений пашийской свиты во всех буровых разрезах нашего профиля, но распространены относительно мало. Залегают они преимущественно в верхней части ардатовского горизонта и в верхней трети горизонта нарышевского. Макроскопически это плотные, неслоистые или неясномикрослоистые породы, обычно жирные на ощупь, не вски-

пающие или слабо вскипающие от HCl, темно-серого и серого цвета, часто ясно красноватые, шоколадные или зеленоватые. Под микроскопом основу глин составляет буровато-желтоватая пелитоморфная масса, то не раскристаллизованная, то обнаруживающая отдельные агрегатно-ориентированные участки с волокнистым и чешуйчатым погасанием. По данным М.А.Ратеева, эта пелитоморфная основная масса представлена главным образом каолинитом и каолинизированными гидрослюдами типа гидромусковита. Чешуйки каолинита имеют нередко более крупные размеры и улавливаются микроскопически. На описанном буроватом пелитоморфном фоне разбросаны включения: зерна кварца размером 0,01–0,04 мм, иногда редкие, но чаще в значительном количестве; мелкие округлые пиритовые зернышки, кубики и скопления их в виде неправильных гроздьев и пленок; красноватопросвечивающие пленки органического вещества, бесформенные, то редкие, то в большом изобилии; наконец, примесь карбонатных зерен, обычно от мелкоалевритовой до пелитовой размерности, то очень незначительная, то большая, так что порода приобретает облик известковистой глины и даже мергеля. В некоторых образцах безызвестковистых глин встречены линзовидные пятна и оолиты, сложенные шамозитом. Макроскопически заметные органические остатки, кроме растительного мусора, очень редки и представлены отпечатками лингул, эстерий, мелких пелеципод; микроскопически в некоторых образцах видно много палочковидных кальцитовых обломков напоминающих одноосные спикулы губок; изредка встречаются и хорошо видные трехосные спикулы.

Присутствие значительного количества карбонатного материала типично для серых разностей глин (аргиллитов). Зеленые и красные глины практически бескарбонатны. Алевритистость пашийских глин – их характерный признак. Безалевритовых глин здесь, кажется, вовсе нет.

В табл. 7 показано содержание в глинах некоторых компонентов.

Таблица 7. Среднее содержание некоторых химических компонентов в глинах (аргиллитах) пашийской свиты, в %

Горизонты и породы	Карбонаты по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Ардатовский горизонт						
Обычный тип	1,44	0,38	5,91	0,065	0,08	4 сборн.
С повышенным содержанием карбонатов	20,00	0,86	–	–	–	
С повышенным содержанием карбонатов и органического вещества	19,33	5,68	–	–	–	
II. Нарышевский горизонт						
Обычный тип	1,27	0,41	6,56	0,025	0,09	2 сборн. обр.
С повышенным содержанием органического вещества	0,49	2,30	–	–	–	
С повышенным содержанием карбонатов и органического вещества	18,28	1,65	–	–	–	

Как и в случае алевролитов и песчаников, глины ардатовского и нарышевского горизонтов по показателям химического состава чрезвычайно сходны друг с другом. Они весьма слабо карбонатны, но содержат явно повышенные количества Fe, Mn и P. Содержание органического вещества в обычном их типе такое же, что и в алевролитах: 0,36–0,41 % (против 0,34–0,41 %). Но у образцов, уклоняющихся от обычного типа, степень обогащенности органическим веществом (в %C) значительно выше, чем у алевролитов: в среднем 2,30–5,68 % против 1,20–1,22 % у алевролитов. Отсюда общее среднее содер-

жание $C_{орг}$ у глин составляет 0,63 % против 0,40 % у алевролитов.

Что касается состава карбонатов, то он существенно кальцитовый, как вытекает из табл. 8.

Таблица 8. Состав карбонатной части глин пашийской свиты, в %

Местонахождение и № обр.	Сумма карбонатов по CO_2	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Избыток MgO
Боровка 3. обр. 2163	29,85	0,45	29,40	–	1,24
Костычи 4, обр. 1089–1091	19,15	2,42	16,73	–	1,24
Туймазы 138, обр. 3824	9,66	0,79	8,87	–	0,45
Туймазы 138, обр. 3876	47,42	2,82	44,60	0,33	1,13
Серноводск 3, обр. 1995	6,87	5,37	1,50	–	0,98
Балтаево 2, обр. 4541	11,83	3,72	8,11	1,00	1,36

Карбонатные породы – мергеля, глинистые известняки, известняки в составе пашийской толщи встречаются во всех буровых разрезах нашего профиля, но распространены еще меньше, чем аргиллиты. Наиболее развиты они в верхах ардатовского горизонта, где переслаиваются с глинами и алевролитами и залегают пластами в 0,5–2–3 м. Точная корреляция карбонатных слоев разных скважин друг с другом невозможна; вполне вероятно, что карбонатные породы залегают серией изолированных, хотя иногда и значительных по площади линз. В нарышевском горизонте карбонатные породы встречаются внизу, в середине и вверху разреза. Исключительное явление представляет верхний (граничный) известняковый пласт нарышевского горизонта, дающий в каротажных диаграммах резко выраженный пик сопротивлений. Он представлен практически повсеместно; по кровле этого пласта проводится граница пашийской и поддомаников свит. Если этот пласт действительно строго синхроничный (в чем нет пока полной уверенности), то он отмечает первый момент в раннефранской истории Заволжья, когда однообразно-карбонатные отложения покрыли огромную площадь.

По петрографическим признакам карбонатные породы пашийской толщи не отличаются богатством разновидностей. Наиболее интересны известняки. Макроскопически это плотные серые и темно-серые породы, обычно тонкокристаллические или неравномернозернистые, реже афанитового типа, неслоистые, с большей или меньшей примесью глинистого материала. Из органических остатков встречаются крупные и мелкие брахиоподы, иногда единично, иногда кучками. По микроструктуре известняки чаще всего принадлежат типам: органогенно-обломочному, микрозернистому с органическими остатками и афанитовому.

Органогенно-обломочные – наиболее широко распространенные известняки слагаются крупными (до 1 мм) и мелкими обломками, главным образом брахиопод и криноидей, к которым подмешиваются более редкие остатки мшанок, остракод, фораминифер, морских звезд, а также водорослей. Последние представляют тонкие извилистые, часто сложно переплетенные известковые трубочки, дихотомически ветвящиеся и образующие кустики, обрывки которых залегают среди прочего органогенного детритуса. Нередко можно видеть, как колонии водорослей прикрепляются к раковинам брахиопод, обрастая их. Цементом органических обломков является обычно сильно, но неравномерно перекристализованный карбонат кальция; отмечается наличие ромбоэдров доломита, нередко значительное. Изредка проступает окремнение, то по органическим остаткам, то по цементу. Часто в изобилии встречается пирит, причем он образует здесь не только микроскопические шарики,

пленки, гроздья, разбросанные среди основной карбонатной массы, но и макроскопически видные пятна. Нередко имеется много пленок органического вещества. Обычна примесь немногочисленных алевритовых зерен (кварц), но иногда число их резко возрастает, и получаются все постепенные переходы к сильно известковистым алевролитам. Количество органического детритуса при этом резко падает.

На базе описанных органогенных известняков возникают известняки перекристаллизованные, причем перекристаллизация идет главным образом по органическим остаткам, значительно меньше захватывая цемент.

Микрозернистые известняки характеризуются равномерно перекристаллизованной основной массой (d=0,02–0,05 мм), среди которой рассеяно довольно много обломков брахиопод, иногда криноидей, но по большей части птеропод, сечения раковинок которых в самых разнообразных направлениях пестрят в шлифе. Кристаллы нередко явственно ромбоэдричны, что указывает на доломитизацию породы. Изредка встречаются остракоды и клубочки известковых водорослей. Распределение этих органических остатков весьма неравномерное: их то много, то очень мало. Известняки отличаются большой чистотой от обломочного материала; последний, если и присутствует, то в виде пелитовой подмеси.

Пелитоморфные (афанитовые) известняки представляют собою светло-серую очень плотную породу с плоскораковистым изломом и редкими раковинами брахиопод. Иногда эти известняки бывают почти черными. Под микроскопом видна криптозернистая масса с отдельными небольшими, несколько более перекристаллизованными участками и редкими обломками раковин брахиопод и главным образом птеропод. Много мельчайших зернышек пирита. Кварцевый материал отсутствует.

К сожалению, карбонатные пласты в нашем материале представлены отдельными образцами и потому обычно нет возможности выяснить, насколько однородны они в вертикальном разрезе. Но в двух случаях пласты документированы многими образцами, из которых можно убедиться, что известняки весьма неустойчивы по вертикали: органогенные разности на протяжении 2–3 м неоднократно сменяются афанитовыми и микрозернистыми.

В двух образцах встречены известняки весьма своеобразной текстуры. Первый образец представляет темно-серый, почти черный, неправильно слоистый известняк с глинистыми примазками по плоскостям наслоения, без фауны. Под микроскопом порода оказывается состоящей из многочисленных карбонатных и глинисто-сапропелевых слоев. Первые достаточно толстые и образованы крупными комочками $CaCO_3$ удлиненно-овальных и неправильных очертаний, тесно лежащими друг около друга и сцементированными более тонкозернистым карбонатом; сами комочки при этом перекристаллизованы и представляют собою либо один цельный кристалл, либо немногие крупные кристаллы. Между карбонатными слоями, обтекая их комочки и прихотливо изгибаясь, располагаются глинисто-сапропелевые прослоечки; их основу составляет глинистый материал, среди которого лежит пленками черное и красновато-бурое органическое вещество. Иногда сапропелевые слои смыкаются, выжимая карбонатный. В общем картина близко напоминает «дрюитовые» прослои в черноморских отложениях, если допустить их перекристаллизацию и гораздо большую толщину. Однако это сходство, видимо, чисто внешнее и не может по всей совокупности данных указывать на сходство морфологического или физико-химического типа бассейнов.

Другой образец (из Байтугана) макроскопически выглядит темно-серым тонкозернистым известняком. Под микроскопом он оказывается состоящим из своеобразных «известковых колбасок», неправильно изогнутых приблизи-

тельно цилиндрических тел длиною до 0,5 мм, толщиною до 0,05 мм и меньше, тесно лежащих друг около друга и разделенных коричневато-бурой глинистой массой. «Колбаски» представляют мелко перекристаллизованный $CaCO_3$, лишенный какой-либо органической текстуры. Органических остатков нет. По-видимому, «колбаски» представляют собою копролитовые тела, а вся порода в целом – копрогенный известняк.

Таблица 9. Среднее содержание некоторых элементов в карбонатных породах, в %

Горизонты и породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Ардатовский горизонт						
А. Мергеля						
Обычный тип	44,42	0,36	3,20	0,035	0,125	2 обр.
Обогащенный органическим веществом	50,85	2,84	–	–	–	–
Б. Глинистые известняки						
Обычный тип	86,1	0,21	1,96	0,10	0,03	1 обр.
Обогащенный органическим веществом	74,43	3,92	–	–	–	–
В. Известняки						
Обычный тип	96,3	0,19	1,70	0,07	0,04	2 обр.
II. Нарышевский горизонт						
А. Мергеля						
Обычный тип	58,40	0,69	4,75	0,10	0,16	2 обр.
Обогащенный органическим веществом	65,24	5,64	–	–	–	–
Б. Глинистые известняки						
Обычный тип	81,4	0,22	1,94	0,035	0,05	2 обр.
Обогащенный органическим веществом	82,4	1,91	–	–	–	–
В. Известняки						
Обычный тип	95,2	0,15	–	–	–	–

Таковы типы пашийских известняков (чистых и глинистых), представленные в имеющемся у нас материале. Что касается мергелей, то по структуре и текстуре своей они примыкают к микрозернистым известнякам и образуют все постепенные переходы к ним. По мере разбавления карбонатного материала глинистым, количество органических остатков убывает.

Изучая показатели химического состава карбонатных пород, приведенные в табл. 9, нетрудно видеть, что содержание $C_{орг}$, Fe, Mn и P по мере обогащения породы $CaCO_3$ постепенно убывает, что можно было заранее предполагать (разбавляющий эффект карбонатов). Все же нельзя не отметить довольно часто наблюдающегося повышенного накопления органического вещества мергелях и известняках. Области образования карбонатных пород, особенно мергелей, нередко были, таким образом, областями, благоприятствовавшими накоплению органического материала. Из 61 образца 13 (или свыше 20 %) резко обогащены органикой, что в два раза чаще, чем у глин и у алевролитов (7–10 %). Отсюда общее среднее содержание $C_{орг}$ в мергелях, например, поднимается до 1,95 %, а у глинистых известняков – до 0,69 %.

Степень доломитизации пород значительно меняется, как это можно видеть из следующих характеристик немногих проб (табл. 10).

Таблица 10. Характеристика карбоиатиости некоторых пород, в %

Местонахождение, № обр. и порода	Сумма карбонатов	Доломит	Кальцит	Избыток MgO	Избыток CO_2
Каргалы, обр. 4376, мергель доломитов	50,72	34,45	16,27	–	0,81
Березовка 8, обр. 896, мергель	30,32	3,15	27,17	0,76	–
Боровка 3, обр. 2123, известняк	93,25	4,33	88,92	–	0,09

2. Об условиях образования пашийской свиты Заволжья

Ознакомившись с петрографическими и фаунистическими особенностями пашийской свиты, обратимся к выяснению условий отложения слагающих ее пород. При истолковании этих условий необходимо исходить из двух основных признаков: а) из места пашийских отложений среди других фаций нижнефранского века, развитых на Русской платформе; б) из фаунистических и минералогических особенностей самих пашийских отложений.

Место пашийских отложений среди прочих нижнефранских осадков видно из фациальной карты (рис. 2), составленной геологами ГЕОХИ и ВНИГРИ. На карте ясно выделяются четыре существенно разные фациальные зоны.

На крайнем северо-западе протягивается узкая полоса чисто континентальных обломочных пород. К югу и востоку от нее лежит широкая зона песчано-глинистых пород со спорадически рассеянной морской фауной, которая представляет собою, по толкованию авторов карты, область неустойчивых морских условий – то расширения моря, то сокращения его, что в разрезе сказывается перемещающимся напластованием морских и континентальных отложений. Несколько восточнее меридиана Москвы и вплоть до Предуралья располагается полоса алеврито-песчаных и частью глинистых пород с очень редкими прослоями известняков, в которой фауна хотя и не обильна, но встречается чаще, чем в предыдущей зоне, почему эта полоса и трактуется как зона устойчивых морских условий. Наконец, в Предуралье и на западном склоне Урала эти песчано-алевритовые отложения сменяются алевролито-карбонатными морскими породами.

Таким образом, с пашийскими отложениями мы находимся в периферической, хотя достаточно широкой полосе наплатформенной морской седиментации. Что же представляла собою эта полоса?

Природу ее раскрывают две характерные черты пашийских отложений: крайняя бедность фаунистическими остатками и почти полная безызвестковистость песчаников и алевролитов. Следы обильной морской жизни имеются лишь в немногочисленных прослоях темно-серых органогенных известняков. На площадях карбонатной фации во множестве обитали брахиоподы (*Schizophoria, Lingula*), криноидеи, фораминиферы, птероподы, морские звезды, мшанки, а также скопления известьвыделяющих водорослей (сифонниковых). По всем этим признакам известняки, подчиненные пашийским отложениям, представляют собою, несомненно, морские, хотя и достаточно мелководные (водоросли) осадки, отлагавшиеся на глубинах всего в немногие десятки метров (50 м). Пашийские глины уже весьма бедны фауной; очень редкие створки лингул, двустворок, остракод – вот все, что удавалось видеть в имевшихся у нас образцах и что встречается в доступных литературных источниках. Алевролиты и песчаники, за исключением сильноизвестковистых, полностью лишены фауны; только ходы илоядов в алевролитах свидетельствуют, что эти осадки были отнюдь не безжизненны, а местами изобиловали червями. В

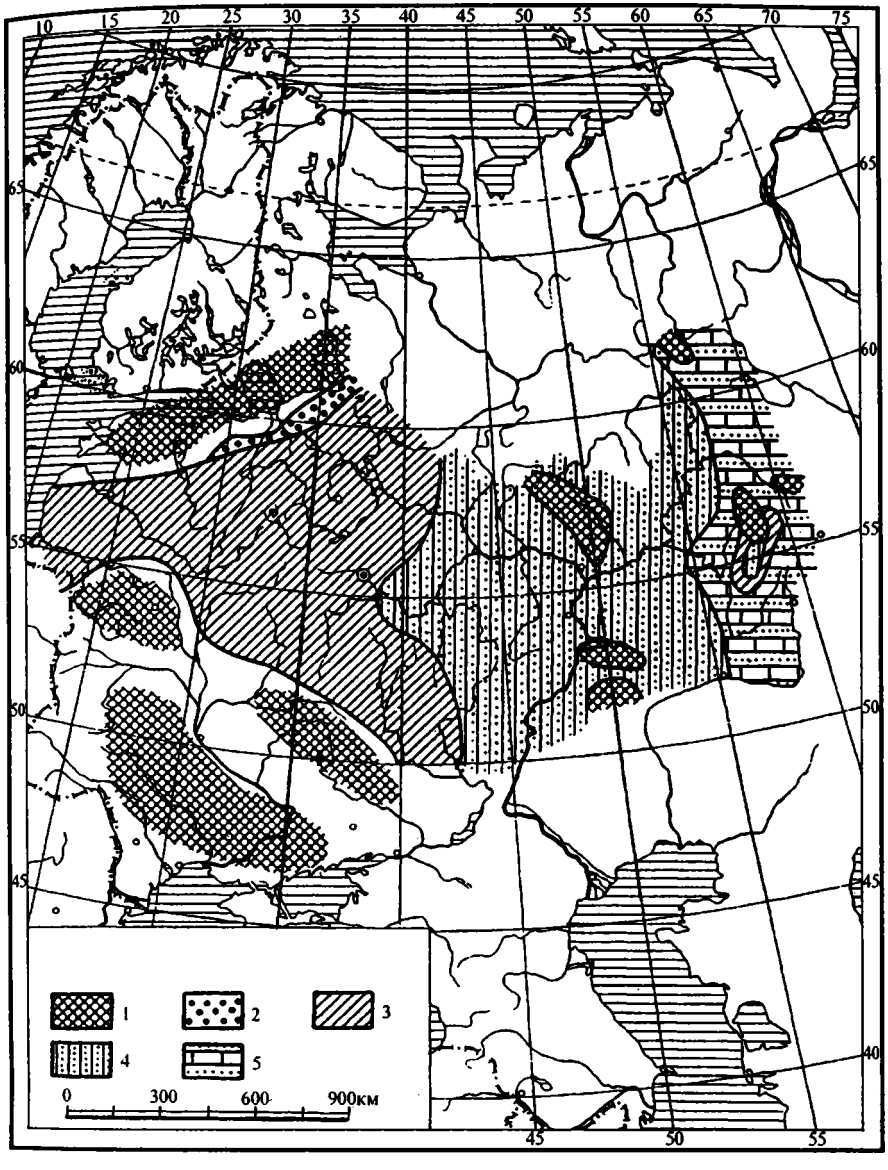


Рис. 2. Литолого-фациальная карта нижнещигровского (пашийско-кыновского века) (из Атласа палеографических карт палеозоя Русской платформы ГЕОХИ и ВНИГРИ)

1 – область эрозии; 2 – континентальные отложения; 3 – переслаивание континентальных и морских песчано-глинистых пород; 4 – морские алеврито-песчаные отложения; 5 – морские известково-глинистые отложения

сильноизвестковистых алевролитах и песчаниках, являющихся как бы переходом к некоторым органогенным известнякам, встречены обломки брахиопод, остракод, криноидей. Но так как эти сильноизвестковистые песчаники и алевролиты встречаются в разрезе пашийской толщи очень редко, то общего габитуса ее как весьма бедной донной жизнью, почти лишенной фаунистиче-

ских остатков, они не изменяют. Поскольку в других более восточных частях щигровского бассейна, на площади развития карбонатных осадков, фауна была достаточно обильна и разнообразна, скудость ее в пашийских отложениях выступает очень ясно и должна быть подчеркнута.

Что касается карбонатного материала, то в пашийских песчаниках, алевролитах и глинах его вообще мало; минералогически же он представлен, как указывалось выше, главным образом сидеритом, тогда как кальцит присутствует обычно лишь в мергелях и известняках. Поскольку в более восточных районах щигровских слоев карбонаты кальция и магния накапливались в изобилии, почти полная безызвестковистость терригенных пашийских отложений придает им специфичность.

Можно было бы думать, что бедность фауны и слабая известковистость кластических пашийских пород – черты вторичные, возникшие в результате растворения и выноса из пашийских пород остатков карбонатных организмов, подобно тому, как это имеет место в других случаях (например, бучакские, частью харьковские слои палеогена Украины). Но это не так. Почти полная безызвестковистость кластических пашийских пород и бедность их органическими остатками сочетаются с богатством их сидеритом и шамозитом, Это – сидерито-шамозитовая фация щигровского бассейна, как правильно отметил недавно Г.И.Теодорович [1949]. Сидерит же (да и шамозит) в изобилии развиваются, как известно, в условиях как раз безызвестковистости или очень слабой известковистости осадков, так что и бедность фаций и почти полная безызвестковистость пашийских кластических пород суть в основном их первичные черты и особенности.

Конкретные условия накопления пашийских пород были достаточно разнообразны. Часть пород возникла, несомненно, в условиях мелководного морского бассейна, как, например, органогенные и пелитово-органогенные известняковые и мергельные пласты, глины с остатками фауны, однородные массивные известковистые алевролиты и часть линзо-слоистых алевролитов, а именно: наиболее правильно слоистые из них. Однородные массивные белые песчаники частью представляют собою отложения пляжевой полосы, частью осадки более или менее обширных площадей плоских песчаных островов среди бассейна. Частые включения среди них растительного мусора и целых, углистых прослоечков свидетельствуют, что эти песчаные отмели нередко были покрыты зарослями наземной (земноводной) растительности. В пользу этого говорит и то обстоятельство, что алевролиты, особенно средне- и тонкозернистые, весьма богаты спорами частью целыми, частью разорванными; их темные буровато-красные ленты то и дело пестрят в шлифе в составе глинистых прослоечков. Меж островами, а также среди крупных плоских островных песчаных низин обособлялись более пли менее изолированные заливообразные или лагунообразные, очень мелкие котловины, вероятно, с гораздо более опресненной водой, чем в остальном щигровском бассейне. В этих заливах, «гафах», накоплялись главным образом алевритовые безызвестковые осадки, с очень бедной и угнетенной фауной остракод, лингул, двустворок. В более глубоких из них, со спокойной придонной водой, алевролиты приобретали характер правильных очень тонкослоистых (микрослоистых) осадков. В мелководных, часто волнуемых «гафах» и котловинах алевролитовые осадки становились неправильно-слоистыми, линзо-слоистыми, а в совсем мелких, лужеподобных, водоемах приобретали вид спутанно-слоистых осадков. Обилие червей в этих «гафах» (да и в прибрежной части моря), неоднократно пропускавших осадок через свой кишечник, еще более усложняло и без того сложную текстуру осадков. Оолитовые железные руды накоплялись частью в этих мелких заливах, «гафах», или межостровных западинах, частью же в при-

брежной части собственно морского бассейна.

Таким образом, палеогеография восточной окраины Русской платформы в эпоху отложения пашийской свиты была сложной.

Среди плоского моря поднимались, вероятно, многочисленные острова, одни из которых представляли собою просто песчаные отмели, с богатой растительностью на них и в их литоральной зоне, другие же были образованы коренными породами, разрушение которых питало обломочным материалом прилежащие части морского дна. На карте (см. рис. 2) показан ряд таких островов с коренными породами. Один из них – достаточно крупный – располагался к северу от Казани; другой – на территории Самарской Луки (частично) и к юго-востоку от нее (Покровка); еще южнее лежало крупное Пугачевское поднятие; большой остров располагался в южной части Уфимского плато. По всей видимости, один большой остров или несколько малых островов лежали где-то в области Ульяновска, о чем говорят очень малые мощности пашийской свиты к северо-западу от Самарской Луки. Благодаря колебаниям земной коры площади островов с «гафами» то расширялись, то суживались, что приводило в разрезе то к увеличению числа песчаных прослоев, то к возрастанию алевритово-пелитовых и известняковых пластов. Последнее особенно выражено было в конце ардатовского времени и отвечало, следовательно, моменту заметной трансгрессии моря. Несмотря на эти колебания береговой линии, общий характер плоского островного моря за все пашийское время оставался неизменным.

Для дальнейшего раскрытия особенностей физико-географической обстановки раннефранской эпохи существенное значение имеет анализ терригенно-минералогического и аутигенного материала, слагающего пашийскую толщу. Выше уже отмечалась ярко выраженная олигомиктовость пашийских песчаников и алевролитов. На 90–95 % и свыше они состоят из зерен кварца, к которым подмешаны листочки мусковита. Тяжелая фракция (исключая пирит) состоит из весьма немногих, к тому же устойчивых минералов, – рутила, циркона, граната, анатаза, реже зерен эпидота, зеленой слюды. В пелитовой фракции глинистых и алевролитовых пород главную массу составляют (по М.А.Ратееву) сильно каолинизированные гидрослюды (гидромусковит) и каолинит. Среди аутигенных минералов много сидерита и шамозита, причем, помимо рассеянного нахождения в породах, они образуют также многочисленные горизонты убогих железных руд. Интересно географическое распределение этих рудных накоплений. Они явно тяготеют к области денудации коренных пород: Самарскому поднятию, Уфимскому плато и Тиману, образуя периферические окаймления вокруг этих поднятий. Так, около Самарского поднятия отмечается оолитовая руда в разрезе Березовки; около Уфимского плато: на западе – в ряде скважин Шугурова, Крым-Сарая, Туймазов, Балтаева и др., на востоке – в хребте Кара-Тау (а также катавские бокситы), на северо-востоке – пашийские красные железняки района Кизела; у Тимана – в разрезе Среднего Тимана. Помимо этих рудных концентраций, необходимо иметь в виду, что и рассеянное («кларковое») железо в пашийской толще существует в основном вне связи с кластическим материалом, в виде самостоятельных аутигенных минералов– пирита, сидерита, лептохлоритов. При олигомиктовости самих обломочных пород это свидетельствует, конечно, о том, что железо и подавалось в пашийский бассейн в основном вне связи с пластическими минералами, частью в виде растворов, частью в виде гидрогетитовых взвесей, вымываемых из коры выветривания континентов.

Нетрудно видеть, что перечисленные минералогические особенности пашийских отложений прекрасно гармонируют друг с другом. Совокупностью своей они доказывают, что по крайней мере восточная половина щигровского

бассейна и, в частности, область отложения пашийских пород вместе с прилежащими континентальными участками, островами, питавшими бассейн осадочным материалом, принадлежала зоне влажного и, вероятно, достаточно теплого климата. При медленности эпейрогенических движений платформы в раннефранское время это приводило к достаточно интенсивному выветриванию выступавших на поверхности коренных пород. Отсюда возникали, с одной стороны, олигомиктовость песчано-алевритовой фракции и обилие каолина и каолинизированных гидрослюд в пелитовой фракции; с другой – вынос железа в растворенном виде и в виде гидрогетитовых взвесей. Наличие многочисленных, хотя и убогих рудных накоплений свидетельствует, что часть железа (растворенного) подавалась в бассейн, вероятно, грунтовыми (подземными) водами, либо путем их высачивания на дне, либо путем дренажа этих вод короткими (незначительными) поверхностными водостоками.

Чтобы закончить фациальный анализ пашийских отложений, остается коснуться еще одной стороны дела: содержания органического вещества. Поражают малые величины органического углерода, определенные не только в песчаниках и алевролитах, во и в глинах; в среднем они составляют 0,3–0,4–0,6 %. В то же время, в отдельных прослоях глин и особенно мергелей содержание органического углерода поднимается до 2–5–6 %. В каких условиях и за счет чего происходит в этих случаях концентрация органического вещества – остается недостаточно ясным. В качестве гипотезы можно высказать мысль, что эти накопления органического вещества по большей части осуществлялись в тех «гафах» и межостровных впадинах, которые имелись в области развития пашийской фации. Само же органическое вещество происходило, вероятно, за счет водорослевой растительности, временами обильно расцветавшей в «гафах».

3. Об особенностях петрографического состава и условий отложения пород поддоманиковой толщи

В отличие от пашийской свиты, поддоманиковая представляет собой в основном глинисто-мергельную толщу, которой подчинены в качестве второстепенных членов, с одной стороны, песчано-алевритовые породы, с другой – известняки и местами оолитовые железные руды. Отличаясь от пашийской свиты в целом по общему литологическому своему составу, поддоманиковая толща по типу слагающих ее пород еще близко напоминает пашийскую.

Это особенно относится к *песчаникам и алевролитам*. Главной областью развития их является территория Самарского поднятия, где поддоманиковые слои, по нашей схеме, ложатся прямо на средний девон, отделяясь от него перерывом. Восточнее песчаники исчезают, но алевролиты в качестве подчиненного элемента разреза встречаются во всех скважинах, вплоть до Каргалинской. Петрографически как песчаники, так и алевролиты по цвету, текстурам и минералогическому составу чрезвычайно похожи на пашийские, так что в изолированно взятых образцах от них неотличимы. Это сходство подтверждается и химическими определениями, сделанными для ряда проб (табл. 11).

Из цифр следует, что поддоманиковые алевролиты средних и восточных частей профиля полностью отвечают обычному типу пашийских алевролитов. Но в области Самарского поднятия намечается слабое, хотя и явно выраженное, накопление в алевролитах органического углерода до степеней, даже превышающих содержание его в пашийских глинах. Такое обогащение едва ли случайно и объясняется, вероятно, усиленным поступлением органического детритуса с прилежащей сводовой части поднятия, высившейся в виде бо-

Таблица 11. Среднее содержание некоторых химических компонентов в песчаниках и алевролитах поддоманиковой толщи, в %

Породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Поднятие Самарской Луки						
Песчаники	0,62	0,17	–	–	–	
Алевролиты обычного типа	2,40	0,51	1,19	0,01	0,02	2 сборн. обр.
Алевролиты, обогащенные карбонатами	25,20	0,26	–	–	–	
Алевролиты, обогащенные органическим веществом	0,05	1,51	–	–	–	
II. Район скв. Боровки, Серноводска, Ерыклов, Тукмака						
Алевролиты обычного типа	3,86	0,17	2,31	0,03	0,03	1 сборн. обр.
Алевролиты, обогащенные карбонатами	38,62	0,06	–	–	–	
Алевролиты, обогащенные органическим веществом	Нет	5,0	–	–	–	
III. Восточная часть профиля (Крым-Сарай, Каргалы)						
Алевролиты обычного типа	1,20	0,17	2,62	0,03	0,03	1 сборн. обр.

лее или менее значительного острова.

Глины поддоманикового горизонта также сходны с пашийскими глинами, но отличаются обычно большей яркостью расцветок. Глины нижней части толщи – жирные на ощупь, неслоистые или неяснослоистые, колющиеся на тонкие пластинки. Цвет глин изменяется от ярко-зеленого или сероватозеленого до шоколадного, темного. Обычно они не вскипают, без фауны или же со скудными остатками мелких брахиопод, двустворок. Глины в более верхних горизонтах теряют яркую раскраску, становятся более бледными, серыми и одновременно начинают явственно и хорошо вскипать, что указывает на обогащение их $CaCO_3$. Здесь же появляются остатки птеропод, лингулы, бухиоли и прочие формы доманикового биоценоза. Изучение минералогии глин поддоманикового горизонта, выполненное М.А.Ратеевым, показало, что хотя общий набор минералов тонкой фракции здесь очень схож с набором минералов глин пашийской толщи, но соотношения между минералами существенно иные. Примесь каолинита в поддоманиковых глинах очень мала; каолинизированные гидрослюды практически исчезают, заменяясь бейделлитизированными с примесью гидромусковита. К сожалению, по техническим соображениям изучались лишь слабокарбонатные глинистые породы низов поддоманикового горизонта, верхи же (наиболее карбонатные) пока не вошли в работу; не исключено, что там имеются дальнейшие изменения состава и характера глинистых минералов.

Одну из характерных черт поддоманиковой толщи составляет обилие пирита. Последний представлен не только в виде обычных микроскопических включений, но и в виде большого числа макровыделений – бесформенных участков, пятен, крупных вкраплений в глинах, мергелях и известняках.

Данные о средних количествах некоторых компонентов сведены в табл. 12.

Из табл. 12 видно, что глины нижней части поддоманиковых слоев действительно очень близки по всем показателям к глинам пашийских слоев, но по направлению вверх все больше обогащаются карбонатом кальция и приближаются к мергелям. Существенно отметить, что разности с повышенным со-

держанием органического вещества чаще встречаются, как и соответствующие разности алевролитов, в области Самарского поднятия, что едва ли случайно.

Таблица 12. Среднее содержание некоторых компонентов в глинах поддоманиковой толщи, в %

Породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Самарское поднятие						
Глины обычного типа	2,74	0,42	4,85	0,046	0,06	3 сборн. обр.
Глины, обогащенные органическим веществом	0,35	10,56	–	–	–	
Глины, обогащенные карбонатами	21,23	0,33	–	–	–	
Глины, обогащенные $C_{орг}$ и карбонатами	9,19	2,17	–	–	–	
II. Район Боровка–Тукмак						
Глины низов поддоманиковой толщи	3,63	0,18	5,36	0,051	0,07	7 сборн. обр.
Глины верхней части поддоманиковой толщи	24,76	0,60	–	–	–	
III. Район Крым–Сарай–Каргалы						
Глины обычного типа	1,59	0,47	–	–	–	
Глины, обогащенные органическим веществом	0,16	1,36	–	–	–	

Глинам поддоманиковых слоев в восточной трети нашего профиля и к северу от него, в районе Туймазов, Шугурова, Ромашкина, Сугушлы, подчинены своеобразные убогие оолитовые шамозитовые руды, приуроченные частью к средней, частью к верхней части Михайловского горизонта. «Оолитовые руды в отложениях Михайловского горизонта, – пишет Л.М.Миропольский, – всегда мелкооолитовые. У них оолитовое строение обнаруживается, как правило, только под микроскопом.

По внешнему виду они напоминают аргиллиты и под этим названием обычно описываются. Оолитовые руды этого типа характеризуются либо зеленой окраской («зеленые» оолитовые руды), либо коричневатой («шоколадные» оолитовые руды). Те и другие обладают сланцеватым сложением». «Цементирующая масса (в скв. Туймазы № 396) составляет в руде около 30–35 %. Представлена она в преобладающей части каким-то гелевидным веществом, не действующим на поляризованный свет, и, частично, чешуйчатым алшамозитом. Чешуйки последнего локализуются более густо вблизи оолитов. Они, прилегая к оолитам, как бы их «обертывают» с поверхности. Оолиты алшамозита составляют около 50 % (к массе руды). Форма у них обычно округлая, а размер колеблется в пределах 0,05–0,4 мм. Все оолиты характеризуются концентрически-скорлуповатым строением. Терригенный материал в руде играет подчиненную роль. Количество его к массе руды составляет не более 15–20 %. Представлен он в преобладающей части зернышками алевритового облика. В составе тяжелой фракции (исключая пирит диагенетического происхождения и гидрогетит гипергенного генезиса) ведущую роль играют: черные, рудные – магнетит, ильменит (22,55 %), циркон (13,85 %), турмалин (3,64 %) и подчиненную: титанит (0,52 %), рутил (0,39 %), эпидот-цоизит (0,26 %), роговая обманка (0,26 %), пикотит (0,13 %), гранат (1,13 %), анатаз (0,13 %) и в легкой фракций – зерна кварца (94,87 %), кремня (2,72 %) и полевых шпатов

(2,49 %). Включения пирита в руде встречаются в виде мелких криптокристаллических стяжений и притом довольно часто. Фон руды и составляющие его компоненты равномерно обохрены гидроокисями железа. Содержание в руде Al_2O_3 – 20,47 %, Fe_2O_3 – 6,17 % и FeO – 14,74 %; суммарное Fe – 15,13 %» [Миропольский и др., 1950]. В образцах руды, взятых из других скважин, имеются некоторые отклонения от описанного типа, заключающиеся в изменчивых соотношениях между количествами оолитов и цементирующего шамозита, в изменениях количества и крупности терригенного материала, наконец, в частом присутствии сидерита, включения которого довольно равномерно рассеяны по всему фону шлифа в виде зернышек размерами около 0,01 мм, местами образующих скопления до 0,1 мм.

Карбонатные породы поддоманиковой свиты сосредоточены в верхней ее половине, причем представлены в основном мергелями, которым подчинены известняки глинистые и чистые.

Макроскопически мергеля – двух типов. Наиболее распространенным типом являются плотные светло-серые с явно зеленоватым оттенком породы с плоским или плоско-раковистым изломом, обычно с редкими включениями микрофауны. При изучении большого числа образцов видно, что $CaCO_3$ среди мергелей распределен весьма неравномерно, образуя более плотные стяжения неясных очертаний; при наличии большого числа таких стяжений, тесно расположенных, порода приобретает комковатый характер и весьма неправильный угловатый излом. Микроскопически основу породы составляет микрозернистая карбонатно-глинистая масса, в которой включены более крупные перекристаллизованные зерна карбоната кальция разнообразной формы. На отдельных участках зерна скучиваются и часто имеют ромбоэдрические очертания. Узнаваемых органических остатков обычно мало или их нет; но иногда встречается много обломков птеропод и брахиопод. Зерен пирита, обычно очень мелких, немного.

Другой тип мергелей, встреченный главным образом в разрезах Серноводск – Тукмак, представляет темно-серую породу, при ударе не пахнущую битумом, обычно без крупных органических остатков, но со множеством птеропод и другой мелкой фауны. Эти мергеля также уплотнены неравномерно, давая по временам узловатые разности. Микроскопически они близки к предыдущей разности, но отличаются гораздо более темной буровато-коричневой основной массой, на фоне которой более ярко выступают крупные зерна карбонатов, часто с неправильно ромбоэдрическими очертаниями. В этих мергелях много пирита.

Известняки поддоманиковой толщи представляют частью перекристаллизованные органогенные криноидно-брахиоподовые, частью перекристаллизованные тонкозернистые породы, у которых на фоне сравнительно тонкозернистой массы во множестве разбросаны крупные, обычно ромбоэдрические зерна доломита. В разрезе Березовки в таких известняках встречается большое количество зерен глауконита, что, очевидно, и является причиной зеленоватой окраски известняков.

Средний состав мергелей и известняков поддоманикового горизонта показан в табл. 13.

Среди мергельно-известняковой верхней пачки поддоманиковой свиты, как видим, появляется много образцов со значительно повышенным содержанием органического углерода, к тому же и с биоценозом доманикового типа. Казалось бы, мы имеем здесь дело с первым спорадическим появлением доманиковой фации среди других пород. В отличие от собственно доманика эти черные поддоманиковые мергеля, однако, никогда не имеют того характерного и специфического битуминозного запаха, который столь типичен для доманика

и позволяет легко распознавать его среди других пород, обогащенных органическим веществом, почему мы и относим наши мергеля еще к поддоманиковым слоям.

Таблица 13. Среднее содержание некоторых компонентов в мергелях и известняках поддоманиковой толщи, в %

Породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
I. Поднятие Самарской Луки						
Мергеля обычного типа	58,5	0,33	–	–	–	
Глинистые известняки	86,59	0,55	1,20	0,02	0,03	1 обр.
Известняки	96,98	0,11	–	–	–	
II. Район Серноводск–Тукмак						
Мергеля обычного типа	49,2	0,59	4,44	0,04	0.06	3 сборн. обр.
Мертели, обогащенные органическим веществом	43,5	2,10	–	–	–	
Глинистые известняки обычного типа	78,22	0,46	2,20	0,055	0,05	2 обр.
Глинистые известняки, обогащенные органическим веществом	72,50	5,07	–	–	–	
Известняки	91,30	0,21	–	–	–	
III. Район Крым-Сарай–Каргалы						
Глинистые известняки	81,02	0,30	2,39	0,14	0,12	4 обр.
Известняки	95.7	0,27	–	–	–	

Для характеристики степени доломитизации в 19 образцах мергелей известняков верхней части поддоманикового горизонта были проделаны карбонатные анализы (табл. 14).

Степень доломитизации карбонатов, как видим, значительно колеблется (от 0,0 до 74,5 %), но в среднем все же незначительна, составляя у глин 32,8 %, у мергелей 17,4 %, у глинистых известняков всего 8,6 %. Иными словами, средняя степень доломитизации падает по мере увеличения чистоты карбонатной породы. Обращает на себя внимание, с одной стороны, большое число случаев, когда в анализе остается избыток MgO (силикатной), с другой – случаев, когда остается избыток CO_2. Если первое обстоятельство еще может быть с известным вероятием объяснено составом глинистых минералов, то второе представляет весьма большую редкость и указывает, возможно, на небольшую примесь $FeCO_3$, включенного, вероятно, в доломитовую молекулу.

Все сказанное о породах поддоманикового горизонта естественно укладывается в картину постепенной трансгрессии раннефранского (щигровского) бассейна. Напомню, что на фациальной карте пашийского времени зона пашийских песчано-алевритовых отложений сменяется по направлению на восток зоной глинисто-карбонатных осадков. При трансгрессии моря поэтому мы и видим последовательное перекрывание песчано-алевритовой пашийской свиты вначале глинистыми отложениями, среди которых еще встречаются алевролиты, потом глинами без алевролитовых прослоев и, наконец, мергельными породами – классический пример миграции фаций вслед за перемещающейся береговой линией. Новостью в этой последовательной смене пород по мере развертывания трансгрессии является лишь возникновение прослоев мергелей и глин, обогащенных органическим веществом, причем формируются эти прослои не в ближайшем соседстве с береговой линией, как это было, вероятно, в пашийское время, а в удалении от нее. Прекрасный пример мутационной слоистости по Н.Б.Вассоевичу, появляющейся на фоне слоистости миграционной!

Таблица 14. Степень доломитизации карбонатных пород поддоманикового горизонта, в % на абс. сухую навеску

Породы	Сумма карбонатов	Доломит	Кальцит	Степень доломитизации	Избыток MgO	Избыток CO_2	Не хватает CO_2
Глины известковые							
Тукмак 9, обр. 2566	27,10	15,48	11,62	57,1	–	0,15	–
Тукмак 9 обр. 2568	20,10	6,82	13,28	33,9	–	1,20	–
Боровка 2, обр. 1828	26,11	7,21	18,90	27,6	0,28	–	–
Зольный 2, обр. 1516	18,83	2,39	16,44	12,7	–	–	–
Мергеля							
Тепловка, обр. 682.	42,50	9,82	32,68	23	–	0,15	–
Тепловка, обр. 680	57,24	8,79	48,45	15	0,54	–	–
Тепловка, обр. 264	59,18	7,50	51,68	12,6	0,18	–	–
Тепловка, обр. 266	59,26	8,72	50,54	15,0	,11	–	–
Тепловка, обр. 685	55,75	–	55,75	0,0	–	–	0,13
Тукмак 9, обр. 2569	32,99	19,51	13,48	59	–	1,07	–
Боровка 2, обр. 1823	49,20	4,53	44,67	9,2	0,60	–	–
Боровка 2, обр. 1838	37,98	2,14	35,84	5,6	–	–	0,02
Глинистые известняки							
Тукмак 9, обр. 2565	71,71	7,20	64,51	10,0	0,39	–	–
Тукмак 9, обр. 2570	73,89	7,52	66,37	10,1	–	1,15	–
Боровка 2, обр. 1833	72,61	4,75	67,86	6,6	0,30	–	–
Боровка 2, обр. 1856	82,40	0,66	81,74	0,8	–	0,71	–
Крым-Сарай, обр. 3768	89,08	0,92	88,16	1,0	0,78	–	–
Крым-Сарай, обр. 3772	80,74	60,18	20,56	74,5	–	–	–
Каргалы, обр. 4335	76,03	4,44	71,59	5,9	0,57	–	–

К концу поддоманикового времени на территории Заволжья отлагаются тонкие сильнокарбонатные илы с большим количеством птеропод, с лингулами, мелкорослыми бухиолями, птерохениями и прочей довольно бедной качественно фауной. Несомненно, что эти осадки отлагались значительно ниже зоны взмучивания; с этой стороны они могут быть уподоблены современным гемипелагическим илам. Однако глубина отложений этих девонских наплатформенных осадков, несомненно, далеко не отвечала глубине современных гемипелагических океанских илов. Мне уже приходилось указывать, что древние плоские наплатформенные моря, удаленные от открытого океана, обладали, по-видимому, гораздо менее мощной зоной взмучивания сравнительно с современным открытым океанским шельфом, и потому тонкие илистые отложения «гемипелагического типа» отлагались на малых глубинах (от 100 м и ниже? или даже меньше 100 м?). Таким образом, глинисто-мергельные отложения конца поддоманикового времени, несмотря на всю их тонкозернистость и гемипелагический вид, были отложениями едва ли глубже нижней половины шельфа (и начала континентального склона?). Для большего уточнения этого вопроса весьма существенно изучение с фациальной точки зрения синхроничных щигровских отложений, выстилающих более западные части платформы, в частности, площадь Московской синеклизы, являвшейся центральной частью бассейна, по более краевой части которого отлагались поддоманиковые тонкозернистые карбонатные илы.

4. Об особенностях состава доманиковых отложений и условий их образования

От предыдущих свит доманиковая толща отличается большим литологическим однообразием. В ней в пределах нашего профиля полностью выпадает фация песчаников и алевролитов. Фация глин – серых, зеленоватых и красноватых – известна лишь из скважин оврагов Зольного и Яблонового; во всех же остальных местах Заволжья развита неизменно одна и та же фация доманика, представленная перемежаемостью богатых органическим веществом битуминозных пахучих известняков, глинистых известняков и мергелей, очень редко глин. К сожалению, у нас не было образцов этой толщи из Саратовского Поволжья (Тепловки), но краткая характеристика их М.Г.Кондратьевой, как черных известняков, издающих при горении запах жженой резины, заставляет предполагать, что и здесь доманик представлен в своей более или менее типичной форме.

Поскольку фация глин оврагов Зольного и Яблонового представлена у нас единичными образцами, мы не будем останавливаться на ее подробной характеристике, ограничившись указанием, что образцы эти весьма похожи на поддоманиковые зеленоватые глины.

Породы собственно доманиковой толщи уже были однажды описаны мною на примере Южного Урала [Страхов, 1939]. Тогда же было замечено, что хотя пространственно доманиковая свита Южного Урала и попадает в геосинклинальную область, однако, по сути дела, это есть фация континентального наплатформенного типа, и она возникла в геосинклинальной области потому, что эта часть геосинклинали вела себя в эпоху, непосредственно предшествующую доманиковому веку, и еще долгое время спустя, как платформенная область. . . Отсюда следует, что доманиковая фация Южного Урала могла не ограничиваться лишь западным склоном Урала, но заходить в какой-то степени и в область Восточно-Русской впадины» [Страхов, 1939, стр. 115]. Открытие доманика в большом числе скважин на огромной площади востока Русской платформы целиком подтвердило этот прогноз.

Петрографическое изучение доманика в образцах скважин из нашего профиля показывает, что наплатформенный доманик по типу образующих его пород полностью отвечает доманиковой фации Южного Урала.

В наплатформенном доманике различаются: серые известняки, черные известняки, мергеля и глины.

Серые известняки, как и на Урале, представляют плотную, явно перекристаллизованную породу, богатую остатками птеропод, а нередко и раковинами брахиопод. Под микроскопом основная масса перекристаллизована обычно довольно неравномерно, то мелко, то очень крупно. В шлифе видна масса разрезов тентакулитов, причем вокруг них развиваются розы из лейст кальцита совершенно того же типа, что были описаны мною для южноуральских образцов. Местами отмечается более или менее значительное окремнение, частью по цементу, частью по органическим остаткам (тип импрегнации). Пленок органического вещества немного, они располагаются пятнами между кристаллами.

Черные известняки – внешне однородные, мелкозернистые, равномерно перекристаллизованные породы, слабо мерцающие на расколе, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью, как бы штриховатостью (белые штришки на черном фоне). Под микроскопом видно, что они состоят из зерен кальцита от 0,01 до 0,5–0,6 мм в диаметре неправильных «рваных» очертаний,

между которыми располагается сапропелево-глинистая масса, цементирующая карбонат. Много птеропод, заполненных кристаллическим кальцитом. Реже в основной массе буровато-красноватого цвета с примесью микрозернистого кальцита разбросаны многочисленные, прекрасно образованные ромбоэдры доломита, «плавающие» на общем фоне. Органических остатков почти нет. Обе эти микроскопические структуры имеются и в южноуральском доманике.

Мергеля макроскопически выглядят как плотная матово-черная порода, однородная, несколько углеподобная, неслоистая или неясно-слоистая из-за белых штришков, обусловленных скоплениями птеропод. Под микроскопом, как и в уральском доманике, бросается в глаза прежде всего коричневато-бурая, иногда красновато-бурая масса, представляющая, насколько можно судить при большом увеличении, тесную смесь пелитового материала, органического вещества и порошкообразного карбоната. Эта сапропеле-пелитово-карбонатная масса имеет неоднородную структуру, образуя сгустки, темные в средних частях, светлеющие к периферии. Кальцит между сгустками располагается частью в виде вытянутых дрюитоподобных комочков размерами от 0,025 х 0,015 до 0,6 х 0,075 мм, частью в виде крупных зерен и бесформенных гнезд. Встречается и доломит с ромбоэдрами размерами 0,015 х 0,05 мм. Органические остатки представлены, как и раньше, птероподами *Tentaculites* и *Styliola*, раковины которых встречаются то в одиночку, то (чаще) кучками из многих тесно рядом лежащих индивидуумов, спаянных светлым перекристаллизованным кальцитом. Часты также тонкие нитевидные разрезы молодых раковинок брахиопод, а также мелкие обломки раковин тентакулитов. Органическое вещество, помимо примеси к пелиту, лежит иногда яркими красноватыми лентами, сгустками.

Глинистые породы доманика отличаются от мергелей уменьшенным количеством карбонатного материала и особенно птеропод.

Химический состав пород домаиниковой толщи характеризует табл. 15.

Таблица 15. Среднее содержание некоторых элементов в отложениях домаиниковой толщи, п %

Породы	Сумма карбонатов по CO_2	$C_{орг}$	Fe	Mn	P	Примечание
Глины	13,4	6,09	–	–	–	–
Мергеля	55,6	3,14	1,28	0,09	0,021	6 обр.
Глинистые известняки	80,4	1,70	0,79	0,012	0,06	3 обр.
Известняки, обогащенные органическим веществом	92,05	1,31	0,37	0,20	Нет	3 обр.
Известняки обычные	96,97	0,29	–	–	–	–

Из табл. 15 видна резкая общая обогащенность всех пород домаиниковой толщи органическим веществом. В то же самое время, содержание Fe и Mn в домаиниковых породах явно понижено против того, что наблюдалось в аналогичных породах пашийской и поддомаиниковой свит.

Соотношения минералов, входящих в карбонатную часть домаиниковых пород, можно видеть из следующих анализов, сведенных в табл. 16.

Сопоставляя эти цифры с тем, что наблюдалось в верхней части поддомаиниковой толщи, констатируем, что степень доломитизации доманика та же, что и поддоманика, вернее, слегка ниже, чем у последнего. Можно, следовательно, утверждать, что обогащение пород органическим веществом не оказывает в данном случае ни малейшего положительного влияния на накопление в них доломита.

Таблица 16. Степень доломитизации карбонатов в осадках доманиковой толщи, в %

Породы и их местонахождение	Сумма карбонатов	Доломит	Кальцит	Доломитность карбонатов	Избыток MgO	Избыток CO_2
I. Мергеля						
Балтаево 2, обр. 2010	59,85	14,50	45,35	24,2	–	0,34
Серноводск 3, обр. 1920	60,53	4,90	55,63	8,1	0,63	–
Серноводск 3, обр. 1946	42,57	1,09	41,48	2,5	0,51	–
Серноводск 3, обр. 1963	48,31	9,77	38,54	20,2	0,70	–
II. Глинистые известняки						
Серноводск 3, обр. 2013	72,51	3,37	69,14	4,6	0,63	–
Серноводск 3, обр. 1918	85,39	1,64	83,75	1,9	0,72	–
Серноводск 3, обр. 1926	78,16	6,36	71,80	8,1	–	–
Серноводск 3, обр. 1968	89,90	3,85	86,05	4,3	0,01	–
Серноводск 3. обр. 1981	90,42	2,69	87,73	2,9	0,82	–

Таблица 17. Сопоставление пород доманиковой фации Заволжья и Южного Урала, в %

Породы	Сумма карбонатов	Доломитность карбонатов	$C_{орг}$	Примечание
Горючие сланцы				
Южного Урала	<1	–	24–35	В образцах не представлены
Заволжья	–	–	–	
Глины, обогащенные органическим веществом				
Южного Урала	2–3	Небольшая	5–14	
Заволжья	13,4	?	6,09	
Мергеля				
Южного Урала	48,59	около 12	2.12	По р. Аше, богатые углеродом разности, С 6—22 % (горючие сланцы)
Заволжья	55,6	13,8	3,14	
Глинистые темные известняки				
Южного Урала	84,70	5	2,15	По р. Симу, богатые углеродом разности, С 3–10 %
Заволжья	80,4	4,3	1,70	
Известняки серые				
Южного Урала	92,05	около 2,5	0,34	
Заволжья	96,97	?	0,29	

Чрезвычайно интересно сравнить химический состав доманиковых отложений Заволжья на нашем профиле со стратитрафически эквивалентной им доманиковой фацией Южного Урала. В табл. 17 сведены соответствующие данные.

Сходные стратиграфически и петрографически, доманиковые породы Южного Урала и Заволжья представляют и химически чрезвычайно близкие образования как по содержанию в них карбонатов, так и по степени их доломитизации, а также по содержанию органического углерода. Правда, столь богатых органическим веществом горючих сланцев, какие имеются на Южном Урале в районе Ташкыскана, в образцах из Заволжья, имевшихся у меня, нет; но это может происходить просто от недостаточности сборов кернового материала

при проходке. Поэтому пока нет оснований говорить, что накопление органического вещества в собственно платформенной части шло слабее, чем на Западном Урале; напротив, более чем вероятно, что существенных различий между платформой и Уралом в этом отношении не было. Более существенно то обстоятельство, что разрезу доманикового горизонта на Южном Урале присуще интенсивное окремнение, выразившееся в наличии как большого числа пластообразных кремневых конкреций, так и неправильных кремневых участков среди мергелей, известняков и т. д. В нашем материале по доманику Заволжья импрегнация кремнеземом констатирована, но кремней не было найдено, прячем и в описаниях скважин, сделанных местными работниками, они также не упоминаются. Возможно, что в данном случае мы действительно имеем дело с реальными различиями процессов седиментации в доманиковое время.

Обращаясь к условиям отложения пород доманиковой фации, необходимо исходить из следующих основных фактов. Распространение доманиковых отложений имеет место в меридиональной полосе на востоке Русской платформы, которая протягивается от западного склона Урала примерно до долготы Саратова на западе. Меридиональное протяжение доманиковой полосы неопределенно, но очень велико–свыше 1000–1200 км. Так, на севере она захватывает Тиман и уходит, вероятно, в Печорскую низменность, на юге же – простирается в Прикаспийскую впадину, где она еще не прослежена. Ширина полосы на параллели Уфы была не менее 700 км. Некоторое обогащение осадков органическим веществом имело место, по-видимому, и в более западных районах, но в качестве эпизодического явления. В собственно же доманиковой фации оно было постоянным и за доманиковое (семилукское) время на площади ее накопились колоссальные массы погребенного органического материала. Можно с полным основанием утверждать, что доманиковый век был веком самого грандиозного накопления органического вещества в морях Русской платформы и одной из самых больших эпох образования наплатформенных морских битуминозных толщ вообще. Несмотря на огромные размеры, доманиковая фация все же в пределах раннефранского морского бассейна Русской платформы занимала лишь ограниченную часть общей площади моря (не свыше 1/6 ?) и располагалась эксцентрично, в краевой, восточной, части морского бассейна.

Весьма существенным для фациального анализа фактом является фаунистическая характеристика фации. Хотя по составу доманиковая фауна может быть названа настоящей морской, все же в ней представлены не все существовавшие тогда группы морского населения. Полностью отсутствуют, например, кораллы и водоросли, выделяющие известь; криноидеи и мшанки, хотя и встречаются, но редко, и лишь в фации серых известняков. Причина возникновения этих особенностей заключалась в относительной глубине бассейна и в характере грунта. Общеизвестно, что водоросли и кораллы как в настоящее время, так и в палеозое, были организмами прибрежными, весьма мелководными, требовавшими, кроме того, твердого грунта для обитания. Криноидеи и мшанки могли, по-видимому, спускаться до больших глубин, но тоже требовали для своего обитания твердого грунта. Если мы допустим, что все типы доманиковых пород, начиная от известняков и кончая глинами, представляют отложения относительно глубоких частей моря (например, нижней части шельфа или начала континентальной ступени), то все отмеченные особенности фауны доманика делаются понятными сами собою. Больше того, станет понятным тот факт, что в составе популяции на первый план резко выступал планктон (птероподы, частично и гониатиты), тогда как бентос отодвигался на второй план. Как раз такого рода соотношения и типичны для более глубоких

и удаленных от берега участков современных водоемов. Миниатюрные размеры раковин ряда макроформ бентоса (*Lingula, Buchiola, Ontario* и др.) и распределение их по дну, главным образом единичными экземплярами, – типичные особенности относительно глубоких частей моря. Наконец, тонкость терригенного пелитового материала, входящего в состав доманиковых мергелей и глинистых известняков, свидетельствует, что доманиковая фация в целом лежала заведомо ниже зоны взмучивания бассейна, куда волнения воды совсем не доходили. И все же, несмотря на относительную глубоководность (нижняя часть шельфа, 100–300 м ?), полоса, отвечавшая доманиковой фации, отличалась нормальным газовым режимом, нормальным снабжением кислородом и, стало быть, хорошей вертикальной циркуляцией. Это ясно вытекает из наличия и повсеместного распространения в доманике донной фауны.

В свете изложенных обстоятельств вопрос об источнике органической вещества решается, как мне кажется, вполне однозначно. Источником его не мог быть фитобентос, в силу значительных глубин зоны. Не мог быть и принос с берега, с континента, поскольку зона доманиковой фации слишком обширна и удалена от берегов, да к тому же нет и никаких указаний на сколько-нибудь значительный занос сюда органики в виде растительного детрита. Источником органического вещества осадков, несомненно, служило органическое население верхней планктонной пленки самого моря, которая в восточной половине платформенного бассейна в доманиковое время отличалась, очевидно, повышенной раз в 5–10 биомассой (и, соответственно, продуктивностью) против «нормы», существовавшей в других частях бассейна. Наличие в самом осадке бесчисленных раковин птеропод служит «прямой уликой» развития планктона, тем более что, будучи гетеротрофным, этот птероподводный планктон не мог существовать без еще более пышного фитопланктона.

Но развитие пышного планктона требует усиленного поступления в бассейн питательных солей, что осуществляется либо притоком их с берега, либо усиленной вертикальной циркуляцией воды бассейна и подачей солей из более низких горизонтов в верхние. Первый путь исключается – опять-таки из-за огромности полосы доманиковой зоны и отсутствия для большей части ее достаточно крупных континентальных участков. Остается единственное предположение, что на грани поддоманикового и доманикового времен в восточной половине бассейна временно заметно изменился гидрологический режим; в частности, усилилось вертикальное перемешивание воды и создались восходящие токи ее, приносившие из глубин вверх много азотистых и фосфорных соединений. Пока удерживались эти гидродинамические особенности – существовали и своеобразные богатые органическим веществом и птеродами доманиковым осадки. Изменилась гидродинамика, исчезли условия усиленного питания азотом и фосфором верхних слоев воды за счет нижних, – прекратилось формирование богатых органическим веществом доманиковых отложений.

5. Общая схема распределения органического вещества в нижнефранских породах Второго Баку

В заключение попытаемся представить себе общую картину распределения процентных концентраций и абсолютных масс органического вещества в разных горизонтах и фациях нижнефранских отложений изученного профиля. Необходимые для этого данные собраны в табл. 18 и 19.

В табл. 18 бросаются в глаза низкие содержания органического углерода в породах пашийской и поддоманиковой толщ. В свое время Ф.Кларк [Clarke,

1924], подсчитывая среднее содержание органического углерода в осадочных породах вообще, нашел, что в песчаниках оно равно 0,05 %, в известняках – 0,104 % и в сланцах –0,94 %. Позже П.Траск [Trusk, 1932] на основании весьма большого числа анализов (свыше 10 000) получил средневзвешенное содержание органического углерода в осадочных породах равным 1,08 %. Из всех этих сопоставлений явствует, что по среднему содержанию органического вещества породы пашийской и поддоманиковой свит находятся почти точно на уровне кларковых концентраций его в осадочных породах вообще. Правда, в отдельных прослоях содержание органического углерода резко повышено (до нескольких процентов), однако на среднем процентном содержании С в пашийской и поддоманиковой свитах это практически не сказывается: процент С в них остается кларковым или даже слегка более низким. Для дальнейшего анализа это обстоятельство представляет существенный интерес.

Таблица 18. Распределение органического углерода в нижнефранских породах, в % (число образцов дано в скобках)

Породы	Пашийская свита (508)	Поддоманиковая свита (155)	Доманиковая свита (90)
Песчаники	0,18	0,17	–
Алевролиты	0,40	0,54	–
Глины (аргиллиты)	0,63	0,61	6,09
Мергеля	1,95 Среднее 0,75	1,07 Среднее 0,74	3,14 Среднее 2,14
Глинистые известняки	0,69	0,50	1,70
Известняки	0,18	0,22	0,29

Примечание. Приведенные величины получены как общее среднее из цифр помещенных выше таблиц.

Таблица 19. Распределение абсолютных масс органического углерода в разрезах нижнефранских отложений; содержание углерода в тоннах на м^2 на всю мощность горизонта

Горизонты	Боровка 2,3	Тукмак 2	Крым-Сарай 3	Туймазы 138	Балтаево 2	Каргалы 1 бис	Суммарно по 6 скважинам
а). Доманик, тонкозернистые породы	10,57	5,88	2,46	1,85	1,62	1,40	23,78
б). Поддоманик	2,31	1,74	0,52	0,48	0,52	0,30	5,87
в). Пашийская свита	1,45	1,15	0,96	0,69	0,92	0,67	5,84
Отношение абсолютных масс а : б : в, принимая массы пашийского горизонта за единицу.	7,3:1,6:1	5,1:1,5:1	2,6:0,5:1	2,6:0,7:1	1,8:0,6:1	2:0,5:1	4:1:1

Что касается доманикового горизонта, то его породы, напротив, показывают явную обогащенность органическим веществом. Мы не знаем прибрежных песчано-алевритовых отложений этого горизонта, но если сравнивать однородные тонкозернистые фации – глины, мергели, известняки, то они, по крайней мере, в три раза сильнее обогащены органическим веществом, чем пашийская толща и поддоманик. Еще резче оказывается разница при расчете абсолютных масс (в тоннах) органического вещества в столбе пород, основание которого равно 1 м^2, а высота – мощности, соответственно, пашийской, под-

доманиковой и доманиковой толщ. Поскольку материал по составу разных разрезов неодинаково полон, пришлось ограничиться всего 6 пунктами: Боровка–Тукмак, Крым-Сарай, Туймазы, Балтаево, Каргалы. Количественные соотношения пород в пашийской и поддоманиковой толщах этих разрезов взяты по табл. 1, объемный вес пород принят 2,60.

Из табл. 19 следует, что доманиковый горизонт действительно является мощным концентратором органического вещества сравнительно пашийской толщей: в нем в общем в 4 раза больше органического углерода, чем в последней.

При этом в восточной, маломощной части нашего профиля нижнефранских отложений (Крым-Сарай–Каргалы) разница между абсолютными массами органического углерода в доманиковом и пашийском горизонтах заметно меньше, чем в западной части (Боровка–Серноводск–Тукмак), где эта разница достигает величины 5:1–7,3:1. Это и естественно, ибо пашийский горизонт в восточной маломощной части нашего профиля отличается повышенным содержанием глин и мергелей, которые в нижнефранских отложениях, как и вообще, являются концентраторами органического вещества.

Нужно добавить к этому, что различие в органическом веществе доманиковой и пашийской толщ касается не только количества органики, но, отчасти, и ее генезиса.

В пашийское время заметную роль играл принос в бассейны растительного материала с континента и островов, что особенно сказывалось в песчаниках и алевролитах, изобилующих растительным мусором. В глинах, мергелях, известняках этот детрит исчезает, и органическая масса их во все большей степени формируется за счет автохтонного биоса – планктона. В доманиковое время поставщиком органического вещества на площади моря, отвечающей доманиковой фации, был планктон.

Ознакомившись с общим петрографическим и фациальным обликом нижнефранских пород Второго Баку, обратимся к основной нашей задаче – изучению рассеянных битумов этих пород.

Глава III

Рассеянные битумы в нижнефранских отложениях Второго Баку, их распределение и геохимическая природа (К.Ф.Родионова и Н.М.Страхов)

1. Материал и методика исследования

Для исследования было взято 25 проб из описанного выше профиля, причем каждая проба была составлена из 3–10 образцов пород, близких по петрографическому составу. Сделано это затем, чтобы избежать громоздкой работы по экстракции битумов из большого числа проб и, в то же время, получить картину достаточно усредненную и полно отражающую реальные черты природного органического вещества.

Во взятом материале 16 проб представляли породы пашийской свиты, 4 пробы — мергеля поддоманиковой свиты, 4 – мергеля и известняки доманикового горизонта и 1 проба – мергель наддоманиковой толщи, в ближайшем соседстве с домаником.

Методика экстрагирования битумов, как известно, у разных исследователей неодинакова.

Наиболее распространенным методом извлечения битумов является экстрагирование измельченной породы хлороформом в аппарате Сокслета.

В.А.Успенский и А.И.Горская [1941] указывают, что «мощные растворители – бензол, хлороформ, сероуглерод – растворяют масла, смолы и асфальтены и оставляют лишь вообще нерастворимые в органических растворителях керогены и карбоиды».

Углехимики считают, что наиболее полно извлекающим битумы растворителем является спиртобензол (1:1). Исследования Е.В.Войтовой [1936], а также К.Ф.Родионовой показали, однако, что вместе с битумом спиртобензол захватывает до 20 % от имеющихся в породе гуминовых кислот. Неудобством этого растворителя является также его способность извлекать часть минеральных соединений.

«Инструкция по обработке материалов опорного бурения» рекомендует проводить экстракцию породы (предварительно обработанной соляной кислотой) хлороформом.

П.И.Санин, В.Г.Пуцилло и С.П.Успенский [1950] при исследовании битуминозных пород применяли последовательное экстрагирование петролейным эфиром, бензолом и хлороформом.

В.А;Успенский и А.И.Горская [1941] при исследовании асфальтов последовательно экстрагировали породу петролейным эфиром, ацетоном, серным эфиром, бензолом и хлороформом.

«Метод фракционирования с применением растворителей типа ацетона с явно выраженной избирательной способностью дает возможность (по сравнению с методом Маркуссона) хотя бы примерно расчленить сложную смесь разнородных веществ на более или менее однородные группы».

Так петролейный эфир, вскипающий до 50°С, при холодной экстракции выделяет одни масла; при горячей экстракции в него, кроме масел, перейдет и более близкая к ним часть нейтральных смол. В петролейный эфир, вскипающий до 65°, перейдут все нейтральные смолы. Ацетон (после петролейного эфира) выделит кислые смолы и асфальтены (почти равное количество); бензольная фракция (после ацетона) будет содержать асфальтены и около 5–10 % смол. Хлороформенный экстракт состоит практически из одних асфальтенов».

Авторы указывают при этом, что ацетон, независимо от порядка применения растворителей, обнаруживает склонность извлекать в первую очередь какие-то вещества циклического характера, но, в то же время, он всегда извлекает наиболее богатые кислородом вещества [Успенский, Горская, 1941].

В своих исследованиях мы извлекали битумы теми же растворителями (исключая серный эфир), какие применялись В.А.Успенским и А.И.Горской, но изменили их порядок.

Каждый образец был подвергнут экстракции последовательной обработкой петролейным эфиром, кипящим при 65°С, бензолом, ацетоном и хлороформом. В отличие от общепринятой методики, экстрагирование каждым растворителем было не частичным, а исчерпывающим, что проверялось каждый раз люминесценцией под кварцевой лампой; это сильно удлинило экстрагирование, но содействовало более точному выделению битума А из породы. После окончания экстракции битума А, порода обрабатывалась 10% HCl для разрушения солей органических кислот и вновь исчерпывающе экстрагировалась хлороформом и ацетоном, что давало битум С. Из отдельной навески определялись (обработкой NaOH) гуминовые кислоты. Неизвлеченное в этих процедурах органическое вещество относилось в категорию остаточного (углистого). Так выделялись 4 основные группы органических веществ: свободный битум (А), связанный битум (С), гуминовое вещество (ГУМ) и остаточное вещество.

Дальнейшее исследование групп сводилось к следующему.

Битум А разделялся на масла, смолы и асфальтены и для каждого класса был определен их элементарный состав (С, Н, N). В маслах, кроме того, произведено определение неомыляемой части, а затем после ее ацетилирования выделены углеводороды (метод, предложенный ВНИГРИ). Для смол определены (в ацетоновом экстракте) числа омыления, кислотности и эфирности, что дало представление об относительном содержании в них групп СООН и –СО·ОС–. Для битума С раздельно в ацетоновом и хлороформенном экстрактах был определен элементарный состав. Гуминовые кислоты, из-за их ничтожного количества, дальнейшему исследованию не подвергались. Для остаточного органического вещества в некоторых случаях был сделан элементарный анализ. Так как в ряде образцов, особенно для масел пашийских алевролитов, количество материала было мало, несколько образцов объединялись в одну пробу. Все сожжения и определения С и Н были произведены в микропечи.

Перечисленные исследования, конечно, отнюдь не являются исчерпывающими, но, как увидим ниже, в целом они все же дают ясное представление о качественных различиях битумов и органического вещества в разных породах и в разных горизонтах нижнефранских отложений.

2. Рассеянные битумы в пашийской свите и связь их с петрографическими типами пород

При изучении битумов пашийской свиты мы оставим в стороне пока! нефть, подчиненную этой свите, и ограничимся теми, заведомо первичными, битумами, какие диффузно рассеяны в пашийских породах.

В табл. 20 приведены результаты группового анализа органического вещества пашийских пород.

Таблица 20. Средний групповой состав органического вещества пашийской свиты, в %

Породы	Битум А	Битум С	Гуминовые кислоты	Остаточная органическая масса	Битум А в петролейно-эфирной + бензольной вытяжках
Алевролиты	10,76	5,27	0,61	83,36	3,0
Аргиллиты	6,39	4,40	0,37	88,24	3,06
Мергеля	13,02	6,58	Следы	80,39	7,40
Известняк	48	27	Нет	25	25

Как видим, содержание битумов А и С колеблется в незначительный пределах, в сумме же они составляют от 10,79 до 75,00 % от органического вещества; остальное слагают гуминовые кислоты и нерастворимая ни в органических растворителях, ни в щелочи высокополимеризованная органическая масса.

Поскольку пашийская свита по общему содержанию органического углерода представляет типичную толщу с рассеянным органическим веществом, весьма интересно выяснить, насколько ее битумы, и прежде всего битум А, отвечают массам рассеянного битума А в осадочных породах вообще.

По данным В.А.Успенского с сотр. [1949а], содержание рассеянного битума в породах следующее (табл. 21).

Сопоставляя цифры этой и предыдущей таблиц, нетрудно убедиться, что пашийские породы отличаются явно повышенными концентрациями битума А, содержание которого в них колеблется от 6 до 48 % против 3–6 % в других породах. Причина отличий лежит, однако, не столько в самих породах, сколь-

ко в разной методике экстрагирования: у В.А.Успенского оно производилось обычно комбинацией бензола и хлороформа, или даже порознь одним каким-либо из этих растворителей; у нас же, кроме того, участвовал еще ацетон, который извлекал от 37 до 92 % общего содержания битумов. Стоит ограничиться экстрагированием петролейным эфиром и бензолом, т.е. поставить извлечение в условия, приближающиеся к условиям, принятым В.А.Успенским, как содержание битума А резко падает, и мы получаем цифры 3–7,4 %, уже отвечающие величинам рассеянного битума по В.А.Успенскому. Отсюда вытекает, между прочим, что величины рассеянного битума, даваемые этим исследователем, занижены против действительного содержания битума А в породах и отвечают лишь наиболее легко растворимой его части. Понимаемая в таком суженном виде, битуминизация пашийских пород должна, очевидно, быть признана в общем отвечающей рассеянной («кларковой») битуминизации осадочных пород вообще.

Таблица 21. Содержание рассеянного битума и породах, в %

Породы	Органическое вещество	Битум	Битум, в % на органическое вещество
Известняки и доломиты	0,55	0,03	6,1
Глины и глинистые сланцы	3,34	0,10	3,0
Мергеля и глинистые известняки	2,93	0,09	27
Песчаники и алевролиты	1,71	0,07	4,1
Почва	5,82	0,28	4,8
Среднее (взвешенное)	1,67	0,06	3,7

Обращаясь к более детальному анализу цифр табл. 20, нетрудно установить, что существует ясная связь группового состава органического вещества с петрографическим типом породы (рис. 3). Так, гуминовые вещества, имеющиеся в алевролитах пашийской толщи в количестве 0,61 % от органического вещества, в аргиллитах снижаются до 0,37 %, а в мергелях и известняках до следов и нуля. Содержание битумов А и С от алевролитов к известнякам, напротив, явственно и значительно растет, для первого от 10,76 до 48 %, для второго от 5,27 до 27 %. Остаточное органическое вещество, соответственно, убывает в том же направлении от 83,36 до 25 %. Отмеченные чисто количественные соотношения и придают, в первую очередь, индивидуальность органическому веществу в разных фациях пашийского горизонта.

Посмотрим, как это сказывается в отдельных фракциях его и, прежде всего, в битуме А.

В табл. 22 показан элементарный состав битума А в целом, рассчитанный на основании элементарного анализа каждой группы и знания группового его состава.

Таблица 22. Элементарный состав битума А пашийских пород, в % (полное извлечение битума)

Породы	C	H	N	S	O	C/H	C/(N+O+S)	H/(N+O+S)
Алевролиты	69,71	7,47	21,69			9,32	3,27	0,35
Аргиллиты	80,55	8,51	10,94			9,46	7,4	0,80
Мергеля	80,83	8,75	10,42			9,21	7,7	0,84

При первом же взгляде на эти цифры видно, что битум А в аргиллитах и мергелях явно обогащен углеродом и водородом и резко обеднен O+N+S сравнительно с битумом в алевролитах, т. е несет несомненные черты боль-

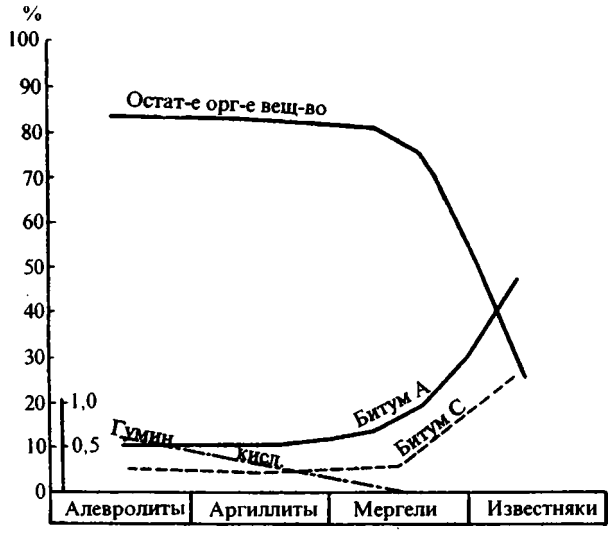


Рис. 3. Групповой состав органического вещества пашийских пород

шей восстановленности. Это сказывается и в групповом составе битумов тех же пород (табл. 23).

Таблица 23. Групповой состав битума А пашийских пород, в % (полное извлечение битума)

Породы	Масла	Смолы	Асфальтены
Алевролиты	8,86	34,78	56,35
Аргиллиты	19,11	41,72	39,17
Мергеля	23,43	45,51	31,00

Величина масляной фракции в битуме у алевролитов значительной меньше по сравнению с содержанием их в битуме аргиллитов и особенно мергелей; напротив, количество асфальтенов в битуме алевролитов резке увеличено против глинисто-мергельных пород.

Исключительный интерес с рассматриваемой нами точки зрения представляет сравнение элементарного состава одноименных фракций битума А в разных петрографических типах пород (табл. 24).

Таблица 24. Состав масел битума А пород пашийской свиты, в %

Породы	C	H	N	O+S
Алевролиты	86,40	11,93	Следы	1,69
Аргиллиты	87,63	11,45	Нет	0,92
Мергеля	88,99	10,83	0,19	Нет

В масляной фракции алевролитов обнаруживается вполне ощутимое количество O+S, указывающее на присутствие заметной массы кислородных и сернистых соединений. В масляной фракции аргиллитов содержание O+S уже явственно уменьшено, а в маслах мергелей O+S совсем нет. Все это наглядные признаки большей восстановленности масел по мере уменьшения размеров зерна осадков, заключающих органическую массу.

В весьма яркой форме то же явление наблюдается в бензольных ацетоновых смолах (табл. 25).

Таблица 25. Состав смол бензольной и ацетоновой вытяжек, в %

Породы	Бензольная вытяжка				Ацетоновая вытяжка			
	C	H	N	O+S	C	H	N	O+S
Алевролиты	76,87	8,46	0,82	14,05	63,41	7,03	2,49	25,37
Аргиллиты	–	–	–	–	76,10	8,04	3,80	12,06
Мергеля	82,40	8,78	1,28	7,54	75,96	8,59	3,55	11,90

Увеличение содержания водорода и еще более быстрая убыль O+S – по мере перехода от смол алевролитов к смолам аргиллитов и мергелей выражены достаточно ярко.

Так как ацетон, по существующим данным, извлекает наиболее кислую, т. е. богатую кислородом часть смол, представлялось существенным произвести сравнительное изучение ацетоновых смол по величинам их кислотности, эфирности и числа омыления.

В табл. 26 приведены соответствующие частные и средние величины.

Таблица 26. Числа нейтрализации и омыления смол ацетонового экстракта пашийских пород

Место взятия образцов	Породы	Число кислотности	Число эфирности	Число омыления
Сызрань	Алевролит	60,9	297,5	357,9
Боровка 3	»	118,2	228,2	346,2
Березовка 8	»	131,6	–	–
Березовка 8	»	168,9	–	–
Среднее		119,9	262,8	352,0
Балтаево 2	Аргиллит	77,2	150,1	212,8
Боровка 3	Известняк	62,7	–	–

По всем показателям неизменно получается ясное падение величин от алевролитов к мергелям и аргиллитам. Поскольку убыль чисел кислотности, эфирности и омыления указывает на уменьшение кислородсодержащих радикалов (COOH–CO·OC–), следует признать, что на примере ацетоновых смол весьма наглядно иллюстрируется уже не раз подчеркнутая большая восстановленность битумов тонкозернистых и карбонатных пород, сравнительно с безызвестковистыми алевролитами. То же самое показывает, в общем, и элементарный состав асфальтенов бензольного и хлороформенного экстрактов (табл. 27).

Таблица 27. Состав асфальтенов бензольного и хлороформенного экстрактов, в %

Породы	Бензольный экстракт				Хлороформенный экстракт			
	C	H	N	O+S	C	H	N	O+S
Алевролиты	77,74	8,23	14,03		73,51	7,46	19,03	
Аргиллиты	81,31	7,65	1,36	9,68	75,28	8,39	3,51	12,82
Мергеля	75,04	7,95	3,04	13,97 (?)	79,41	8,46	2,71	9,42

Итак, какую бы фракцию битума ни взять, – масла, смолы, асфальтены,–мы наблюдаем, что составляющие ее соединения в аргиллитах и мергелях оказываются явно сильнее восстановленными, чем в алевролитах. Это обстоятель-

ство, вместе с аналогичными по смыслу количественными соотношениями между группами, и приводит к тому, что битум А в целом в аргиллитах и мергелях является более восстановленным сравнительно с битумом А в алевролитах.

До сих нор мы имели дело с полно извлеченным битумом. Для целей дальнейшего анализа чрезвычайно важно выяснить, насколько ясно выявляется связь битума А с типом пород, если оперировать лишь частично экстрагированным битумом, например, суммой петролейно-эфирного и бензольного экстрактов. Соответствующие цифры собраны в табл. 28 и 29.

Таблица 28. Элементарный состав битума А при частичной его экстракции, в %

Породы	Бензольный + петролейный экстракты				Бензольный + петролейно-эфирный + хлороформенный экстракты			
	C	H	N+O+S	C/H	C	H	N+O+S	C/H
Алевролиты	78,05	8,85	13,09	8,80	77,68	8,67	13,65	9,0
Аргиллиты	–	–	–	–	83,88	10,24	5,88	8,2
Мергеля	83,15	8,64	8,21	9,6	82,53	8,59	8,88	9,6

Таблица 29. Групповой состав битума А при частичной его экстракции, в %

Породы	Бензольный + петролейный экстракты			Сумма петролейно-эфирного + бензольного + хлороформенного экстрактов		
	Масла	Смолы	Асфальтены	Масла	Смолы	Асфальтены
Алевролиты	31,0	54,10	15,0	27,90	55,0	17,10
Аргиллиты	38,41	47,50	15,0	35,18	40,88	24,15
Мергеля	37,70	52,41	10,0	34,00	44,80	21,34

Из сопоставления этих цифр с данными табл. 22 и 23 видно, что при частичном извлечении битумов, захватывающем лишь наиболее легко растворимую их часть, в общем элементарном составе битума, как и следовало ожидать, повышается процент водорода и значительно снижается процент N+O+S, т. е. наиболее легко растворимые битумы одновременно оказываются и наиболее восстановленными. Вместе с тем, различие в составе битумов, частично извлекаемых из разных пород, т. е. их связь с петрографическим типом пород, остается, хотя проявляется в несколько сглаженной форме. Так, например, в элементарном составе большая восстановленность битума в глинисто-мергельных породах сказывается в снижении неуглеводородных элементов N+O+S, а не в повышении содержания водорода. В групповом составе битумов различия в количестве масел также менее ярки, чем в полно извлеченном битуме. Эти обстоятельства весьма существенны для дальнейшего. Они показывают, что, при недостаточной полноте экстракции битумов, чем более растворимая часть битумов снята, тем слабее улавливается связь битумов с петрографическим типом пород и, одновременно, тем более восстановлен сам извлеченный битум. Сопоставление элементарного состава битума А в табл. 28 (бензольная вытяжка) с элементарным составом масел, извлекаемых петролейным эфиром на холоду (табл. 24), является лишним тому подтверждением (рис. 4).

Учитывая поведение битума А, интересно было выяснить, как обстоит дело с битумом С и остаточным органическим веществом пашийских пород.

Как видно из табл. 30 связь с типом пород у битума С значительно слабее, чем у битума А. Изменения в сторону большей восстановленности у битума С

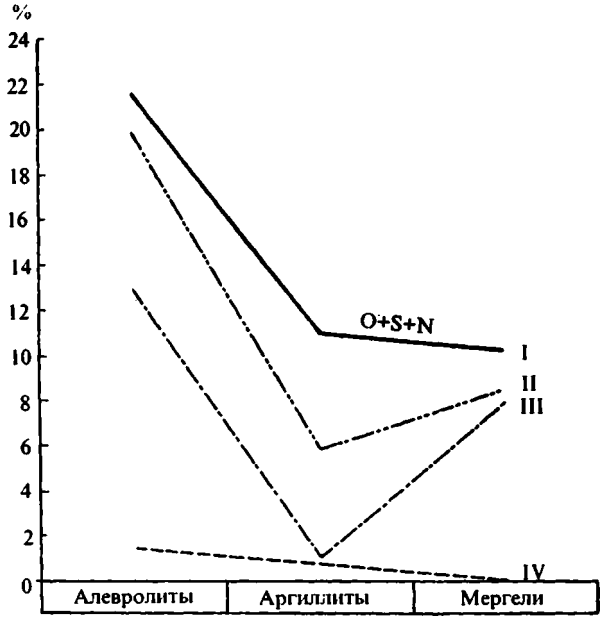


Рис. 4. Содержание O +N + S в битуме А при его полной (I) и частичной экстракции (II, III, IV)

I – полное извлечение битума; II – петролейно-эфирная + бензольная + хлороформенная вытяжки; III – петролейно-эфирная + бензольная вытяжка; IV – петролейно-эфирная вытяжка.

Таблица 30. Элементарный состав битума С пашийских пород (ацетоновый экстракт), в %

Породы	C	H	N	O+S
Алевролиты	59,91	6,97	1,02	32,1
Аргиллиты	59,31	7,05	0,5	33,13
Мергеля	60,26	6,69	0,93	32,12
Известняки	61,25	8,17	30,58	

отмечаются только при сочетании большой тонкозернистости с большой карбонатностью породы.

Что касается остаточного органического вещества, то анализы его – по техническим причинам – выполнены лишь для образца мергеля, причем получены следующие цифры: С–59,21 %; Н–8,01 %, N+O+S– 32,78 %.

Как видим, по элементарному составу остаточное вещество довольно близко к составу битума С из мергеля же и даже несколько сильнее его восстановлено. Но химическая его структура, а также и степень полимеризации должны быть, очевидно, отличны от структуры и полимеризации битума С, поскольку остаточное вещество вовсе нерастворимо в органических растворителях.

Резюмируя кратко вышеизложенное, можно считать установленными следующие четыре кардинальных факта. 1). В пределах одного и того же нижнефранского бассейна существует ясная связь между петрографическим типом осадка (породы) и качественными признаками включенных в них битумов, особенно битума А; с изменением литологического «фона» изменяется и со-

став захороненных в породе битумов. 2). Существо этой связи состоит в том, что по мере уменьшения размера обломочных частиц породы и возрастания в ней массы карбонатов кальция (и магния) увеличивается степень восстановленности битумов. Это сказывается как в элементарном составе одноименных фракций битума А (возрастание Н и убыль О+S в маслах, смолах, асфальтенах от алевролитов к аргиллитам и мергелям), так и в количественных соотношениях между разноименными фракциями (убыль асфальтенов от алевролитов к аргиллитам и мергелям и рост масел). 3). Битумы А и С, входящие в состав органического вещества нижнефранских пород, неодинаково чувствительны к изменениям петрографического типа осадка. Более отчетливо реагирует на тип осадка битум А, гораздо слабее– битум С. 4). При оперировании лишь частично извлеченным битумом А, т. е. его более растворимыми фракциями, связь качественного состава битума с петрографическим типом осадка также улавливается, но несколько менее отчетливо, чем при анализе полно экстрагированного битума.

Нетрудно понять, что для познания закономерностей битумообразования в осадочных породах установленная связь качественного состава битума с петрографическим типом осадка имеет весьма существенное значение.

Естественно желание проверить, подтверждается ли наличие такой связи также и на других объектах, и насколько; ясно ли она проявляется вообще.

Обращаясь за проверкой к литературным данным, можно отметить, что связь битума и породы того же типа, который охарактеризован выше, была обнаружена недавно (в 1951 г.) В.Г.Пуцилло на пашийских же и живетских породах Северного Урала (табл. 31).

Из рассмотрения цифр видно, что битум пашийских песчаников явно менее восстановлен, чем битум песчанистых сланцев, так как содержит (в бензольной вытяжке) меньше водорода (10,86 % против 12,51 %) и несколько больше О+S+N (3,67 % против 2,94 %). Различия в содержании водорода в хлороформенной вытяжке еще значительнее: 7,98 % водорода против 11,51 %(!). Это полностью отвечает закономерности, найденной выше.

В живетском ярусе известняки отличаются от сланцев прежде всего резко повышенной битуминозностью, причем в данном случае можно даже видеть, как с падением нерастворимого остатка (т.е. глинистой примеси) битуминозность органической массы возрастает от долей процента у сланцев до многих процентов у известняков. Вместе с тем сам битум в известняках оказывается несколько более восстановленным, чем в сланцах, ибо при одинаковом содержании водорода обладает явно пониженной суммой О+S+N. Эти соотношения также полностью отвечают тому, что мы наблюдали в пашийской толще Второго Баку.

Не менее демонстративны матери алы по органическому веществу визейских пород Кизеловского же района, опубликованные О.А.Радченко и О.Я.Федоровой [1949].

Из цифр табл. 32 можно убедиться прежде всего в том, что по содержанию органического вещества изученные породы, как и девонские, стоят на обычном среднем (кларковом) уровне. В угленосной толще битуминозность песчаников (в % на органическую массу) оказывается наименьшей (4,5 %), битуминозность сланцев более высокой (6,4 %), а битуминозность известняков лишь слегка более высокой (6,7 %) сравнительно со сланцами. При этом битум песчаников явно обеднен водородом сравнительно со сланцевым (7,44 % против 9,11 %) и обогащен серой + кислородом, т. е. несет все несомненные признаки меньшей восстановленное, тогда как битумы сланцев и известняков стоят в этом отношении на одном уровне. Соответственно изменяется и групповой состав битума А: количество масел растет, а содержание смол + асфальтенов

Таблица 31. Связь состава битума с типом пород Северного Урала в % (по В.Г.Пуцилло[1951])

Породы и глубина взятия образцов	На органическое вещество				Бензольный экстракт					Хлороформенный экстракт				
	Сумма органич. вещества на породу	Бензольный экстракт	Хлороформенный экстракт	Остаточное вещество	C	H	S	N + O	C/H	C	H	S	N + O	C/H
а) Пашийские породы														
39,4–42,29 м, песчанистый сланец	–	–	–	–	84,55	12,51	0,55	2,39	6,7	78,95	11,51	7,55	1,99	6,8
49,02–64,57 м, песчаник	–	–	–	–	85,47	10,86	2,38	1,29	7,8	82,36	7,98	9,66		10,3
б) Живетские породы														
71,06 – 83,56 м, глинистый известняк	0,92	0,65	0,43	98,92	84,56	12,40	0,72	2,32	6,8	83,12	12,41	1,30	3,17	6,7
83,94–114,15 м, известняк	0,71	5,6	1,4	93,0	82,25	11,92	1,70	4,13	6,9	80,85	10,85	1,70	6,60	7,5
150,28–154,30 м, известняк	0,38	7,3	0,5	92,20	84,62	11,38	4,00		7,4	–	–	–	–	–
154,3 – 155,1 м, сланец	–	0,07	0,01	99,92	80,06	13,0	6,94		6,2	–	–	–	–	–
155,1–156,23 м, мергель	1,93	0,47	0,21	99,32	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица 32. Органическое вещество в нижнекарбоновых породах Кизеловского района в % (по данным О.А.Радченко и О.Я.Федоровой)

Породы	Нерастворимый остаток	Содержание органич. вещества	Групповой состав органич. вещества				Групповой состав битума А			Элементарный состав битума А					
			битум А	битум С	гуминовая кислота	остаточное органич вещ тв	масла	смолы	асфальтены	С	Н	S	N+O	С/Н	Н/(N+O+S)
Визейские слои, угленосная толща															
Песчаники (9 обр.) + 1 алевролит [1]	93,1	1,08	4,5	2,00	0	93,5	35,0	30,0	34,5	81,08	7,44	4,39	7,09	10,90	0,65
Сланцы	81,8	1,80	6,4	2,2	0	91,4	45,0	26,6	25,6	83,16	9,11	2,41	5,32	9,13	1,2
Карбонатные породы [2]	13,7	0,73	6,7	4,6	0	89,7	45,3	27,5	24,1	83,04	8,86	2,62	5,48	9,37	1,09
Визейская толща															
Карбонатные породы	5,46	0,11	14,8	8,0	1,2	76,0	30,0	50,5	19,5	82,00	10,58	–	7,42	7,75	1,42
Карбонатные породы	1,36	0,19	20,6	6,8	0,23	72,3	33,1	52,1	14,6	82,32	10,52	2,27	4,89	7,82	1,44
Мергеля	45,09	1,91	6,0	2,2	1,2	90,6	33,8	37,9	28,3	83,78	8,64	1,67	5,91	9,70	1,1
Сланцы	75,15	2,57	5,0	1,2	1,7	92,1	20,2	40,7	19,13	83,63	7,62	1,58	7,17	10,96	0,87

[1] В подсчет не вошли два образца с повышенным содержанием битума (26,4 % и 62 %), явно уклоняющиеся от общего типа; возможно, что здесь имеет место пропитывание породы вторичным битумом (нефтяным?).

[2] Две пробы карбонатных пород с резко выраженным содержанием битумов не вошли в среднюю величину

Таблица 33. Зависимость между нерастворимым остатком карбонатных пород и битуминозностью органического вещества. Общее количество органического вещества (средние значения, в %)

Характеристика пород	Градации органического углерода						
	<0,1	0,1–0,2	0,2–0,4	0,4–0,6	0,6–0,8	0,8–1,0	> 1,0
Нерастворимый в HCl остаток	4,33	10,18	15,51	24,56	57,94	66,09	72,80
Общее количество органического вещества	0,063	0,146	0,284	0,493	0,699	0,927	2,359
Содержание битума А	0,015	0,021	0,034	0,034	0,046	0,051	0,052
То же, в % от органического вещества	23,8	14,4	12,1	6,8	6,6	5,5	2,2
Число образцов	63	77	45	23	16	18	37

падает от песчаника к сланцам и известнякам. В группе морских визейских пород по мере обеднения их кластическим материалом (от сланцев к мергелям и известнякам) содержание битума А (и битума С), неуклонно растет от 5 до 15–20 %, т. е. карбонатные породы становятся резко битуминозными. Одновременно битум становится явно более восстановленным, как о том можно судить по увеличению содержания водорода с 7,62 % у сланцев до 8,64 % у мергелей и до 10,58 % у известняков при одновременном снижении суммарной величины O+N+S.

Повышение относительной битуминозности пород с возрастанием их карбонатности было недавно убедительно показано В.А.Успенским, А.С.Чернышевой и Ю.А.Мандрыкиной [1949а], обработавшими, статистически большой материал (279 образцов).[1]

Из табл. 33, явствует, что чем выше в породе количество карбонатного материала, тем выше в ней содержание битума в процентах на органическое вещество.

Интересно, что даже в осадках современных водоемов, в которых органическое вещество проходит самые первые шаги диагенетических превращений, битумы А уже реагируют на петрографический тип осадка, Это ясно вытекает из исследований А.И.Горской [1950] органического вещества осадков ряда бассейнов Таманского полуострова. В табл. 33 собраны лишь данные по осадкам с обычным (кларковым) содержанием органического углерода, т. е. по фациям, аналогичным рассмотренным выше породам.

Цифры, касающиеся битумной части органического вещества, столь ясны, что разъяснений не требуют.

Объединяя все вышеизложенное, получаем следующую общую схему распределения битумов в осадочных породах (рис. 5).

1. В ряду, начинающемся песчаниками и кончающемся известняками, содержание органического вещества (в %) вначале (от песков к глинам – аргил-

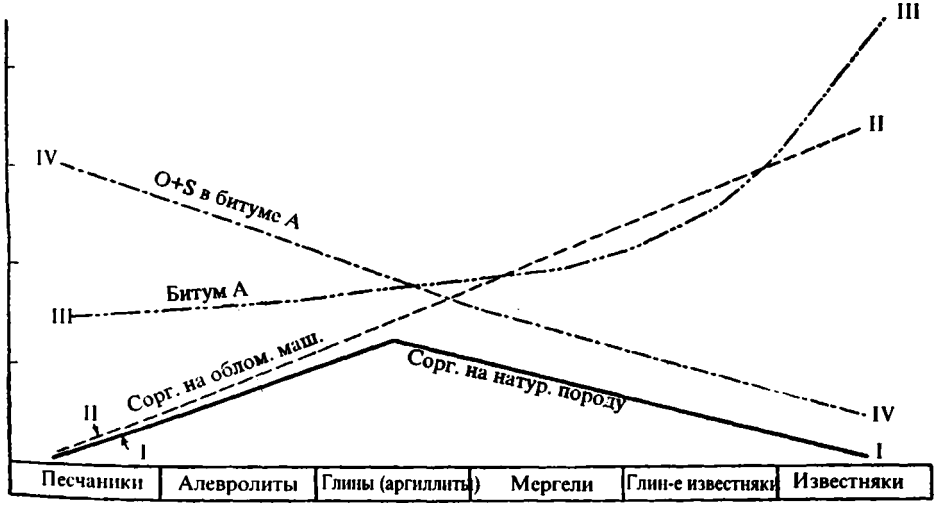


Рис. 5. Связь битуминозности органического вещества с типами пород

[1] Анализировались палеозойские породы Приуралья, нижнепалеозойские породы Восточной Сибири и третичные отложения Северного. Кавказа.

литам) растет с уменьшением среднего диаметра зерен обломочного материала, а затем (от аргиллитов к известнякам) падает по мере возрастания степени карбонатности пород.

2. Содержание битума (в процентах от органического вещества, или от $C_{орг.}$) обычно наименьшее у песчаников и алевролитов, выше – у глинистых пелитов и достигает максимума у известняков, по мере убывания в них массы нерастворимого остатка и возрастания содержания карбонатного компонента.

3. Степень восстановленности битума А наименьшая также у песчаников и алевролитов, больше – у пелитов, у известняков же достигает обычно максимальной величины, хотя иногда находится и на том же уровне, что у пелитовых пород.

Эта схема наиболее обоснована в правой, пелитово-карбонатной ветви, наименее – в левой, песчано-алевролитовой; в частных случаях – в специфической обстановке – возможны, конечно, более или менее значительные отклонения от нее.

Естественно встает вопрос: чем объясняются охарактеризованные закономерные изменения битумообразования при изменении петрографического типа породы, вмещающей органическое вещество?

В.А.Успенский, А.С.Чернышева и Ю.А.Мандрыкина истолковывая приведенную выше табл. 33, пишут: «Устанавливаемое здесь обогащение битумом органического вещества карбонатных пород связано с понижением общего количества органического вещества в этих породах и, невидимому, должно рассматриваться, в первую очередь, как отражение более интенсивного, в случае карбонатных пород, проявления процессов разрушения исходного материала, а не как отражение условий, благоприятствующих накоплению битуминозного вещества» [1949а, стр. 98].

Нам представляется такое толкование неправильным и вот по каким соображениям. Неверно прежде всего, что убывание органической массы в известняках есть следствие ее более интенсивного разрушения в этих осадках. На деле, как показывает анализ современного морского осадкообразования [Страхов и др., 1954], малые количества органического вещества в известковых фациях суть следствие прежде всего уменьшенного его приноса сюда, ибо известковые осадки отвечают, обычно, более пелагическим частям бассейна с резко уменьшенной продуктивностью планктонной пленки в верхних слоях водной массы.

Таблица 34. Групповой состав органического вещества современных осадков, в % (по А.И.Горской, [1950])

Осадки	$C_{орг}$	От органического вещества				От органического вещества		
		Битумы	Гумусовые кислоты	Легко гидролизуемые вещества	Остаточная масса	Битумы	Масла	Углеводороды
Пески	0,77	1,5	1,75	93,6	4,0	1,5	(0,24)	(0,043)
Алевриты	1,15	2,1	7,9	77,8	12,2	2,1	0,31	0,096
Илы	1,8	2,8	3,3	85,6	8,8	2,8	0,48	0,141

Примечание. Цифры в скобках вычислены по косвенным данным.

Вместе с тем, простое разрушение органического материала в осадках и накопление битумов в остаточной массе сами по себе еще не могут создать повышенной восстановленности битума А, что на деле имеет место; чтобы породить эту повышенную восстановленность, нужно вмешательство еще и иных, качественно новых процессов.

Наконец, в алевролитах и песчаниках органическая масса также меньше, чем в пелитовых породах, но это не сопровождается повышением битуминозности; кроме того, сами битумы А имеют более кислый характер сравнительно с битумами известняков. Все это заставляет думать, что связи битумообразования с типом пород не могут быть поняты без признания главными факторами состава исходной органики, а также воздействия на органическое вещество физико-химических условий, существовавших в осадке в стадию диагенеза.

Известно, что по мере удаления от берега в область известковых фаций вместе с уменьшением подачи обломочных частиц убывает и поступление органического материала с суши, а в составе захоронающегося в осадках органического вещества все большее значение приобретает планктон. В массе же последнего, как известно, гораздо большую роль, чем в веществе наземной растительности, играют жиры – один из важнейших битумообразователей. Пелагические карбонатные осадки, таким образом, уже изначально обогащены исходным «сырым материалом» для активного образования в них битума, как только в осадке создадутся условия восстановительной среды. Понятно, что эта особенность исходной органической массы являлась важным обстоятельством, способствующим обогащению пелагических осадков битумами.

Но еще более важную роль играли, по-видимому, условия разложения органического вещества в илах, в стадию диагенеза.

В настоящее время, благодаря работе гидрохимиков и физико-химиков, связь физико-химической обстановки с петрографическим типом современных отложений, в частности связь Eh и pH с типом осадков, начинает постепенно разъясняться. Исключительный интерес представляют с этой точки зрения данные В.Г.Савича [1950] об Eh в грунтах Таманского залива и ряда примыкающих к нему лагун и солоноватых озер (табл. 35).

Из табл. 35 видно, что окислительно-восстановительный потенциал осадка зависит от двух факторов: содержания органического вещества в осадках и гранулометрического их типа. При одном и том же содержании органического вещества Eh уменьшается с уменьшением среднего диаметра частиц, слагающих осадок: в глинах он намного ниже, чем в песках. В осадках же одного

Таблица 35. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков в илах и песках водоемов Таманского полуострова (средние значения по В.Г.Савичу)

Осадки	Содержание органического вещества в %					Содержание органического вещества в %				
	0,0 – 0,5	0,5 – 1,0	1,0 – 2,0	2,0 – 4,5	5,5 – 9,5	0,0 – 0,5	0,5 – 1,0	1,0 – 2,0	2,0 – 4,5	5,5 – 9,5
	Величина Eh в mv					Величина pH				
Пески	+ 113	+ 21	+ 6	- 83	–	7,93	7,74	7,72	7,89	–
Число образцов	32	18	18	12	–	32	18	18	12	–
Илы (частью алевритовые и песчанистые)	–	- 89	- 62	- 152	- 190	–	8,0	7,95	7,8	7,76
Число образцов	–	16	42	60	17	–	16	42	60	17

и того же гранулометрического класса Eh изменялся обратно изменениям содержания органического вещества: с возрастанием $C_{орг}$ – падает, с уменьшением $C_{орг}$ – растет. Эти соотношения естественны. Пески более доступны вентиляции и лучшему снабжению кислородом (за счет придонной воды), чем тонкозернистые осадки, поэтому их Eh выше, чем у глин. Органическое же вещество, будучи (через посредство разрушающих его бактерий) основным потребителем кислорода в диагенезе, поглощает его тем скорее и тем больше, чем в большем количестве находится оно в осадке. Отсюда – понижение Eh с возрастанием $C_{орг}$, если даже гранулометрический тип осадка остается прежним.

Так как в природных условиях концентрации $C_{орг}$, как правило, увеличиваются с уменьшением среднего диаметра частиц осадка, то в бассейнах в общей схеме мы и наблюдаем смену высокого положительного Eh низким и отрицательным по мере того, как от прибрежной песчаной полосы перемещаемся в более глубоководную с тонкозернистыми осадками – илами. Эта закономерность хорошо видна в табл. 36.

Таблица 36. Окислительно-восстановительный потенциал и pH в осадках Таманского залива и Ахтанизовского лимана (по данным В.Г.Савича)

Водоемы и осадки	$C_{орг}$, %	Eh, mv	pH
I. Таманский залив			
Пески серые	0,16	+365	8,28
Алевриты серые, иногда песчанистые	0,92	-87	7,67
Илы глинистые центральной части бассейна, иногда песчанистые и алевритовые	2,17	-111	7,8
Алеврит глинистый желто-серый	0,32	+54	7,15
II. Ахтанизовский лиман			
Пески	0,43	+139	7,56
Алевриты серые	0,98	-54	7,52
Илы глинистые, частью алевритовые, серые и темно-серые	1,20	-113	7,66
Алевриты темно-серые	0,06	+241	7,52
Илы глинистые желто-бурые	1,18	+92	7,31

Аналогичные изменения обнаружены и в пресноводных озерах, где Eh поверхностного и непосредственно ниже расположенного слоя осадков непрерывно падает по мере перехода от прибрежных к более глубоководным отложениям.

Так как закономерности распределения органического вещества между петрографическими типами древних осадков были принципиально те же, что наблюдаются и в современных отложениях, то отсюда следует, что и режим Eh, его изменения от песков к алевритам и т. д. в древних осадках также принципиально повторяли охарактеризованную только что схему. Интенсивность восстановительных процессов в осадках древних бассейнов, как и сейчас, росла от прибрежных районов к пелагическим, и это именно обстоятельство и повело к тому, что битуминозность этих более пелагических и более тонкозернистых отложений оказалась выше битуминозности алевритовых осадков, а сам битум в аргиллитах и особенно в мергелях и известняках оказался более восстановленным сравнительно с битумом в прибрежных осадках.

То же заключение можно получить еще и другим независимым путем, анализируя минеральные новообразования в нижнефранских породах.

В.Крумбейн и Р.Гаррелс [Krumbein, Garrels, 1952] опубликовали диаграмму, дающую поля существования гематита, сидерита и пирита в параметрах Eh и pH. Эта диаграмма воспроизведена на рис. 6. Из нее видно, что образова-

ние гематита в интервалах pH от 6 до 9 происходит в условиях ясно окислительной среды (высокие Eh). Сидерит при низких pH (=6–7) может отлагаться в очень слабо окислительной среде, но при обычных в море pH > 7,0 лишь в среде бескислородной, с отрицательными и достаточно низкими Eh. Пирит же при всех pH возникает только в поле резко восстановительных условий с очень низкими Eh. Названные авторы не изобразили на этой диаграмме поля существования лептохлоритов. Но, судя по парагенезису минералов, существующему в природе, поле лептохлоритов должно располагаться в самой нижней части гематитового и в верхней части сидеритового полей. Аналогичную картину дает диаграмма для марганцевых минералов (рис. 7).

Из этих данных следует в качестве неизбежного следствия, что наличие в породе только лептохлоритов и сидерита при отсутствии или очень малой примеси пирита свидетельствует о слабо восстановительной обстановке в диагенезе илов, тогда как сильное развитие сульфидов железа (пирит) и марганца говорит об обстановке сильно восстановительной (правда, без возможностей уверенного градуирования «силы восстановления» по количеству пирита). Равным образом безызвестковистость илов свидетельствует о pH среды, близком к 7 или немного уклоняющемся от него, главным образом в кислую сторону; известковые илы всегда обладают более или менее ясной щелочной средой (pH>7).

Рассмотрим теперь, как распределяются в пашийских породах названные минералы – индикаторы. Данные о них суммированы в табл. 37.

Таблица 37. Распределение сидерита, лептохлорита, пирита и $CaCO_3$ в нижнефранских породах (пашийский горизонт)

Породы	Лептохлорит	Сидерит	Пирит	$CaCO_3$
Песчаники	+	1,28 до 3 %	Очень мало	Нет – очень мало
Алевролиты	+ до большого количества	1,30 до 30 %	Очень мало	Нет – мало
Глины	+ до большого количества	+	++	1–3 %
Мергеля	Нет	Нет	Много	44–58 %

Из парагенезиса минеральных новообразований следует, что в пашийское время физико-химические условия диагенеза в алевритовой фации характеризовались средой слабо восстановительной, особенно в начальные стадии диагенеза; по pH она была также близка к нейтральной или очень слабо щелочной. В направлении к песчаной фации сила восстановительных условий была, видимо, даже еще меньшей. Но в тонкозернистых осадках (глинах) восстановительные условия были гораздо более интенсивны (смена сидерита пиритом), а в мергелях и известняках интенсивно восстановительная среда сочеталась со щелочной. Эти выводы из парагенезиса аутигенных минералов, полностью совпадающие с наведением от Eh современных осадков, дают достаточное объяснение тому, что битумы тонкозернистых пашийских пород, особенно битум А, несут черты большей восстановленности сравнительно с битумами алевролитов.

Понятно, что такое толкование относится не только к нижнефранским породам, но и к общей схеме распределения битума А в петрографическом спектре осадочных пород.

Итак, большая битуминозность тонкозернистых пелагических фаций сравнительно с прибрежными грубозернистыми и большая восстановленность их битума (А) объясняются совокупным действием, с одной стороны, более благоприятного для процессов битумообразования состава исходной органической массы, с другой – более резко восстановительных условий в осадках в стадию диагенеза (низкий Eh, а также большая емкость редуцента).

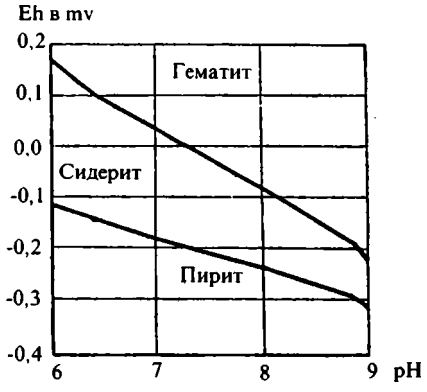


Рис. 6. Диаграмма условий образования железных минералов (по Крумбейну и Гаррелсу)

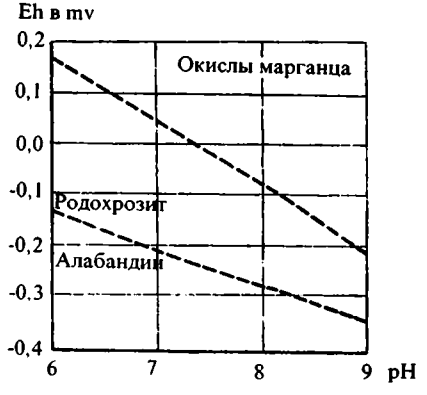


Рис. 7. Диаграмма условий образования марганцевистых минералов (по Крумбейну и Гаррелсу)

В.А.Успенским в итоге изучения рассеянных битумов в осадочных породах были получены на значительном материале некоторые показатели, которые можно принять за характеристику рассеянной (кларковой) битуминизации осадочных пород. Эти величины частью прямо заимствованы из статьи Успенского, частью дополнительно вычислены по его данным (табл. 38).

Для пашийских пород соответствующие показатели приведены в табл. 39

Из сопоставления величин видно, что по всем показателям пашийская толща относится к типичным толщам с рассеянным битумом; в ней и органическая масса в целом, и отдельные ее битумные компоненты находятся почти точно на кларковом уровне, лишь немного его превышая (в мергелях).

Для дальнейшего анализа это обстоятельство представляет существенный интерес.

Таблица 38. Характеристика рассеянной битуминозности пород, %

Содержание органического углерода	около 1
Содержание битума А в органическом веществе	3
Содержание масел в органическом веществе	1
Содержание «углеводородов» в органическом веществе	0,7
Выключая кислородные и другие компоненты «углеводородов»[1]	около 0,5

[1] Из анализа «углеводородов» В.А.Успенского исключены кислородные соединения, составляющие примерно 1/3 их (по коэффициенту связи O + S с углеводородными радикалами в нефтях, даваемому А.Ф.Добрянским).

Таблица 39. Характеристика битуминозности пашийских пород

	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля
	%		
Содержание органического углерода	0,40	0,63	1,95
Содержание битума в органическом веществе	3,0	3,06	7,40
Содержание масел в органическом веществе (бензольная вытяжка)	0,95	1,18	2,79
Содержание «углеводородов» в органическом веществе (без поправки на кислородные и другие примеси)	0,60	0,54	1,28

3. Первичные битумы поддомаников и домаников и их особенности сравнительно с пашийскими битумами

Выяснив вопрос о закономерностях битумообразования в разных фациях одного и того же (пашийского) бассейна, обратимся к анализу специфических изменений этого процесса в последующее – поддомаников и домаников время. Поскольку петрографические типы пород этих двух горизонтов в доступном нам материале представлены гораздо беднее, – по существу, лишь аргиллитами и мергелями, – для решения поставленного вопроса следует оставить пашийские алевролиты и проводить сравнение лишь с пашийскими аргиллитами и мергелями.

В табл. 40 приведены средние показатели группового состава органического вещества поддомаников и домаников пород в сравнении с пашийскими.

Из таблицы видно, что органическая масса в поддомаников и доманико-

Таблица 40. Средний групповой состав органического вещества, в % (полное извлечение битумов)

Породы	Битум А	Битум С	Гуминовые кислоты	Остаточное органическое вещество	Битум А в петролейно-бензольной вытяжке
Мергеля доманика	35	10,05	Следы	54,50	24,5
Мергеля поддоманика	12,39	18,15 (!)	»	69,46	4,59
Аргиллиты пашийские	6,39	4,40	0,37	88,84	3,06
Мергеля пашийские	13,02	6,58	Следы	80,40	4,79

вых отложениях в целом ясно неодинакова и, вместе с тем, отлична от органической массы пашийских мергелей и аргиллитов (рис. 8). Для поддоманика характерно обилие битума С (18,15 %) при невысоком содержании битума А, в точности отвечающем содержанию битума А в пашийских мергелях. Доманиковые же породы резко выделяются своим чрезвычайно высоким содержанием битума А, которое почти втрое превышает количество битума А в поддоманике и в пашийских породах. Вместе с тем, масса битума С по сравнению с поддомаником падает почти вдвое, хотя и держится на заметно более высоком уровне, чем в петрографически сходных пашийских породах. Величины остаточного органического вещества пассивно отражают указанные изменения битума: в поддоманике остаточной массы заметно меньше, чем в пашийских породах, а в доманике заметно меньше, чем в поддоманике. В целом, в вертикальном разрезе нижнефранских пород доманиковые отложения резко выделяются своей очень высокой битуминозностью: при полном извлечении битума А суммарная битуминозность доманика достигает 45,05 %, т. е. почти половина породы составляет битум вообще и свыше 1/3 (35 %) битум А! Даже при частичном извлечении битума А в петролейно-бензольной вытяжке его масса в органическом веществе составляет 24,5 %. Это исключительно высокая битуминозность для первично-битуминозных пород, не достигнутая, насколько нам известно, ни в одной из палеозойских пород Русской платформы, за исключением одного образца пашийского мергеля.

Посмотрим теперь, что представляют собою битумы поддоманиковых и доманиковых пород; анализ, как и раньше, начнем с полностью извлекаемого битума А.

В табл. 41 представлен его элементарный состав.

Таблица 41. Элементарный состав битума А (полное извлечение) в %

Породы	C	H	N+O+S	C/H	C/(N+O+S)	H/(N+O+S)
Доманиковые мергеля	80,54	9,82	9,64	8,23	8,4	1,02
Поддоманиковые мергеля	67,67	8,28	24,05	8,19	2,8	0,34
Пашийские аргиллиты	80,55	8,51	10,94	9,46	7,4	0,78
Пашийские мергеля	80,83	8.75	10,42	9,21	7,7	0,84

Из цифр явствует, что битум А поддоманиковых мергелей чрезвычайно ярко отличается как от битума А доманика, так и от аналогичного битума пашийских мергелей. Он резко обеднен углеродом, частью и водородом и очень резко обогащен O+N+S, сообразно с чем отношения C/(N+O+S) и H/(N+O+S) у него чрезвычайно низки. Все это свидетельствует о высокой окисленности – очень кислом характере – поддоманикового битума. Интересно, что по элементарному составу битум А поддоманика довольно близок к битуму пашийских алевролитов, как это можно видеть из следующего сопоставления (в %):

	C	H	O+S+N	C/H	C/(N+O+S)	H/(N+O+S)
Поддоманиковые мергеля	67,67	8,28	24,05	8,19	2,8	0,34
Пашийские алевролиты	69,87	7,59	22,54	9,32	3,2	0,35

Мы имеем здесь, таким образом, исключительно интересный случай, когда битум А, возникший в среде тонкозернистого сильнокарбонатного осадка, в значительной мере повторяет по составу битум безызвестковистых алевролитов.

В элементарном составе битума А доманика и пашийских глин и мергелей сходства гораздо больше, но все же это, конечно, не одно и то же. При совершенно близком содержании углерода количество водорода в доманиковом битуме явственно повышено, а сумма O+N+S пропорционально понижена, что

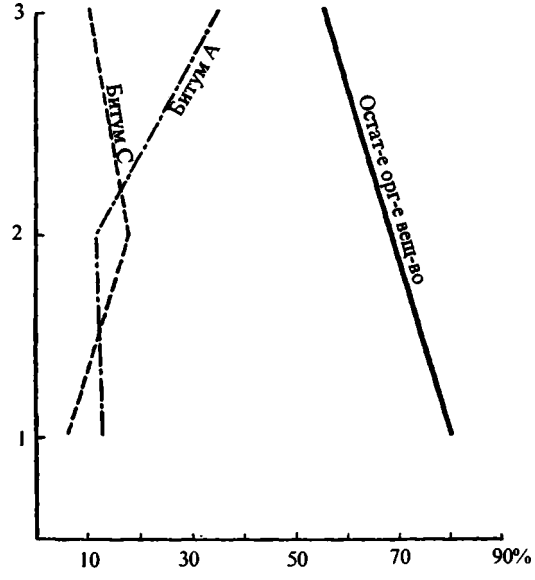


Рис. 8. Групповой состав органического вещества в мергельной фации пашийского (1), поддоманикового (2) и доманикового (3) горизонтов

свидетельствует о заметно большей восстановленности доманикового битума А сравнительно с пашийским. Получается, что, прослеживая в вертикальном разрезе нижнефранских отложений свойства битума А в однотипных тонкозернистых и обогащенных карбонатом породах, мы вовсе не получаем плавного изменения его свойств в одном каком-либо направлении. Напротив, между нижним пашийским и верхним доманиковым горизонтами, более сходными между собой, располагается мощный горизонт поддоманиковый, с резко отличным, более кислым но составу, битумом А.

Своеобразный элементарный состав битума А поддоманика характерно отражается и в групповом его составе, как это можно видеть из следующего сопоставления (табл. 42).

В этих рядах цифр поддоманиковый битум А отличается от других пониженным количеством масел и частью смол и резко повышенным содержанием асфальтенов, признаком, как увидим ниже, имеющим, по-видимому, характерный генетический смысл.

Что же касается доманикового и пашийского битумов А, то отличия их друг от друга также значительны, но иного характера: при близком содержании асфальтенов доманиковый битум отличается заметно повышенным количеством масел и, соответственно, – пониженным количеством смол.

Таблица 42. Групповой состав битума А (полное извлечение), в %

Породы	Масла (а)	Смолы (б)	Асфальтены (в)	Отношение а : б : в
Доманиковые мергеля	28,00	29,16	42,84	1 : 1 : 1,5
Поддоманиковые мергеля	11,90	24,78	63,32	0,5 : 1 : 2,6
Пашийские аргиллиты	19,11	41,72	39,12	0,5 : 1 : 0,9
Пашийские мергеля	23,43	45,57	31,00	0,5 : 1 : 0,7

При отмеченных крупных отличиях элементарного и группового состава битума А разных горизонтов нижнефранских отложений чрезвычайный интерес представляет сравнение химического состава одноименных групп битума, что и дается в приводимых ниже табл. 43–46.

Таблица 43. Элементарный состав масел нижнефранских пород, в %

Породы	C	H	N	O+S	C/H
Доманиковые мергеля	86,73	12,06	0	1,23	7,2
Поддоманиковые мергеля	87,51	11,96	0	0,53	7,3
Пашийские аргиллиты	87,63	11,43	0	0,94	7,7
Пашийские мергеля	88,99	10,83	0	0,18	8,2

Таблица 44. Элементарный состав смол (бензольных и ацетоновых), в %

Породы	Бензольные смолы				Ацетоновые смолы			
	C	H	N	O+S	C	H	N	O+S
Доманиковые мергеля	82,5	9,42	1,55	6,53	78,81	10,03	0,75	10,41
Поддоманиковые мергеля	–	–	–	–	62,59	7.44	3,17	26,80
Пашийские аргиллиты	86,61	9,69 (?)*	0,78	2,92 (?)*	76,10	8,04	3,80	12,01
Пашийские мергеля	82,40	8.78	1,28	7,54	75,96	8,59	3,55	11,90

* Знак вопроса указывает на сомнительность цифры и возможность аналитической ошибки.

Таблица 45. Элементарный состав асфальтенов (бензольных и хлороформенных), в %

Породы	Бензольные асфальтены				Хлороформенные асфальтены			
	C	H	N	O+S	C	H	N	O+S
Доманиковые мергеля	77,55	7,40	2,36	12,69	80,09	7,88	1,79	10,24
Поддоманиковые мергеля	–	–	–	–	77,19	7,98	14,83	
Пашийские аргиллиты	81,31	7,65	1,36	9,68	75,23	8,31	3,51	12,95
Пашийские мергеля	75,04	7,95	3,04	13,97	79,41	8,46	2,71	9,42

Таблица 46. Элементарный состав спиртобензольных смол, в %

Породы	C	H	N	O+S
Доманиковые мергеля	80,64	9,34	10,02	
Поддоманиковые мергеля	69,92	9,34	20,74	

Из табл. 43–46 явствует, что спиртобензольные и ацетоновые смолы поддоманика, а также его хлороформенные асфальтены очень ярко отличаются от аналогичных смол и асфальтенов выше- и нижележащих свит гораздо большей окисленностью, что выражается в резком обогащении их O+N+S и в меньшем содержании водорода. Напротив, масла поддоманикового битума неотличимы от масел доманика и лишь слабо отличаются от масел пашийских аргиллитов и мергелей. Иными словами, установленная выше резко большая окисленность битума А поддоманика целиком обусловлена составом смолистой, а не масляной фракции битума. Масла же по своему элементарному составу оказываются в данном случае на редкость устойчивой фракцией и лишь крайне слабо изменяются сравнительно с маслами подстилающих и налегающих горизонтов.

Сопоставляя одноименные фракции пашийского и доманикового битума, мы также отмечаем следы большей восстановленности главным образом в смолах и в асфальтенах доманика и меньше в маслах. Последние и здесь отличаются большим однообразием.

Для более широкой сравнительной характеристики битума А доманика и пашийских пород масла и ацетоновые смолы были подвергнуты дополнительному исследованию. Масла были омылены, отделен неомыляемый остаток, а затем после его ацетилирования выделены углеводороды. Кроме того, в маслах и смолах определены числа нейтрализации и омыления. Результаты сопоставлены в табл. 47 и 48.

Таблица 47. Результаты анализа масляной фракции битумов А

Образцы	Число		Неомыляемый остаток, в % на масла	«Углеводороды» в %				Элементарный состав «углеводородов» в %			
	Нейтрализации	Омыления		На неомыляемый остаток	На масла	На сумму битума	На породу	С	Н	N+S+O	С/Н
Серноводская 3, доманик	0,46	29,22	96,17	74,44	74,50	23,19	0,320	87,93	12,08	0,0	7,28
Боровка 2, доманик	0,78	30,14	95,46	45,76	43,67	15,83	0,227	87,71	11,37	0,92	7,09
Тукмак 9, доманик	0,22	11,04	94,79	68,30	60,01	21,75	0,436	87,57	11,14	1,29	7,73
Балтаево 2	0,65	13,05	89,94	51,72	47,27	15,77	0,371	86,12	11,89	0,99	7,24
Среднее	0,53	20,86	94,09	60,3	56,36	19,13	0,339	87,33	11,62	1,05	7,36
Пашийская свита, алевролиты (сложный образец)	0,05	32,37	96,15	48,80	46,92	4,66	0,004	87,05	12,95	0,0	6,72

Таблица 48. Число, нейтрализации и омыления смол ацетонового экстракта

Месторождение	Литологический состав	Число нейтрализации	Эфирное число	Число омыления
Боровка 2	Доманик, мергель	38,45	82,6	121,05
Серноводская 3	То же	36,5	78,0	114,4
Тукмак 9	То же	35,3	118,1	158,6
Балтаево 2	То же	36,1	67,5	93,2
	Среднее	36,59	86,5	121,81
Балтаево 2	Аргиллит	77,2	150,1	212,8
Боровка 3	Известняк	67,2	–	–

В масляной фракции обоих сравниваемых битумов заключается ничтожно малое количество свободных кислот и сравнительно немного омыляемых соединений, причем в пашийском битуме в среднем слегка больше, чем в доманиковом. Углеводороды, выделенные из пашийских пород, оказались чистыми от посторонних примесей, «углеводороды» же из доманика несколько загрязненными, как можно видеть по присутствию в них O+N+S (в среднем 0,80 %). Вероятно, за счет этих примесей сумма углеводородов в доманике несколько выше, чем в пашийских маслах, – 56 % против 46 %; если же отбросить эти примеси, то и массы и средний элементарный состав углеводородов в обоих случаях окажутся, вероятно, чрезвычайно близкими (около 50 % на сумму масел). Иными словами, различия элементарного состава доманикового и пашийского битумов, показанные в табл. 41, обусловливаются не углеводородной частью масел, которая чрезвычайно близка, а кислородными и азотистыми примесями в них.

Как и следовало ожидать, более богатые O + S ацетоновые смолы паший-

ских пород оказались с гораздо более высокими показателями кислотности и омыления.

Рассмотрев качественную характеристику битума при полном извлечении его из пород четырьмя растворителями, посмотрим, насколько сохраняются установленные выше признаки их качественного различия, если оперировать лишь частично извлеченным битумом в петролейно-эфирной и бензольной вытяжках (табл. 49 и 50).

Таблица 49. Элементарный состав частично извлеченного битума А из мергельных пород нижнефранских отложений, в %

Породы	Петролейно-эфирная + бензольная вытяжки				Петролейно-эфирная + бензольная + хлороформенная вытяжки			
	C	H	O+N+S	C/H	C	H	O+N+S	C/H
Доманиковые мергеля	84,20	10,02	5,78	8,40	83,93	9,94	6,13	8,45
Поддоманиковые мергеля	81.65	9,97	8,38	8,25	80,65	9,56	9,79	8,49
Пашийские аргиллиты	85,61	13,02	1,37 (?)	6,4	83,88	10,24	5,88	8,2
Пашийские мергеля	83,15	8,64	8,21	9,6	82,53	8,59	8,88	9,6

Таблица 50. Групповой состав частично извлеченного битума А из мергельных пород нижнефранских отложении, в %

Породы	Петролейно-эфирная + бензольная вытяжки			Петролейно-эфирная + бензольная + хлороформенная вытяжки		
	Масла	Смолы	Асфальтены	Масла	Смолы	Асфальтены
Доманиковые мергеля	39,44	33,38	27,26	35,82	28,93	33,33
Поддоманиковые мергеля	36,70	43,81	16,91	32,23	38,46	29,00
Пашийские аргиллиты	38,41	47,50	15,00	34,00	44,80	21,34
Пашийские мергеля	37,70	52,41	10,00	37,26	44,58	18,16

Изучение обеих таблиц показывает, что хотя и в частично извлеченном битуме мергельные породы трех сравниваемых горизонтов различаются между собой, все же различия их становятся гораздо более слабыми, бледными, чем различия, вскрываемые анализами полно извлеченного битума. Иными словами, привлечение к делу экстракций ацетоном является чрезвычайно важным средством в исследовании битуминозных компонентов осадочных пород, помогающих полнее и всестороннее устанавливать их различия и соотношения.

Для полноты характеристики были выполнены также элементарные анализы битума С сравниваемых пород и их остаточного органического вещества (табл. 51).

Как видим, элементарные составы ацетоновых вытяжек битума С поддоманиковых и пашийских пород достаточно сходны и оба вместе отличаются от доманикового битума С, характеризующегося сравнительно с ними большей восстановленностью. Эта последняя черта особенно ярко проявляется в хлороформенной вытяжке из битума С.

Таблица 51. Состав битума С нижнефранских пород, в %

Породы	Хлороформенный экстракт				Ацетоновый экстракт			
	C	H	N	O+S	C	H	N	O+S
Доманиковые мергеля	77,49	8,09	1,32	13,10	62,99	7,25	1,98	27,78
Поддоманиковые »	–	–	–	–	58,96	7,31	0,5	33,23
Пашийские аргиллиты	–	–	–	–	59,31	7,05	0,51	33,13
Пашийские мергеля	65,69	7,39	1,66	25,26	60,26	6,69	–	33,05

Большая восстановленность доманиковой остаточной массы сравнительно с пашийской в ясной форме проступает и в элементарном составе остаточного органического вещества (табл. 52).

Таблица 52. Элементарный состав остаточного (энтбитуминированного) органического вещества

Породы	C	H	O+N+S
Доманиковый мергель, из скв. Тукмак 9	70,53	6,80	22,67
То же, из скв. Боровка 3	67,23	7,74	25,03
Пашийский мергель	59,21	8,01	32,78

Суммируя изложенное, мы можем констатировать, что битумы глинисто-мергельной фации разных горизонтов нижнефранских отложений Второго Баку характеризуются существенно неодинаковыми качественными признаками. Эти различия следующие. 1). Доманиковые мергеля отличаются от мергелей всех нижележащих горизонтов резко повышенной битуминозностью, особенно высоким содержанием битума А, а также явно большей восстановленностью всего битума А и других групп органического вещества. 2). Поддоманиковые мергеля, напротив, резко выделяются среди выше- и нижележащих аналогичных пород несравненно большей окисленностью своих битумных компонентов, что сказывается в аномально высокой величине битума С и в обогащенности битума А неуглеводородными элементами при пониженном содержании водорода. Благодаря такому сочетанию характерных признаков, изменения характера битуминозности одной и той же фации в разрезе нижнефранских пород приобретают своеобразный вид. Вначале, при переходе от пашийских пород, к поддоманику, органическое вещество в целом и битумы в особенности становятся значительно более окисленными, богатыми O+S и бедными H; при переходе же от мергельной фации поддоманика к мергелям доманика органическое вещество в целом и битумы в особенности приобретают черты большей восстановленности не только по сравнению с поддомаником, но и сравнительно с глинисто-мергельной фацией пашийского горизонта. Особенно увеличивается при этом содержание битума А, что делает доманик наиболее битуминозной фацией среди первично-битуминозных отложений верхнего палеозоя Русской платформы.

Чрезвычайно существенную черту нижнефранского разреза Второго Баку составляет то обстоятельство, что при описанных резких колебаниях качественной характеристики битумов А в аргиллито-мергельной фации масляная фракция, напротив, изменяется очень слабо, оставаясь близкой и по элементарному составу, и по количеству углеводородов, и по числам кислотности и омыления в мергелях всех горизонтов.

Все эти признаки битумов аргиллитово-мергельной фации можно резюмировать следующими показателями (табл. 53).

Из сопоставления этих показателей с теми, какие характеризуют рассеянные битумы в осадочных породах вообще, нетрудно видеть, что поддоманиковая свита, подобно пашийской, стоит, в сущности, еще на обычном среднем (кларковом) уровне или только слегка над ним возвышается, доманиковые же мергеля отличаются резко выраженным развитием битуминизации. Содержание битума А (в бензольной и петролейно-эфирной вытяжках) восьмикратно превышает средний (кларковый) уровень, содержание же масел и углеводородов в 9–10 раз выше этого уровня. На этих цифрах лишний раз и с большой наглядностью можно убедиться в том, что доманиковые породы являются настоящими яркими представителями первично-битуминозных карбонатных фаций (рис. 9).

Таблица 53. Характеристика битуминозности аргиллитово-мергельной фации

Породы	В петролейно-бензольной вытяжке, в % от органического вещества			В полно извлеченном битуме, в %	
	Битум А	Масла	Углеводороды	Битум С	O+N+S битума А
Доманиковые мергеля	24,5	9,64	5,48	10,6	9,68
Поддоманиковые мергеля	4,59	1,68	0,88	18,5	24,06
Пашийские аргиллиты	2,88	1,10	0,51	4 40	10,14
Пашийские мергеля	4,79	1,81	0,83	6,58	10,48
Среднее содержание в осадочных породах вообще	3	1	0,7	–	–

Естественно встает вопрос: чем же объясняются описанные изменения качественного состава битумов в мергельных нижнефранских породах во времени? Поскольку петрографический тип осадка оставался постоянным равно как и набор его минеральных новообразований (пирит, $CaCO_3$), апеллировать к неодинаковости физико-химических условий в осадке в данном случае едва ли возможно. Сероводородное заражение в известково-глинистом нижнефранском осадке (но не в воде бассейна над осадками), начавшееся еще в пашийское время, по всем данным, характеризовало осадки и во все последующие века. Можно отметить как парадокс, что как раз поддоманиковые породы с кислым битумом отличаются сейчас среди других нижнефранских пород особым обилием пирита, так что говорить об изменении физико-химических условий в осадке в сторону повышения окислительного потенциала в это время не приходится.

Ключ к правильному решению вопроса дает аналогия с ситуацией, наблюдавшейся в нижнекарбоновое время в Кизеловском районе, для которого О.А.Радченко и О.Я.Федоровой было изучено органическое вещество морских карбонатных пород турне, угленосного века и визе. В турне и визе принос органического материала с берега (с суши) был по всем данным ничтожен, в угленосное же время очень велик. На составе битумов А известняков это сказалось следующим образом (табл. 54).

Как видим, известняки угленосной толщи резко выделяются среди других, во-первых, своеобразным групповым составом – пониженным содержанием смол, что составляет вообще характерную черту всех пород угленосной толщи, включая и угли, во-вторых, менее восстановленным битумом А, с явно меньшим количеством в нем водорода и большим – кислорода и серы, что также характерно для пород угленосной толщи, включая и угли.

Обращаясь к битуму А поддоманиковых мергелей, мы находим в составе его как раз обе только что отмеченные особенности: пониженное содержание

Таблица 54. Состав битума А в известняках Кизеловского района, в % (по О.А.Радченко и О.Я.Федоровой)

Ярусы	Содержание органич. вещества	Битум А	Групповой состав битума А			Элементарный состав битума А			
			Масла	Смолы	Асфальтены	C	H	S	O+N
Турне	0,57	3,8	42,0	36,6	21,4	83,59	10,41	2,01	3,99
Угленосная толща	0,73	6,7	75,3	27,5	27,2	83,04	8,86	2,62	5,48
Визе	0,11	14,8	30,0	50,5	19,5	82,0	10,58	7,42	
Визе	0,19	20,6	33,1	52,1	14,8	82,32	10,52	2,27	4,89

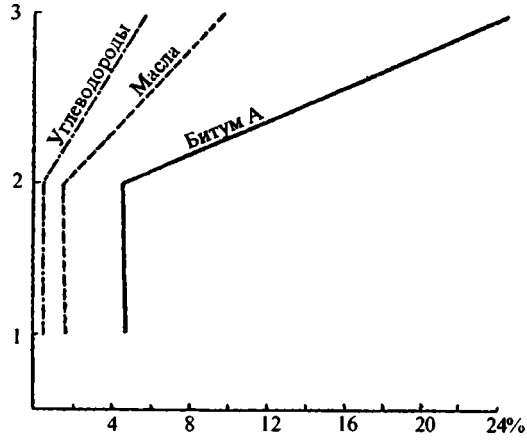


Рис. 9. Сравнительная битуминозность пашийских (1), поддоманиковых (2) и доманиковых (3) мергелей (в % на их органическое вещество)

смол в групповом составе битума и меньшую восстановленность битума по сравнению с битумом аналогичных пашийских и доманиковых мергелей. В поддоманиковых породах меньшая восстановленность битума выражена даже гораздо ярче, чем в карбонатных породах угленосного века. Но это объясняется, несомненно, иной методикой экстрагирования битума, большим «вычерпыванием» его из породы – в нашем случае, сравнительно с методикой экстрагирования кизеловских пород.

Основываясь на аналогии, следует принять, что в поддоманиковое время резкие изменения в сторону окисления битума А, а также возрастание содержания кислого битума С были вызваны усиленным поступлением растительного материала с суши. Материал этот выносился, видимо, в виде тонкодисперсных и коллоидных масс, что и обусловило его далекий занос в море и отложение в области мергельных фаций. Деятельность планктона, как поставщика органического материала на дно, имела в это время значительно меньшее значение сравнительно с тем, что наблюдалось для той же мергельной фации в пашийский век. Иная ситуация характеризовала доманиковое время. Принос гумусового материала с суши опять сократился, жизнедеятельность же планктона, как поставщика органического материала в осадок, не только восстановилась до прежней (пашийской) силы, но даже резко возросла против нее. Планктон стал цвести в верхней пленке воды и сделался практически единственным поставщиком органического материала в области накопления мергельных осадков, о чем уже говорилось в главе II при характеристике условий образования доманиковой фации. Большие массы жировых веществ, поступающие в осадок и разлагающиеся в резко восстановительной среде диагенеза илов, и обусловили, с одной стороны, сильно повышенную общую битуминозность доманиковых пород, с другой — более восстановленный характер самого битума А.

Таким образом, за резкими колебаниями во времени качественного состава битума А в однотипных мергельных осадках разных горизонтов нижнефранского разреза Второго Баку стоит разный характер исходной органической массы, поступавшей в осадок.

Сопоставляя это заключение с тем, какое было получено ранее относительно причин неодинаковости битумов в разных петрографических осадках одного и того же (пашийского) бассейна, констатируем, что действующие причины в этих случаях различны.

Различия битумов А в разных фациях одного и того же бассейна – песках, алевритах, глинистых илах, карбонатных илах – основными решающими причинами имели, с одной стороны, разницу физико-химических условий среды диагенеза осадков, с другой – неодинаковость исходного материала–соотношения планктона и гумусовой органики, приносимой с суши.

Изменения же качественных признаков битумов А в одноименных фациях разновременных бассейнов, особенно в фациях более пелагического типа, обусловливаются в конечном счете изменениями в составе и характере захороняемой в осадках органической массы, в частности, соотношением аллохтонного гумусового и автохтонного планктонного материала и абсолютным количеством последнего (?).

Истолковывая различия битума А, заключенного в разных горизонтах пашийского разреза, необходимо коснуться также и причин того, почему при общих резких изменениях битума А изменения в составе масляной фракции выражены очень слабо, и она кажется почти не меняющейся? Нам представляется, что это обстоятельство объясняется самим характером масел. В них сконцентрированы углеводороды и наиболее подвижные и нейтральные кислородные соединения типа ангидридов кислот, эфиров, спиртов. Набор индивидуальных соединений этих классов органических веществ, несомненно, заметно различен в маслах доманика, поддоманика и пашийских пород. Но на элементарном составе это сказывается слабо. Элементарный анализ в данном случае недостаточно тонкое орудие для раскрытия отличий состава масляной фракции в разных стратиграфических горизонтах. Для констатации этих отличий следовало бы перейти к другим, более тонким методам исследования, аналогичным методам изучения нефти. Однако крайняя скудость материала для такого исследования и невозможность накопить его в больших массах ставят пока предел дальнейшему углубленному познанию состава масляной фракции. Перешагнуть этот предел является важной задачей дальнейших исследований.

4. Битумы в девонских отложениях западного склона Урала и Подмосковной синеклизы и их особенности сравнительно с битумами нижнефранских отложений Второго Баку

За последние годы накопилось значительное количество данных по битумам разнообразных средне- и верхнедевонских пород Урала и Русской платформы, причем, наряду со свежими образцами из скважин, изучались также образцы из естественных обнажений, находящиеся на разных ступенях выветривания. Все это позволяет произвести разностороннее сравнение нашего материала с литературным и расширить таким путем знание битумов девонских отложений Европейской части СССР и их изменений в разных условиях.

К сожалению, методика экстрагирования битума в этих работах отличалась от нашей: ацетон для экстракции не использовался, а извлечение ограничивалось лишь применением порознь бензола или хлороформа, или их комбинацией.

Так как, однако, в предыдущем были отмечены изменения качественной характеристики битумов при разных способах их извлечения, а также даны для сравнения анализы петролейной+бензольной и бензольной+хлороформен-

Таблица 55. Органическое вещество в доманиковых отложениях западного склона Урала, в % (по данным В.А.Успенского с сотр. и О.А.Радченко с сотр.[1951])

Местонахождение и породы	Нерастворимый остаток	Органическое вещество	Групповой состав органич. вещества				Групповой состав битума А			Элементарный состав битума						Прочие показатели битума				Элементарный состав остаточного органического вещества					Источник
			Битум А	Битум С	Гуминовая кислота	Остаточное вещество	Масла	Смолы	Асфальтены	C	H	S	N	O	C/H	Число кислотности	Число омыления	Содержание углеводородов на масла	Содержание углеводородов на битум	C	H	S	N	O	
1. Южный Урал																									[1949]
Нижнефранские отложения																									
Правый приток р. Аши, серый листоватый сланец, сильно выветрелый	96,82	32,1	11,3	1,11	27,6	59,8	2,82	15,7	77,6	–	–	–	–	–	–	–	–	58,8	1,66	68,1	5,84	2,33	5,53	18,1	
Митюшин ключ, темно-серый слоистый горючий сланец	85,35	33,7	7,85	0,80	9,20	82,1	6,51	17,9	70,9	–	–	–	–	–	–	–	–	49,9	3,25	70,4	6,58	2,63	4,10	16,2	
Симский железодорожный мост, черный плотнослоистый известняк	13,93	9,05	19,3	1,66	0,48	78,4	14,2	27,1	54,8	–	–	–	–	–	–	–	–	63,2	9,03	75,8	6,72	2,04	3,47	11,9	
Обн. 25, обр. 6, слой 12, темный буровато-серый плитчатый известняк	2,40	1,12	1,70	2,32	73,6	22,3	21,6	68,7	7,65	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	64,2	2,79	2,39	4,62	25,9	
2. Кизеловский район																									Успенский, и др. [1949]
Верхнефранские отложения																									
Скв. В, глуб. 0–122 м, сланец битуминозный окремнелый	74,66	7,44	2,80	0,40	96,80		28,7	41,0	29,3	84,69	9,61	0,80	4,90		8,81	14,60	28,10	–	–	–	–	–	–	–	
Скв. С, глуб. 147,5 м, сланец битуминозный	95,09	2,37	11,0	3,10	85,90		–	–	–	85,48	8,87	1,15	0,99	3,51	9,64	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
3. Фаменский ярус																									Радченко Федоровa, [1949]
Горючий сланец	78,90	23,7	2,90	1,00	5,50	90,6	28,1	39,4	29,5	79,48	8,85	1,85	1,10	8,72	8,98	38,70	77,80	–	–	–	–	–	–	–	
Темно-серый битуминозный сланец	55,95	4,74	5,63	2,62	5,06	86,6	11,1	31,8	56,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	77,1	5,97	2,58	2,89	11,4	

ной вытяжек, то указанная неодинаковость методики получения битумов не должна создавать больших помех при сравнении. Правда, в нашем случае хлороформенная вытяжка шла после ацетоновой и, стало быть, сумма бензольной+хлороформенной вытяжек у нас не совсем отвечает сумме бензольной+хлороформенной экстракций других авторов; однако эти отличия едва ли велики и едва ли повлекут за собою сколько-нибудь существенные ошибки при сопоставлениях, поскольку элементарный состав ацетонового экстракта до хлороформа и после хлороформа практически одинаков (ацетон извлекает из породы в основном кислые кислородные соединения).

Чтобы оперировать сравнимыми величинами, характеристика битумов в дальнейшем всегда приводится к одному и тому же виду, заключающему следующие показатели: содержание битума А на органическую массу пород, содержание масел и «углеводородов» на ту же массу. Такой прием сравнения битумов, насколько известно, используется впервые.

Остановимся вначале на объектах, заведомо принадлежащих к доманиковой фации и к тому же стратиграфическому горизонту ее, что и доманик второбакинский. Такими являются четыре образца из девона Южного Урала, анализированные В.А.Успенским, А.С.Чернышевой и Ю.А.Мандрыкиной [1949] (табл. 55).

Среди них привлекает внимание проба у Симского железнодорожного моста, отличающаяся от других, судя по составу остаточной массы, наименьшей выветрелостью. При пересчете на органическое вещество получаем (табл. 56): битума А – 19,38 %, масел – 2,76 %, «углеводородов» в них – 1,40 %[1]. При сопоставлении с соответствующими цифрами второбакинского доманика видно, что общее содержание битумов у них довольно близкое, содержание же масел и «углеводородов» у южноуральского доманика в 3,5–4 раза меньше, чем у второбакинского. Чтобы уяснить причины этих отличий, обратимся к другим, более выветрелым образцам того же Южного Урала и посмотрим, какие изменения происходят в их битумах при прогрессирующем выветривании.

Как показывает рис. 10, по мере выветривания содержание битума. А с 19% падает всего до 2 %, резко сокращается масса остаточного органического вещества (до 22 %), но зато весьма сильно за их счет растет содержание гуминовых кислот (с 0,48 до 73,65 %).

Таблица 56. Степень битуминизации доманиковых пород Урала в сравнении со второбакинским домаником, в %

Местонахождения и породы	Органич. вещество	На органическую массу			Элементарный состав битума А			
		Битум А	Масла	Углеводороды (условно)	C	H	N	O+S
Доманик второбакинский	4,10	24,5	9,7	5,43	84,20	10,02	5,78	
Доманик южноуральский	9,05	19,38	2,76	1,40	–	–	–	–
Доманик кизеловский	4,95	6,9	1,98	1,0	85,59	9,24	0,97	4,20
Фаменские битуминозные породы	14,24	4,22	0,84	0.42	79,48	8,85	1,10	10.57
Осадочные породы с рассеянным битумом вообще	1.0	3.0	1	0,7	–	–	–	–

[1] В этом случае и в остальных содержание «углеводородов» принималось (условно) равным 50 % содержания масляной фракции.

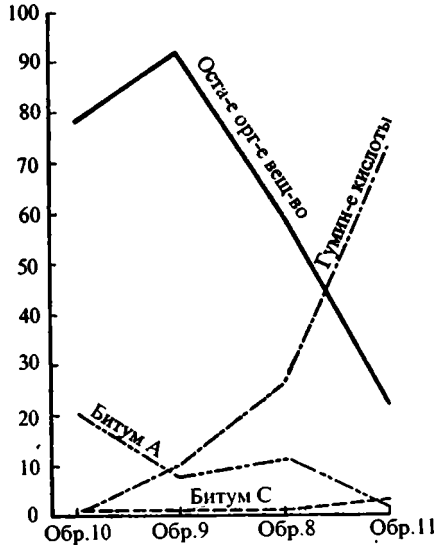


Рис. 10. Групповой состав органического вещества южноуральского доманика (по данным В.А.Успенского с сотр.)
По абсциссе расположены все более выветрелые образцы

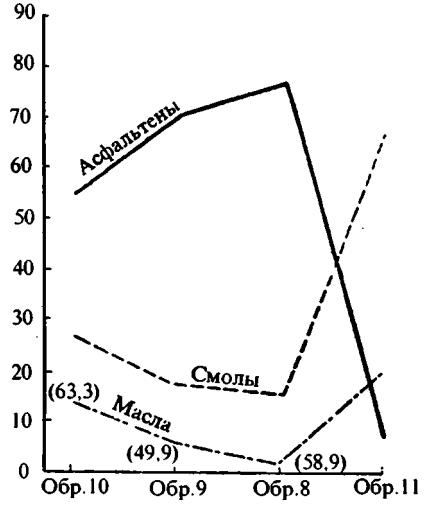


Рис. 11. Групповой состав битума А южноуральского доманика (по данным В.А.Успенского с сотр.)

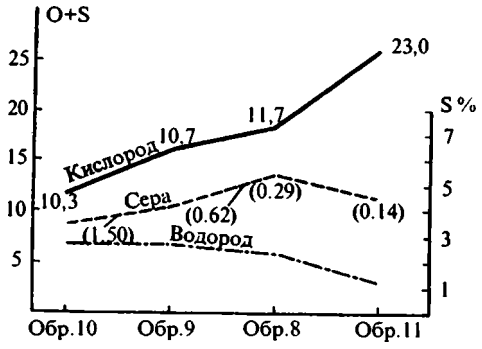


Рис. 12. Элементарный состав остаточной органической массы южноуральского доманика (по данным В.А.Успенского с сотр.)

Цифры над верхней кривой дают величины С/Н, цифры в скобках у средней кривой – величины пиритной серы

Групповой состав битума А по мере его выветривания также характерно меняется (рис. 11). При средних степенях выветривания количество асфальтенов возрастает за счет масел и смол, но при высоком выветривании асфальтены разрушаются, превращаясь в гуминовые кислоты, и в остаточном битуме накапливаются, с одной стороны, наиболее окисложенные смолы, с другой – наиболее устойчивые (углеводородные?) фракции масел. Все это типичные черты выветривания битумов, неоднократно констатированные В.А.Успенским и О.А.Радченко на разных объектах. Изменения элементарного состава энтбитуминированной части органического вещества доманика также показа-показательны (рис. 12). Содержание кислорода непрерывно растет, содержание же водорода падает, очевидно, за счет его отщепления при окислении. Процент органических сернистых соединений при малых и средних степенях окисленности растет (S изменяется от 3,47 до 5,53 %), но в максимально выветрелом образце резко падает (до 4,62 %). Отметим, что на всех ступенях выветривания органического вещества доманика в породе еще удерживается пирит, хотя количество пиритной серы все же резко убывает – с 1,50 % у слабо выветрелого доманика до 0,14 % у сильно выветрелого, т. е. почти в 11 раз. Органическое вещество, как менее стойкое, очевидно, разрушается гораздо быстрее, чем пирит.

Так как интересующий нас симской образец южноуральского доманика заведомо в некоторой степени выветрел, а при выветривании количество битума А, масел и углеводородов убывает, то вполне естественно приписать понижение величины в нем всех этих компонентов именно выветриванию. В таком случае приходится допускать, что по характеру первоначального, невыветрелого битума южноуральский доманик, вероятно, не отличался сколько-нибудь значительно от второбакинского. Одна и та же фация, строго синхроничная в двух разрезах, и по характеру битуминозности оказывается очень сходной.

Иначе обстоит дело с другим битуминозным горизонтом – верхнефранским, развитым на территории Кизеловского района и изученным (по двум образцам) О.А.Радченко и О.Я.Федоровой. Петрографически это породы, близкие к доманику.

Как видно из табл. 55 и 56, содержание битума А, масел и углеводородов при пересчете их на органическое вещество составляет в среднем 6,9–1,98–1,0%; это в 3,5–5,5 раз меньше, чем во второбакинском доманике, и, вместе с

тем, лишь незначительно (в 1,5–2 раза) выше показателей обычной рассеянной битуминозности осадочных пород. В данном случае, однако, нет возможности объяснять эту пониженную битуминозность верхнефранских пород их выветрелостью, ибо образцы были взяты со значительной глубины из скважин; да и в элементарном составе битума нет признаков выветривания. Интересную черту битумов верхнефранских пород Кизеловского района составляет то обстоятельство, что при значительно меньшем общем количестве битумов в органическом веществе элементарный состав битумов очень близок к элементарному составу второбакинского доманикового битума. Иначе говоря, степень восстановленности битума, при резко разных количествах его, остается практически одинаковой.

Очень интересны данные о двух образцах битуминозных сланцев фаменского яруса, сообщенные В.А.Успенским с сотрудниками и О.А.Радченко в уже цитированных работах. Оба образца выветрелы, как это можно видеть из сравнительно большого количества гуминовых кислот (>5 %) и: из элементарного состава остаточной органической массы, но выветривание едва ли было большим и более сильным, чем у симского образца доманика. Однако характеристика битумов фаменских сланцев резко иная. На органическое вещество количество битума А у них всего 4,22 %, масел–0,84 %, «углеводородов»–0,42 %. Это значительно ниже всего того, что мы видели выше, и почти точно отвечает уровню рассеянной битуминозности осадочных пород[1]. Если даже учесть, что образцы выветрелы, все же приходится допускать, что исходная (первичная) их битуминизация была низкой, примерно такою же, что у верхнефранских пород, только что разобранных. Элементарный состав фаменских выветрелых битумов несколько отличается от состава верхнефранских битумов, но очень не намного, так что в исходном состоянии фаменские битумы обладали примерно той же восстановленностью, что верхнефранские и второбакинские доманиковые битумы.

Наряду с верхнедевонскими породами О.А.Радченко и О.Я.Федоровой были изучены также и несколько проб живетских пород. Характеристика их приведена в табл. 57–59, полученных выборкой данных, приведенных у этих авторов.

Из этих цифр следует, что битуминозность живетских отложений, по расчету битума А, масел и «углеводородов» на органическое вещество, почти вдвое превышает рассеянную битуминозность осадочных пород и находится почти точно на том же уровне, что битуминозность кизеловского верхнефранского доманика.

Беря картину битуминизации средне- и верхнедевонских пород западного склона Урала в целом, получаем следующие характерные соотношения (табл. 60 и рис. 13).

Как видим, нижнефранский доманиковый горизонт западного склона, Урала, строго синхроничный второбакинскому, ясно отличается своей резко повышенной битуминозностью, особенно если вспомним, что цифры битума А, масел и углеводородов для него в нашей таблице занижены, вследствие выветривания образцов, взятых из естественных обнажении.

Две пробы девонских пород – живетский и фаменский горючие сланцы – были подвергнуты О.А.Радченко и О.Я.Федоровой перегонке в реторте Фишера, а деготь фракционирован с результатами, сведенными в табл. 61.

В этой таблице обращает на себя внимание близкое сходство по всем показателям дегтя живетского и фаменских горючих сланцев, что должно говорить, очевидно, в пользу однообразия исходной для них органики. Вместе с

[1] При аналогичном пересчете на органическое вещество.

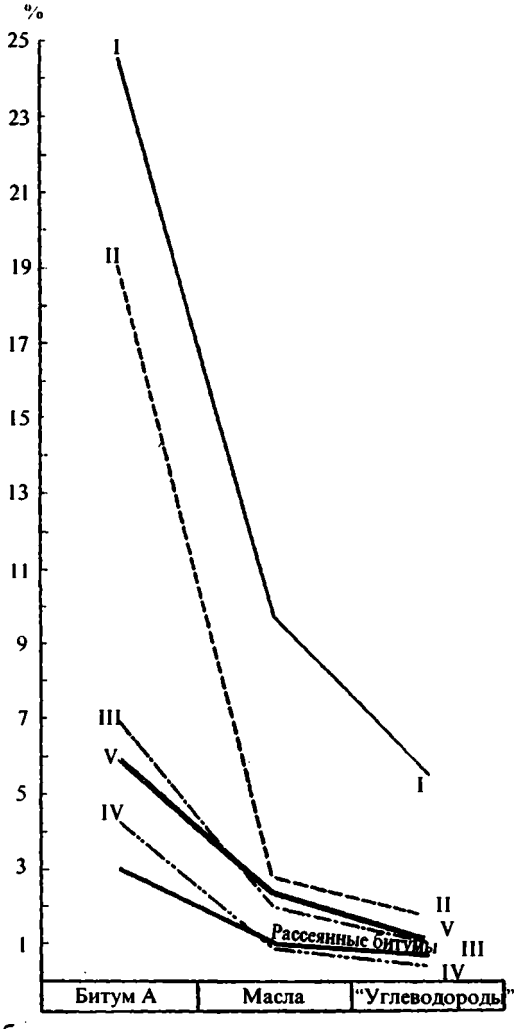


Рис. 13. Степень битуминозности органического вещества девонских пород Европейской части СССР (в % на органическое вещество)

I – доманик второбакинский; II – доманик южноуральский; III – доманик кизелевский; IV – фаменские породы; V – живетский горючий сланец + известняки

тем, отмечаются; очень низкие цифры фенолов: 1,2–3,9 %. Напомним, что в дегтях из гумусовых бурых углей масса фенолов составляет 25–50 % дегтя, тогда как в дегтях чисто сапропелевых образований фенолы отсутствуют; кислые компоненты сапропелевого дегтя состоят из одних жирных кислот и их производных.

В этой таблице обращает на себя внимание близкое сходство по всем показателям дегтя живетского и фаменских горючих сланцев, что должно говорить, очевидно, в пользу однообразия исходной для них органики. Вместе с тем, отмечаются; очень низкие цифры фенолов: 1,2–3,9 %. Напомним, что в дегтях из гумусовых бурых углей масса фенолов составляет 25–50 % дегтя, тогда как в дегтях чисто сапропелевых образований фенолы отсутствуют; кислые компоненты сапропелевого дегтя состоят из одних жирных кислот и их производных.

Таблица 57. Состав битума в живетских породах Кизеловского района, в % (по О.А.Радченко)

Породы	Нерастворимый остаток	Содержание органич. вещества	Групповой состав органич. вещества				Групповой состав битума А			Элементарный состав битума А					С/Н	Н/(N+O+S)
			Битум А	Битум С	Гуминовая кислота	Остаток органич. вещества	Масла	Смолы	Асфальтены	С	Н	S	N	О		
Живетские породы																
Горючий сланец	70,00	18,95	6,0	0,5	0,0	93,5	39,0	37,0	23,0	83,53	8,74	1,10	1,15	5,8	9,56	1,0
Известняки	2,31	0,50	6,8	–	–	93,2	32,4	32,2	35,4	84,87	10,5	1,47	3,25		8,07	2,2

Таблица 58. Состав органического вещества живетских пород, в %

Породы	Нерастворимый остаток	Содержание органич. вещества	Групповой состав органич. вещества				Групповой состав битума А			Элементарный состав битума А					Число кисл.	Число омыл.	С/Н	Н/(N+O+S)
			Битум А	Битум С	уминовая кислота	статок органич. вещества	Масла	Смолы	Асфальтены	С	Н	S	N	О				
Горючий сланец, р. Усьва близ сероводородных ключей (колл. Софроницкого, № 2)	70,00	18,95	6,0	0,5	0,0	93,5	39,0	37,0	23,0	83,53	8,74	1,10	1,15	5,8	7,5	21,4	9,56	1,10
Известняки (скв. А, глуб. 88 – 89 м, 115 – 116 м, 154 м)	2,31	0,50	6,8	–	–	93,2	30,8	44,4	24,8	83,06	10,46	1,68	4,80		–	–	7,94	1,6
Известняки (скв. А, глуб. 86,4 – 89,8 м)			31,7	–	–	68,3	34,0	20,0	46,0	86,48	10,55	1,27	1,70		–	–	8.20	3,5

Таблица 59. Степень битумизации девонских пород Урала, в %

Породы	Органич. вещества	От органич. вещества			Элементарный состав битума А				
		Битум А	Масла	Углеводороды (условно)	C	H	S	N	O
Живетские породы									
Горючий сланец	18,95	6,0	2,34	1,15	83,53	8,74	1,10	1,15	5,8
Известняки	0,50	6,8	2,17	1,09	84,77	1,05	1,47	3,25	
Рассеянные битумы	1	3	1	0,7					

Таблица 60. Характеристика битуминозности девонских пород Урала

Породы и их местонахождение	На органическое вещество, в %		
	Битум А	Масла	Углеводороды
Фаменские горючие сланцы	4,22	0,84 (выветр.)	0,42
Верхнефранский доманик Кизеловского района	6,9	1,98	1,0
Доманик нижнефранский южноуральский	19,38	2,76 (выветр.)	1,40
Живетские породы (известняки) Кизеловского района	6,8	2,17	1,09

Таблица 61. Результаты полукоксования в реторте Фишера, в % на органическую массу

Породы	Вода	Деготь	Полукокс	Газ + потери	Анализ дегтя								
					Вещество, раств. в битуме	Основания	Нераств. остаток	Карбон. кисл.	Фенолы	Нерастворр. остаток	Масла	Смолы силик.	Асфальтены
Живетский горючий сланец	15,2	23,0	37.4	15,2	1,8	2,6	1,2	0,5	1,2	0,4	49,2	36,0	3,2
Фаменский горючий сланец	37,2	28,0	11.5	23,3	1,7	2,3	1,7	0,6	3,9	0,3	36,2	39,7	2,8

Судя по данным табл. 61, содержание гумусовых компонентов в исходной органике фаменских и живетских пород было ничтожно мало. Органическая масса их формировалась практически за счет одного планктона, богатого жирами. Этот вывод, полученный из данных химии, полностью согласуется с аналогичным заключением относительно доманиковой органики, полученным в итоге петрографических наблюдений и фациального анализа.

Исключительный интерес представляет сравнение битуминозности нижнефранских отложений Второго Баку с битуминозностью синхроничных пород

более западных районов Русской платформы. К сожалению, в нашем распоряжении имеется весьма ограниченный материал всего по единственному району – Калужскому поднятию, в котором было проанализировано пять образцов семилукского горизонта. Результаты приведены в табл. 62.

Из цифр видно, что первый образец глинисто-углистого известняка, обогащенный органическим веществом, отличается низкой битуминозностью, много ниже рассеянной битуминозности, тогда как остальные четыре образца глинистых известняков, очень бедных органической массой, наоборот, показывают битуминозность, в 2,5–3,5 раза превышающую рассеянную. По степени битуминизации органической массы эти породы стоят на том же уровне, что мергельные и глинисто-известковые фации западноуральского разреза. Обращает на себя внимание групповой состав битумов, в которых много масел (среднее 28,84 %) и смол и очень мало асфальтенов. Этот групповой состав лишь очень мало отличается от группового состава рассеянных битумов, даваемого В.А.Успенским: масла – 32,94 %, смолы – 56,15 %, асфальтены – 10,08 %. Хотя элементарные анализы и отсутствуют, групповой состав семилукских битумов Калужского поднятия свидетельствует о значительной их восстановленности.

Таблица 62. Битуминозность семилукских отложений Калужского поднятия, в %

Породы	Содержание органич. вещества	Битум А на породу	Хлороформенный экстракт на битум			На органическое вещество		
			Масла	Смолы	Асфальтены	Битум А	Масла	Углеводороды
Глинистый (углистый) известняк, глуб. 427–433 м	4,79	0,031	39,71	65,69	0,0	0,65	0,26	0,13
Глинистый известняк, глуб. 475–480 м	0,46	0,034	62,58	35,71	0,0	7,4	4,63	2,3
То же, глуб. 480–490 м	0,21	0,018	20,30	71,05	8,03	8,6	1,75	0,87
То же. Темно-серый, глуб. 490–498 м	0,19	0,022	24,49	72,17	2,35	11,5	2,88	1,4
То же, черный, глуб. 490–498 м	0,71	0,069	8,01	82,04	10,01	9,7	0,78	0,34
Среднее	0,4	0,036	28,84	65,24	5,10	9,3	2,49	1,25
Рассеянные битумы (по В.А.Успенскому)	1	0,01	32,94	56,15	10,08	3,0	1,0	0,7

Суммируя все вышеизложенное, можно считать установленными следующие факты.

1. Среди девонских пород Урала и Русской платформы наряду с такими, которые характеризуются битуминозностью обычного рассеянного типа (пашийские породы), имеется несколько горизонтов – живетский, нижнефранский, верхнефранский, фаменский, которые отличаются явно повышенной битуминозностью, превосходящей обычную в 2–10 раз.

2. Наиболее высокой битуминозностью среди этих горизонтов отличается нижнефранский доманик, средняя битуминозность которого вдесятеро превосходит рассеянную. Одновременно он отличается максимальной мощностью (20–140 м) и максимальной площадью распространения. Последняя имеет в ширину около 700 км, в длину заведомо свыше 1200 км. Таким образом, в нижнефранском домаником горизонте мы имеем дело с наибольшим на

Русской платформе скоплением органического вещества высокой битуминозности и одним из наибольших в мире вообще.

3. Повышение битуминозности пород (в % битума А, масел и углеводородов на органическое вещество) не связано с общим возрастанием последнего в породах: например, горючие сланцы фаменского и живетского ярусов с высоким содержанием $C_{орг}$ отличаются низкой битуминозностью, равной битуминозности глинистых известняков с низким $C_{орг}$.

4. Насколько можно судить по имеющемуся очень ограниченному материалу, изменение степени битуминозности однородных петрографически пород, в % битума А, масел и углеводородов на органическое вещество, лишь в слабой степени сказывается на общей восстановленности битума А, т. е. на его элементарном составе. Очень близкую степень восстановленности (т. е. близкий элементарный состав) показывают породы с существенно различной общей битуминозностью, как, например, второбакинский доманик и верхнефранский доманик Кизеловского района (см. табл. 56).

Все эти закономерности существенно дополняют данные о распределении битумов между разными типами осадочных пород, изложенные в предыдущем, и в целом дают широкую картину регионального битумообразования в породах геологического прошлого.

5. О геохимическом типе нижнефранских битумов и об их отношении к генерации девонской нефти

Поскольку в разрезе нижнефранских пород Второго Баку, наряду с первичными, имеются и вторичные битумы в виде нефтей, естественно поставить вопрос о генетических взаимоотношениях между ними.

Для решения его необходимо предварительно выяснить, к какому геохимическому типу относится первичные битумы нижнефранских пород–нефтяному или же угольно-сапропелевому?

Этот вопрос требует подробного и всестороннего сравнения свойств нижнефранских битумов, с одной стороны, с нефтью и битумами нефтяного ряда вообще, с другой – с битумами углей и сапропелевых образований. К сожалению, приходится констатировать, что если для первой половины задачи – сравнения с нефтью и битумами нефтяного ряда – имеется богатый и хорошо проработанный материал, то для второй половины – сравнения с битумами угольно-сапропелевыми – данных пока очень мало и они недостаточно определенны. То, что заведомо не подходит под признаки нефтяного ряда, приходится в известной мере условно зачислять в угольно-сапропелевую группу. Но даже и с такими оговорками само сравнение представляет большой интерес.

Сравнение начнем, как и раньше, с элементарного анализа сопоставляемых битумов.

Как известно, нефть содержит в среднем 85 % углерода, 13–14 % водорода и 1–2 % азота, серы и кислорода. Но в частных случаях от этих средних величин могут наблюдаться значительные отклонения. В настоящее время, благодаря большому числу элементарных анализов нефтей, сведенных недавно А.Ф.Добрянским [1948], можно составить себе представление о частоте встречаемости отдельных значении тех или иных компонентов нефти и, в частности, о распределении величин водорода и группы O+S+N, как наиболее существенных частей нефти На рис. 14 и 15 даны кривые распределения названных компонентов, а на рис. 16, 17, 18 – кривые распределения для коэффициентов C/(O+N+S), H/(O+S), H/(O+N+S) также C/H. Все диаграммы по-

строены однотипно: по оси абсцисс отложены классы, на которые разбиты значения каждого изучаемого признака, а по оси ординат – частота встречаемости каждого класса. Из рассмотрения кривых следует, что в группе N+O+S больше всего распространены значения 0,5–1,0 и 1,0–1,5 % с резким падением в обе стороны. Водородный максимум частот лежит между 13–14 %; у коэффициента C/(N+O+S) – между 20–50 %; у коэффициентов H/(N+O+S) (и H/(O+S))–между 5 и 10%; у коэффициента C/H – между 6 и 6,5 %. Характерно при этом, что все кривые распределения частот у нефти резко асимметричны: падение от максимума в сторону наименьших величин каждого компонента очень резкое, в сторону наибольших величин тех же компонентов – гораздо более плавное. Вместе с тем, общий диапазон колебаний величин каждого компонента очень неодинаков, у водорода очень мал, у O+S+N гораздо больше и т. д.

В целях сравнения на те же 5 диаграмм нанесены показатели, касающиеся асфальтов, по материалам, собранным А.Ф.Добрянским. К сожалению, общее число использованных анализов в данном случае значительно уступает числу анализов по нефти (35 против 169). Тем не менее, и для асфальтов получаются обычно хорошо выраженные кривые, то очень короткие, с малым диапазоном колебания величин, то очень широкие – раздвинутые, указывающие на большую изменчивость этих величин. Для нас, однако, наиболее существенны не эти особенности кривых асфальтов, а то, что их максимумы во всех случаях весьма четко отделены от максимумов на кривых для нефтей. На крыльях, в областях редко встречающихся значений, кривые распределения у нефтей и асфальтов частично перекрывают друг друга, что и естественно; но это перекрытие не мешает довольно четкому разграничению поля нефтяного (на всех диаграммах обозначенного цифрой I) от поля асфальтового (на всех диаграммах показанного цифрой II и заштрихованного косыми штрихами). Как легко убедится читатель, границы между этими полями можно сдвигать лишь весьма незначительно. Сложнее обстоит дело с другой (противоположной) границей асфальтового поля, отделяющей его от поля битумов угольно-сапропелевого типа (III и горизонтальные штрихи). Ввиду очень малого числа анализов битумов этого последнего типа, указанная граница, конечно, более условна. Однако более близкое рассмотрение графиков показывает, что и в данном случае передвижка границы может быть небольшой.

Итак, на наших диаграммах частот распределения компонентов элементарного состава вырисовываются три поля: нефтяных битумов, асфальтовых битумов и угольно-сапропелевых битумов.

Для выяснения геохимического типа первичных битумов нижнефранских пород Второго Баку на все диаграммы нанесены условными знаками соответствующие показатели для этих битумов, причем на первых двух диаграммах (по O+N+S и по водороду) показатели взяты как на полно извлеченный битум (линия 1–1), так и на частично извлеченный битум (линия 2–2). Рассмотрение того, как расположились показатели нижнефранских битумов, вскрывает четыре чрезвычайно важных факта. 1. За единственным (и, вероятно, случайным) исключением, ни на одной из диаграмм показатели нижнефранских битумов не легли в нефтяное поле; стало быть, первичные битумы нижнефранских пород не являются нефтью. 2. Если оперировать полно извлеченным битумом, то показатели доманикового битума и битума пашийских мергелей попадают в поле асфальтов, тогда как показатели битума пашийских алевролитов и поддоманиковых мергелей находятся в поле угольно-сапропелевого битума. Единственной диаграммой из пяти, смазывающей такое распределение, является диаграмма C/H. Нужно иметь в виду, однако, что как раз на этой диаграмме разделение полей асфальтового и угольно-сапропелевого битума

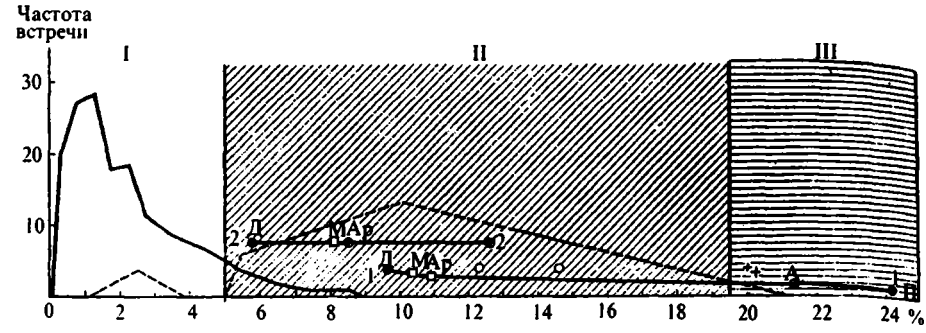


Рис. 14. Распределение O+N+S в нефтях и асфальтах
I – поле нефтей; II – поле асфальтов; III – поле битумов углей и илов.
———— кривая нефтей; ------ кривая асфальтов; 1–1 – анализы полно извлеченного битума; 2–2 – анализы частично извлеченного битума.
о – бурые угли и богхеды; + торф и илы; А – алевролиты пашийские; П – мергели подомаником; Д – мергели доманиковые; М – мергели пашийские; Ар – аргиллиты пашийские

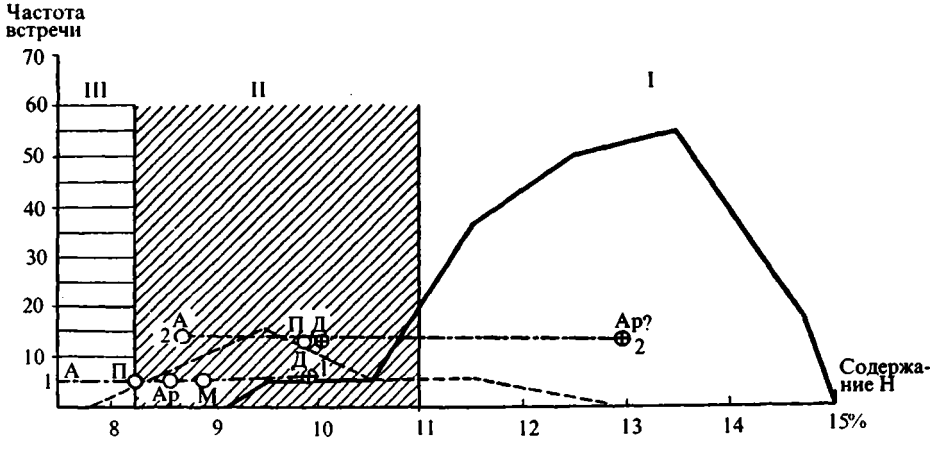


Рис. 15. Распределение водорода в нефтях и асфальтах
Условные обозначения см. рис. 14

наиболее трудно и условно, ибо поля эти в данном случае – при имеющемся фактическом материале – практически перекрывают друг друга. 3. В поле асфальтов полно извлеченный битум доманика всегда дальше сдвинут в сторону нефтяного поля сравнительно с битумом пашийских мергелей и аргиллитов. Это и естественно, если вспомнить, что битум доманиковый несколько более восстановлен, чем битум пашийских глинисто-карбонатных пород. 4. Если оперировать битумом, лишь частично извлеченным (в петролейно-эфирной + бензольной вытяжках), то битумы всех исследованных пород попадают (по O+N+S и по H) в асфальтовое поле, т. е. приобретают черты битумов нефтяного ряда.

Эти заключения, полученные путем графических сопоставлений, легко подтвердить и непосредственным сличением цифр.

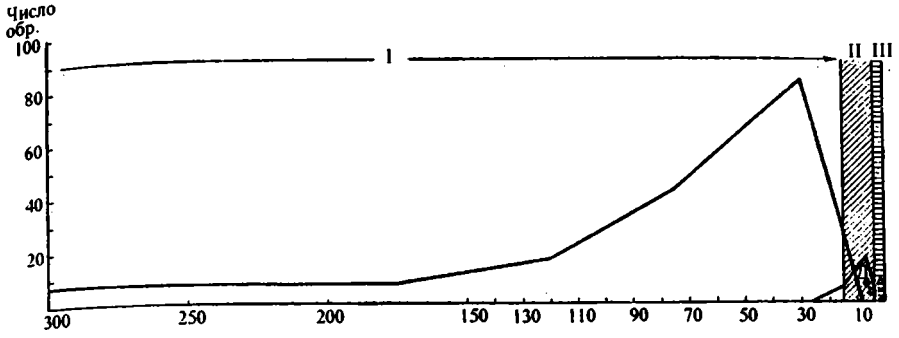


Рис. 16. Кривые распределения коэффициентов C/N+O+S в нефтях и асфальтах
Д – битумы доманиковые; Δ – битумы поддоманиковые; : – битумы пашийских аргиллитов и мергелей; x – битумы пашийских алевролитов

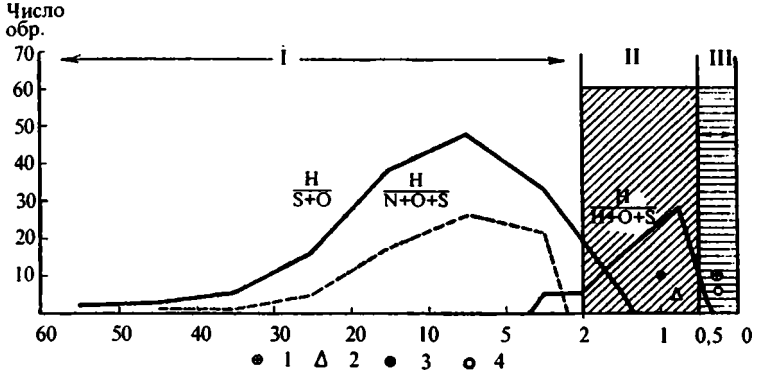


Рис. 17. Кривые распределения коэффициентов H/S+O и H/N+O+S у нефтей и асфальтов
1 – битум А алевролитов пашийской свиты; 2 – битумы пашийских аргиллитов и мергелей; 3 – битум А – доманика; 4 – битум поддоманика

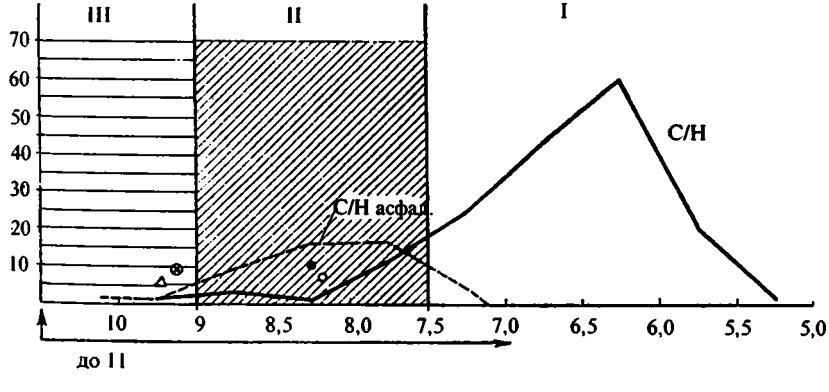


Рис. 18. Кривые распределения коэффициентов C/H у асфальтов и нефтей
Условные обозначения см. рис. 17

Таблица 63. Элементарный состав нефтяных битумов и битума А доманиковой свиты, в %

Характер битума	Содержание масел, в % (предельные значения)	Число анализов	Элементарный состав нефтяных битумов					С/Н	Н/(N+O+S)	Элементарный состав доманикового битума (4 обр.)					С/Н	(O+S+N)/H
			C	H	N	S	O			C	H	N	S	O		
Малосернистый (S<2,5 %)	76,45–96,11	10	85,96	12,61	0,15	0,16	1,12	6,71	10,2	–	–	–	–	–	–	–
	44,42–76,45	10	84,61	11,93	0,42	0,49	2,55	7,09	3,4	–	–	–	–	–	–	–
	29,16–43,80	10	82,78	11,26	0,47	0,45	5,04	7,35	2,0	–	–	–	–	–	–	–
	19,72–28,27	10	82,25	10,89	0,63	0,76	5,47	7,54	1,6	84,20*	10,02*	5,78*			8,40*	–
	4,06–19,43	10	80,53	10,15	1,15	0,35	7,82	7,84	1,1	80,79	9,82	9,39			8,23	1,0
Высокосернистый (S>2,5 %)	50,14–72,03	20	82,81	11,12	0,35	4,00	1,72	7,45	1,8	–	–	–	–	–	–	–
	37,53–50,00	10	83,21	10,56	0,48	4,19	1,56	7,88	1,7	–	–	–	–	–	–	–
	32,64–37,40	10	81,46	10,02	0,57	4,82	3,13	8,13	1,2	84,20*	10,02*	–	5,78*	–	8,40*	–
	19,30–31,70	10	82,96	9,51	0,67	3,33	3,57	8,72	1,2	80,79	9,82	–	9,39	–	8,32	1,0
	6,00–17,30	10	79,31	8,53	0,71	5,16	6,29	9,30	0,70	–	–	–	–	–	–	–

* В частично извлеченном битуме (петролейно-бензольная вытяжка)

В табл. 63 воспроизведены средние показатели состава нефтяных битумов во всем интервале их от нефтей до асфальтов включительно, и для сравнения вписан состав битума А. Основной материал этой таблицы собран В.А.Успенским с сотр. [1951] и базируется на анализах 110 образцов битумов, происходящих из разных мест. В табл. 64 сопоставлены данные о битумах сапропелево-угольного типа, заимствованные у О.А.Радченко [1951], и к ним вписан состав битума А пашийской и поддоманиковой свит.

Поскольку у нас нет раздельных определений O и S, образцы доманика вставлены в ряд как малосернистых, так и высокосернистых битумов. При этом в обоих рядах доманиковый битум без труда находит весьма близких аналогов, так что асфальтовый характер этого битума доказывается совершенно безупречно.

Таблица 64. Состав угольно-сапропелевых битумов и битума А пашийских и поддоманиковых пород в %

Битумы	Выход битума А	Элементарный состав битума А			C/H	H/(N+O+S)	C/(N+O+S)
		C	H	O+N+S			
Из торфа	13	70,36	9,64	20,00	7,3	0,48	3,52
Из бурых углей	3,2	77,25	8,29	14,46	9,3	0,57	5,3
Из алевролитов пашийской свиты	3,00	69,87	7,53	22,60	9,3	0,35	3,2
Из мергелей поддоманиковой свиты	12,39	67,67	8,28	24,05	8,11	0,34	2,8
Из илов	2,4	69,23	10,09	20,68	6,9	0,5	3,3
Из богхедов	6,2	77,69	9,63	12,68	8,1	0,8	6,1

Из табл. 64 видно, что битум пашийский столь же удобно входит в группу угольно-сапропелевую, причем по типу тяготеет именно к современным илам и торфам, органическое вещество которых содержит большую долю остатков высшей растительности. Если вспомнить обилие в пашийских алевролитах растительного мусора, – обрывки высших растений, – то окажется, что такое сходство не случайно; химическая природа пашийского битума А находится в соответствии с морфологическим типом органического вещества, заключенного в растительных остатках. В питании поддоманиковых осадков органическим материалом снос последнего с суши, как указывалось выше, также, видимо, играл очень большую роль.

К аналогичным результатам приводит и сравнение группового состава нижнефранских битумов с нефтяными, асфальтовыми и угольно-сапропеле-выми битумами. На рис. 19 дана кривая распределения смолистости нефтей, построенная так же, как и все предыдущие диаграммы. Наиболее часто встречается смолистость между 5 и 10% от веса нефти, но в крайних единичных случаях она достигает величины 38%. К сожалению, для асфальтов такой диаграммы распределения построить не удалось, но по данным В.А.Успенского и О.А.Радченко намечено поле, в которое попадает смолистость киров, мальт и асфальтов вообще. Оно начинается величиной около 18% и кончается у значений смолистости около 85%, обладая очень большой амплитудой. Остальное – до 100% – условно выделено как поле смолистости сапропелево-угольных битумов, что отвечает, например, данным А.И.Горской по битумам современных осадков [1950]. На полученную таким образом диаграмму смоли-

Рис. 19. Смолистость нефтей и асфальтов. Градуировка ординаты относится только к кривой нефтей.

Д – доманик; П – поддоманик; М – мергели пашийские; Ар – аргиллиты пашийские; А – алевролиты пашийские

стости нанесены данные по нижнефранским битумам, опять-таки раздельно для полно и частично извлеченного битума. В первом случае (кривая *1–1*) битум доманика, пашийских аргиллитов и мергелей попадает полностью в поле асфальтов, битум же поддомаников мергелей и пашийских алевролитов – в поле угольно-сапропелевых битумов. Во втором случае (частичное, извлечение, кривая *2–2*) все битумы попадают в асфальтовое поле.

Интересно, что у обеих кривых порядок расстановки битумов полностью сохраняется и что доманик дальше всех других продвинулся в нефтяном направлении. Соотношение кривых *1–1* и *2—2* таково, как будто вторая из них, оставаясь примерно параллельной первой, заметно сдвинулась влево, в сторону нефтяного поля.

На диаграммах (рис. 20) сопоставлены групповые составы нефти и нижнефранских первичных битумов А при полном и частичном извлечении. Как видим, групповая характеристика нефти, с одной стороны, поддомаников мергелей и пашийских алевролитов с другой – прямо противоположны. Нефть отличается изобилием масляной фракции при ничтожном содержании асфальтенов, битумы же пашийских алевролитов и поддоманика–при полном их извлечении – обладают очень небольшой масляной фракцией и огромным количеством асфальтенов. Битумы А доманика и пашийских мергелей и аргиллитов в этом случае занимают как бы промежуточное положение между нефтями и алевритово-поддомаников ыми битумами. Левый конец кривых (масляная фракция) у них приподнят, правый (асфальтены) – опущен; вся картина такова, как будто кривые алевролитов и поддоманика, начав движение по часовой стрелке около своих средних точек, несколько повернувшись, застыли в некотором промежуточном положении, уйдя от начальной ситуации и еще не дойдя до положения кривых на графике нефти. При оперировании частично извлеченным битумом разница в групповом составе всех нижнефранских битумов сглаживается, о чем уже говорилось в своем месте, и все они приобретают характер битума асфальтов.

Для полноты картины в табл. 65 приведены также анализы киров-мальт и асфальтов (по В.А.Успенскому с сотрудниками), с которыми сопоставлены анализы доманикового битума А при полном и частичном его извлечении. Данные по битумам А пашийских мергелей и аргиллитов опущены, поскольку они сходны с данными по доманику.

Итак, битумы А нижнефранских отложений, полностью извлекаемые из пород, неодинаковы по своему геохимическому типу. Все они по сумме признаков не являются нефтью. Но битумы доманиковых и пашийских мергелей

Таблица 65. Групповой состав нефтяных битумов и битума А доманиковой свиты, в %

Характер битумов	Содержание масел, в % (предельные значения)	Число анализов	Групповой состав нефтяных битумов			Содержание смолистых компонентов	Групповой состав доманикового битума А			
			Масла	Смолы	Асфальтены		Масла	Смолы	Асфальтены	Содержание смолистых компонентов
Малосернистые (S<2,5 %)	76,45–96,11	10	86,66	17,95	0,82	18,77	–	–	–	–
	44,42–76,45	10	61,22	30,24	6,74	16,98	–	–	–	–
	29,16–43,80	10	34,71	40,62	22,30	62,92	39,44*	33,38*	27,26*	60,64*
	19,72–28,27	10	23,94	30,94	44,26	75,10	27,69	30,69	41,62	72,31
	4,06–19,43	10	10,83	25,92	59,19	85,11	–	–	–	–
Высокосернистые (S>2,5 %)	50,14–72,03	20	60,62	27,40	10,68	38,08	–	–	–	–
	37,53–50,00	10	43,23	40,58	16,68	57,26	–	–	–	–
	32,64–37,40	10	35,49	34,84	26,15	61,02	39,44*	33,38*	27,26*	60,64*
	19,30–31,70	10	26,54	47,88	27,88	74,25	27,69	30,69	41,62	72,31
	6,00–17,30	10	10,03	22,51	64,56	87,07	–	–	–	–

* В частично извлеченном битуме (петролейно-бензольная вытяжка)

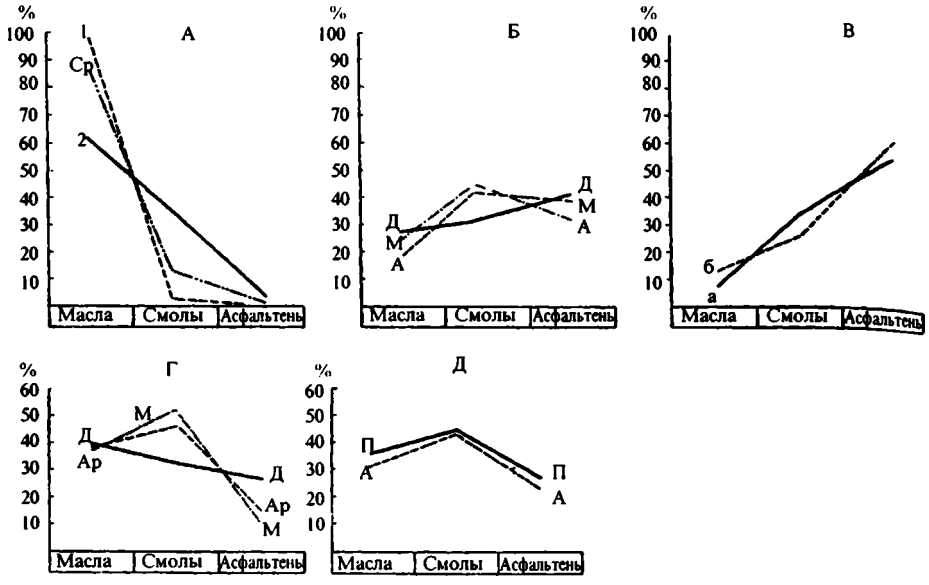


Рис. 20. Групповой состав нефтей и битумов нижнефранских пород

А – нефти (советские), по Дебрянскому; Б – битум А доманика (полное извлечение); В – битум А пашийской и поддомаников свит (полное извлечение); Г и Д – битумы А в петролейно-эфирной + бензольной вытяжках.

1 – месторождение Искине; 2 – месторождение Уч-Кызыл.

а – алевролиты пашийские; б – глины и мергели поддомаников; Д-Д – мергели доманиковые; М-М – мергели пашийские; Ар-Ар – аргиллиты пашийские; П-П – мергели поддомаников; А–А – алевролиты пашийские

и аргиллитов все же относятся, несомненно, к нефтяному ряду, занимая в нем место среди асфальтовых битумов. Битумы же пашийских алевролитов и поддоманика должны быть отнесены к угольно-сапропелевому типу. В настоящее время асфальты рассматриваются как гетерогенное образование: часть их представляют собою чисто вторичные тела, возникшие за счет окисления нефтей, часть же – первичное вещество, битум нефтяного типа, по тем или иным причинам недоразвившийся в настоящую нефть. Понятно, что когда мы относим доманиковый битум (и его аналоги в пашийских мергелях и аргиллитах) к асфальтовому типу нефтяного ряда, мы имеем в виду аналогию именно с первичными асфальтами. Несколько иначе обстоит дело с частично извлекаемыми битумами. Сопоставляя их друг с другом (табл. 28, 29), мы отмечали уже выше, что, по мере уменьшения числа растворителей и выключения наиболее сильно действующих из них, в битумах происходят весьма характерные изменения: 1) общее количество битума резко убывает, особенно в случае применения петролейного эфира; 2) битумы из пород разного петрографического типа становятся все более сходными друг с другом; 3) общая восстановленность битумов растет. Особенно сходной во всех типах пород и, вместе с тем, особенно восстановленной оказывается масляная фракция битума А, которую на 46–56 % слагают углеводороды.

На наших геохимических диаграммах (см. рис. 16–18) частично извлекаемый из пород битум, в отличие от полно извлекаемого, лежит уже целиком в асфальтовом поле (кривая *2–2*). Характерно при этом, что расстановка битумов разных пород на кривой *2–2* нередко полностью воспроизводит расстановку их на кривой *1–1* и, в частности, битум доманиковых мергелей всегда

ближе других подходит к собственно нефтяному полю. Иначе говоря, по мере выключения наиболее активных растворителей, извлекаемые битумы на нашей геохимической диаграмме перемещаются влево, сохраняя в общем взаимную расстановку друг относительно друга; при этом все без исключения частично экстрагируемые битумы приобретают черты битумов нефтяного ряда, а именно: битумов асфальтовых; происходит как бы унификация геохимического типа битумов, выявляющаяся тем сильнее, чем менее активный растворитель применяется для их экстракции.

Еще более интересная ситуация получается с масляной фракцией. Она не только становится совершенно сходной (однообразной) по элементарному и групповому составу (46–54 % углеводородов, 0–2 % неуглеводородных элементов), но и помещается на наших диаграммах уже в собственно нефтяном поле. Иначе говоря, масляная фракция, рассеянная в нижнефранских породах, это уже не просто битум нефтяного ряда, а своеобразное собственно нефтяное вещество, одна из модификаций нефти, рассеянная в породах.

В целом получается весьма интересная ситуация. Геохимический тип битумов А, полно извлекаемых из нижнефранских пород, варьирует: у доманиковых и пашийских мергелей и аргиллитов он нефтяного ряда – асфальтовый, у пашийских алевролитов и поддоманика он угольно-сапропелевого типа. Но в основной массе этих геохимически разнотипных битумов растворено в небольших количествах однообразное во всех случаях собственно «нефтяное вещество» – масла, наполовину образованные углеводородами и представляющие по существу одну из модификаций нефти, рассеянной в породе, или нечто к ней весьма близкое. Чем ярче выявлена принадлежность битума А, как целого, к нефтяному – асфальтовому – ряду, тем большую массу составляет растворенная в нем масляная («нефтяная») фракция; у доманика она больше, чем у пашийских мергелей, у последних больше, чем у алевролитов и поддоманика. Возможно, что общий геохимический характер битума А, как целого, сказывается и на качественной характеристике масляной фракции, то приближая ее к нефти, то удаляя от последней, но при существующей методике исследования открыть такого рода взаимосвязь массы и геохимического типа битума А пока не представляется возможным. Можно полагать, однако, что видоизменения масляной фракции, растворенной в геохимически разных битумах А, касаются скорее деталей состава масел, чем принципиальных черт их, поскольку 50–60 % масел образованы углеводородами.

Спрашивается, как же объясняются описанные соотношения масляной фракции с геохимическими типами битумов нижнефранских отложений?

Два обстоятельства подлежат здесь истолкованию: широкая распространенность масляной фракции во всех геохимических типах битумов и явное накопление ее в битумах асфальтового (нефтяного) ряда.

Повсеместность масляной фракции определяется, как нам кажется, тем, что уже в исходных растительных организмах в большей или меньшей степени представлены углеводороды, а также жиры, легко превращаемые в компоненты масляной фракции. Ядро последней образуют, следовательно, компоненты, присутствующие уже в клетках захороненной в осадке биомассы и унаследованные от нее, конечно, с неизбежным их изменением в дальнейшей истории пород. На возможность такого унаследования в общей форме указывал в свое время В.И.Вернадский, в недавнее же время эта идея была широко развита и обоснована В.А.Успенским. Наши материалы, как нам кажется, подтверждают эти построения.

Но масляная фракция, конечно, лишь частично унаследована от живых организмов, т. е. перешла от них в осадок; другая часть ее сформировалась в самом осадке за счет радикальной переработки органических групп, входящих в протоплазму. При этом естественно, что в условиях более восстановительной среды, когда битум А в целом приобретал геохимический облик асфальтового битума (нефтяной ряд), масел генерировалось больше (доманик); в условиях же менее восстановительной обстановки, когда битум А в целом получал облик угольно-сапропелевого битума, масел формировалось мало (поддоманик, пашийские алевролиты).

Так, сочетание исходной органической массы осадков и процессов, протекающих в самом осадке, в условиях разной физико-химической среды, определяет как повсеместное распространение масляной фракции и ее однотипность, так и количественные колебания ее в разных породах, а также связь ее с геохимическим типом битума А, как целого.

6. К вопросу о генезисе девонской нефти Русской платформы

При обсуждении проблемы происхождения девонской нефти Русской платформы необходимо исходить из следующих основных положений, установленных в предыдущем. 1). Между нефтями вообще, в том числе девонской нефтью Русской платформы, и первичными битумами нижнефранских пород, существует ясный разрыв в свойствах: промежуточные образования, которые позволили бы связать нефть и первичные битумы в непрерывную цепь, – отсутствуют. Этот разрыв в свойствах естественен и неизбежен и указывает на то, что наиболее подвижные битумы, слагающие нефть, достаточно полно отделились в ходе эпигенеза от основной массы битумов девонских пород, а также подверглись после отделения дальнейшим преобразованиям несколько иного типа, сравнительно с оставшейся в породах битумной массой. 2). При сопоставлении нефтей с первичными битумами нижнефранских пород наибольшее сходство в элементарном и групповом составе обнаруживается у нефти и масляной фракции битумов. На это указывают богатство масел углеводородами, бедность неуглеводородными компонентами, наконец, полужидкая консистенция масел. Поэтому в дальнейшем при отыскании пород-генераторов нефти следует особое внимание обращать на изучение и сравнительный анализ именно масляной фракции. 3). Несмотря на четкие различия в общем геохимическом характере битума в целом, извлекаемого из девонских пород серией растворителей, масляная фракция в них, напротив, оказывается весьма сходной и практически неотличимой ни по элементарному анализу, ни по групповому составу (% углеводородов и % кислородно-азотно-сернистых соединений). Как уже указывалось выше, применение более тонких методов исследования, аналогичных методам изучения нефти, вероятно, позволит в дальнейшем более основательно подойти к вопросу о сходствах и различиях состава масел из разных девонских пород. Но при имеющихся данных об их элементарном составе и свойствах масел трудно рассчитывать на то, что эти различия будут коренными; скорее они окажутся отличиями в количественных отношениях внутри близких групп индивидуализированных органических соединений (углеводородов, ангидридов, кислот, эфиров и др.).

Из сказанного следует, что при современном состоянии знаний о девонских битумах (и органическом веществе вообще) генераторами девонской нефти принципиально могли быть все типы изученных раннефранских пород, начиная с алевролитов и кончая карбонатными породами. Специфических нефтеобразующих фаций, качественно отличных от других, не образующих нефти,

в нижнефранское (и даже шире – в девонское) время не существовало. Все типы раннефранских отложений могли принимать то или иное участие в формировании нефтяных залежей и различались в этом отношении не качественно, а лишь количественно, – долей участия в генерации нефти.

Обращаясь к этой количественной стороне проблемы, нужно сказать, что возможности участия в формировании нефтяных месторождений разных типов нижнефранских пород и разных стратиграфических горизонтов определяются, с одной стороны, запасами битумов (в том числе и нефтяных) в породах и в горизонтах, с другой – возможностями миграции их в коллекторы.

В табл. 66 сведены данные об абсолютных массах (в кг) битумов А, масел и углеводородов в каждой тонне доманиковых, поддоманиковых и пашийских мергелей и алевролитов, а в табл. 67 – такого же рода данные для доманикового, поддоманикового и пашийского горизонтов в целом.

Таблица 66. Количество битума А, масляной фракции и углеводородов в доманиковой, поддоманиковой и пашийской толщах (при полном извлечении битума)

Породы	$C_{орг}$ в % на породу	Битум А	Масла	Углеводороды	Битум А	Масла	Углеводороды
		в % от $C_{орг}$			в кг/т породы		
Доманиковые мергеля	2,14	35	9,80	5,48	7,49	2,10	1,18
Поддоманиковые мергеля	0,75	12,39	1,42	0,74	0,93	0,10	0,046
Пашийские мергеля	1,95	13,02	3,07	1,41	2,53	0,60	0,276
Пашийские аргиллиты	0,63	6,39	1,32	0,60	0,40	0,083	0,038
Пашийские алевролиты	0,40	10,76	0,95	0,43	0,43	0,038	0,017

Таблица 67. Среднее количество (в кг) битума А, масел и углеводородов во всем разрезе доманикового, поддоманикового и пашийского горизонтов

Горизонты	Западная половина (Боровка, Тукмак)				Восточная половина (Крым-Сарай–Каргалы)			
	$C_{орг}$	Битум А	Масла	Углеводороды	$C_{орг}$	Битум А	Масла	Углеводороды
Доманиковый горизонт	8220	2880	806	451	2080	728	204	114
Поддоманиковый горизонт	2020	250	27,7	15,5	450	56	6,17	2,8
Пашийский горизонт	1300	130	19,5	9,0	810	81	12	5,5
Отношение Сорг, битума А, масел и углеводородов доманика к тем же показателям в пашийском горизонте	6,3	22	41	50	2,6	9	17	21

Совершенно очевидно, что среди пашийских пород потенциальные возможности отдачи нефтяных битумов резко возрастают при переходе от алевролитов к аргиллитам и особенно к мергелям. Глинисто-мергельные (вообще

карбонатные) фации в пашийском горизонте были наиболее мощными потенциальными нефтеобразователями, считая на тонну породы.

С другой стороны, потенциальные возможности битумо- (нефте-) отдачи у разных стратиграфических горизонтов также резко неодинаковы.

Из табл. 67 с полной ясностью видно, насколько большие массы первичных битумов нефтяного типа сконцентрированы в доманиковой горизонте сравнительно с пашийским. Доманиковым горизонт – это как бы огромный резервуар битумов нефтяного типа, который мог, конечно, выделять колоссальные количества подвижных легких фракций в коллекторы, если они находились рядом с ним, так сказать, под боком.

Однако действительная роль того или иного стратиграфического горизонта в нефтеобразовании определяется, как указывалось, не только реальными запасами исходных битумов, но также – и может быть в первую очередь – возможностями отдачи их в коллекторы. С этой точки зрения условия для битумов доманика и для битумов мергелей и глин пашийской свиты резко неодинаковы. Доманиковый горизонт отделен от песчаных коллекторов мощной (25–140 м) толщей мергелей и глин поддоманикового горизонта, которая, несомненно, должна была сильно затруднить прохождение легких погонов через нее в направлении сверху вниз. Пашийские же мергеля и аргиллиты, обладая гораздо меньшими общими запасами битумов, но располагая коллекторами в ближайшем соседстве, могли в итоге отдать этим коллекторам значительно большую массу легких погонов, чем доманиковые породы. К сожалению, подойти к надежному определению масс нефтяных битумов, отданных в коллекторы домаником и пашийской толщей, пока не представляется возможным за отсутствием как объективных признаков в составе девонской нефти, так и подходящих методов расчета. Все же отнюдь не исключено, что ввиду трудностей миграции битумов через мощную толщу глинистого поддоманика главным генератором девонской нефти была именно пашийская толща. Резкое различие поддоманикового битума А от доманикового, с одной стороны, и от битума глинисто-мергельных прослоев пашийской свиты, с другой – указывает, возможно, на то, что поддоманиковая толща была действительно битумонепроницаемым экраном.

Если все эти соображения верны, хотя бы в своей основе, то они указывают на настоятельную необходимость различать в настоящее время два типа толщ – битумообразующие и нефтеобразующие.

Битумообразующие толщи – это свиты тонкозернистых пород, глин, мергелей и известняков, в некоторой степени обогащенные органическим веществом планктонного генезиса; они характеризуются резко восстановительной сероводородной средой в илах (но не в придонной воде) и потому генерируют в ходе диагенеза значительные массы битумов нефтяного типа, но неспособны, в силу подстилания и перекрытия тонкозернистыми битумонепроницаемыми породами, отдать нефтяную фракцию битумов в коллекторы. В ряде случаев неспособность к отдаче битумов у этих толщ обусловливается их ранней литификацией, что особенно характерно для чисто карбонатных толщ. Битумообразующие толщи поэтому всегда интенсивно пахнут битумом, содержат нефть в кавернах и трещинах пород (и кровли), но в целом не являются нефтеносными, ибо нефть диффузно рассеяна в самой генерирующей ее толще и, так сказать, «не отдана», не отделена ею в коллекторы.

Нефтеобразующие толщи – это свиты, образованные часто переслаивающимися тонкозернистыми глинисто-мергельными породами, слегка обогащенными органическим веществом, с песчаными и алевритовыми пачками, способными быть коллекторами. Тонкозернистые глинисто-мергельные породы являются главными генераторами нефти, а песчаные коллекторы – вмести-

телями нефтяных битумов, отдаваемых карбонатными фациями. Иначе говоря, нефтеобразующие толщи – это частный случай толщ битумообразующих, именно случай, когда они расслоены коллекторами. Именно этот последний признак и позволяет битумообразованию, как уже давно указывал И.М.Губкин, перерасти в нефтеобразование, превращает битумообразующие свиты в нефтеобразующие. Другим важным отличием нефтеобразующих толщ от битумообразующих является их поздняя литификация, что позволяет им при больших погружениях в зоне катагенеза дополнительно сильно уплотняться, отжимать воду и битумы. Поскольку чисто карбонатные породы литифицируются рано, они обычно не входят в нефтеобразующие.

В нижнефранских отложениях мы имеем дело, по-видимому, с толщами обоих типов, причем типичной битумообразующей толщей с интенсивно развитой генерацией битумов нефтяного тина, но с рассеянным нахождением их, является доманик; нефтеобразующей же толщей, в которой нефтяной битум не только возникал, но и отделялся в коллекторы, является пашийская свита. Нельзя не отметить при этом, что нефтеобразующей в данном случае оказывается толща, менее богатая исходным органическим веществом сравнительно с битумообразующей.

Подводя итог геохимическому исследованию нижнефранских битумов, подчеркнем, что, хотя оно и дало новый сравнительный материал для познания общих закономерностей битумообразования в осадочных породах, однако проблема генезиса девонской нефти Русской платформы все же остается доступной пока лишь гипотетическому решению. Для превращения гипотезы, изложенной выше, в достоверную генетическую схему современные средства геохимического изучения битумов оказываются недостаточными. Требуется коренное усовершенствование существующей методики анализа битумов. Для генетических исследований первичных (рассеянных) битумов в осадочных породах требуется анализ масляной фракции битумов, сходный с тем, какой употребляется при геохимическом изучении нефтей. Выделение индивидуальных органических соединений, их групп, количественный учет групп создадут такие возможности генетических сопоставлений, о которых мы сейчас смеем лишь мечтать. Но применение такой более тонкой химической методики к анализу масел упирается в возможности их массового извлечения из породы. Пора поэтому оставить примитивную, но единственно пока возможную в лабораториях методику работы с малыми штуфами пород; нужно начать обработку крупных масс, в частности, с тем, чтобы поставить изучение масляной фракции в условия, хотя бы в первом приближении, сравнимые с изучением нефтей. Работа эта трудоемкая и дорогостоящая, но иного надежного пути генетического исследования рассеянных битумов в осадочных породах и их отношения к нефти пока, по-видимому, нет.

Глава IV
Распределение железа, марганца, фосфора и малых элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку (Э.С.Залманзон и Н.М.Страхов)

1. Материал и методика исследования

Для геохимического изучения нижнефранских пород был отобран 91 образец. По стратиграфическим горизонтам и петрографическим типам пробы

распределялись следующим образом: пашийская и поддомаников свиты – песчаников 7, алевролитов 17, аргиллитов 19, мергелей 12, глинистых известняков 14, известняков и доломитов 9; доманиковая свита – аргиллитов 1, мергелей 6, глинистых известняков 3, известняков и доломитов 3.

При определении интересовавших нас элементов была применена следующая методика.

Разложение проб во всех случаях произведено плавиковой кислотой с доплавлением нерастворимого остатка с содой. При определении железа оно предварительно восстанавливалось в редукторе с металлическим висмутом [Бабко, 1937]. Метод этот чрезвычайно прост и делает ненужной неприятную процедуру восстановления железа сероводородом или сулемой, причем по точности он не уступает сероводородному методу. Само определение велось объемным методом. Марганец определялся колориметрически после окисления его персульфатом; фосфор – весовым методом, по Вою, с двойным переосаждением магнезиальной смесью. Все прочие анализированные элементы определены колориметрически.

Ванадий и хром определялись по методу Сенделла [Sandell, 1936] и А.П.Виноградова [1931] в водной вытяжке из содового сплава. Ванадий колориметрировался с фосфорно-вольфрамовой кислотой, хром – с дифенилкарбазидом. При анализе меди объединено несколько методов, известных в литературе: разложение производилось способом, принятым в лаборатории ИГН для анализа малых элементов, – плавиковой кислотой и последующим доплавлением нерастворимого остатка; выделение меди произведено сероводородом по методу А.В.Шахкельдиан [1929]. Дальнейшее определение по этому методу требует при колориметрировании применения цианистого калия. Нами для колориметрии был применен ортотолидин [Гуляева и Иткина, 1944], дающий яркие голубые тона. Метод более чувствителен, чем метод Шахкельдиана.

Никель колориметрировался с диметилглиоксилом. Выделение никеля и условия его окисления проведены по методике Л.А.Гуляевой [1945].

Кобальт определен пирофосфатно-родановым методом [Звенигородская, 1938].

Кроме того, для всех образцов были произведены спектральные анализы с полуколичественной оценкой содержания элементов. Результаты химических определений сведены в таблицах, приложенных к работе. Обсуждение их удобно начать с анализа данных по железу.

2. Распределение железа в нижнефранских отложениях Второго Баку

При изучении распределения железа в разрезах нижнефранских пород первое, что обращает на себя внимание, это ясная связь содержания его с петрографическим типом пород. Действительно, беря средние цифры в процентах на натуральную породу, получаем следующие соотношения (табл. 68).

Закономерность, проступающая в этих рядах цифр, очень ясна и заключается в следующем: 1) с уменьшением среднего диаметра частиц обломочного материала, т. е. при переходе от песков к алевролитам и аргиллитам, процентное содержание Fe резко растет и достигает максимума в аргиллитах; 2) у пород с пелитовым кластическим компонентом процентное содержание железа зависит от количества в породе примеси карбонатного материала и убывает с возрастанием последнего; 3) обогащение пород органическим веществом не оказывает никакого положительного воздействия на повышение содержания Fe в породах, – в данном случае действует даже обратно; вместе с тем, органическое вещество не изменяет охарактеризованных закономерностей рас-

пределения железа в тонкозернистых породах и, вероятно, также и в более грубозернистых (рис. 21.).

Таблица 68. Распределение валового железа в нижнефранских породах (в % на натур. породу)

Породы	Песчаники (7 обр.)	Алевролиты (17 обр.)	Аргиллиты (19 обр.)	Мергеля (12 обр.)	Глинистые известняки (14 обр.)	Известняки + доломиты (3 обр.)
Пашийские и поддомаиковые породы с малым содержанием органического углерода (среднее содержание)	0,57	2,00	5,44	4,56	2,06	1,24
То же (пределы колебаний величин железа)	(0,31–0,81)	(0,35–3,08)	(1,70–6,70)	(3,15–6,23)	(0,97–3,26)	(0,74–1,92)
Домаиковые породы с большим содержанием органического углерода (среднее содержание)	–	–	–	(6 обр.) 1,28	(3 обр.) 0,79	(3 обр.) 0,37
То же (пределы колебаний величин железа)	–	–	–	(0,81–1,79)	(0,64–0,86)	(0,15–0,50)

Это ясно указывает что привнос железа в осадки биогенным путем в бассейнах раннефранского века сколько-нибудь заметной роли не играл. Существенно иначе выглядит распределение железа, если пересчитать его на бескарбонатную навеску, т. е. освободить от разбавляющего действия карбонатной примеси; освобождения от органического углерода не производилось, поскольку даже в обогащенных им породах содержание его невелико и не оказывает заметного влияния на содержание Fe (табл. 69).

Таблица 69. Распределение валового железа на бескарбонатную навеску нижнефранских пород, в %

Породы	Песчаники (7 обр.)	Алевролиты (17 обр.)	Аргиллиты (19 обр.)	Мергеля (12 обр.)	Глинистые известняки (14 обр.)	Известняки + доломиты (3 обр.)
Пашийские и поддомаиковые породы с малым содержанием органического углерода	0,57	2,02	5,90	8,89	9,87	16,18*
Домаиковые породы с большим содержанием органического углерода	–	–	–	3,17	4,65	7,94

* Образец с 30,67 % в расчеты средних величин не вошел.

Получается, что в бескарбонатном материале содержание железа непрерывно растет, вначале (песчаники – аргиллиты) по мере измельчения среднего диаметра обломочных частиц, а затем – в пределах тонкозернистых фаций (аргиллиты–известняки) по мере удаления осадка от берега. Иными словами, при пересчете на обломочный материал центральные части водоемов оказываются наиболее обогащенными железом, и только сильное дополнительное разбавление их здесь карбонатным материалом маскирует это обстоятельство в натуральных породах.

В табл. 70 собраны данные по валовому железу в некоторых современных водоемах (в % на натуральный осадок) и по среднему содержанию Fe в осадочных породах вообще (по Кларку), а в табл. 71, величины железа даны в пе-

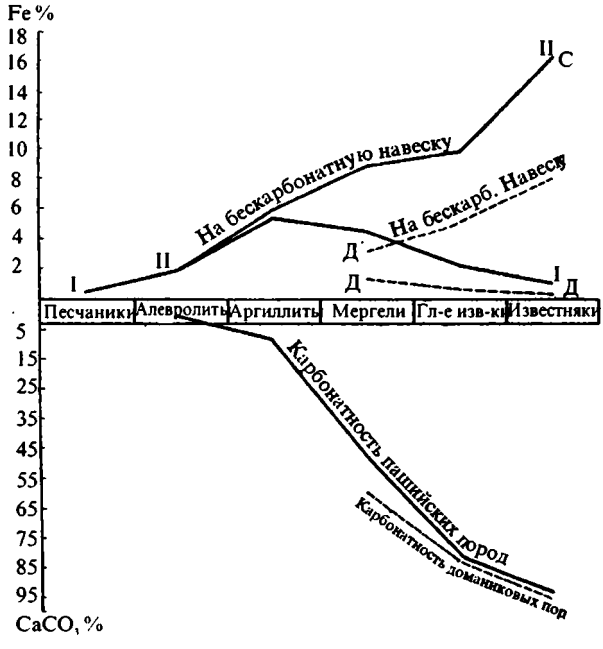


Рис. 21. Распределение железа по типам нижнефранских пород Второго Баку
I, II – пашийские породы; Д – Д и Д[1] - Д[1] - доманиковые породы

Таблица 70. Распределение железа по петрографическим типам осадков современных водоемов (в % на натуральный осадок)

Бассейны	Пески	Крупные алевриты	Мелкие алевриты	Пелиты	Источник
Баренцево море	0,92	1,51	2,69	3,5	М.В.Кленова [1948]
Японское море	2,45	3,29		3,36	Материал Отдела сравн. литологии ИГН
Оз. Байкал	3,09	3,33	4,66	4,88	
Оз. Балхаш	2,16	2,31	3,21	3,11	
Аральское море	0,72	1,87		3,11	
Каспийское море	0,22	0,41		1,85	С.В.Бруевич (1940) в 10%-ной вытяжке
Черное море	–	–	–	5,25	В фазеолиновом илу с 22% $CaCO_3$
				4.74	В переходном илу с 30,18% $CaCO_3$
				3,57	В известковом илу с 58% $CaCO_3$

ресчете на бескарбонатную навеску[1]. Из сравнения всех этих материалов с данными по нижнефранским отложениям Второго Баку видно, что общие закономерности распределения железа по типам осадков (пород) во всех случаях, по существу, одни и те же, но выражены они то более, то менее ярко. Вместе с тем, и по абсолютным величинам процентное содержание железа в ниж-

[1] Образцы Японского моря и оз. Байкал, содержащие значительное количество аутигенной SiO_2, пересчитаны на вещество, освобожденное от аутигенного кремнезема.

нефранских породах ничем особенным не выдается среди других современных и древних отложений, а стоит в общем на том же среднем (кларковом) уровне. Пашийская и поддомаников ая толщи, будучи типично средними (кларковыми) по содержанию органического вещества, сохраняют свою типичность и по содержанию железа.

Это последнее заключение приобретает исключительный интерес, если вспомнить, что пашийскому и поддомаников ому (михайловскому) горизонтам подчинено большое количество пластов железных оолитовых гидрогетито-шамозито-сидеритовых руд (см. выше, глава II), правда, убогих, не очень богатых железом. Неизбежен вывод, что наличие рудных накоплений Fe в бассейне, во всяком случае, морском и достаточно крупном, не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на распределение железа в областях за пределами собственно рудного тела. Иными словами, рудное тело внутри крупного рудообразующего бассейна представляет собою, как это было видно уже и из литологического очерка нижнефранских пород (глава II), небольшое локальное тело в прибрежной части водоема, обязанное поступлением сюда повышенных масс железа с континентов частью поверхностным, частью грунтовым водам. Принесенное железо быстро и достаточно полно осаждается еще в прибрежной зоне и потому не содействует сколько-нибудь заметному повышению железа над обычным его средним уровнем в остальных, даже изотопических, зонах морского водоема.

Таблица 71. Распределение железа, валовое и относительное, по петрографическим типам осадков современных водоемов (в % на вещество бескарбонатное и лишенное аутигенной SiO_2)

Бассейны	Содержание	Пески	Алевриты	Илы глинистые	Илы мергельные
Баренцово море	Валовое	0,92	2,10	3,50	–
	Относительное	1	2,3	3,8	–
Японское море	Валовое	2,52	3,58	3,95	–
	Относительное	1	1,4	1,6	–
Оз. Байкал	Валовое	3,09	4,85	5,47	–
	Относительное	1	1,57	1,77	–
Оз. Балхаш	Валовое	2,23	3,84	–	7,25
	Относительное	1	1,72	–	3,25
Аральское море	Валовое	0,75	2,35	–	4,13
	Относительное	1	3,1	–	5,5
Каспийское море	Валовое	0,45	0,87	–	3,07
	Относительное	1	1,9	–	6,8
Черное море	Валовое	–	–	7,5	15,4
	Относительное	–	–	–	–

Вопрос о влиянии рудного процесса на содержание кларкового железа во внерудных фациях морских бассейнов, для разъяснения которого и были поставлены работы по железу в нижнефранских отложениях, приобретает в свете сделанных сопоставлений достаточно четкое и обоснованное решение.

В сущности, отрицательного заключения в данном случае и следовало ожидать, если учесть, что все высокие «рудные» накопления концентрируют в себе лишь совершенно ничтожные доли элементов, рассеянных в осадочных породах вообще. Так, по данным В.А.Успенского и О.А.Радченко [1947], общая масса углисто-битуминозного вещества в осадочных породах составляет в пересчете на углерод величину порядка $1 \cdot 10^{16}$ тонн, в углях же сконцентрировано примерно $1 \cdot 10^{13}$ тонн углерода, т. е. 1/1000, а в нефтях примерно $3 \cdot 10^{10}$

тонн углерода, т. е. какие-то стотысячные доли углерода, рассеянного в породах вообще. Общее содержание железа в осадочных породах (по Кларку) составляет величину порядка $5 \cdot 10^{16}$ тонн, мировые же запасы учтенного рудного железа, по данным на 1937 г., составляют (в пересчете на Fe) около $2{,}4 \cdot 10^{12}$ тонн. Увеличим из осторожности эту величину до $10 \cdot 10^{12}$ тонн за счет еще не вскрытых резервов, т. е. почти впятеро. Но и в таком случае рудное железо составит всего 1/5000 часть железа рассеянного. Цифры близкого порядка дают, вероятно, и соотношения между рассеянным и рудным железом в породах нижнефранского века, если взять весь этот наплатформенный бассейн в целом. Эти сопоставления ясно показывают всю локальность, ограниченность рудного процесса в общем осаждении железа на территории крупных морских водоемов и отсутствие сколько-нибудь ясно уловимых следов влияния этого процесса на процент содержания Fe во внерудных фациях. Это обстоятельство, конечно, отнюдь не исключает того частного случая, что в водоемах очень маленьких, например, в современных железорудных озерах, рудоотложение в прибрежной зоне ассоциируется с повышенным содержанием Fe в нерудных отложениях остальных частей бассейнов. Те незначительные порции железа, которые не успевают оседать в прибрежной рудной полосе озера и, так сказать, ускользают из нее в открытую часть водоема, распределившись здесь на относительно очень малой площади, могут, конечно, повлиять на содержание железа в осадках этой части в сторону его повышения. Но в крупных морских бассейнах, как наш нижнефранский, где ускользнувшему из прибрежной рудной полосы железу приходится распределяться на огромных пространствах, сколько-нибудь заметного общего повышения рассеянного железа в отложениях внерудных пелагических областей ожидать, конечно, невозможно.

Большой интерес представляет также и то обстоятельство, что закономерности распределения железа между разными типами пород щигровского горизонта сходны с закономерностями этого явления в современных водоемах. В последних размещение железа в осадках определяется двумя основными и решающими факторами. Первый состоит в том, что железо переносится реками и поступает в моря и озера главным образом в виде механической взвеси, причем тяготеет к самой тонкой фракции этой взвеси. Понятно, что при процессах механического разноса взвеси по бассейну движениями воды железо, как входящее преимущественно в самые малые размерности частиц, сносится в большой мере в центральные области водоемов, обогащая самые тонкозернистые осадки. Вторым фактором является химическое осаждение растворенного железа. Возникающие при этом гелевые сгустки отличаются исключительной тонкостью, мелкостью (из-за ничтожных общих концентраций железа в морской воде) и потому сносятся движениями воды также к центральным частям водоемов. Так, благодаря процессам разноса механически внесенного и химически осажденного материала, центральные участки водоемов избыточно обогащаются железом (рассчитанным на обломочную часть осадка). При наличии одновременно протекающей садки карбонатов кальция, которые также относятся движениями воды в центральные части бассейнов и разбавляют в осадке терригенный материал и железо, концентрации последнего в мергелистых и известковых илах, при пересчете на натуральный осадок, понятно уменьшаются и могут быть меньше тех, какие характеризуют малокарбонатные, более прибрежные илистые осадки, как это и видно, например, на озере Балхаш. Но это вполне закономерное и понятное обстоятельство лишь подтверждает правильность существа изложенной генетической схемы. Понятно, что сходство картины распределения железа по типам осадков в современные водоемах и по аналогичным типам пород в нижнефранском бассейне Второго Баку доказывает, что в обоих случаях процессы шли сходно и что

схема, разработанная на современных водоемах, применима, в общих основных чертах, но не на деталях, и к водоему начала девонского времени.

Решая проблему таким образом, естественно сейчас же поставить вопрос и об отличиях в накоплении железа в нижнефранское время сравнительно с современным. Чтобы вскрыть эти отличия, представим анализы в несколько иной форме, а именно: примем содержание железа в песках во всех случаях за единицу и выразим концентрацию его в других породах (осадках) по отношению к пескам. В табл. 72 сопоставлены соответствующие данные.

Таблица 72. Относительное содержание железа в породах разного возраста, в %

Возраст пород	Песчаники	Алевриты	Глины	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
Породы современных водоемов	1	2,0	2,4	5,18	–	–
Пашийские и поддоманиковые породы	1	4,0	10,4	15,6	17,3	28,3

Для наглядности те же цифры изображены графически на рис. 22. И без особых объяснений видно, что в сравнении с современными осадками отложения пашийские и поддоманиковые ярко выдаются контрастностью распределения железа между прибрежными песчаными и пелагическими глинистыми фациями. В то время как у современных бассейнов возрастание кларковых содержаний железа (в % на бескарбонатное вещество) от песков к карбонатным породам происходит относительно слабо, у отложений щигровского бассейна оно, напротив, осуществляется чрезвычайно резко. Иными словами, в щигровском бассейне кларковое железо в гораздо большей степени выносится в пелагическую область тонкозернистых осадков, чем это наблюдается в современных водоемах.

Имея в виду физико-географическую обстановку отложения щигровских слоев (см. главу II), легко понять, почему распределение кларкового железа в них отличается столь резкой сдвинутостью его в более тонкозернистые, пелагические фации. Плоский и низменный континент, питавший щигровское море осадочным материалом, находился в условиях влажного климата, и его породы подвергались глубокому химическому выветриванию, разрушавшему все цветные железосодержащие минералы и переводившему железо в окисную форму. В современный же геологический момент благодаря общему высокому стоянию суши поверхность континента быстро эродируется механически, а химическое выветривание поверхностных пород резко ослаблено. Темноцветные минералы почти не разрушаются, и железо мало переходит в них в окисную форму. В щигровское время поэтому, в отличие от современного момента, железо лишь в весьма незначительной степени перемещалось реками в составе силикатной мути, смываемой с поверхности пород. Его основная масса шла частью в виде растворов (коллоидных и истинных), частью же в виде тончайшей железистой мути – гелевых сгустков $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, получавшихся размыванием коры выветривания, а также возникавших в путях миграции благодаря коагуляции растворенного железа. А так как механически взвешенные гелевые сгустки, как вымытые из коры выветривания, так и образовавшиеся в пути, отличались (подобно современным) ничтожнейшими размерами (в силу малых концентраций Fe в растворе), то, естественно, железо заносилось и захоронялось вместе с наиболее тонким обломочным материалом – глинами, мергелями и т. д. Резкая сдвинутость Fe в пелагическую зону в осадках щигровского бассейна сравнительно с осадками современных бассейнов

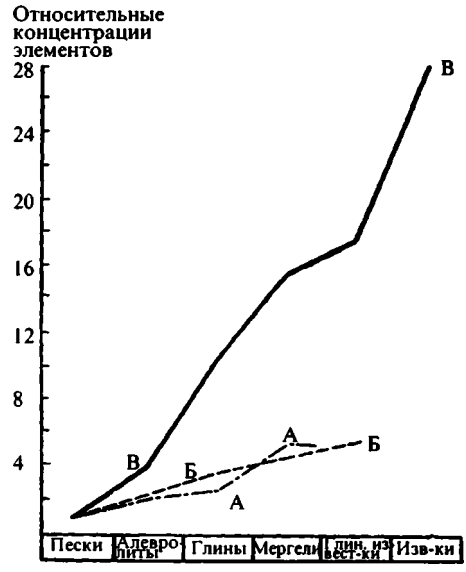


Рис. 22. Сравнение распределения железа в нижнефранских породах и современных осадках (в относительных единицах)

А – современные моря и озера (среднее); Б – древние моря (среднее); В – щигровский рудоносный ярус

является, таким образом, неизбежным следствием интенсивного течения процессов химического выветривания на низких теплых и влажных девонских континентах, питавших водоем. Можно принять поэтому, как правило, что чем интенсивнее происходит химическое выветривание в области питания бассейнов, тем резче, контрастнее выглядит распределение железа между прибрежными и пелагическими зонами водоемов и тем больше сдвинутость кларкового железа в пелагические области бассейнов сравнительно с прибрежными песчаными зонами.

Но интенсивное химическое выветривание пород плоского низменного континента имело другим своим следствием обогащение растворенным железом грунтовых вод. Непосредственное высачивание таких вод на дне прибрежной зоны морских водоемов, а также дренаж их небольшими речками и ручьями, впадающими в полуизолированные «гафы», лагуны или в затишные и островные участки моря, откуда коагулировавшее железо почти не выносилось в открытое море, привело к тому, что в названных условиях мелководные, относительно грубозернистые (в основном алевритовые) осадки аномально обогащались железом и возникали оолитовые железные руды. Образование их в прибрежных осадках, где в норме в щигровское время садилось лишь очень мало железа, представляло собою как бы модификацию или осложнение вышеприведенной общей схемы распределения железа в щигровском бассейне, но модификацию не случайную, а целиком закономерную, поскольку она возникала лишь в вышеуказанных особых палеогеографических условиях.

Так, в обстановке влажного климата и интенсивного выветривания пород на континенте обычная миграция железа в крупных речных артериях с разгрузкой в обычных палеогеографических условиях приводила к резкой сдвинутости кларковых величин железа в пелагические тонкозернистые осадки.

При непосредственном же высачивании грунтовых железистых вод в прибрежной части водоемов, а также при дренаже их мелкими водотоками, впадавшими в полузакрытые бухты, «гафы», в мелкие спокойные островные участки моря, откуда не было выброса железа в более пелагические зоны, возникали оолитовые железные руды. Разные формы миграции железа в поверхностных водах, сочетаясь с разными палеогеографическими условиями их разгрузки в море, создавали разную картину их распределения и концентраций в осадке.

Анализируя табл. 68, мы уже отмечали выше общую бедность железом доманиковых мергелей и известняков сравнительно с одноименными пашийскими и поддоманиковыми породами. Это очень интересное обстоятельство заставляет искать причины, его вызвавшие. К сожалению, имеющихся материалов мало для того, чтобы разъяснить его с полной определенностью. По-видимому, причина лежит в том, что петрографический состав провинций, питавших доманиковое море осадочным материалом, несколько изменился сравнительно с предшествующей эпохой. Это обстоятельство сказалось в общем уменьшении содержания Fe во вносимом материале, а отсюда и падение концентраций Fe в глинисто-карбонатной фации доманикового бассейна при сохранении прежних закономерностей распределения Fe между типами тонкозернистых пород. Аналогичное явление можно наблюдать и в наше время. В Баренцевом море, например, и в озерах Байкале и Балхаше количества Fe у одноименных осадков существенно различны, ибо питающие провинции их также резко неодинаковы по составу пород. Но общие закономерности распределения Fe между осадками принципиально одинаковы. Естественно использовать эту показательную современную ситуацию как наведение при истолковании сходных соотношений в древних бассейнах. Но, повторяем, для категорического решения вопроса нужны дополнительные данные, которыми мы пока, к сожалению, не располагаем.

3. Об особенностях геохимии Mn и P в сравнении с геохимией Fe в нижнефранских породах Второго Баку

В табл. 73 и 74 показано распределение марганца и фосфора в разных петрографических типах нижнефранских пород в процентах на навеску натуральных пород и на бескарбонатное вещество.

Таблица 73. Распределение Mn и P в нижнефранских породах (в % на навеску натуральных пород)

Элементы	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
А. Пашийские и поддоманиковые породы						
Марганец, среднее	0,010	0,022	0,052	0,065	0,073*	0,147
Марганец, от – до	0–0,03	0–0,08	0,01–0,1	0,03–0,17	0,03–0,34	0,01–0,61
Фосфор, среднее	0,016	0,032	0,072	0,105	0,065	0,035
Фосфор, от –до	0–0,03	0,01–0,08	0,05–0,12	0,09–0,26	0,03–0,28	0,01–0,07
Б. Доманиковые породы						
Марганец, среднее	–	–	–	0,009	0,012	0,020
Марганец, от – до	–	–	–	0,004–0,019	0,04–0,016	0–0,048
Фосфор, среднее	–	–	–	0,17	0,06	–
Фосфор, от – до	–	–	–	0,11–0,27	0,024–0,123	–

* Образец с 3,4 % Mn в среднее не вошел.

Таблица 74. Распределение Mn и P в нижнефранских породах (в % на бескарбонатную навеску)

Элементы	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
А. Пашийские и поддомаников ые породы						
Марганец	0,010	0,022	0,052	0,031	0,449	1,40
	1	2,2	5,2	13,1	45	140
Фосфор	0,016	0,035	0,079	0,204	0,313	0,509
	1	2,3	5,0	12,8	19,5	31,8
Б. Доманиковые породы						
Марганец	–	–	–	0,021	0,071	0,213
Фосфор	–	–	–	0,43	0,39	–

Из приведенных цифр следует, что распределение марганца и фосфора в нижнефранских породах имеет, с одной стороны, общие черты с распределением железа, с другой – некоторые признаки отличий.

Как и у железа, содержание фосфора в натуральной породе растет от песчаников к аргиллитам, т. е. по мере уменьшения среднего диаметра зерна; в ряду же пород с тонкозернистым пелитовым материалом содержание фосфора убывает по мере обогащения их разбавляющим карбонатным материалом. При расчете на бескарбонатное (обломочное) вещество процентное содержание P, как и процентное содержание Fe, растут непрерывно от песков к известнякам. При этом, в отличие от железа, содержание фосфора в доманиковых породах, обогащенных органическим веществом, несколько выше, чем в аналогичных пашийских и поддоманиковых отложениях. Для мергелей это видно непосредственно (0,17 % вместо 0,10 %), для глинистых же известняков на первый взгляд незаметно, хотя в действительности также, по-видимому, имеет место, судя по следующим наблюдениям. Фосфор в глинистых доманиковых известняках удерживается на том же уровне, что и в поддоманике, хотя по аналогии с Fe и Mn следовало бы ожидать для него более низких цифр. Это удержание на прежней величине равносильно в данном случае некоторому реальному повышению содержания фосфора в глинисто-известковых илах доманикового времени сравнительно с Fe и Mn. Это и понятно. Геохимия фосфора, как известно, теснейшим образом связана с геохимией живого вещества; поэтому накопление последнего в осадках естественно вызывает некоторое обогащение их и фосфором.

Распределение марганца отличается другими особенностями. Характерной его чертою является гораздо более резко выраженное, по сравнению с железом, тяготение к карбонатным фациям – мергелям, известнякам, в результате чего даже в натуральной породе, несмотря на разбавление добавочным разбавителем – известью, процентное содержание Mn растет непрерывно от песков к аргиллитам и от последних к известнякам. При оперировании же цифрами, пересчитанными на бескарбонатное вещество, это приводит к необычайно высоким величинам Mn в глинистых и чистых известняках. Бросается в глаза и другая характерная для марганца черта: резкая изменчивость его содержаний. У марганца много нулевых значений в песчаниках и алевритах, зато в карбонатных породах много образцов с резко повышенным содержанием марганца. Так, проба известняка из нескольких образцов по скв. Боровка 2 дала 0,24 % Mn, глинистый известняк и доломит до скв. Крым-Сарай показал 0,31 и 0,64 % Mn. Получается впечатление, что Mn в известняковых фациях часто образует «сгущения», нечто вроде зачаточных марганцовых конкреций. Что касается положительного влияния органического вещества на возникновение повышенных содержаний марганца в осадках, то оно, судя по величинам мар-

ганца в карбонатных породах доманикового горизонта, полностью отсутствует: содержание Mn в этих породах даже ниже, чем в поддоманиковых.

Очень интересную особенность геохимии марганца и фосфора сравнительно с геохимией железа вскрывает сравнение их распределения в относительном выражении, принимая содержание их в песках за единицу и относя массы элементов в других породах к содержанию их в песке. Сопоставление сделано для наглядности графически и изображено на рис. 23. Из нее явствует, что рост концентраций Mn и P в алевритах, аргиллитах и мергелях немного отстает от роста содержаний железа; в глинистых же известняках и известняках, напротив, рост содержаний марганца (и частью фосфора) резко опережает рост концентраций железа. В итоге происходит как бы своеобразное химическое разделение элементов и усиленное накопление P и особенно Mn в самых удаленных от берега (пелагических) фациях.

В целях полноты характеристики, в табл. 75–77 приведены цифры содержания марганца и фосфора в осадках современных водоемов. Как видим, общий характер распределения элементов в современных и нижнефранских отложениях очень сходен: в обоих случаях ясно обозначается тяготение Mn и P к наиболее тонкозернистым осадкам, но у нижнефранских пород оно выражено гораздо резче. Чтобы убедиться в этом, сопоставим относительные концентрации этих элементов (табл. 78), приняв содержание их в песках за единицу.

Таблица 75. Содержание марганца в гранулометрических типах современных осадков (в % на натуральный сухой ил)

Тип осадка	Каспийское море (по А.С.Пахомовой)	Баренцево море (по А.С.Пахомовой)
Пески	0,022	0,014
Илистые пески	–	0,017
Песчаные илы	0,052	0,027
Илы	0,152	0,031
Глинистые илы	–	0,060

Таблица 76. Содержание марганца в гранулометрических типах современных осадков (в % на натуральный осадок)

Тип осадка	Аральское море	Байкал	Японское море	Черное море	Осадки Черного моря
Пески	0,026	0,051	0,04	–	
Крупные алевриты	0.037	0,052	0,156	0,055	Фазеолиновый ил
Мелкие алевриты		0.086		0,066	Глубоководная серая глина
Глинистые илы	0,07	0,101 (кремнистые глины)	0,160	0,060	Переходный ил
Глинисто-известковые илы (с 50% $CaCO_3$)	0,05		–	0,040	Известковый ил

Как видим, распределение Mn и P в нижнефранских отложениях отличается от распределения их в современных осадках гораздо большей контрастностью величин между одноименными типами осадков и резко выраженной сдвинутостью повышенных их содержаний в пелагические части водоемов с тонкозернистыми илами. Это в точности отвечает тому, что мы видели на примере железа, и доказывает, что влияние климата в данном случае сказывается одинаково на геохимии всех трех элементов.

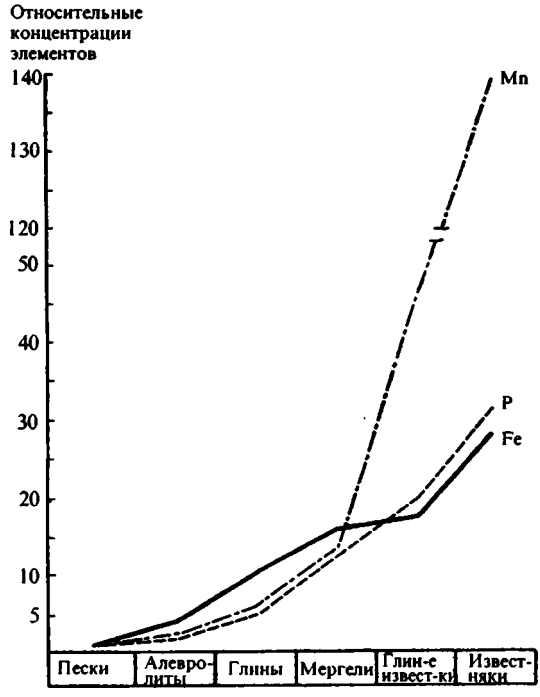


Рис. 23. Сравнение распределения железа, марганца и фосфора в нижнефранских породах Второго Баку (в относительных единицах)

Таблица 77. Содержание фосфора в гранулометрических фациях современных осадков (в % на натуральный ил)

Тип осадка	Каспийское море (по М.Л.Будянской)	Аральское море	Байкал	Черное море	Осадки Черного моря
Пески	0,032	0,063	0,057	–	–
Илистые пески	0,048	0,1	0,071	–	–
Песчаные илы	0,063		0,077	–	–
Илы	0,072	0,14 (глины)	0,086	–	–
Глинистые илы	0,078	0,16 (глинисто-известковые илы)	0,140 (кремнисто-глинистые илы)	–	–
				0,10	Фазеолиновый ил
				0,11	Глубоководная серая глина
				0,10	Переходный ил
				0,07	Известковый ил

Беря картину размещения Mn и P в нижнефранских породах в целом, нужно сказать, что она в очень многом повторяет описанную выше схему распределения железа и потому, после сказанного о железе, едва ли требует особого анализа и разъяснений. Даже некоторые отличия от железа (как, например, увеличение P в доманиковых породах, обогащенных органическим веществом) понятны и закономерны. Отдельного рассмотрения требуют лишь резко выраженное тяготение Mn к самым тонкозернистым карбонатным илам нижнефранского бассейна, а также пестрота распределения его в этих илах,

Таблица 78. Относительные концентрации Mn и P в современных осадках в нижнефранских породах

Водоемы	Песчаники	Алевриты	Глины	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
	Марганец					
Современные	1	2,4	3,0	4,0	–	–
Нижнефранский	1	2,2	5,2	13,0	45,0	140
	Фосфор					
Современные	1	1,6	2,15	4,8	–	–
Нижнефранский	1	2,3	5,0	12,8	19,5	31,8

* Включают илистые пески, песчаные илы и илы по классификации М. В. Кленовой.

приводящая к образованию зачаточных марганцевых стяжений. Чем вызываются эти особенности геохимии марганца?

В монографии, посвященной процессам образования осадков в современных водоемах [Страхов и др., 1954], было показано, что интересующие нас сейчас элементы (Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu) перемещаются в речных водах как в форме раствора, так и механическим путем в составе взвешенного материала. При этом, чем выше роль растворов в миграции элементов, тем сильнее сказывается относительное обогащение ими пелагических частей водоемов по той простой причине, что продукты химической садки соединений всех интересующих нас элементов отличаются минимальными размерами и, стало быть, максимальной транспортабельностью, приводящей к усиленному заносу их именно в центральные части водоемов.

В свете этой закономерности избыточное обогащение марганцем тонких глинисто-известковых илов нижнефранского бассейна, удаленных от берегов, обусловливалось большей ролью истинных растворов в поверхностном переносе Mn (реками), чем в переносе железа и фосфора. Химическая дифференциация в данном случае, как и во многих других, базой своей имела не различное поведение элементов в водной массе морей, как это часто полагают в силу разницы их химических свойств, а различие форм поступления этих элементов в бассейн.

Сказанное делает понятным общее повышенное содержание марганца в мергельно-известковой фации нижнефранского бассейна, но не объясняет пестроты в распределении его внутри этой фации и наличия зачаточных конкреций, чего не видим у железа. Причину этого нужно видеть в значительно большей геохимической подвижности Mn в зоне диагенеза илов, в наклонности его к перераспределению внутри осадка, в результате чего возникали, с одной стороны, участки пониженных содержаний Mn, с другой – места повышенных его концентраций, зачаточные и даже полноразвитые марганцевые конкреции.

Идея о повышенной геохимической подвижности марганца в зоне диагенеза, сравнительно с подвижностью железа и фосфора, была выдвинута одним из авторов настоящей главы при изучении железисто-марганцевых конкреций в современных водоемах [Страхов и др., 1954]. Основания для нее следующие. Сопоставим содержание Fe, Mn, P в железомарганцевых, сидеритовых, вивианитовых и других конкрециях с содержанием тех же элементов во вмещающих породах Fe_1, Mn_1, P_1. Тогда отношение Fe/Fe_1, Mn/Mn_1, P/P_1 даст меру геохимической подвижности названных элементов.

В Черном море в области развития фазеолиновых илов часто наблюдается значительное развитие железомарганцевых конкреций вокруг раковинок *Modiola phaseolina*.

Химический состав конкреций изучался Я.В.Самойловым и А.Г.Титовым [1922], которые получили следующие цифры (табл. 79).

Таблица 79. Химический состав железомарганцевых конкреций, в %

Анализированные образцы	Fe	Mn	P
Обр. «Меотиды»	31,11	1,45	8,44
Обр. «Меотиды»	25,6	1,08	9,49
Обр. «Альбатроса»	31,10	1,08	9,45
Обр. «Эдиньки»	22,82	2,98	12,39

В самом же фазеолиновом илу среднее содержание Fe, Mn, P таково: Fe – 5,25 % (от 3,81 до 7,76 %); Mn – 0,055 % (от 0,02 до 0,12 %); P – 0,10 % (от 0,09 до 0,11 %).

Принимая эти средние величины Fe, Mn, P в илах за единицу, находим что в железомарганцевых конкрециях названные элементы концентрируются следующим образом (табл. 80).

Таблица 80. Степень концентрации Fe, Mn, P в железомарганцевых конкрециях

Анализированные образцы	Fe	P	Mn
Обр. «Меотиды»	6,0	14,5	153
Обр. «Меотиды»	5,0	10,8	173
Обр. «Альбатроса»	6,0	10,8	152
Обр. «Эдиньки»	4,7	29,8	225
Среднее	4,3	16,5	176

Как видим, слабее всех концентрируется железо, значительно сильнее, фосфор и максимально марганец. По возрастанию геохимической подвижности в зоне диагенеза названные элементы образуют четкий ряд: Fe → P → Mn.

Аналогичные соотношения вскрыты и в осадках оз. Байкал, изобилующих диагенетическими новообразованиями (табл. 81).

Таблица 81. Степень концентрации Fe, Mn и P в осадках озера Байкал

Анализированные образцы	Fe	Mn	P
Кремнистые осадки	(4,35)	(0,10)	(0,14)
Ожелезненные прослойки, возникшие в диагенезе	1	1	1
Обр. 1	3,0	57,7	11,7
Обр. 2	2,7	8,1	–
Обр. 3	4,7	4,3	21,6
Обр. 4	7,2	5,5	–
Обр. 5	8,2	Нет	–
Обр. 6	3,2	6,2	2,7
Обр. 7	3,7	6,5	11,0
Обр. 8	2,5	–	6,4
Обр. 9	1,6	–	–
Обр. 10	1,5	162	3
Обр. 11	0,5	–	0,7
Обр. 12	1,08	91,8	–
Обр. 13	2,5	520,6	–
Обр. 14	6,0	77,9	–
Обр. 15	–	60,3	14,7
Среднее	3,5	83,5	9,0

Примечание. В скобках указано среднее содержание элементов во вмещающем осадке.

Заметим, что различная геохимическая подвижность Fe, Mn, P проявляется не только тогда, когда они мигрируют из восстановительной зоны илов в окислительную (случай образования железомарганцевых желваков в Черном море), но и тогда, когда они перемещаются внутри восстановительной зоны (случай оз. Байкал).

Поскольку геохимическая подвижность марганца в диагенезе во много раз превышает подвижность железа и фосфора, естественно, что именно марганец и характеризуется в нижнефранских осадках большей напряженностью процессов перераспределения и вторичного концентрирования в виде зачаточных конкреций с содержаниями, доходящими до 0,64 %.

4. Малые элементы в нижнефранских породах Второго Баку

В табл. 82 и 83 показаны средние содержания V, Cr, Ni, Co, Cu в породах нижнефранского века (в % на натуральную и на бескарбонатную породу).

Таблица 82. Распределение Cu, Cr, Ni, Co, V в нижнефранских породах (в 10^{-4} % на натуральную породу)

Элементы	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
Медь						
Пашийский и поддомаников. горизонты	3	10	44	32	23	11
Домаников. горизонт	–	–	–	73	24	14
Хром						
Пашийский и поддомаников. горизонты	Нет	10	34	17	12	Нет
Домаников. горизонт	–	–	–	17	Нет (?)	Нет
Никель						
Пашийский и поддомаников. горизонты	1	12	42	36	14	3
Домаников. горизонт	–	–	–	71	32	6
Кобальт						
Пашийский и поддомаников. горизонты	Нет	5	8	4	Нет	Нет
Домаников. горизонт	–	–	–	Нет	Нет	Нет
Ванадий						
Пашийский и поддомаников. горизонты	Нет	33	104	72	23	12
Домаников. горизонт	–	–	–	144	79	18

Для большей наглядности цифры относительных концентраций V, Cr, Ni, Co, Cu изображены графически на рис. 24.

Распределение всех пяти малых элементов в натуральных породах изумительно однообразно и полностью подчиняется правилу, уже выведенному на железе и фосфоре: содержания элементов растут от песчаников к аргиллитам, т. е. с уменьшением среднего диаметра обломочных частиц, а затем убывают от аргиллитов к известнякам по мере возрастания разбавляющего действия карбонатного материала. При этом обогащенность органическим веществом аргиллито-известковых домаников пород на никеле и ванадии сказывается положительно и очень ярко, повышая их содержание в породах, на меди – положительно, но очень слабо; на хроме же и кобальте не сказывается никак.

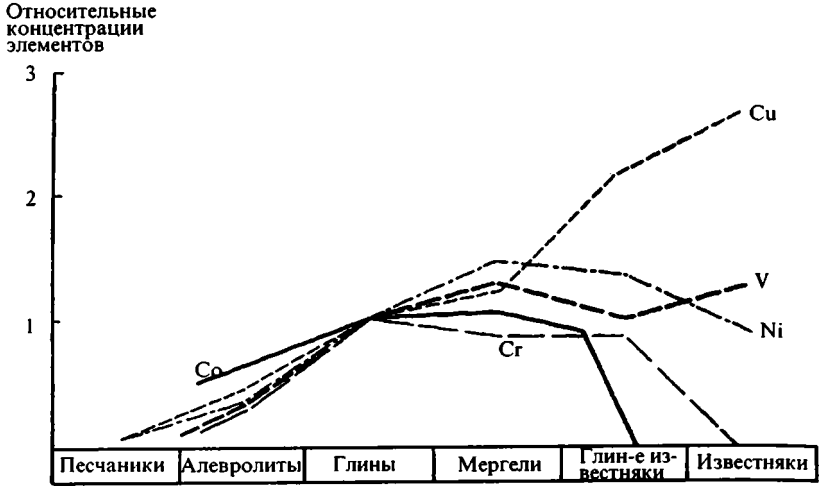


Рис. 24. Сравнение распределения малых элементов в нижнефранских породах Второго Баку

Таблица 83. Распределение Cu, Cr, Ni, Co, V в нижнефранских породах на бескарбонатную навеску[1]

Элементы	Содержание	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
Медь	10^{-4}%	3	10	49	60	111	132
	Относительное	0,06	0,42	1	1,23	2,21	2,69
Хром	10^{-4}%	Нет	10	37	33	33	Нет
	Относительное	0	0,27	1	0,89	0,89	0
Никель	10^{-4}%	1	12	46	67	64	40
	Относительное	0,02	0,26	1	1,46	1,39	0,87
Кобальт	10^{-4}%	Нет	5	8	9	Нет	Нет
	Относительное	0	0,63	1	1,12	0	0
Ванадий	10^{-4}%	Нет	33	111	142	118	143
	Относительное	0	0,30	1	1,28	1,06	1,29

При пересчете на бескарбонатную навеску картина становится более сложной. Малые элементы отчетливо распадаются на три группы. Первую образуют Ni, Co, Cr. Содержание этих элементов, достигнув максимума в аргиллитах – мергелях, затем быстро уменьшается в глинистых известняках и известняках. Вторая группа представлена ванадием, содержание которого после достижения максимума в аргиллитах держится в известняках практически на том же уровне, испытывая незначительные отклонения вверх или вниз. К третьей группе относится медь, содержание которой, в отличие от всех других элементов, показывает непрерывное и быстрое увеличение от песков к известнякам, приближаясь в этом отношении к Mn.

В результате неодинакового отношения наших малых элементов к обломочному материалу они ясно дифференцируются друг от друга (см. рис. 24),

[1] При вычислении относительных концентраций за единицу принято содержание элемента в аргиллитах.

но только в самых относительно центральных, наиболее удаленных от берега частях бассейна, а вовсе не в прибрежной части, как это следует по схеме Л.В.Пустовалова [1940].

Опять встает вопрос о причине, обусловившей эту дифференциацию. Нам кажется, что искать ее нужно там же, где мы искали ее выше, обсуждая распределение Fe, Mn, P, – в формах поступления элементов в морской водоем. Беря за мерило для сравнения формы переноса железа, можно принять, в частности, что в миграциях Cu, так же как в переносе Mn, истинные растворы играли значительно большую роль, чем в переносе железа.

Напротив, в миграциях V, Cr, Ni и особенно Co роль истинных растворов была меньше, чем в миграциях железа, и, вероятно, совсем незначительна, почему никакого роста их содержаний, пересчитанных на бескарбонатное вещество, в пелагических карбонатных фациях не отмечается.

Картина такова, как будто V, Cr, Ni, Co почти нацело мигрировали в сорбированном виде, на глинистых частицах, причем последние три даже в наиболее крупных размерностях пелитовой фракции. Поэтому-то в карбонатных осадках центральных частей бассейна V держался практически на одном уровне относительно массы пелитового материала, а содержание Co, Cr, Ni даже явно падало, поскольку к центру занос более крупных размерностей пелитовой фракции сокращался.

К сожалению, мы не располагаем пока систематическими анализами малых элементов в современных осадках и потому не можем сказать, насколько выведенные соотношения малых элементов в них повторяются. По древним отложениям материал также весьма неполон и разрознен, но все же имеется. Так, недавно первым автором статьи [Залманзон, 1951] были опубликованы анализы на V, Cr, Ni, Co, Cu двадцати девяти сборных образцов осадочных пород палеозойского, мезозойского и кайнозойского разреза Воронежской области. Переводя обозначения пород на классификацию, принятую в настоящей статье, и вычисляя средние величины, получаем следующую картину (табл. 84).

Таблица 84. Распределение малых элементов в породах палеозоя, мезозоя и кайнозоя Воронежского массива (по данным Э.С.Залманзон, [1951]), в 10^{-3} %

Элементы	Пески 2 обр.	Алевролиты 9 обр.	Глины 2 обр.	Мергеля 2 обр.	Глинистые известняки 2 обр.	Известняки 7 обр.
Ванадий	2,4	4,5	7,4	4,0	1,0	1,0
Хром	1,45 (?)	1,0	4,9	1,7	1,10	0
Медь	1,25	4,0	4,0	2,9	4,6 (?)	2,5
Никель	0,8	3,3	3,4	4,0	3,2	0,0
Кобальт	0,8	1,6 (?)	1,2	0,85	1,5 (?)	0,3
$CaCo_3$, в %	0,24	5,0	7,5	49,6	82,5	93,46

Цифры более пестрые, чем в материале по нижнефранским отложениям Второго Баку, что объясняется частью весьма неравномерным распределением образцов по петрографическим классам, частью сборным характером каждого образца. Но все же в целом и в них ясно проступает знакомая нам уже закономерность: рост содержаний каждого элемента от песков к глинам (иногда – мергелям) и дальнейшее падение с возрастанием карбонатного компонента. Это дает право думать, что такая закономерность распределения V, Cr, Ni, Co, Cu вообще является основной для осадочных пород.

Как указывалось выше, помимо определений пяти малых элементов химическим путем, все образцы были проведены через спектральный анализ, причем для Ba, Sr, Pb, Be, Ga были получены многочисленные определения, по-

зволяющие выводить некоторые средние величины (табл. 85). Каждый класс интенсивности был охарактеризован цифрой от 1 для следов до 10 для очень сильных линий. Для получения средних величин цифры частных определений на каждой породе складывались и делились на число образцов. Такого рода средние, выведенные для V, Cr, Ni, Co, Cu, дали для всей серии пород в наших образцах кривые, полностью согласные с кривыми их содержаний, определенных химическим путем [Залманзон, Лизунов, 1952]. Можно думать поэтому, что и средние величины по элементам, определенным только спектроскопически, правильно передают природные соотношения.

Таблица 85. Содержание Ba, Sr, Pb, Be, Ga в нижнефранских породах по спектральным определениям (в условных единицах на натуральную породу)

Элементы	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергеля	Глинистые известняки	Известняки
Барий	1,3	2,9	3,6	3,1	1,2	0,3
Стронций	0,4	1,6	2,5	3,1	3,5	3,2
Свинец	Нет	0,2	0,3	0,3	0,3	Нет (?)
Бериллий	0,4	0,8	1,8	1,5	0,5	0,8
Галлий	Нет	0,2	1,8	1,6	0,8	Нет

Как видим, у всех элементов, исключая стронций, наблюдается, иногда в классически строгой форме, закономерность распределения, установленная в семействе железа. Только стронций стоит особняком: содержание его возрастает не только от песчаников к аргиллитам, но и дальше – к карбонатным породам. При пересчете на бескарбонатное вещество все элементы показывают равномерное возрастание от песков к глинистым известнякам и известнякам, приближаясь в этом отношении к Fe; стронций же и в этом случае стоит особняком, отличаясь исключительно высоким приростом в ряду карбонатных пород. Вывод ясен. У всех пяти элементов заметная доля их массы подавалась в нижнефранское море в растворенном состоянии и осаждалась здесь химически (или биохимически), избыточно обогащая тонкозернистые карбонатные осадки пелагических частей бассейна. Но у стронция эта масса растворенного материала была, видимо, особенно значительна. В бассейне растворенный стронций садился, очевидно, путем захвата его ионов кристаллизующимся $CaCO_3$, ибо Sr, как известно, даже в современный геологический момент резко недосыщает морскую воду; тем более вероятно это для моря девонского.

5. Общая схема распределения элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку

Изумительное сходство в распределении по породам большого числа химических элементов позволяет сформулировать некоторые общие положения, которые могут иметь значение не только для нижнефранских пород Второго Баку, но, видимо, и для осадочных пород вообще. Положения эти следующие.

1. Каждый химический элемент характеризуется своим особым профилем, выражающим его распределение по петрографическим типам пород, отложенных в одном и том же бассейне. Этот профиль следует называть геохимическим профилем элемента.

2. Сопоставление друг с другом геохимических профилей всей серии элементов, обнаруженных в нижнефранских породах Второго Баку, показывает, что профили эти наиболее сходны на отрезке пески – алевролиты – глины и наиболее разнятся на отрезке глины – мергеля – известняки. В первом случае

все элементы неизменно увеличивают свою концентрацию относительно обломочной части пород, хотя прирост содержаний у разных элементов происходит несколько различными темпами. Во втором случае поведение разных элементов весьма неодинаково: у одних (Fe, Mn, P, Cu, Sr) наблюдается более или менее резко выраженное возрастание концентраций относительно обломочного материала; у других (V) сохраняется постоянное отношение к обломочному компоненту; у третьих (Cr, Ni, Co и др.) намечается более или менее ясно выраженная убыль концентраций, рассчитанных на обломочный материал.

В результате таких соотношений геохимических профилей отделение элементов друг от друга – иначе их дифференциация – минимально осуществляется в периферической зоне водоемов, в области песчано-алевритовых осадков и наиболее резко в пелагической области, в глинисто-карбонатных илах. Поэтому, если геохимические профили построены, считая за единицу концентрацию каждого элемента в глинах, то наложение их друг на друга создает пучок линий, веерообразно расходящихся в центральной части водоемов. Этот реально существующий в природе тип химической дифференциации не имеет ничего общего с тем, какой теоретически сформулировал в свое время Л.В.Пустовалов.

3. Основными факторами, контролирующими распределение каждого элемента по типам пород, являются: а) количественное соотношение между растворенной и механически переносимой (в виде взвеси) частями каждого элемента; б) характер распределения элемента в гранулометрическом спектре взвесей. Чем больше роль растворов в переносе элемента, тем сильнее в общем случае выражено накопление его относительно обломочных частиц в осадках центральной части бассейна, в наиболее тонкозернистых илах. Чем к более грубозернистой части гранулометрического спектра взвесей приурочен элемент, тем резче выражены в общем случае перелом на его геохимическом профиле и падение концентраций от глинистых пород к чисто карбонатным.

Что же касается распределения элемента в гранулометрическом спектре взвесей, то оно зависит от соотношения масс элемента, входящих в решетку обломочных, терригенных минералов, и масс его, сорбированных глинистыми минералами и вообще гелями.

4. Увеличение интенсивности химического выветривания на континентах, сопровождающегося разрушением минералов материнских пород и высвобождением из них очень многих элементов, приводит к тому, что содержание элементов в прибрежных кластических песчано-алевритовых осадках в общем заметно падает, а в тонкозернистых пелагических отложениях явственно растет. Иначе говоря, возрастает контрастность распределения элементов между прибрежными и более пелагическими осадками. Это наглядно видно из данных по Fe, Mn, P в современных и нижнефранских отложениях Второго Баку.

В то же время, условия низкого рельефа, влажности континентов и их интенсивного химического выветривания, когда они сочетались со специфической палеогеографической обстановкой, – наличием лагун, гафов, котловин, дренажем грунтовых вод небольшими водотоками или высачиванием их на дне бассейна, – благоприятствовали возникновению в прибрежной зоне бассейна на фоне пониженного кларкового железонакопления оолитовых железных руд. Так, одни и те же факторы – влажный климат и интенсивное химическое выветривание континентов – породили две черты, которые на первый взгляд кажутся исключающими одна другую, на деле же сосуществуют, но реализуются на разных участках прибрежной полосы при разных модификациях палеогеографической обстановки.

5. Процессы карбонатообразования, протекающие в водоемах, воздействуют на распределение элементов в осадках, главным образом пассивно, вызы-

вая понижение концентраций элементов в пелагических отложениях путем простого разбавления. Но в некоторых случаях карбонатный процесс активно влияет на распределение элементов, вызывая избыточное их накопление в пелагических карбонатных фациях, как это констатировано для Sr. Этот элемент активно соосаждается химически и химико-биологически вместе с $CaCO_3$. Вероятно, аналогичный процесс имеет место и при осаждении ряда других элементов.

6. Органическое вещество оказывает, по-видимому, большое непосредственное влияние на садку ряда элементов, вызывая их обогащение в осадках, богатых $C_{орг}$. Это отмечается для V, Ni, Mo, частью P.

Так как многие черты распределения элементов в нижнефранских отложениях повторяются и на других объектах, древних и современных, можно думать, что сформулированные закономерности и принципы их генетического истолкования имеют более широкое значение для геохимии осадочных пород. Но чтобы убедиться в этом, нужны еще аналогичные исследования на ряде других горизонтов древних морских и озерных отложений. Выполнение их составит задачу дальнейших работ нашего коллектива.

Литература

Бабко А.К. Применение твердых восстановителей // Зав. лаб., 1937, № 6.

Виноградов А.П. Колориметрическое определение ванадия с фосфорно-вольфрамовой кислотой // Докл. Акад. Наук СССР, сер. А, 1931, №. 10.

Войтова Е.В. К вопросу определения битумов в подмосковном буром угле // Хим. тверд, топл., 1936, 7, № 4.

Горская А.И. Исследование органического вещества современных осадков // В кн.: К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М.–Л., 1950.

Гуляева Л.А. Определение малых количеств никеля в осадочных породах // Журн. прикл. хим., 1945, 18, № 11–12.

Гуляева Л.А., Иткина Е.С. Определение малых количеств меди в осадочных породах // Журн. прикл. хим., 1944, 17, № 4–5.

Добрянский А.Ф. Геохимия нефти // Л.–М., Гостоптехиздат, 1948.

Залманзон Э.С. Малые элементы в разрезах Воронежской области // В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А.Д.Архангельского. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.

Залманзон Э.С., Лизунов Н.В. О сравнимости данных химического и спектрального анализа при литологических исследованиях. // Докл. Акад. Наук СССР. 1952, 86, № 6.

Залманзон Э.С., Шишова Е.С. Железо, марганец, фосфор и малые Элементы в нижнефранских отложениях Второго Баку // Докл. Акад. Наук СССР, 1952, 85, № 4.

Звенигородская В.М. Колориметрическое определение кобальта в железо-никелевых рудах пирофосфатно-родановым методом // Зав. лаб., 1938, № 2.

Кленова М.В. Геология моря // М., Учпедгиз, 1948.

Кондратьева М.Г. и Енгуразов И.Н. Девонские отложения Саратовского Поволжья // Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 2.

Миропольский Л.М., Солонцов Л.Ф., Ковязин Н.М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии // Изв. Казанск. фил. Акад. Наук СССР, 1950, № 1.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород // М., Гостоптехиздат, 1940.

Пуцилло В.Г. Исследование битумов Кизеловского района // В кн.: Памяти акад. И.М.Губкина. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.

Радченко О.А. Современные представления о генезисе нефти и процессах ее преобразования и разрушения // В кн.: Памяти акад. И.М.Губкина. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1951.

Радченко О.А., Карпова И.П., Чернышева А.С. Опыт геохимического исследования выветрелых горючих ископаемых высокой степени метаморфизации на материалах южной Ферганы // Тр. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1951, вып. 57.

Радченко О.А., Федорова О.Я. Геохимические материалы по вопросу о нефтеносности Кизеловского района // Тр Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1949, вып. 28.

Савич В.Г. Физико-химическая характеристика водоемов и осадков Таманского полуострова // В кн.: К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М.–Л., 1950.

Самойлов Я.В., Титов А.Г. Железо-марганцевые конкреции со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей // Тр. Геол. и мин. музея Акад Наук, 1922, 3.

Санин П.И., Пуцилло В.Г., Успенский С.П. Битумы и битуминозные породы кембрийских отложений // Тр. Инст. нефти Акад. Наук СССР, 1950, 1, вып. 2.

Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала // Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1939, вып. 16, геол. сер., № 6.

Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Процессы образования осадков в современных водоемах // М., Изд. Акад. Наук СССР, 1954.

Теодорович Г.И. Сидеритовая геохимическая фация морей и вообще соленый вод как нефтепроизводящая // Докл. Акад. Наук СССР, 1949, 69, № 2.

Успенский В.А., Горская А.И. Исследования по химии, природных асфальтов // Тр. Всес. нефт. геол.-разв. инст., нов. сер., 1941, вып. 17.

Успенский В.А., Радченко О.А. К вопросу генезиса типов нефтей // Тр. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. инст., нов. сер., 1947, вып. 19.

Успенский В.А., Чернышева А.С. Вещественный состав органического материала из нижнесилурийских известняков в районе г. Чудово // Тр. Всес. нефт. геол.-разв. инст., 1951, вып. 57.

Успенский В.А., Чернышева А.С., Мандрыкина Ю.А. О рассеянной форме нахождения углеводородов в различных осадочных породах // Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 5.

Шахкельдиан А.В. Колориметрический метод определения меди // Журн. прикл. хим., 1929, № 4.

Clarke F. The data of geochemistry. 1924.

Krumbein W. and Carrels R. Origin and classification of chemical sediments in therms of pH and oxidation-reduction potential // Journ. Geol., 1952, № 1.

Sandell E.B. Determination of chromium, vanadium and molybdenum in silicate rocks // Ind. Eng. Chem. anal. ed., 1936, 8, № 5.

Trask P. Origin and enviroument of source sediments of petroleum. Texas, 1932.

Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья[1]

В составе нижнепермских отложений Башкирского Приуралья, как известно, имеют широкое распространение галогенные отложения, относимые обычно к кунгурскому ярусу.

Литологический состав этих отложений сложен. Главнейшей породой в них являются ангидриты: голубые, серые, то массивные, то тонкослоистые, часто пятнистые от значительной примеси карбонатов. По оси предуральского прогиба нижним частям галогенной толщи подчинены мощные прослои галититов, образующих нижнекунгурский соленосный горизонт. По западной окраине прогиба (от г. Уфы на Стерлитамак) в составе толщи часты прослои карбонатных пород – доломитов, известковистых доломитов, иногда известняков, то чистых, то более или менее сульфатизированных. По восточному борту Предуральского прогиба нижняя часть галогенной толщи замещается терригенными породами: песчаниками, глинами, мергелями, иногда с примесью сульфатов. От этой восточной прибрежной терригенной полосы на запад в глубь галогенной толщи уходит серия длинных и относительно узких языков обломочных пород (песчаников, алевролитов, глин), всегда резко сульфатизированных, иногда с примесью галита, замещающих более или менее значительные пачки галогенных осадков. Эта так называемая аллакаевская фация кунгура генетически представляет подводные конуса выноса речных водотоков, сбегавших в кунгурскую лагуну с прилегающей восточноуральской суши.

Анализ распространения перечисленных пород показывает, что они отложились в огромной, сильно соленой и щелочной предуральской кунгурской лагуне, которая имела двустороннее питание: со стороны моря Русской платформы, откуда вливались воды с нормально морской или даже несколько повышенной соленостью, и со стороны Урала, откуда поступали пресные речные воды, приносившие с собой обломочный материал и серию минеральных соединений, выщелоченных из уральской коры выветривания. В лагуне все поступавшие в нее воды и химически растворенные в них вещества перемешивались и при испарении воды минеральные ингредиенты оседали, поступая в те или иные фации лагуны.

Выяснение всей картины химической дифференциации вещества в лагуне представляет достаточно сложную задачу, подойти к разрешению которой можно лишь путем ряда частных исследований.

Предлагаемая заметка кратко излагает одно из них, посвященное Fe, Mn, P, Cr, Ni, V, Cu, – элементам, которые при изучении галогенных формаций обычно обходятся и не опробываются[2].

Для решения задачи была подобрана специальная серия из 44 образцов, обнимающая практически все основные типы кунгурских пород.

---

[1] ДАН СССР. 1944. Т. 43. № 6. С. 267-271. Совместно с Э.С.Залманзон, Р.Е.Арест-Якубович, В.М.Сендеровой.

[2] Постановка задачи, подбор материала и геохимическая интерпретация анализов принадлежат Н.М.Страхову; анализы выполнены химиками Р.Е.Арест-Якубович и В.М.Сендеровой под руководством Э.С.Залманзон.

В таблице сведены полученные при анализе цифры. Из них видно, прежде всего, что карбонатные породы, как отложенные по западной окраине лагуны (скв. 5/11), так и в центральных частях ее (скв. 10/20, 42/2), чрезвычайно бедны железом, марганцем, фосфором, медью; хром по большей части отсутствует, а никеля и ванадия не содержится вовсе.

Столь же бедны исследованными элементами и ангидриты, причем также вне зависимости от того, происходят ли пробы из западной окраины галогенной толщи, из области втока вод моря Русской платформы, или же из центральных ее частей. Галититы не исследовались на Fe, Mn, P, Cr и прочие элементы, но, судя по данным Н.В.Тагеевой [1940], они должны быть пусты относительно этих элементов и повторять картину, даваемую ангидритами и карбонатами.

Единственной фацией, давшей значительные количества железа и, частично, фосфора и всегда обнаруживающей Cr, Ni, V, Cu в количествах, близких к их кларкам, а иногда и превосходящих кларки, являются терригенные породы восточной окраины и аллакаевской фации, т.е. подводных конусов выноса уральских речных водотоков.

Очерченное распределение железа, марганца, фосфора, ванадия, хрома, никеля, меди среди фаций соленой кунгурской лагуны Предуралья раскрывает основные черты их геохимии в этом водоеме.

Из двух источников лагунного питания (моря – с запада и рек – с востока) перечисленные элементы вносились почти целиком, в подавляющей своей массе, с востока, с Урала, и представляют продукты выщелачивания уральских пород. С запада, из моря Русской платформы, Fe, Mn и других исследованных элементов практически не поступало, почему карбонатные и сульфатные породы, отложенные по западной окраине лагуны, их не содержат. Поступив в соленую и резко щелочную (pH≅8,8) лагунную воду, железо, марганец, фосфор и др. быстро коагулировали и осаждались вместе с обломочным, глинистым и коллоидным алюмосиликатным материалом на путях его разноса течениями лагуны. За пределы терригенной седиментации эти элементы почти не вырывались, лагунная вода была практически чиста от них, почему собственно хемогенные осадки не содержат ни ванадия, ни никеля, ни хрома и только ничтожные количества Fe, Mn, P, Cu. Миграция этих последних элементов в центральные части лагуны, однако, не была простым завершением процесса химической дифференциации, но осуществлялась дополнительно побочными процессами. Нужно иметь в виду, что Fe и P являются обычными ингредиентами протоплазмы фитопланктона, часто включающей также Mn и Cu. Переходя в организмы, эти элементы вместе с ними разносились далеко за пределы терригенной седиментации и по отмирании живых особей могли поступать в чисто хемогенный осадок. Важно иметь также в виду, что Fe, Mn имеют легко подвижные закисные формы, а фосфор переходит в газообразный PH_3. В терригенных илах с их резко восстановительной средой несомненно имеет место этот переход железа и марганца в закисные формы и фосфора в PH_3. Отсюда восстановленные формы этих элементов диффундируют в придонную воду и течениями ее могут быть вынесены за пределы терригенной седиментации в область чисто хемогенного осадка, где вновь в конце концов оседают. Так через живое-вещество и редукционные процессы в илах железо, фосфор, марганец, медь, так сказать, «вырываются» за пределы, предопределенные законами химической дифференциации, и уходят далеко в зону хемогенного лагунного осадконакопления.

Сопоставляя охарактеризованное поведение Fe, Mn, P и других элементов в соленом лагунном водоеме с тем, что мы знаем об их истории в нормально морских, и пресноводных бассейнах, следует признать, что принципиально во

Содержание Fe, Mn, P, Cr, V, Ni, Cu в породах кунгура Башкирского Приуралья (в процентах)

Местонахождение образца		Fe	Mn	P	Cr	Ni	V	Cu	Примечание
I. Карбонатные породы, доломиты, известковые доломиты									
Скв. 5/11	403–411 м.	0,020	Нет	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	0,005	
	375–383 м	0,083	Нет	0,035	Нет	Нет	Нет	0,010	
	390–398 м	0,042	0,062	0,026	Нет	Нет	Нет	0,002	
	578–581 м	0,063	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Нет	0,005	
Скв. 10/20	738–748 м	0,44	Нет	0,018	0,0007	Нет	Нет	Не опр.	
	989–1001 м	0,007	Нет	0,065	Нет	Нет	Нет	0,001	
	1033–1043 м	0,44	0,38	0,065	0,0003	Не опр.	Нет	0,001	
Скв. 42/2	658–663,4 м	0,72	0,30	0,109	Нет	Не опр.	Нет	Не опр.	
II. Ангидриты									
Скв. 5/11	346–349 м	0,035	0,015	0,035	0,003	Нет	Нет	Нет	
	414–472 м	0,040	Нет	0,033	0,0007	Нет	Нет	0,002	
Скв. 10/20	738–748 м	0,001	Нет	0,018	Нет	Нет	Нет	Нет	
	906–912 м	0,003	Нет	0,015	Нет	Нет	Нет	0,001	
	932–942 м	0,021	Нет	0,018	Нет	Нет	Нет	Нет	
Скв. 42/2	245–255 м	0.098	Нет	0,018	Нет	Нет	Нет	0,009	
	410–416 м	0,88	0,020	0,087	0,003	Нет	Нет	Не опр.	
	410–416 м	0.82	0,068	0,033	0,003	Нет	Нет	0,013	
	432–440 м	0,105	0,008	0,033	0,0007	Нет	Нет	0,0007	
Скв. 1/23	429–431 м	0,035	0,004	0,035	Нет	Нет	Нет	0,001	
III. Глины									
Скв. 42/2	455–457 м	3,51	0,082	0,073	0,014	Не опр.	Нет	Не опр.	Черная глина
Скв. 1/23	664–667 м	4,39	0,041	0,174	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,002	Черная глина
Скв. 3/25	1408 м	3,73	0,413	0,080	0,008	0,013	0,013	0,002	Черная глина с растельными остатками
	1421 м	0,90	0,101	0,040	Нет	Нет	0,003	0,001	Темная глина
	1323 м	3,68	0,66	0,080	0,006	0,006	0,010	0,001	
	1318 м	3,18	0,062	Не опр.	0,003	0,03	0,010	0,001	
	1326 м	3,07	0,071	0,023	0,004	0,004	0,010	0,001	
	1328 м	4,17	0,053	0,022	0,003	Не опр.	0,012	0,001	
	1395 м	4,17	0,061	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,003	
	1252 м	2,96	0,102	0,061	0,006	0,013	0,012	Не опр.	Вишнево–красные песчанистые глины Аллакаевского языка
	1325 м	4,06	0,062	0,082	0,006	Нет	0,010	0,002	
	1324 м	Не опр.	Не опр.	0,012	0,001	Не опр.	0,005	Нет	
	1336 м	2,85	0,032	0,051	0,004	Нет	0,010	0,002	
	727 м	3,40	0,141	0,174	0,021	Не опр.	Нет	0,001	
IV. Песчаники									
Скв. 3/25	729 м	Не опр.	Не опр.	0,07	0,006	0,006	0,008	Нет	Темносерый мелкозерн. Песчаник
	1107 м	1,15	0,043	Не опр.	0,007	0,002	0,007	0,002	Красный глинистый песчаник
	1403 м	3,18	0,72	Не опр.	0,008	0,040	0,010	0,040	Серый гравийный песчаник

всех случаях имеет место один и тот же процесс дифференциального осаждения, но протекает он с разной быстротой и полнотой. В то время как в опресненных и нормально морских водоемах дифференциальное осаждение растягивается на многие десятки километров и практически даже в огромных бассейнах не доходит до конца, – в сильно щелочной и соленой лагуне оседание Fe, Mn, Cr и пр. элементов протекает быстро, на коротком расстоянии от втока пресных вод и исключительно полно. В этом быстротечном выпадении тяжелых малых элементов недалеко от вноса их в соленую лагуну и в расчистке арены для дифференциальных осаждений более легких и устойчивых элементов, как F Sr, Br, B, K, вносимых из питающего лагуну моря, и заключается специфическая особенность химической дифференциации соленых щелочных лагунных водоемов сравнительно с нормально морскими и пресноводными бассейнами.

Литература

Тагеева Н.В. Сборн. статей Большая Эмба, 1, 1940.

О содержании и формах органического вещества в осадках нижнепермской соленой лагуны Башкирского Приуралья[1]

Несмотря на то, что галогенные отложения довольно широко распространены в земной коре и некоторыми авторами (например, Oxenius) рассматриваются даже как возможные нефтепроизводящие свиты, до сих пор еще не сделано попытки выяснить на каком-нибудь конкретном примере, в каких действительных количествах и в каких формах встречается органическое вещество среди различных фаций соленых лагунных водоемов.

При изучении галогенных кунгурских отложений Башкирского Приуралья нами была сделана попытка заполнить хотя бы отчасти указанный пробел в наших знаниях, для чего в серии специально подобранных образцов было поставлено определение углерода по методу Кнопа. Образцы эти добыты частью из буровых скважин Ишимбаевского района, частью из естественных обнажений и принадлежали породам, лишенным микроскопически уловимых следов вторично занесенной органики в виде примазок жидкой нефти, твердых и вязких битумных включений и т.д.

Литологический состав галогенного кунгура Башкирского Приуралья достаточно разнообразен. Главенствующей породой в нем являются голубые и серые, то чрезвычайно чистые, то сильно загрязненные карбонатами и терригенным материалом ангидриты. В центральной осевой части предгорного прогиба в низах галогенной формации с ангидритами переслаиваются мощные пласты галититов, образуя особый нижнекунгурекий соленосный горизонт. По западной окраине лагунной толщи распространены карбонатные породы (известняки и доломиты) то чистые, то резко сульфатизированные. По восточной Уральской окраине галогенные отложения частично (в низах толщи) замещаются терригенными осадками: глинами, мергелями, песчаниками. В нескольких местах от этой восточной окраины по направлению на запад отходят длинные относительно узкие языки красноцветных и сероцветных обломочных пород (песчаников, глин, изредка конгломератов), замещающих синхроничные им галогенные осадки. Эти языки (так называемая аллакаевская фация кунгура) генетически представляют собою подводные конуса выноса многочисленных речных водотоков, спускавшихся в кунгурскую лагуну с находившегося к востоку Уральского горного кряжа.

В табл. 1 сведены определения углерода в ангидритах. Нетрудно видеть, что все петрографические разности ангидритных пород (массивные, пятнистые, тонкослоистые) практически лишены органического вещества; которое появляется обычно лишь в образцах глинистых ангидритов, причем и в них не поднимается выше 2–3 сотых долей процента. Сообразно с этим, ни макро- ни микроскопически в ангидритах не .улавливается никаких следов органики. Лишь в единственном пункте на западном склоне Урала по р. Зилим у пос. Акташ, вблизи восточной границы галогенной формации автору удалось найти незначительный пласт гипсов с обильным, сильно разрушенным растительным мусором, очевидно внесенным в лагуну пресными водотоками с Уральской суши.

---

[1] Докл. АН СССР. 1944. Т. 45, № 8. С. 358-361. (Совместно с Э.С.Залманзон.)

Таблица 1.

Место взятия образца	Минеральный нерастворимый остаток	Сумма карбонатов	С в %
Светлоокрашенные массивные ангидриты			
Скв. 48/20, глуб. 443 м.	0,36	–	нет
Скв. 48/20, глуб. 446 м.	0,16	9,11	нет
Массивные серые ангидриты			
Скв. 3/4, глуб. 493–512,7 м.	1,31	7,41	нет
Скв. 3/4, глуб. 466–484.4 м.	0,22	0,27	нет
Скв. 10/20, глуб. 912–916 м.	0,39	9,30	0,03
Скв. 10/20, глуб. 912–916 м.	0,10	1,27	0,01
Пятнистые ангидриты			
Скв. 3/4. глуб. 464,9–469,3 м.	5,24	24,40	0,02
Скв. 48/20, глуб. 435 м	13,29	21,34	нет
Тонкослоистые ангидриты			
Скв. 10/20, глуб. 738–748 м	0,95	1,72	0,01
Среднее			0,01
Ангидрито-кластические породы			
Скв. 48/20, глуб. 474 м, глинистый ангидрит	17,42	25,81	0,60
Скв. 48/20, глуб. 410–416 м, песчанистый ангидрит	22,73	9,02	0,19

Определений углерода в галититах не было произведено, но, судя по их макроскопическим признакам в отношении наличия органического вещества соли должны повторять ангидритные породы.

Карбонатная фация, как следует из табл. 2, в целом явно обогащена органическим веществом, сравнительно с сульфатной (и хлоридной?). Те значения углерода, которые в ангидритах образуют максимум, в карбонатной фации лежат у минимальной границы (0,03—0,05 %), максимум же поднимается далеко вверх, достигая 0,6 %. Проб, не содержащих органического вещества, среди карбонатных пород не встречено совсем. Макроскопически органическое вещество в виде форменных составных частей обычно неуловимо и лишь изредка констатируется мелкий растительный детритус. Под микроскопом оно имеет вид бесструктурных красновато-бурых и черных пленок. Редко встречается пыльца.

Таблица 2.

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Сумма сульфатов	С в %
Доломиты и известковистые доломиты			
Скв. 5/11, глуб. 567–578 м.	0,36	1,02	0,05
Скв. 3/4 глуб. 542,7–547,6 м.	4,33	2,81	0,09
Скв. 3/4 глуб. 542,7–547,6 м	3,90	2,77	0,02
Скв. 10/20 глуб. 1033–1043 м.	10,26	1,12	0,65
Скв. 10/20 глуб. 1033–1043 м.	4,08	10,20	0,30
Известняки			
С. Тимашевка, верхи кунгура	3,26	Следы	0,05
Там же, низы кунгура	18,20	Следы	0,30
Среднее			0,21

Что касается восточных терригенных фаций, то они отчетливо распадаются на две группы — сероцветные и краснокрашенные породы (табл. 3). Первые

Таблица 3.

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	Сумма сульфатов	Сумма карбонатов	С в %
Р. Зиган у с. Армет-Рахимова. Обломочная толща в основании кунгура				
Песчаник на границе с артинскими отложениями	62,52	1,22	29,40	0,01
Песчаник над нижним гипсовым пластом	26,48	1,22	68,10	0,11
Песчаник над вторым гипсовым пластом	17,86	Следы	73,72	0,22
То же (выше по разрезу)	58,30	0,49	32,85	0,26
Мергель выше второго гипсового пласта	21,80	1,27	73,52	0,33
Скв. 6/11, глуб. 371 – 376,2 м	28,17	6,16	58,37	0,17
Скв. 1/24, глуб. 886,2 – 887,2 м, черный сильно карбонатный мергель	31,31	1,90	48,90	1,23
Скв. 1/23, глуб. 664,9 – 667,7 м, то же	48,30	2,69	19,76	1,09
Скв. 48/20, глуб. 457 м, темный мергель с ангидритными включениями	24,65	24,9	38,06	1,17
Скв. 48/20, глуб. 462 м, темная песчанистая глина	36,76	37,00	9,41	1,60
С. Тимашевка. Верхи кунгурского разреза, известковистый песчаник	35,90	Следы	38,45	0,12
Скв. 3/25, глуб. 349 м, вишнево красная глина	38,5	26,13	22,04	Нет!
Скв. 3/25, глуб. 1332 м, то же	44,38	26,61	16,47	Нет!
Скв. 3/25, глуб. 1380 м, то же	63,07	2,30	21,95	0,10

(песчаники и мергеля Зигана, Тимашевки глины скв. 6/11 1/23, 48/20) отличаются явно выраженной концентрацией органического вещества, достигающей 1,6 % С и вполне отвечающей обычному содержанию его в глинах и песчаниках вообще. Красноцветные породы, напротив, отличаются полным отсутствием органического углерода или же ничтожным содержанием его. Макроскопически органическое вещество встречается обычно в виде обуглившихся обрывков листьев, ветвей, а также мелких кусочков настоящего фюзена. В обнажении у с. Армет-Рахимова по р. Зигану (западный склон Урала) количество растительного мусора в песчаниках настолько велико, а самые размеры обрывков настолько значительны, что некоторые участки породы представляют настоящие кладбища веток, древесины, листьев. В черных глинах, помимо отпечатков листьев, при размучивании получено большое количество пыльцы и спор. Под микроскопом органическое вещество распознается нередко по буроватой пигментации и, частью, по бесструктурным пленкам.

Приведенные данные показывают следующее:

1. Что собственно хемогенные фации соленой нижнепермской лагуны Башкирского Приуралья – ангидриты, галититы, карбонаты практически лишены органического вещества или же оно встречается в этих фациях в ничтожных количествах (следы – до десятых долей процента). Единственными осадками, концентрирующими органику, являются обломочные, сероокрашенные породы восточной, Приуральской, части лагуны и отходящих отсюда языков аллакаевской фации.

2. Что органическое вещество всех вообще фаций соленой нижнепермской лагуны является в подавляющей своей массе аллохтонным, принесенным водотоками с Уральской суши, и затем осевшим в лагуне главным образом по пути осаждения обломочных частиц и совместно с ними. При этом в тех пунктах терригенной седиментации, где поверхностные течения были более

интенсивны (ближе к устью рек), органика оседала мало или почти не оседали; здесь возникали красноцветные обломочные фации. В более удаленных и спокойных частях лагуны органика садилась в главной своей части и образовывала заметные концентрации в илу, редуцируя окисное железо и давая сероцветные обломочные илы. По направлению в глубь лагуны в областях подводных конусов выноса уральских рек, таким образом, красноцветные илы переходили в сероцветные. Сколько-нибудь заметного накопления органики за счет собственного органического мира лагуны, в первую очередь, за счет фитопланктона, в ее илах не наблюдается.

Весьма любопытны формы нахождения растительных остатков. Судя по обугливанию стволов, ветвей и листьев, по нахождению кусочков фюзена, по прекрасной сохранности спор, процессы превращения занесенного органического вещества в лагуне шли не в сторону битуминизации, а в направлении углефикации. Иными словами, сероцветные терригенные фации, хотя и концентрировали в себе органику, по-видимому, также не были нефтеобразующими для встречающейся иногда в Башкирии кунгурской нефти, как не были ими и не могли быть чисто хемогенные фации (ангидриты, соли, карбонаты) из-за ничтожного содержания в них органики или, чаще, полного ее отсутствия.

Является ли в этом отношении нижнепермская лагуна Башкирии бассейном типичным или же уклоняющимся от нормы – могут показать лишь аналогичные исследования на углерод других галогенных формаций и, особенно, современных аридных водоемов.

Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии[1]

До недавнего времени реконструкция климатических условий верхнего палеозоя Евразии представляла собою неопределенную проблему из-за недостатка фактического материала. За последние 10–12 лет, однако, благодаря развороту крупных буровых работ в Соликамском, Причусовском, Прикамском районах, на территории Башкирии и вообще Второго Баку, а также благодаря исследованиям на Украине, в Подмосковье и на Урале накопился огромный материал, который в ряду прочих проблем, проливает свет и на проблему верхнепалеозойских климатов северо-западной Евразии. Анализ накопившихся данных с этой точки зрения составляет тему настоящей статьи. Для того, чтобы вскрыть климатическую зональность, автором построен ряд обзорных карт (рис. 1–6), на которых нанесены фации, наиболее ярко отражающие климатические условия возникновения – своего рода фации-индикаторы климата. В качестве таких фаций приняты: для влажного климата – угольные месторождения, руды железа, марганца, алюминия; для сухого климата – развитие пластовых гипсов, ангидритов, солей, а также, в известной степени, доломитов (первичных).

На рис. 1 представлено распределение перечисленных фаций для конца среднего и начала верхнего девона. Легко убедиться, что пространственная локализация их строго определена: однородные по смыслу фации вытягиваются в ясно очерченные зоны или полосы закономерной ориентировки. Северная (I) полоса обнимает каменноугольные месторождения низов франского яруса на Тимане, Пашийское железорудное месторождение на западном склоне Урала, железные руды в основании верхнего девона Туймазинской структуры, бокситы среднего девона восточного склона Урала и основания верхнего девона в Катавском районе, наконец, барзасские угли в Кузнецкой котловине. Все эти месторождения генетически привязаны к влажному климату, возможно достаточно теплому, и обрисовывают северную (точнее северо-восточную) полосу его для девонского времени. Протяжение полосы к северу-западу и юго-востоку, равно как и на северо-восток, остается пока неизвестным. К юго-западу от очерченной зоны, параллельно ей, пролегает полоса с совершенно иными климатическими условиями. На крайнем северо-западном углу ее располагаются месторождения каменных солей и гипсов в наровских слоях среднего девона и в шелоньском горизонте верхнего девона Главного девонского поля. В Подмосковной Котловине сюда относятся прослои ангидритов в среднем девоне Московской боенской скважины и Окско-Цнинского вала. В Украинской мульде и в Донбассе к среднему девону или к самому началу верхнего должны относиться гипсы и соли роменских солянокупольных структур, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной.

Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе бессарабского Приднепровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей надолго исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов .и ангидритов в Сарысуйских куполах и Бедпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь ис-

---

[1] Сов. геология. 1945. № 6 С. 3-14

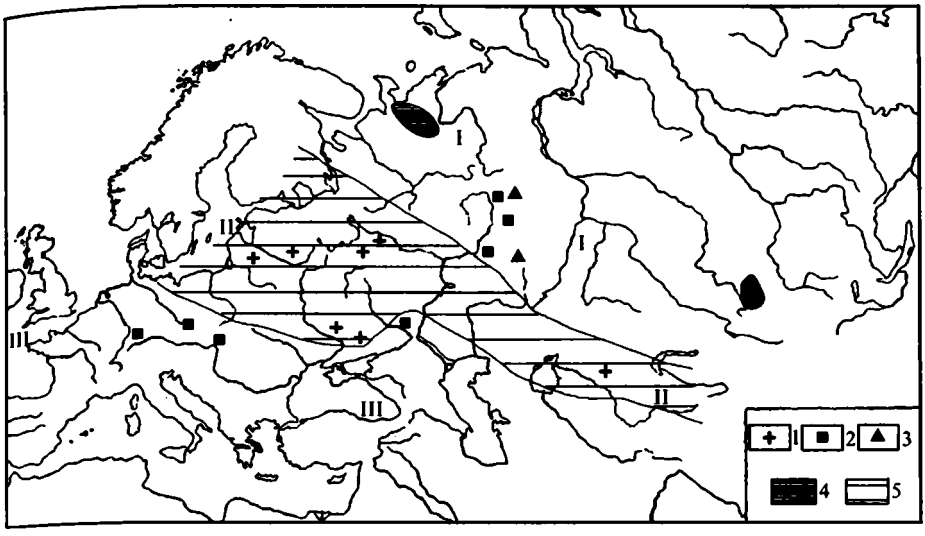


Рис. 1. Климатическая зональность конца среднего – начала верхнего девона
1 – ангидриты, гипсы, местами каменная соль (шелоньские слои, Ромны); 2 – железные руды; 3 – бокситы; 4 – угленосные отложения; 5 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная и теплоумеренная); III–III – южная влажная зона (тропическая)

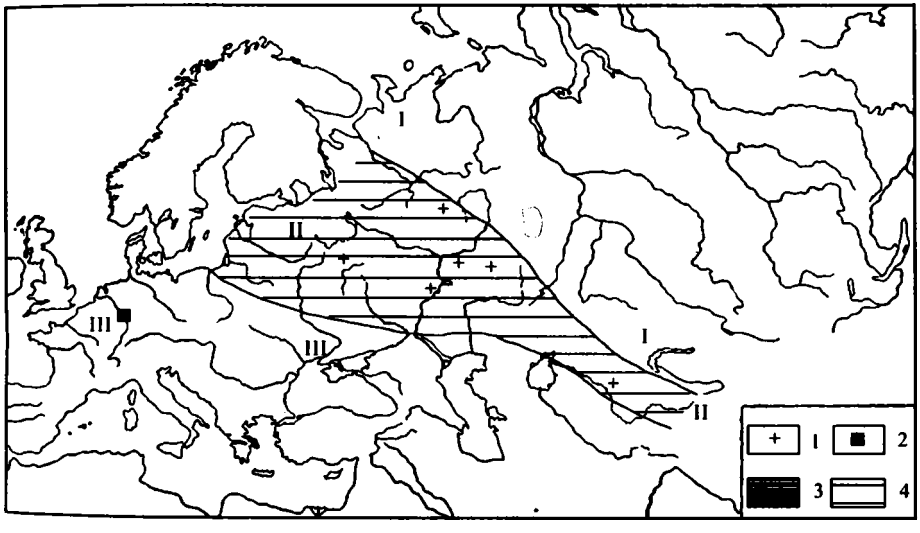


Рис. 2. Климатическая зональность конца фаменского века
1 – гипсы среди доломитов; 2 – железные руды Арденн; 3 – угленосные отложения;4 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (тропическая) III–III – южная влажная зона (тропическая)

следователей (Б.А.Петрушевский, Н.С.Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский и может охватывать промежуток времени от среднего девона до конца турне. Учитывая, что климатические зоны, по самому существу своему, пред-

ставляют далеко и непрерывно прослеживающиеся полосы, а не отдельные пятна, мы считаем возможным объединить сарысуйские и бедпакдалинские гипсы в единую полосу с прочими месторождениями на Русской платформе.

Наличие сульфатных и галититовых месторождений ставит вне сомнения аридный характер этой полосы, в связи с чем любопытно отметить обилие и распространенность в ней доломитов, также свойственных, по нашему мнению, именно засушливым областям.

К югу от засушливой зоны намечается второй участок с признакам влажного климата. Указанием на него является серия месторождений железных и марганцевых руд, протягивающаяся от Корнуолла (марганцевые руды) через Бельгию (оолитовые красные железняки нижнего, среднего и верхнего девона Арденн) в Рейнскую область, на Гарц, Судетам и – после значительного перерыва – к району Новохоперска где в скважине были встречены оолитовые руды в основании верхнего девона.

Само собою разумеется, что границы этих трех зон могут быть даны пока лишь приближенно и в дальнейшем, с получением нового фактического материала, несколько изменятся. Однако основная черта девонских климатических зон в северо-западной Евразии, расположение их полосами резко выраженного северо-западного направления, несогласное современной климатической зональностью, по-видимому, уже теперь устанавливается достаточно определенно. Что касается различий северной и южной влажных областей, то непосредственных указаний со стороны органического мира в этом отношении не имеется, но само географическое размещение их по обе стороны от засушливой области показывает, что северо-восточная зона должна рассматриваться как принадлежащая климату субтропическому, вплоть до умеренного (на севере), а юго-западная зона – как область влажного тропического климата. Подобным образом, по крайней мере, локализованы современные засушливые области на поверхности Земли. Поскольку же палеозойские климаты, как и современные, были солярными, очевидно, что закономерности их размещения тогда были теми же, что и сейчас.

Как видно из рис. 2, для воспроизведения распределения фациальных зон в конце фаменского века пока не хватает данных, особенно для северной и южной влажных полос. Характерно, однако, что засушливые влажные области фаменского века территориально хорошо совпадают с соответствующими областями середины девона. Так, гипсы и доломиты верхов верхнего девона в Бобриковской и Московской скважинах, на Самарской Луке, в глубоких скважинах Краснокамска, Вожгалы, Чистополя и Туймазов, в Сарысуйских куполах, в Бедпакдале лежат в засушливой области середины девона; угольные же накопления восточного склона Урала (самые верхи верхнего девона) и железные руды Бельгии (фаменский ярус) так же хорошо отвечают среднедевонским влажным (северной и южной) областям. Сохранение прежней климатической зональности из этих фактов вытекает само собой.

Значительные изменения в конфигурации климатических полос намечаются в середине нижнекаменноугольного времени, в конце турне – начале визе, в эпоху отложения продуктивной толщи.

Как видно из рис. 3, достоверные гипсовые накопления в это время устанавливаются только для территории Средней Азии и Южного Казахстана (Сарысуйские купола, Бедпакдала, северные дуги Тянь-Шаня).

Возможно, что отсюда они протягиваются на некоторое расстояние на северо-запад, в Урало-Эмбенскую область, но далее к северо-западу прекращаются, ибо и на территории Самарской Луки и в Чистопольской скважине мы встречаем уже ясно выраженные признаки угленакопления в виде пластов углей мощностью 0,05–0,1 м. В Подмосковной котловине, где в девоне осажда-

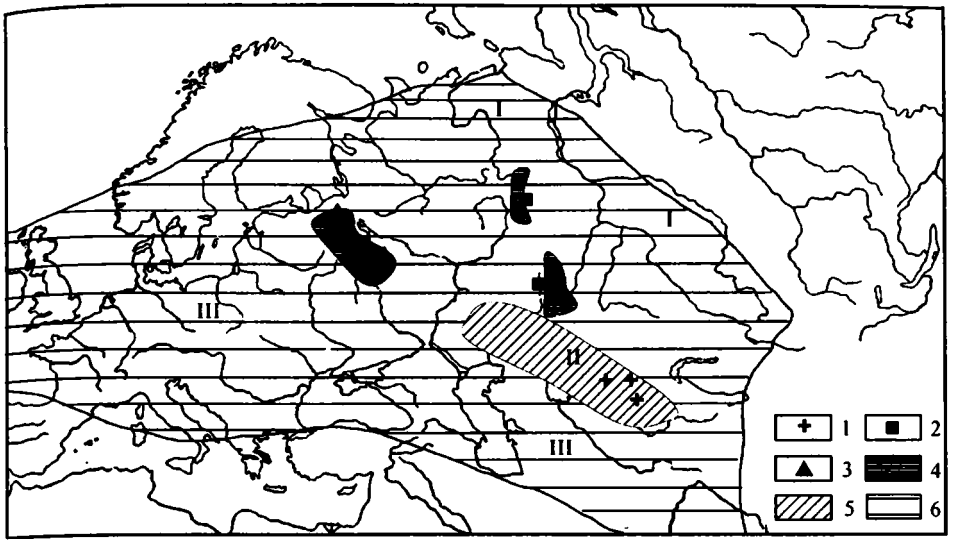


Рис. 3. Климатическая зональность конца турне – начала визе

1 – гипсы; 2 – железные руды (западный склон Урала); 3 – бокситы; 4 – угленосные отложения; 5 – засушливая зона (II); 6 – влажные зоны: I–I – северная; III–III – южная (тропическая)

лись гипсы и доломиты, теперь возникает относительно мощный (до 60–70 м) угленосный комплекс с многочисленными, довольно крупными угольными месторождениями паралического типа; здесь же накопляются бокситы (Тихвинское, Рязанские месторождения). Все это делает несомненным наличие влажных климатические условий на площади Подмосковной котловины в середине нижнекаменноугольной эпохи.

На западном склоне Северного Урала, на восточном склоне Среднего и Южного Урала, в Центральном Казахстане (Караганда и окружающие территории) в нижнекарбоновое время во многих местах и в крупных массах возникают угли и сопровождающие их, обычно убогие сидеритовые месторождения. В Западной Европе примерно к этому же времени относится образование многочисленных месторождений марганцевых руд (Корнуолл, Келлервальд, Гарц и др.) и отчасти сидеритов (Тюрингия). Из этих фактов нужно заключить, что северная и южная влажные зоны девона не только сохраняются в нижнекаменноугольное время, но и сильно расширяются за счет разделяющей их засушливой полосы. Последняя резко редуцируется до относительно очень небольшой юго-восточной своей части, которая, однако, приурочена к тому же району, что и в девонский период. Интересно отметить, что такие крупные изменения в конфигурации климатических зон происходят в относительно короткий промежуток времени.

Еще более любопытно, однако, то обстоятельство, что описанное изменение в очертаниях климатических зон оказалось лишь преходящим эпизодом в истории верхнепалеозойского времени, ибо уже в конце визе вновь восстанавливается и до конца артинского века удерживается климатическая зональность, до деталей напоминающая зональность девона (рис. 4 и 5). В отложениях этого возраста глубокие скважины Поволжья и Заволжья (Краснокамск, Вожгалы, Туймазы, Чистополь, Самарская Лука, Бугуруслан), с замечательным постоянством, вскрывают мощные толщи доломитов с рассеянными в

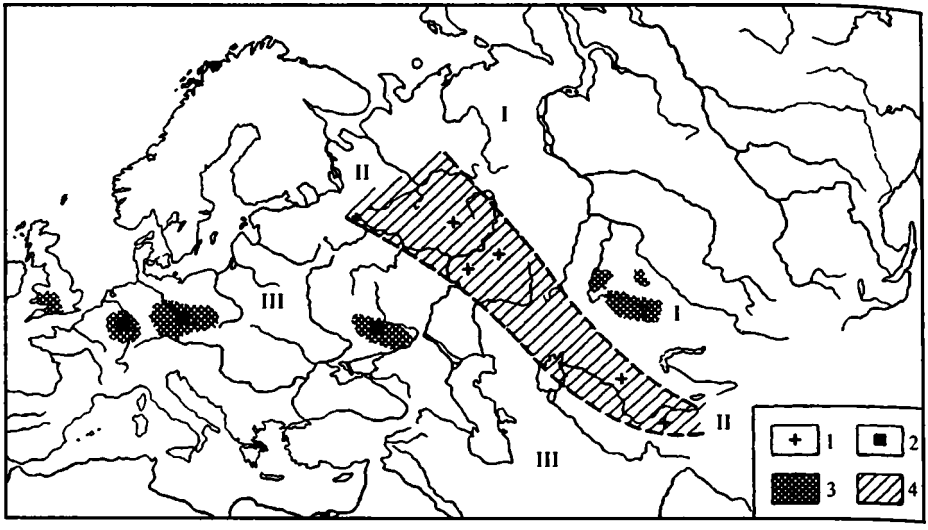


Рис. 4. Климатическая зональность конца нижнего – начала среднего карбона
1 – гипсовые включения (и пропластки) среди доломитов; 2 – сидеритовые руды; 3 – угленосные отложения; 4 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная); III–III – южная влажная зона (тропическая)

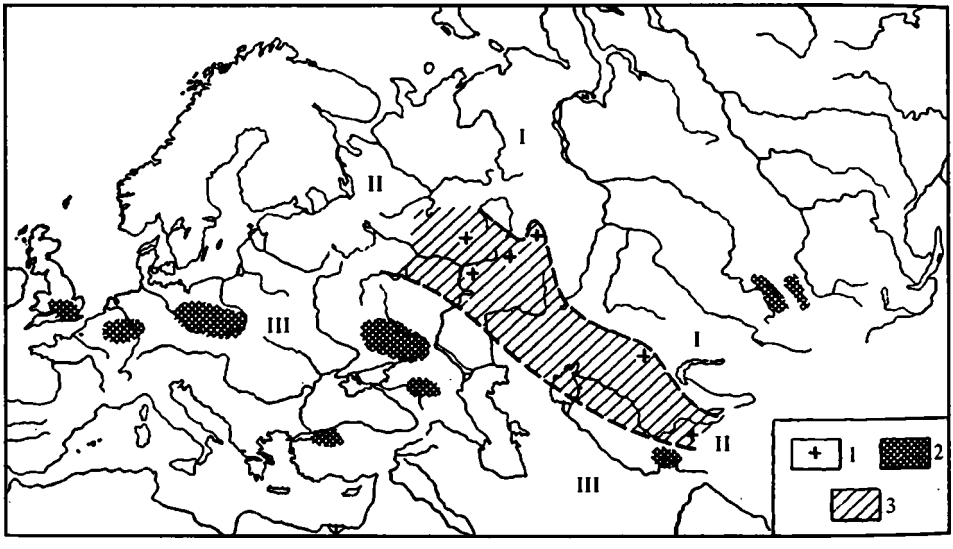


Рис. 5. Климатическая зональность среднего – верхнего карбона артинского века
1 – включения и пропластки ангидритов и гипса среди доломитов; 2 – угленосные отложения; 3 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная); III–III – южная влажная зона (тропическая)

них включениями ангидрита и гипса, иногда пластами сульфатов (от 0,5 м до нескольких метров), с засоленной водой – фацию, очень напоминающую от-

ложения фаменского яруса той же самой территории. Возможно, что включения гипса и ангидрита в доломитах частично вторичные и связаны с циркуляцией соленых вод, но целиком относить их в эту категорию, на наш взгляд, едва ли возможно. На юго-востоке через значительный пустой промежуток встречаются ангидритные толщи среднего карбона в Тянь-Шане (оз. Сонкуль и др.). В целом получается полоса, разительно похожая по конфигурации и по расположению в пространстве на засушливую зону девона. К северу от нее в Казахстане (в визе), в Кузнецкой и Минусинской котловинах (в среднем и верхнем карбоне) накопляются мощные угленосные толщи, возникающие за счет специфической растительной ассоциации. В составе ее, по А.Н.Криштофовичу, каламиты, лепидодендроны и сигиллярии были распространены мало, причем были представлены малорослыми формами с признаками угнетения. Господствовали кордаиты огромных размеров, образовывавшие своеобразную кордаитовую тайгу, и семенные папоротники; в древесине кордаитов отчетливо проступают годичные кольца роста. Этот состав и облик флоры указывают, по А.Н.Криштофовичу, что произрастала она в условиях относительно сурового, хотя и умеренного, климата, со сменой времен года.

К югу от засушливой зоны на территории Западной и Южной Европы и Малой Азии также располагается целая цепь огромных каменноугольных паралических (и лимнических) бассейнов Англии, Бельгии, Германии, СССР (Донбасс, Кавказ), Турции, с которыми связываются иногда колоссальные месторождения железных (сидеритовых) руд; на Синайском полуострове к низам среднего карбона приурочены марганцевые руды, по южной периферии Ферганской котловины – месторождения бокситов. Обильные растительные остатки свидетельствуют о богатейшем растительном мире, включавшем в качестве основных членов древовидные папоротники, каламиты, клинолисты, сигиллярии, лепидодендроны. Ряд биологических признаков (каулифлория, развитие флоэмы, отсутствие колец нарастания, воздушные корни, обилие лианоподобных форм и т.д.) уже давно привел палеоботаников (Потонье и др.) к заключению, ныне единодушно разделяемому, что средне-верхнекарбоновая флора Западной и Южной Европы произрастала в тропическом поясе, чем и обусловлено ее резкое отличие от одновременной флоры северной влажной полосы. Таким образом, климатическая зональность среднего и верхнего карбона устанавливается не только по чисто литологическим (фациальным) показателям, как в девоне и нижнем карбоне, но и по палеофлористическим данным.

Наряду с весьма определенной горизонтальной зональностью, в верхнем карбоне и артинском веке впервые намечаются, правда, не вполне достоверно, признаки вертикальных климатических зон. Предпосылкой этому служит то обстоятельство, что, начиная с нижнего карбона, в Урало-Алтайской зоне происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся возникновением более или менее резко выраженных горных кряжей. Еще в нижнем карбоне складкообразование захватило Казахскую горную страну и территорию к востоку от нее; после среднего карбона оно проявилось на восточном склоне Урала, в центральных частях его, медленно перемещаясь на запад. То, что дислоцированные участки восточной и осевой частей Урала действительно представляли геоморфологически выраженные горы, вытекает из накопления в восточной полосе западного склона Урала (Уфимское плато, Чкаловское Приуралье) огромных толщ кластических осадков, нередко конгломератовых, состоящих из глыб уральских пород. Высота возникших горных цепей нам, конечно, неизвестна, но была, вероятно, не очень велика. А.В.Хабаков, на основании анализа галечников Уфимского плато (и артинских конгломератов Чкаловской области), оценивает ее всего в 1,5–2,0 км, что, конечно, надо по-

нимать как нечто среднее. При наличии таких (а временами и гораздо более высоких) горных кряжей необходимо допустить, что подножие их находилось в одних климатических условиях, средние же и, в особенности, верхние части гор – в других. В частности, если подножие располагалось в климате засушливом или влажном субтропическом, то для вершинных частей, при условии достаточной высоты цепей, вполне возможно допустить климат умеренный и даже холодный. Любопытно в связи с этим отметить, что А.В.Хабаковым в составе артинских отложений Чкаловокой области отмечаются несомненные следы выноса ледниковых валунов с Уральской цепи.

В конце артинского века мы сталкиваемся с совершенно определенно выраженными переменами по сравнению с предшествующими эпохами. Суть их заключается в необычайном расширении засушливой зоны за счет соседних влажных областей, отчетливо проявившемся уже с самого начала кунгура (рис. 6). Ангидриты, доломиты, гипсы, соли, включая местами и калийные, известны в осадках этой эпохи не только из их давней «классической» области Поволжья и Заволжья, но и из Донбасса, Урало-Эмбенской полосы и Северного края, Соликамского Приуралья, Тургайского пролива. На территории Западной Европы в нижнепермском мертвом красном лежне нет сколько-нибудь развитых галогенных отложений, но флора имеет ярко выраженный ксерофитный облик, на основании чего палеоботаники уже давно вывели заключение о засушливых условиях на территории Германии в нижнепермское время. Продолжение засушливой зоны на северо-запад не улавливается. На юго-востоке, также на большом расстоянии (от Балхаша до Центрального Китая), не встречаются какие-либо фациальные признаки засушливости, но в провинции Шаньси на угленосной толще Шихецзы (нижняя пермь) располагается свита Шичанфын, содержащая гипсы. В точности ли соответствует она по возрасту осадкам кунгурского века на западе – неясно, но даже если это соответствие лишь приблизительное, факт нахождения на далеком востоке гипсоносных фаций весьма симптоматичен. Учитывая полосовое расположение климатических зон вообще, свойственное им по самой их природе, можно думать, что эта китайская гипсоносная формация представляет собой только восточное продолжение (или окончание) той засушливой зоны, которая на западе прослеживается почти по непрерывным выходам галогенных пород. Получается громадная пустынная (и полупустынная) полоса, обнимающая не только давние районы аридного климата, но и расширяющаяся в обе стороны (к северу и югу) в области прежних гумидных климатов.

Второй раз за верхнепалеозойское время мы встречаемся с аномальными соотношениями климатических зон, но на этот раз совершенно обратного смысла. В нижнекарбоновое время гумидные области резко расширились за счет аридной полосы, от которой тогда осталась незначительная юго-восточная часть. В кунгурский век, наоборот, аридная область резко расширяется за счет гумидных полос. Оттесненная к северу, северо-восточная влажная область в нижнепермское время прослеживается все же весьма отчетливо по распространению каменноугольных месторождений в Большеземельской тундре, в Кузбассе и Минусинской котловине, а также в Тунгусской впадине. Облик флоры этих мест, очень однообразный и близко напоминающий глоссоптериевую гондванскую флору, свидетельствует о произрастании в условиях умеренного климата, быть может, даже (в более северных участках), холодноумеренного. Южная тропическая влажная зона для нижнепермского времени может быть установлена лишь гипотетически, ибо фации-индикаторы этой зоны в северо-западной Евразии отсутствуют. На юге Европы и в Средней Азии в это время господствуют морские условия либо же осадкообразования вообще не происходит. В связи с этим точная граница и ширина аридной об-

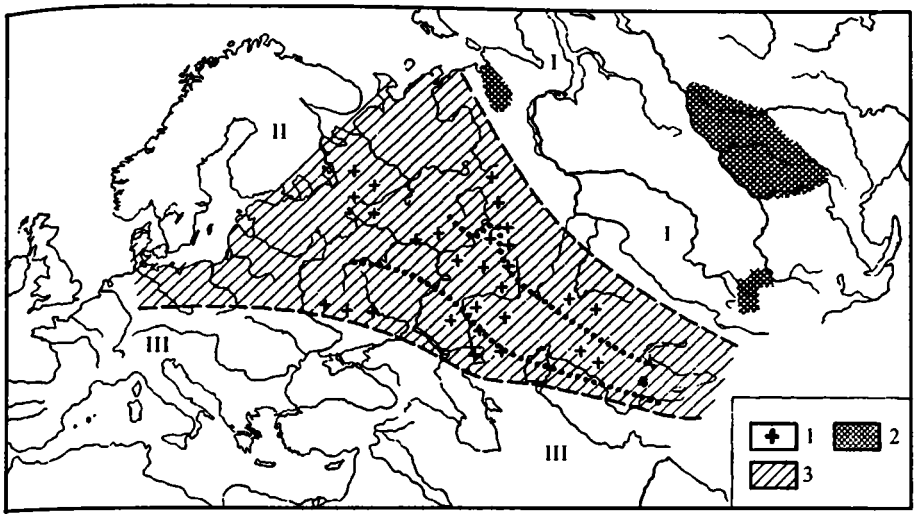


Рис. 6. Климатическая зональность нижнепермской эпохи на северо-западе Евразии (кунгурский век)

1 – галогенные отложения (включения и пропластки ангидрита и гипса среди доломитов); 2 – угленосные отложения; 3 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная); III–III – южная влажная (тропическая) гумидная зона

ласти пока не могут быть установлены. Возможно, что аридная зона была тогда в действительности даже шире, чем это нам сейчас представляется.

Климатическая обстановка в начале верхнепермской эпохи была, по-видимому, близка к нижнепермской. Наличие громадного соленакопления в цехштейне Северогерманской низменности и бесчисленных следов ангидритообразования в верхнеказанское время на всей территории Восточно-Европейской впадины, начиная от Тимана на севере до Прикаспийской низменности на юге, свидетельствует, что колоссальный европейский аридный участок конца кунгурского века удерживался и в первую половину верхнепермской эпохи (казанский век). С началом татарского века, однако, начинают проявляться весьма характерные признаки изменений. Во всем разрезе татарского яруса ангидриты присутствуют лишь в самых нижних очень маломощных горизонтах (по мнению некоторых исследователей, эти горизонты следует считать верхнеказанскими); в остальной подавляющей части разреза никаких накоплений сульфатов нет. Доломиты, по анализам, выполненным М.П.Казаковым для Чебоксарского района, очень распространенные в нижней и средней частях татарской толщи, в верхах ее исчезают почти нацело, замещаясь нормальными известняками и мергелями. Одновременно в средних и верхних горизонтах татарского яруса появляются сажистые примазки и прослойки угля, иногда достигающие мощности промышленных месторождений (Давлеканово). Все эти признаки указывают на то, что на территории Русской платформы в конце перми и начале триаса вновь начинается увлажнение и территория собственно аридная уступает место гумидной.

Вертикальная климатическая зональность, наметившаяся в карбоне в области Урала, сохраняется и в пермское время. Признаком ее является состав кунгурских и верхнепермских красноцветов Приуралья. В них значительными массами скопляются окислы железа и марганца, а также ванадия, хрома, никеля, меди. Все эти элементы, особенно два первых, способны к мобилизации

в сколько-нибудь значительных количествах лишь в условиях влажного теплого климата, а не в аридной зоне, где, наоборот, они быстро оседают и фиксируются. Поскольку источником всех этих элементов был Урал, мы, естественно, должны допустить, что его верхние части находились не в аридной, а в гумидной области.

Окидывая общим взглядов климатическую зональность верхнего палеозоя северо-западной Евразии, нетрудно видеть, что, несмотря на отдельные временные уклонения и изменения, она построена, так сказать, по единому плану. От среднедевонской эпохи до конца перми тропическая влажная, аридная и северная влажная зоны располагаются значительно севернее современных аналогичных зон, причем пролегают не по современным широтам, а под значительным углом к ним, образуя полосы северо-западного – юго-восточного протяжения. Ширина их не остается постоянной; в нижнем карбоне гумидные области резко расширяются за счет аридной, в кунгурское и казанское время, наоборот, аридная полоса сильно разрастается за счет гумидных; однако общая ориентировка полос от этого не меняется, а, напротив, удерживается с изумительным постоянством, так что, например, уцелевший в нижнем карбоне на юго-востоке клочок засушливой зоны точно совпадает с локализацией ее в предыдущее и последующее время.

Чтобы еще ярче оттенить своеобразие климатической обстановки в верхнем палеозое северо-западной Евразии, полезно сопоставить с нею климатическую зональность мезо-кайнозоя.

На рис. 7 изображена суммарно для всего мезозоя и кайнозоя область, откуда известны галогенные накопления и где, следовательно, в это время заведомо существовала сухая зона – в одни периоды более широкая, в другие суженная. Из сравнения с климатическими схемами верхнего палеозоя нетрудно видеть, что общее расположение мезозойских климатов существенно иное. И аридная и северная полосы гумидного климата (а также, несомненно, и тропическая влажная зона) – все они, как одно целое, сместились к югу и приобрели широтное простирание.

Больше того, практически климатическая зональность мезо-кайнозоя северо-западной Евразии совпадает с современной как в смысле широтного пролегания климатических полос, так и в смысле их непосредственной географической ориентировки. Отдельные изменения в разные эпохи мезо-кайнозоя заключались, как и в верхнем палеозое, во временных расширениях и сужениях климатических зон, но их общая географическая локализация не испытала сколько-нибудь заметных смещений по сравнению с современной локализацией. Эти факты бросают совершенно особый свет на те явления вытеснения аридных условий гумидными, которые улавливаются в конце перми – начале триаса. В это время имеет место не обычное расширение одних климатических зон за счет других, а резкое изменение самого плана пространственного расположения всех климатических зон в целом на территории северо-западной Евразии. Все климатические полосы быстро смещаются как одно целое на новые (географически) территории и располагаются отныне не под острым углом к современным широтам, а более или менее параллельно им (как и сейчас). Древняя климатическая зональность заменяется современной.

Разное расположение климатических зон на территории северо-западной Евразии в верхнем палеозое и в мезозое наложило резкий отпечаток на всю картину седиментации этих эпох.

Если исключить татарские отложения, то подавляющая масса остальных пород верхнего палеозоя Европейской части СССР относится к категории хемогенных или органогенных отложений – известняки, доломиты, гипсы и т. д. Мезозойская же и кайнозойская седиментация Русской платформы, наоборот,

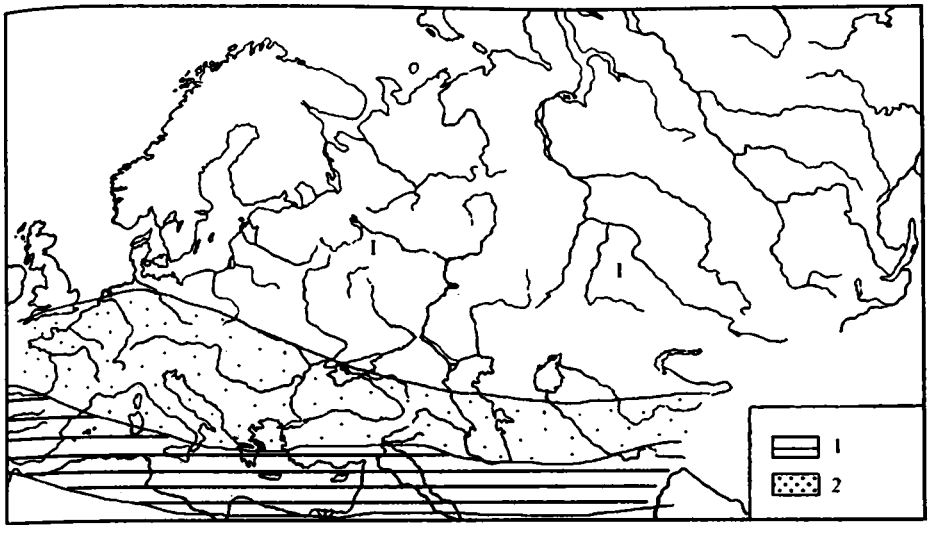


Рис. 7. Климатическая зональность мезо-кайнозоя

1 – область непрерывного господства аридных условий в мезо-кайнозое; 2 – области временных расширений аридной зоны в верхней юре, палеогене и неогене; I–I – северная влажная зона (умеренная и теплоумеренная)

дает в подавляющей массе терригенные породы – песчаники, мергели, глины и т. п. Это различие типов осадков прямо отражает климатическую обстановку. В аридных условиях процессы эрозии ослаблены, подача обломочного материала с суши ничтожна и в прилегающих частях моря отлагается преимущественно органогенный материал. В гумидных условиях мезо-кайнозоя при том же среднем рельефе платформы, что и в верхнем палеозое, эрозионные процессы усилены, подача обломочного материала с суши гораздо больше, и в эпиконтинентальном море седиментация приобретает существенно терригенный характер.

Резко различны не только основные черты верхнепалеозойской и мезо-кайнозойской седиментации, но и весь геохимический облик этих толщ. В верхнем палеозое он определяется обширным развитием доломита, иногда магнезита, кремней, частыми включениями ангидритов и гипсов (и более спорадически – каменных солей), почти повсеместным наличием флюорита (ратовкита), целестина, концентрациями бора и иногда брома, лития и др.; большинство перечисленных соединений и элементов можно прямо считать руководящими геохимическими минералами и элементами карбонатной и галогенной (частью и терригенной) формаций верхнего палеозоя Русской платформы.

Для мезо-кайнозоя такими руководящими элементами являются железо (руды липецкие, сынтульские, хоперские и др., громадная масса глауконита в морских осадках) и его спутник марганец, фосфор; в терригенных осадках обычно всегда присутствуют ванадий, хром, никель, медь, кобальт и др. Доломит и магнезит из состава карбонатов мезо-кайнозоя выпадают вовсе, сульфаты кальция, флюорит, целестин в норме исчезают совершенно. Эта разница всего геохимического облика верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских осадков есть прямое следствие климатических условий верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, определявших разный гидрохимический режим водоемов, благодаря ему, все основные литологические и геохимические особенности их осад-

ков. Понятно, что в разных климатах даже одинаково протекавшие циклы колебательных движений давали разные комплексы осадков. При трансгрессиях в палеозое возникали обычно карбонатные, биохимические и органогенные илы, при регрессиях – лагунные, галогенные, карбонатно-сульфатные или карбонатно-терригенные красноцветные толщи (верхний девон, средний карбон, нижняя и верхняя пермь). В мезо-кайнозое при трансгрессиях накоплялись пески и глины, часто с глауконитом и фосфоритами, при регрессиях – чистые кварцевые (иногда железистые) пески, огнеупорные глины с углистыми остатками, иногда с прослоечками углей. Из сказанною видно, что все основные особенности седиментации верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя Русской платформы легко «вывести» из современных ей климатических условий. Иными словами, климат в данном случае сыграл роль не второстепенного модифицирующего фактора, как это принимается в общей форме Л.В.Пустоваловым в его «Петрографии осадочных пород», но основную и решающую в определения литологического типа и геохимического облика осадка. Можно сказать вообще, что если колебательные движения земной коры определяют самую возможность осадкообразовательного процесса и его географическую локализацию, то литологический тип осадка и его геохимический облик, зависящий от хода хемогенной седиментации, определяются, в первую очередь, климатом тех районов, где тектонический фактор «разрешает» седиментацию вообще.

Влияние палеоклиматических условий Русской платформы в палеозое и мезозое сказалось, однако, не только на синхроничной седиментации, но и на некоторых других геологических образованиях, ныне наблюдаемых на этой территории. Я имею в виду подземные воды глубоких горизонтов мезозоя и палеозоя. В то время как мезозойские водоносные горизонты дают воды ничтожной минерализации, воды перми, карбона, девона, как правило, сильно минерализованы, иногда до стадии настоящих рассолов (соленость 10–15 % и выше). Лишь по краям палеозойских структур где они (на западе Русской платформы и на Урале) приближаются к поверхности и интенсивно промываются, воды палеозоя становятся слабо минерализованными и гидрокарбонатными (Н.К.Игнатович). Резкое, засоление подземных вод палеозоя Русской платформы является прямым результатом влияния на них первичных засоленных фаций палеозоя, и следовательно (через породы), древних климатических условии Русской платформы.

В заключение несколько слов о возможных причинах климатических колебаний в верхнем палеозое и мезо-кайнозое северо-западной Евразии. В литературе, посвященной вопросам палеоклиматологии, указывалось на два фактора, которые могут вызывать климатические изменения. Это, во-первых, изменения оро- и гидрографии земного шара, распределение суши и моря, высот континентов и т. д.; на этот фактор впервые указал Ч.Ляйелль, а за ним ряд других исследователей; во-вторых, некоторая горизонтальная мобильность литосферы, что при реальном постоянстве климатических зон относительно астрономического экватора и полюсов автоматически приводило бы к изменению географической их локализации; эта возможность была указана А.Вегенером в его теории плавания континентов.

Окончательное решение поставленного вопроса – дело будущего и требует достоверного восстановления климатической зональности прошлого для всей поверхности земной коры. В настоящее время можно высказаться лишь в порядке гипотетических построений. В нашем случае климатической зональности верхнего палеозоя северо-западной Евразии и ее резкого изменения в начале мезозоя невозможно, мне кажется, полностью объяснить все наблюдающиеся явления одним из указанных факторов, а только совокупным действи-

ем их обоих. В частности, временные расширения и сужения климатических зон в пределах одной и той же их географической локализации (как это имело место в верхнем палеозое) наиболее просто объясняются как раз общими вертикальными движениями земной коры и ходом трансгрессий и регрессий на земном шаре. Не случайно, надо думать, то обстоятельство, что резкое расширение гумидных зон в нижнем карбоне совпадает с максимумом трансгрессий в верхнем палеозое, а резкое расширение аридной полосы в конце нижней перми и в верхней перми – с обширной регрессией моря. По самому смыслу этих изменений палеогеографии, они должны были произвести как раз те перемены в климатической обстановке, какие мы в действительности наблюдаем. Иное дело – смещение всех вообще климатических зон на переломе от палеозоя к мезозою. Это событие едва ли может быть объяснено ходом трансгрессии и регрессий. В мезо-кайнозое было впоследствии много крупнейших регрессий и трансгрессий, однако общая географическая ориентировка климатических зон оставалась принципиально одной и той же и резко отличной от верхнепалеозойской. Непонятно, почему на границе палеозоя и мезозоя такие же оро- и гидрографические изменения лика Земли вызвали столь своеобразный и крупный эффект, как общую миграцию климатических зон из одних широт в другие. Бросается в глаза, что такого рода климатический кризис совпал с окончанием герцинской складчатости, и в свете этого совпадения трудно удержаться от мысли, что складкообразование не только замкнуло некоторые, геосинклинали и сблизило разделяющие их платформы, но могло привести и к дифференциальным движениям литосферы (или отдельных частей ее) относительно более глубоких оболочек. Не обязательно представлять себе эти перемещения в том плане, стиле и объёме, как это допускал Вегенер. Но наличие некоторого мобилизма литосферы, проявляющегося вслед за крупнейшими эпохами складчатости, дало бы, на наш взгляд, наилучшее и наиболее правдоподобное объяснение таким существенным и резким изменениям общей климатической обстановки, как та, которую мы наблюдаем в северо-западной Евразии на границе палеозоя и мезозоя.

О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья[1]

В составе нижнепермских отложений Башкирского Приуралья широким распространением, как известно, пользуются галогенные отложения, относимые обычно к кунгурскому ярусу.

Литологический состав этих отложений сложен. Главнейшей породой в них являются ангидриты голубые, серые, то массивные, то тонкослоистые, часто пятнистые от значительной примеси карбонатов. По оси Предуральского прогиба нижним частям галогенной толщи подчинены мощные прослои галититов, образующих нижнекунгурский соленосный горизонт. По западной окраине прогиба (от г. Уфы до Стерлитамака) в составе толщи часты прослои карбонатных пород – доломитов, известковистых доломитов, иногда известняков, то чистых, то более или менее сульфатизированных. По восточному борту Предуральского прогиба нижняя часть галогенной толщи замещается терригенными породами: песчаниками, глинами, мергелями, иногда с примесью сульфатов. От этой восточной прибрежной терригенной полосы на запад, в глубь галогенной толщи, уходит серия длинных и относительно узких языков обломочных пород (песчаников, алевролитов, глин), всегда резко сульфатизированных, иногда с примесью галита, замещающих более или менее значительные пачки галогенных осадков. Эта так называемая аллакаевская фация кунгура генетически представляет подводные конусы выноса речных водотоков, сбегавших в кунгурскую лагуну с прилежащей восточноуральской суши.

Анализ состава и распространения перечисленных пород показывает, что они отложились в огромной сильно соленой и резко щелочной (pH ≈ 8,8) предуральской кунгурской лагуне, которая имела двустороннее питание: со стороны моря Русской платформы, откуда вливались воды с нормально-морской или даже несколько повышенной соленостью, и со стороны Урала, откуда поступали пресные речные воды, приносившие с собой обломочный материал и серию минеральных соединений, выщелоченных из уральской коры выветривания. В лагуне все поступавшие в нее воды и химически растворенные в них вещества перемешивались, и затем, при испарении воды, минеральные ингредиенты оседали, поступая в те или иные фации лагуны.

Выяснение всей картины химической дифференциации вещества в лагуне представляет достаточно сложную задачу, подойти к разрешению которой можно лишь путем серии частных исследований. В предыдущем сообщении была разобрана история в лагунном водоеме железа, марганца, фосфора, хрома, никеля, ванадия, меди [Страхов и др., 1944]. Она оказалась связанной в основном со втоком в лагуну с Урала речных вод и быстрым оседанием по пути следования этих вод в лагуне названных тяжелых элементов. В предлагаемой вниманию читателя статье разбирается история трех более легких и устойчивых элементов: стронция, бора и брома. В эту плеяду хотелось включить также и фтор, но технические условия пока не позволили осуществить этого.

Стронций в галогенных породах кунгура Башкирского приуралья был впервые открыт в 1941 г. спектроскопическим путем С.А.Боровик в образцах

---

[1] Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 262–274. Совместно с И.Д.Борнеман-Старынкевич.

скв. 5/11. Несколько позже он был доказан химическим анализом И.Д.Борнеман-Старынкевич в образцах других скважин, после чего было поставлено подробное количественное изучение его на специально подобранной Н.М.Страховым коллекции образцов, охватывающей все типы пород галогенной толщи. Одновременно, под руководством того же автора, в Украинской Академии Наук было поставлено подробное спектроскопическое опробование стронция в серии из 106 проб. Целью этого опробования было выяснение стратиграфического распределения стронция в разрезе кунгура и определение его максимальных скоплений. Всеми названными работами накоплен очень большой цифровой материал, который позволяет со значительной уверенностью анализировать историю стронция в кунгурских породах Приуралья. Что касается бора и брома, то их распределение в породах кунгура уже было достаточно подробно разъяснено предыдущими исследователями, в частности А.А.Варовым [1936] для брома, П.И.Преображенским с Т.Н.Поленовой [1939] и Г.И.Бельковым [1940] для бора. Новое дополнительное исследование этих элементов поэтому не казалось остро необходимым и было опущено. Однако пересмотр имеющихся литературных данных и сопоставление их с материалами по стронцию оказались весьма полезными для разъяснения геохимии соленой кунгурской лагуны вообще, почему эти элементы и обсуждаются в настоящем сообщении.

Все химические определения стронция методом отделения концентрированной азотной кислотой от кальция были произведены И.Д.Борнеман-Старынкевич. Постановка работы, подбор каменных материалов и геологическая интерпретация химических данных принадлежит Н.М.Страхову.

В табл. 1–4, собраны определения стронция в породах галогенной толщи, выполненные мокрым путем. Рис. 1 и 2 изображают распределение стронция по фациям соленой лагуны и по разрезу ее осадков на основании всей суммы имеющихся аналитических данных. Табл. 5 дает для сравнения и контраста цифры содержания стронция в нормально-морских карбонатных артинских породах и в уфимских породах, отложившихся в соленоватоводных (опресненных) водоемах.

Таблица 1. Содержание Sr в ангидритных породах (мокрый метод)

№ п.п.	Место взятия образца	Глубина, м	Нерастворимый остаток, %	Сумма карбонатов, %	Sr, %
1	Скв. 5/11	346,5–349,5	1,10	1,33	0,1
2	То же (ангидритный доломит)	464,5–472,9	0,98	29,33	Нет
3	Скв. 3/25	1420	12,89	15,98	Нет
4	Скв. 48/20	590	2,68	6,82	12,64* (в среднее сод. Не включено)
5	Скв. 10/20	738,5–748,4	0,93	1,72	0,74
6	То же	То же	Следы	Нет	0,21
7	То же	756,9–778,2	2,09	9,30	0,25
8	То же	906–912	0,10	1,54	0,46
9	То же	932–942	0,25	4,74	0,1
10	Скв. 42/2	245,9–255	–	8,24	0,29
11	То же (ангидрит глинистый)	410,2–416,5	–	9,34	0,20
12	Скв. 1/23	429,5–431,8	4,15	11,83	Нет
13	Разрез по р. Семуи	–	–	–	0,2
14	То же	–	–	–	Нет
Среднее из 13 анализов					0,20

*В среднее содержание не включено

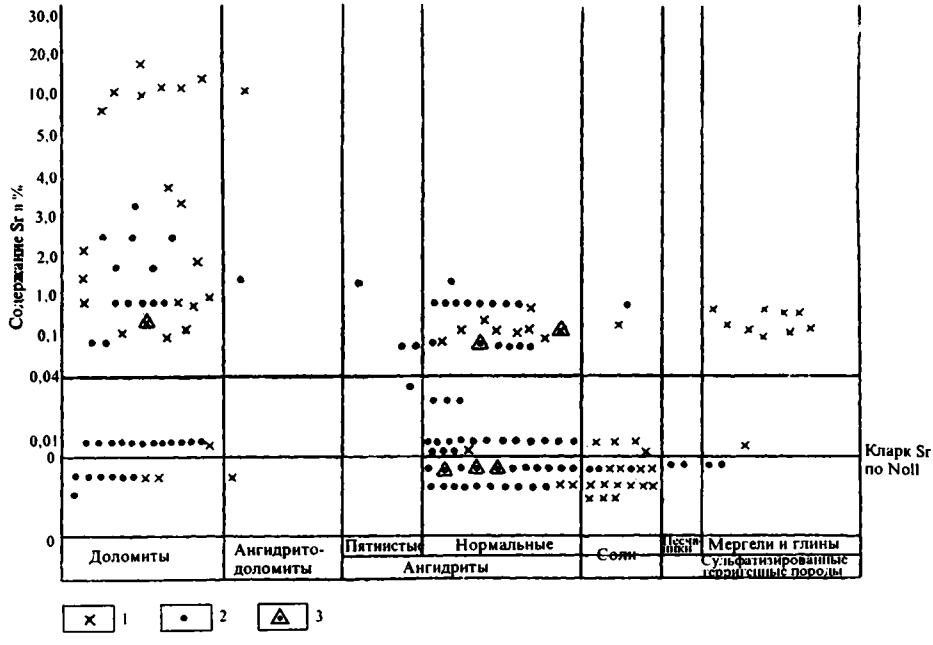


Рис. 1. Распределение стронция в породах Ишимбаевской соленой лагуны
1 – определения мокрым путем; 2 – определения спектроскопические; 3 – разновидности, обогащенные терригенным материалом

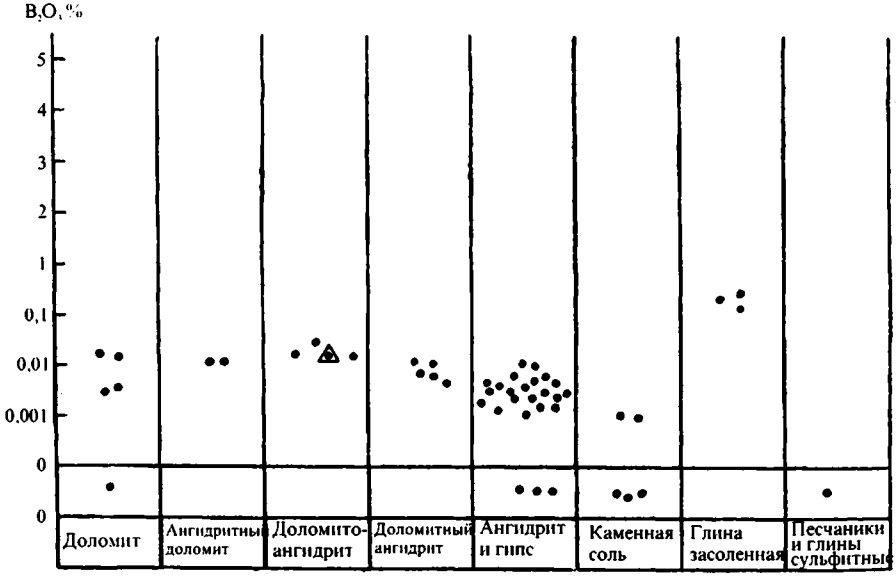


Рис. 2. Распределение B_2O_3 по различным фациям соленой Ишимбаевской лагуны (по данным Г.И.Белькова, П.И.Преображенского и Т.П.Поленовой)

Таблица 2. Содержание Sr в карбонатных породах (мокрый метод)

№ п.п.	Место взятия образца	Глубина, м	Нерастворимый остаток, %	Сумма карбонатов, %	Sr, %
1	Скв. 5/11	375,4–383,1	6,46	10,15	0,
2	То же	390,5–398,2	2,96	6,29	0,94
3	То же	409,6–411,9	0,74	0,66	Следы
4	То же	519,9–528,5	0,30	1,53	Нет
5	То же				
6	То же	То же	0,20	0,95	3,78*
7	То же	То же	1,18	2,21	2,22*
8	То же	То же	0,34	4,64	0,84
9	То же	528,5–536,7	0,46	–	1,91*
10	То же	567,5–578,1	0,28	0,83	0,99
11	То же	578,1–581,1	0,30	1,84	0,1
12	Скв. 42/2	658,4–663,4	–	17,86	3,42*
13	Скв. 10/20	971–978	5,36	26,30	11,72*
14	То же	То же	–	–	12,46*
15	То же	978,9–982	–	–	15,58*
16	То же	1001–1008,5	–	–	12,51*
17	То же	То же	–	–	19,95*
18	То же	1033–1043	0,10	1,12	Нет
19	То же	То же	2,53	13,78	0,20
20	Скв. 1, Рязановка	540–546,2	–	–	1,5
21	То же	То же	–	–	0,9
22	То же	546,2–553	–	–	7,8*
23	с. Тимашевка, верхи кунгура	–	–	–	Сл. 0,05
24	То же	–	–	–	0,40
25	р. Зиган, низы кунгура	–	–	–	0,60
Среднее из 14 образцов					0,37
* Образцы, не вошедшие в подсчет среднего значения					

Таблица 3. Содержание Sr в галититовых породах (мокрый метод)

№ п.п.	Место взятия образца	Глубина, м	NaCl, %	Полигалит, %	Ангидрит + гипс, %	Sr, %
1	Скв. 7/5	870–884	94,42	5,67	–	Следы
2	То же	870–884	60,34	28,48	6,38	Нет
3	То же	814–839	80,35	–	19,85	Нет
4	То же	Не известна	87,57	–	11,20	Нет
5	То же	883	81,56	16,31	1,21	Нет
6	То же	870–880	96,47	62,98	–	Нет
7	То же	884–900	1,77	94,03	–	0,42
8	То же	900–912	80,95	–	18,20	Нет
9	То же	900–912	78,58	–	21,35	Нет
10	То же	972–998	87,57	–	11,20	Нет
11	То же	1031–1040	83,03	–	17,41	Ок. 0,01
12	То же	1049–1072	84,05	12,46	1,61	Нет
13	То же	1072–1118	85,17	11,40	2,50	0,01
14	То же	1232–1280	73,95	–	25,32	0,01
15	Скв. 2/24	Не известна	93,19	–	6,32	Нет
16	То же	1565–1580	99,28	–	0,68	Нет
17	Скв. 48/20	603	78,30	8,14	11,28	Нет
18	То же	603	56,46	11,87	11,87	Нет

Таблица 4. Содержание Sr в галититовых породах (мокрый метод)

№ п.п.	Место взятия образца	Нераств. остаток, %	Сульфатов, %	Карбонатов, %	Sr, %
	Песчаники				
1	Скв. 3/25 глуб. 729 м, песчано-серый, мелкозернистый песчаник	51,49	0,91	16,18	0,10
2	с. Тимашевка, верхи разреза, серый песчаник известковистый	–	1,63	89,66	Нет
3	То же	–	–	–	0,16
4	р. Зиган, низы кунгура, серый песчаник	–	1,22	29,30	0,12
5	То же	–	1,22	68,1	0,12
6	То же	–	Следы	98,8	0,02
7	То же	–	0,49	34,86	0,03
Среднее					0,08
	Глины и мергели				
8	р. Зиган, низы кунгура, серый мергель	–	1,27	73,52	0,37
9	Скв. 3/25, глуб. 1252 м	42,14	0,39	39,95	0,76
10	Скв. 3/25, глуб 1318 м	45,29	24,33	17,58	0,39
11	Скв. 3/25, глуб 1323 м	55,04	8,23	19,86	0,25
12					
13	Скв. 3/25, глуб 1326 м	54,87	11,26	20,74	0,41
14	Скв. 3/25, глуб 1329 м	60,02	5,97	18,51	0,64
15	Скв. 3/25, глуб 1336 м	47,05	20,00	20,67	0,59
16	Скв. 3/25, глуб 1403 м	55,87	0,57	32,53	Нет
17	Скв. 3/25, глуб 1408 м	52,50	0,59	22,94	0,22
18	Скв. 3/25, глуб 1420 м	12,89	66,24	15,99	Нет
Среднее					0,36

Из рассмотрения этих данных вытекает с полной отчетливостью прежде всего, что все скопления Sr, сколько-нибудь возвышающиеся над его кларком, локализуются исключительно в породах галогенной толщи. В этом отношении стронций близко напоминает бор и бром, которые также концентрируются только в галогенном кунгуре, отсутствуя в уфе и артинских породах. Стронций представляет таким образом типично лагунный, галофильный элемент, что уже и отмечалось Noll [1934], а также рядом советских исследователей (Батурин, Миропольский, Флоренский), изучавших карбонатные и галогенные породы Европейской части СССР.

Явно тяготея к соленым лагунам, стронций, вместе с тем, образует накопления отнюдь не в любых фациях, а приурочивается лишь к некоторым определенным. Из 14 определений стронция в ангидритах мокрым путем подавляющее большинство (10) дало положительные результаты и только 4 – отрицательные.

Содержание Sr варьирует в ангидритах от нуля (в 3 случаях) до 12,46 %, чаще же всего составляет ≈ 0,2 %, что пятикратно превосходит кларк этого элемента в земной коре.

Несколько иную картину дают спектроскопические определения, выполненные в Украинской Академии Наук. Анализировались главным образом образцы скв. 48/20, а также скв. 3/4 № 1 Рязановки и гипсы по разрезу р. Селеук – всего 74 образца. Из них в 27 образцах стронций обнаружен не был, в 26 образцах его содержание колебалось около 0,01 %, в 8 образцах около 0,1 %, в 10 образцах около 1 % и в 3 образцах свыше 1 %. В спектроскопических анализах, как видим, концентрации выше кларка были установлены всего в 21

Таблица 5. Содержание Sr в артинских и уфимских породах

№ п/п	Место взятия образца	Глубина, м	Порода	Sr, %	Возраст образца
Артинские породы					
1	Скв. 2/32	785,4–786,2	Аргиллит	Нет	Верхнеартинский
2	То же	775,4–797	Серый афанитовый известняк		То же
3	То же	808,3–809,4	Темный аргиллит		То же
4	То же	837,5–838,7	Серый глинистый известняк	Следы	То же
5	То же	850–851	Серый известняк	0,05	То же
6	То же	854–855	Серый афанитовый известняк	Нет	То же
7	То же	858–863	Черный аргиллит		То же
8	То же	865–867	Коричнево-серый кристаллич. доломит		Швагериновый горизонт
9	То же	873–875	Черный аргиллит		То же
10	Скв. 40/20	889–890	Известняк с фауной	Следы	То же
11	То же	890–895	Пятнистый рифогенный известняк	То же	То же
12	То же	1054–1062	То же	0,02	То же
13	Скв. 5/20	1269–1278	Органогенный известняк	Нет	То же
14	То же	1278–1286	Известняк крупнокристаллический		То же
15	Скв. 63/20	877–885	Пятнистый рифогенный известняк	0,01	Зона *Ps. molleri*
16	То же	894–903	То же	Нет	
17	Скв. 8/20	727–738	Органогенный рифовый известняк	0,10	То же
Среднее				0,01	
Уфимские породы.					
1			Известняки	0,06	
2			То же	0,03	
3			То же	Нет	
4			То же	То же	
5			Песчаники	То же	
6			Мергели	То же	
7			Глина	То же	
8			Песчаник	То же	

случае из 74; в 27 они держались вблизи кларка. Это значительно меньше, чем в анализах мокрым путем. Как будет показано ниже, спектроскопические определения в наших образцах вообще дают пониженные цифры сравнительно с цифрами, полученными мокрым путем, что коренится, видимо, в особенностях самой методики спектрального анализа. Что касается минералогической формы Sr, то он во всех случаях присутствовал в виде целестина, устанавливаемого микроскопически.

Еще более отчетливая концентрация стронция имеет место в карбонатных фациях, особенно по западной окраине лагунного водоема (скв. 5/11 № 1 Рязановки) и в центре его (скв. 42/21, 10/20, 48/20). Из 25 образцов только 3 дали отрицательный результат, остальные же не только положительный, но далеко превосходящий кларк этого элемента. В отдельных пробах содержание его достигает промышленного предела, соответствуя 41,89 % $SrSO_4$. Это выдвигает класс карбонатных пород в качестве главного аккумулятора стронция

среди прочих фаций соленой Ишимбаевской лагуны. Резкая обогащенность карбонатных пород стронцием обнаруживается не только при определении его мокрым путем, но и спектроскопически. Из 31 определения только 7 дали отрицательный результат, 12 – показали содержание Sr около 0,01%, 2 – около 0,1 %, 5 – около 1 % и 6 – свыше 1 %. Несмотря на отмеченную ранее явную тенденцию спектроскопических определений к снижению цифр Sr, и по этому методу карбонатные породы выделяются как резко выраженный аккумулятор стронция. Это наблюдение над распределением Sr, помимо теоретического, имеет еще и существенный практический интерес, давая, в сущности, поисковый признак для работ по обнаружению промышленных скоплений стронция в галогенной толще Приуралья.

Интересно отметить также, что накопления стронция приурочиваются главным образом к группе ангидритизированных карбонатов, содержащих в своем составе главным образом доломит с небольшим количеством кальцита (т. е. сильно доломитизированных). К сожалению, ограниченность материала не дает возможности выяснить с полной достоверностью условия залегания целестина в стронциеносных породах. Судя по осмотренным штуфам, целестин образует неравномерно распределенную в породе вкрапленность, причем участки, обогащенные стронцием, чередуются с участками практически пустыми в отношении этого элемента. Подтверждением такого именно распределения стронция служат анализы 4–7 из скв. 5/11.

Стратиграфически наиболее крупные скопления стронция приурочиваются к самым низам кунгурского разреза, т. е. к началу галогенной седиментации, что резко суживает практические возможности использования этих скоплений.

Совершенно иную картину дают галититы. Из 18 проб лишь в одной полигалитовой соли содержание стронция оказалось очень высоким – 0,42 % в трех галититовых пробах оно около 0,01 %, в остальных 13 пробах стронций не содержится совсем. Таким образом, в третьем классе галогенных пород стронций не только не концентрируется, но находится в состоянии явного рассеяния.

В терригенных породах, замещающих галогенные осадки по восточной окраине формации (р. Зиган, Тимашевка), и в языках аллакаевской фации (скв. 3/25) стронций вновь констатируется неизменно: из 18 проб он оказался в 15, причем в песчаниках его масса составляет в среднем 0,08 %, в глинах же и мергелях 0,34 %. Во всех случаях мы имеем многократную концентрацию изучаемого элемента, однако такие крупные значения Sr, какие были констатированы в карбонатных породах галогенной толщи, в терригенных фациях не встречаются.

Итак, из разнообразных фаций кунгура Башкирского Приуралья стронций весьма резко концентрируется в сульфатизированных доломитах и известняках, меньше – в ангидритах и терригенных породах, их замещающих, и совсем не концентрируется в галититах.

Картину, аналогичную распределению стронция, показывает, по-видимому, бор. На рис. 2 изображены графически все известные к настоящему времени определения бора, принадлежащие Г.И.Белькову [1940] и П.И.Преображенскому с Т.Н.Поленовой [1939]. Из диаграммы видно, что галититы, как правило, практически не содержат бора, когда же он содержится в них, то положительную реакцию на бор дает нерастворимый (пелитовый) остаток, с которым, очевидно, этот элемент и ассоциируется. В ангидритах бор явственно накопляется, причем в тем большей степени, чем более карбонатными оказываются эти породы; максимум содержания бора падает на группу ангидрито-доломитовых и ангидритных доломитов. Будут ли цифры бора расти и дальше в чистых доломитах, остается вопросом открытым за отсутствием фактических

данных. Представляется вероятным, однако, что этого не будет и что индивидуальную особенность бора сравнительно со стронцием будет составлять его еще более резко выраженное тяготение к переходной карбонатно-ангидритной (и ангидритной?) фации. На диаграмме рис. 2 видно, что в глинах галогенной толщи содержание B_2O_3 гораздо выше его концентраций в гемогенных породах. Нужно иметь в виду, что количественные анализы на бор в глинах были проведены Поленовой и Преображенским лишь для тех проб, которые по предварительному качественному определению оказались заведомо сильно бороносными. Если же учесть результаты массового качественного опробования, то окажется, что глины в целом не отличаются резко от ангидритов и накопление в них бора стоит в общем на одном уровне.

Весьма любопытно распределен бром. Галититы оказываются единственной фацией, в которой бром констатируется всегда и в количествах, превосходящих кларк. В ангидритах, как правило, опробование на Br дает отрицательные результаты; в карбонатах и терригенных фациях также отмечаются лишь следы этого элемента и то лишь в отдельных образцах. Что касается различных типов галититов (в Ишимбаевском Приуралье различаются три ветви их: чистые галититы, галитито-ангидриты и галитито-полигалититы), то, как видно из диаграммы (рис. 3), количество брома увеличивается при возрастании количества NaCl; разности соли, богатые ангидритом, содержат меньшие количества Br. Полигалитовые соли и по индивидуальным определениям Br и по средним его значениям отличаются от чистых галититов только весьма незначительно, но все же в среднем обнаруживают некоторую обогащенность этим элементом; в чистых галититах его содержание в среднем 0,0070 %, в полигалитовых солях – 0,0090 %.

Обозревая фациальное распределение внутри лагуны Sr, B и Br в целом, видим, что эта группа галофильных элементов внутри себя выстраивается в некоторый ряд, причем стронций в этом ряду тяготеет к более карбонатным, бор – к переходным карбонатно-сульфатным, Br – к галититовым фациям. В этом ряду мы не помещаем пока F, но судя по всем имеющимся материалам, он должен быть включен в него, причем займет место, предшествующее бору. На рис. 4 сделана попытка дать сравнительную диаграмму размещения названных четырех галофильных элементов по фациям лагуны.

Из сказанного видно, что фациальное размещение Sr, B, Br резко отлично от размещения Fe, Mn, P, Cr, Ni, Cu, V. Если первую группу мы назвали группой галофильных элементов, то вторая с полным правом может быть названа кластофильной, ибо члены ее отчетливо тяготеют к обломочным терригенным фациям лагуны и только в них и накопляются. Спрашивается, какой же источник Sr, B и Br в кунгурской лагуне и какой механизм регулировал распределение этих элементов по фациям ее?

Вообще говоря, источником Sr, B и Br были как морские воды, втекавшие в лагуну с запада, так и речные уральские воды, но количественное значение обоих этих факторов было резко неодинаковым [Вернадский, 1934]. Напомним, что в современных морских и речных водах содержание Sr, B и Br измеряется следующими показателями:

	Морские воды (%)	Речные воды (%)
Sr	1×10^{-3}	$1{,}3 \times 10^{-5}$
B	$4{,}5 \times 10^{-4}$	
Br	$6{,}5 \times 10^{-3}$	
F	1×10^{-4}	$6 \times 10^{-5} - 2{,}0 \times 10^{-6}$

Как видим, концентрация этих элементов в морских водах во много раз превосходят концентрацию их в водах речных. Нужно иметь в виду также, что роль морских вод в общем ежегодном балансе кунгурской лагуны была,

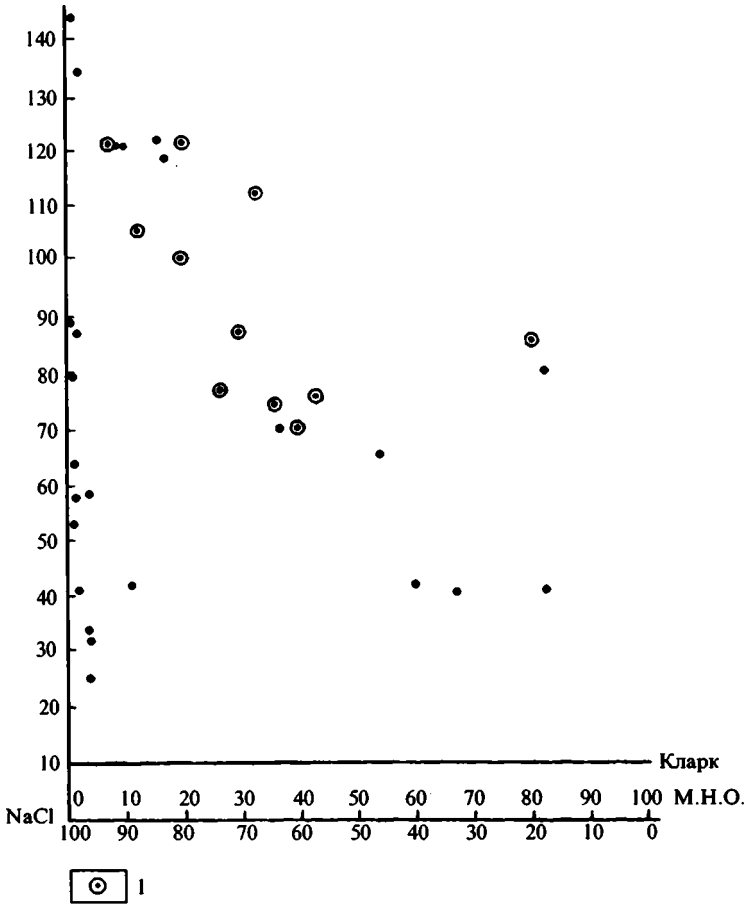


Рис. 3. Содержание Br в солях галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья
По данным А.В.Варова и Лаборатории организации Наркомнефти. 1 – полигалитовые соли

вероятно, значительно большей, чем вод речных, подобно тому, как это наблюдается теперь для лагун засушливого климата (например, Карабогаз-гола). Отсюда ясно, что основным источником питания лагуны Sr, B и Br являлось море Русской платформы, откуда они в главной массе своей подавались в лагуну. Для понимания дальнейшей судьбы внесенных в лагуну элементов необходимо иметь в виду, что кунгурской лагуне Башкирского Приуралья, в связи с ее двусторонним питанием, была свойственна значительная горизонтальная изменчивость солености [Страхов, 1943]. На западной и восточной окраинах лагуны, в области впадения в нее морских (на западе) и пресных уральских вод, располагались более или менее значительные зоны относительного распреснения. Центральные же части лагуны отличались максимальной соленостью. Карбонатные несульфатизированные разности кунгурских пород, содержащие остатки водорослей, пелеципод, остракод, иногда даже брахиопод, отлагались, очевидно, на участке лагуны, с наименьшей соленостью, едва ли превосходившей 7–8–10 %. Ангидриты были приурочены к

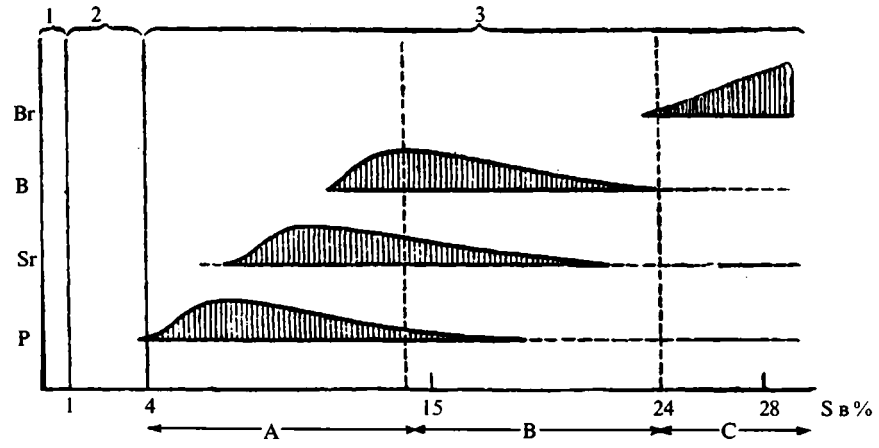


Рис. 4. Последовательность осаждения F, Sr, B и Br при прогрессирующем осолонении лагуны

1 – пресные и солоноватоводные бассейны; 2 – солоноватые внутренние моря и океан; 3 – соленые лагуны; А – стадия карбонатной седиментации; В – стадия сульфатной седиментации (ангидриты); С – стадия хлоридной седиментации (каменная соль и калиевые соли)

более соленым районам, ибо отложение $CaSO_4$ в природных водоемах начинается обычно как только их соленость достигнет 14–15 %. Галититы связываются с еще более солеными зонами лагуны, поскольку садка NaCl происходит при общей концентрации солей в 24–26 % (и выше). Что касается терригенных пород (глин, песчаников), возникавших в областях усиленного приноса обломочных частиц уральскими водами, то по своей солености область их осаждения была, вероятно, промежуточной между карбонатной и ангидритной (и, соответственно, галититовой), будучи в одних пунктах и в одни эпохи ближе к первой, в другие -ближе ко второй.

Проследим теперь судьбу Sr, B и Br, вносимых в лагуну с запада. Попадая в область со все более и более высокой концентрацией солей, соединения названных элементов достигали постепенно точки своего насыщения и выпадали в осадок. Раньше всего, при соленостях, еще не достигавших 15 %, это происходило с F и Sr, которые садились в виде флюорита и целестина, несколько позже, когда соленость уже была >15 %, садился бор и еще позже, при солености порядка 24–25 %, садился Br. Такое последовательное выпадение соединений Sr, B и Br в разных интервалах солености и вызвало локализацию Sr преимущественно в карбонатных фациях, B – в карбонатно-сульфатных, Br – в галититовых. При отсутствии в лагуне зоны галититовой седиментации Br длительно удерживался в растворе, не оседая.

В областях терригенной седиментации дело обстояло сложнее. Эти зоны, как указывалось, были несколько распреснены относительно центральной, наиболее соленой части лагуны, потому, казалось бы, должны были быть беднее Sr и B сравнительно с ангидритами. На самом деле терригенные осадки, глины и мергели концентрируют в себе B и Sr больше, чем ангидриты. Причина этой аномалии, на наш взгляд, кроется во взаимодействии B и Sr с глинистым материалом. Глинистые (особенно коллоидальные) частицы сорбционно извлекали и уводили в осадок дополнительно избыточные массы атомов Sr и B из лагунной воды и, тем самым, способствовали обогащению ими терригенных пород. Таким образом, распределение галофильных элементов F (?),

Sr, B и Br в соленой кунгурской лагуне регулировалось, с одной стороны, обычными процессами химической дифференциации при возрастающем осолонении лагуны, с другой, – явлениями взаимодействия их с пелитовым материалом, поступавшим в лагуну с Уральской суши. Первый из названных процессов был, по-видимому, основным и решающим, второй – второстепенным и подчиненным.

Литература

Бельков Г.И. Геохимические исследования химической толщи Западного Урала. // Фонды Центр. Научно-иссл. Лабор. Башк. нефт. экспед., 1940.

Варов А.А. Химический состав каменной соли Ишимбаевского нефтяного месторождения. // Фонды Центр. Научно-иссл. Лабор. Башк. нефт. экспед., 1936.

Вернадский В.И. История минералов в земной коре. // История природы вод. 1934.

Преображенский П.И., Поленова Т.Н. К химической характеристике каменных солей Ишимбаевского района. // Фонды Центр. Научно-иссл. Лабор. Башк. нефт. экспед., 1939.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Арест-Якубович Р.Е., Сендерова В.М. Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья. // Доклады Акад. Наук, 1944

Noll E. Geochemie des Strontiums. // Chem. Erde, 1934, 8.

Содержание

Предисловие 5
Основы фациального анализа морских отложений 10
1. О принципе актуализма как основе фациального анализа 10
2. Гидрологический режим современных нормальных морей и механизм опреснения и осолонения внутриконтинентальных бассейнов 12
3. Органический мир и осадки нормального моря и морей опресняющихся и осолоняющихся 17
4. О методах восстановления нормально-морских осолоненных и опресненных водоемов прошлого 22
5. Литоральные осадки морей и их признаки 28
6. О рельефе и глубинах морей геологического прошлого и о методах их реконструкции 32
7. Некоторые закономерности в размещении шельфовых фаций современных морей и их значение для палеогеографии морей прошлого 41
8. Об отражении климатических условий на осадкообразовании в море 52
9. О влиянии подводного вулканизма на осадкообразование в морских водоемах 54
Основы фациального анализа континентальных отложений. Понятие о палеогеографической карте 58
1. Фациальный комплекс равнин гумидного климата 58
2. Осадки равнинных площадей аридного климата и их характерные особенности 70
3. Фациальный комплекс межгорных депрессий (котловин и предгорий) . . 81
4. Фациальный комплекс площадей материкового оледенения 83
5. Континентальный осадочно-эффузивный комплекс и его особенности . . 88
6. Поверхности размыва и их значение для палеогеографии древних континентальных площадей 89
7. О палеогеографической карте и некоторых ее особенностях 92
Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* d'Orb. (Очерк литологии) 96
Введение 96
I. Строение нижневолжской сланценосной толщи 96
II. Петрографические, химические и палеонтологические особенности нижневолжских горючих сланцев 103
III. Петрографические, химические и палеонтологические особенности вмещающих пород. Породы кровли и подошвы 124
IV. Физико-географические условия отложения сланцев века *Perisphinctes Panderi* 132
Литература 139
Битуминозные породы р. Юрезани (Очерк стратиграфии и литологии) 140
Введение 140
Битуминозные мергеля среднего течения р. Юрезани (от горы Салдаш до горы Урдали) 140

Битуминозные породы разреза р. Атаф ... 163
Физико-географические условия отложения битуминозных пород среднего течения р. Юрезани. Происхождение битумов ... 173
Литература ... 178
Доманиковая фация Южного Урала ... 179
Введение ... 179
Глава I. Состав и распространение доманиковой фации на Южном Урале (от хребта Кара-тау на севере до р. Зигана на юге) ... 180
1. Район хребта Кара-тау ... 183
2. Область к востоку от хребта Кара-тау (Мясниковская и Миньярская синклинали, Новосерпеевка, Вязовая) ... 185
3. Общая характеристика строения франского яруса в районе от р. Икына до р. Сиказы ... 189
4. Доманиковый горизонт в районе р. Икын – р. Сиказы ... 191
5. Сопоставление доманиковых слоев в изученных районах ... 195
Глава II. Известняки, мергеля и глинистые сланцы доманиковой фации Южного Урала ... 196
1. Серые известняки ... 196
2. Черные известняки ... 212
3. Кремнистые мергеля ... 215
4. Кремнисто-глинистые сланцы и песчаники ... 220
5. Степень обогащенности карбонатно-пелитовых пород органическим веществом ... 223
Глава III. Горючие сланцы и близкие к ним породы доманиковой фации Южного Урала ... 225
1. Район рек Лемезы и Ташкыскана ... 225
2. Район р. Куш-Елги (Сикашты) ... 230
3. Район р. Реузяка ... 233
4. Район р. Аши ... 235
5. Район р. Сима ... 240
6. Причины изменчивости органической массы горючих сланцев доманика ... 241
Глава IV. Кремнистые и вторичнобитуминозные образования доманикового горизонта Южного Урала ... 244
1. Кремни ... 244
2. Вторичнобитуминозные образования доманиковых пород ... 250
Глава V. Фауна доманиковых пород ... 256
1. Общий характер фауны доманикового горизонта ... 256
2. Размещение донной фауны в осадках доманикового горизонта ... 260
Глава VI. Физико-географические условия отложения пород доманиковой фации Южного Урала ... 261
1. Общий характер доманикового бассейна Южного Урала ... 262
2. Распределение обломочного материала на площади доманикового бассейна ... 264
3. Слоистость доманикового горизонта. Вопрос о планктоне бассейна 266
4. Итоги ... 268
Глава VII. Факторы накопления органического вещества в современных морях и в доманиковом бассейне ... 270

1. Поступление органического вещества в осадок в виде трупов организмов 270
2. Поступление в осадок растворенного в воде органического вещества 275
3. Влияние на консервацию органического вещества физических и химических особенностей самого осадка 278
4. Быстрота седиментации и ее влияние на накопление органического вещества в осадках 281
5. Газовый режим бассейна и его влияние на накопление органического вещества в осадке 283
6. Рельеф дна бассейна, течения и их влияние на накопление органического вещества в осадке 289
7. Факторы накопления органического вещества в доманиковом бассейне 291
Глава VIII. Место доманиковой фации в ряду других фаций живетского и франского ярусов Южного Урала. Очерк истории этих эпох 293
1. Общая характеристика отложений живетского яруса (D^2_2) изученного района. 294
2. Поддоманиковый горизонт франского яруса Южного Урала. 297
3. Доманиковый век и его особенности по сравнению с предшествующей эпохой 302
4. Кровля доманикового горизонта 303
5. Эпиконтинентальная природа доманиковой фации западного склона Южного Урала 309
Глава IX. Следует ли рассматривать доманиковый горизонт как один из нефтепроизводящих горизонтов Урала? 310
Литература 313
К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку) 314
Введение 314
Глава I. Стратиграфическое расчленение нижнефранских отложений на профиле Тепловка – Сызрань – Туймазы – Каргалы (Н.М.Страхов) 316
1. Строение нижнефранских отложений в районе скважин Серноводск 3, Боровка 2, Боровка 3 316
2. Строение нижнефранских отложений к западу и востоку от Серноводска–Боровки 318
3. Количественные соотношения пород в разрезах нижнефранских отложений на профиле Сызрань–Каргалы 321
Глава II. Типы нижнефранских пород Второго Баку, их генезис и массы сконцентрированного в них органического вещества (Н.М.Страхов) 323
1. Типы пород пашийской свиты и содержание в них органического углерода 323
2. Об условиях образования пашийской свиты Заволжья 336
3. Об особенностях петрографического состава и условий отложения пород поддоманиковой толщи 340
4. Об особенностях состава доманиковых отложений и условий их образования 346
5. Общая схема распределения органического вещества в нижнефранских породах Второго Баку 350

Глава III. Рассеянные битумы в нижнефранских отложениях второго Баку, их распределение и геохимическая природа (К.Ф.Родионова и Н.М.Страхов) 352
1. Материал и методика исследования 352
2. Рассеянные битумы в пашийской свите и связь их с петрографическими типами пород 354
3. Первичные битумы поддоманиковых и доманиковых пород и их особенности сравнительно с пашийскими битумами 369
4. Битумы в девонских отложениях западного склона Урала и Подмосковной синеклизы и их особенности сравнительно с битумами нижнефранских отложений Второго Баку 378
5. О геохимическом типе нижнефранских битумов и об их отношении к генерации девонской нефти 388
6. К вопросу о генезисе девонской нефти Русской платформы 398
Глава IV. Распределение железа, марганца, фосфора и малых элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку (Э.С.Залманзон и Н.М.Страхов) . . 401
1. Материал и методика исследования 401
2. Распределение железа в нижнефранских отложениях Второго Баку . 402
3. Об особенностях геохимии Mn и P в сравнении с геохимией Fe в нижнефранских породах Второго Баку 409
4. Малые элементы в нижнефранских породах Второго Баку 415
5. Общая схема распределения элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку 418
Литература 420
Железо, марганец, фосфор и некоторые малые элементы в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья 422
Литература 425
О содержании и формах органического вещества в осадках нижнепермской соленой лагуны Башкирского Приуралья 426
Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии 430
О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья 442
Литература 452

Научное издание

Николай Михайлович Страхов

Избранные труды.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т. 1

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *И.М.Ерофеева*

Подписано к печати 02.03.2000
Формат 72x108 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 42,0. Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 1461 , Москва

Издательство ГЕОС
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43