

L. A. NAZARKIN

THE INFLUENCE  
OF SEDIMENTATION RATE  
AND EROSION SECTIONS  
UPON OIL AND GAS POTENTIALS  
OF SEDIMENTARY BASINS

---



Л. А. НАЗАРКИН

ВЛИЯНИЕ ТЕМПА  
СЕДИМЕНТАЦИИ  
И ЭРОЗИОННЫХ СРЕЗОВ  
НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ  
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

---

**The influence of sedimentation rate and erosion sections upon oil and gas potentials of sedimentary basins.** L. A. Nazarkin. Saratov State University Publishing House, 1979, 336 p.

The book deals with the influence of sedimentation rate on organic matter accumulation and alteration during lithogenesis. It also concerns the influence of dynamics of gravitational load increase upon sedimentary body compaction and heating and consequently upon the scale of hydrocarbon generation by fossilized organic matter. This publication touches upon the function of erosion sections in alteration of density characteristics of sedimentary bodies and in heating of sedimentary basins.

The established dependence of dynamics of sedimentary rock compaction and heating upon the rate and duration of sedimentary body accumulation will be of interest in determining the scale of oil and gas generation and consequently in reasoning of oil and gas exploration. It may be used for studying the alteration laws of sedimentary cover physical properties and heating regime.

Some interrelations, discussed in this book, may be useful in oceanologic and paleo-hydrobiologic studies.

35 tables, 150 figures, bibliography of 1230 titles.

УДК [552.143 + 551.311.24 + 553.061.16 + 550.361]: 553.98  
И19

**Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов.** Л. А. Назаркин. Изд-во Саратов. ун-та, 1979, 336 с.

В книге рассмотрено влияние темпа седиментации на накопление и преобразование органического вещества в процессе литогенеза и влияние динамики нарастания гравитационных нагрузок на уплотнение и прогрев осадочных толщ и, как следствие, на масштабы генерации углеводородов фоссилизированным органическим веществом. Обращено внимание на роль эрозионных срезов в изменении плотностных характеристик осадочных толщ и в прогреве осадочно-породных бассейнов.

Установленная зависимость динамики уплотнения и прогрева осадочных пород от скорости и продолжительности накопления осадочных толщ представит интерес при определении масштабов нефтегазообразования, а следовательно, и при обоснованиях нефтегазопонсковых работ. Она также может быть использована в познании закономерностей изменения физических свойств и теплового режима осадочного покрова.

Некоторые из рассматриваемых в книге зависимостей могут быть полезными при океанологических и палеогидробиологических исследованиях.

Табл. 35, рис. 150, библиограф. 1230 названий.

2—9—4

111—79

© Издательство Саратовского университета, 1979 г.

*НАЗАРКИН Леонид Александрович*

**ВЛИЯНИЕ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭРОЗИОННЫХ СРЕЗОВ  
НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

ИБ № 824

Редактор В. В. Токарева  
Технический редактор Н. И. Добровольская  
Обложка художника В. К. Бутенко  
Корректоры Т. Ф. Батищева, Е. В. Федяй

---

ИГ30385. Сдано в набор 8/IX-1978 г. Подписано к печати 14/VI-1979 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. тип. № 1. Усл. печ. л. 29,40(21+4 вкл.). Уч.-изд. л. 32,9.  
Тираж 1000 экз. Заказ 2307. Цена 3 руб.

---

Издательство Саратовского университета, Университетская, 42.  
Производственное объединение «Полиграфист» Управления издательств, полиграфии  
и книжной торговли Саратовского облисполкома, пр. Кирова, 27.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

В предлагаемой читателю монографии Л. А. Назаркина обсуждается ряд актуальных проблем геологии нефти и газа. Исходя из основных положений теории осадочно-миграционного происхождения нефти, автор, опираясь на огромный фактический материал, характеризующий стадии литогенеза в зависимости от темпа положительной или отрицательной (вследствие ее прекращения и эрозии накопленных отложений) седиментации, акцентирует свое внимание на влиянии динамики осадконакопления и эрозионных срезов на нефтематеринский потенциал осадков и на его реализацию в осадочно-породных бассейнах.

Красной нитью через всю книгу Л. А. Назаркина проходит идея о необходимости рассматривать все с историко-генетической точки зрения. Ему совершенно чуждо агенетическое направление, безуспешно пропагандируемое некоторыми математиками, пришедшими в геологию, и геологами, пришедшими в математику, и заявляющими, что «использование генетических представлений в логической схеме решения практических задач геологии оказывается в принципе ненужным» (Ю. А. Воронин, Э. А. Еганов, 1971).

Все выдающиеся ученые неизменно подчеркивали огромное научное и практическое значение историко-генетических исследований. «Еще великий диалектик Древней Греции Гераклит Эфесский, а вслед за ним и Аристотель учили, что только тогда можно понять сущность вещей, когда знаешь их происхождение и развитие. Эти полные глубокого смысла слова, конечно, целиком справедливы и в отношении познания жизни», — писал акад. О. И. Опарин. Смело можно добавить — и всех полезных ископаемых. В отношении нефти важность познания ее генезиса для успешных поисков месторождений со всей определенностью подчеркивалась Д. И. Менделеевым, И. М. Губкиным, А. В. Сидоренко, А. Лаворсеном и др.

За последние десятилетия благодаря успехам в области нефтяной геологии и, особенно, органической геохимии, происхождение нефти уже не представляет больше «сокровенной тайны природы». Науке удалось существенно уточнить генетическую природу нефти и познать основные этапы и механизмы ее становления и изменения.

Современный наиболее прогрессивный и плодотворный историко-генетический геолого-геохимический метод изучения нефтегазоносности территорий и акваторий в полной мере учитывает достижения науки в познании условий образования нефти.

Метод базируется на господствующей в настоящее время во всем мире осадочно-миграционной теории нефтеобразования, согласно которой родиной нефти являются осадочные бассейны, а она сама представляет собой полистадийное и полихронное образование, будучи подлинным детищем литогенеза.

Историко-генетический геолого-геохимический метод, получивший мировое распространение, требует выяснения всей многогранной истории формирования нефти на фоне эволюции осадочного (осадочно-по-

родного) бассейна с момента возникновения и кончая последними этапами его развития.

Обстоятельный труд Л. А. Назаркина как раз посвящен важным аспектам развития осадочного (осадочно-породного) бассейна, влияющим на протекание в нем нефтегазообразования. Безусловно, темп седиментации оказывает существенное (хотя далеко не всегда и не в такой мере, как это представляется автору) влияние на фоссилизацию углеводородистого органического вещества (ОВ) в осадках, в конечном счете — на его содержание в осадочных породах, а следовательно, и на их нефтегазоматеринский потенциал.

Однако автор нередко гипертрофирует значение темпа осадконакопления и впадает в крайности — принижает роль других факторов или вообще забывает о них. Иногда, впрочем, односторонность подхода к интерпретации фактов проявляется и в отношении других факторов, например, глубины водоемов. Порой автор частным, местным закономерностям необоснованно приписывает значение общих, универсальных. В реальной действительности, в природе все гораздо сложнее и многое еще ждет своего объяснения. С позиций Л. А. Назаркина, например, никак не объяснить появление в разрезе средне- и верхнеэоценовых отложений Кавказа пачки битуминозных пород, получившей на Сев. Кавказе название кумской свиты, в Азербайджане — среднего коуна, в Грузии, в пределах южного склона Кавказа — ильдоканской свиты и т. д. Везде она обогащена углеводородистым органическим веществом, что резко отделяет ее от подстилающих и покрывающих отложений. В бассейне р. Пишиш, например, кумские мергели залегают над зелеными глинами и мергелями хадыженской свиты, почти лишенными  $C_{org}$ , и покрываются переполненными раковинками фораминифер белесыми мергелями и известняками белоглинской свиты, также очень бедным углеводородистым органическим веществом. Нет никаких оснований допускать в Кавказском палеогеновом бассейне в этом интервале времени резких изменений ни в темпах седиментации, ни в глубинах водоемов.

Безусловно, темп седиментации, в конечном счете, как это правильно отмечается в книге, определяет глубину захоронения потенциально нефтегазоматеринских отложений, режим их прогрева, время вступления сначала в главную зону нефтегазообразования (ГЗН), а затем в главную зону газообразования (ГЗГ).

Оба эти понятия, получившие мировое признание, находят свое место в монографии автора, использующего также не менее важные понятия о главной фазе нефтеобразования и сменяющей ее главной фазе газообразования. Отрадно отметить, что автор отвергает ошибочную гипотезу образования нефти на стадиях седименто- и диагенеза, безуспешно развивавшуюся до самого последнего времени В. А. Успенским, О. А. Радченко, Т. А. Ботневой, К. Ф. Родионовой, особенно В. В. Вебером, Б. П. Жижченко и др., а за рубежом — П. Смитом, А. Леворсеном и др. Впрочем, В. В. Вебер, под давлением лавины фактов, из года в год отступает и переходит, не де-юре, а де-факто, на позиции И. М. Губкина, В. А. Соколова, Е. А. Ларской, Д. И. Жабрева, Н. Б. Вассоевича, Дж. Филиппи, Дж. Ханта, Б. Тиссо и др., но переходит своеобразно — увеличивая длительность стадии, именуемой им диагенезом. Последний рекорд в этом отношении — отнесение В. В. Вебером к «диагенезу» всей подстадии протокатагенеза, отвечающей буроугольному этапу.

Вполне оправдано большое внимание, уделенное Л. А. Назаркиным перерывам в седиментации, их влиянию на нефтегазоносность отложений. К его оценке эрозионных срезов отнюдь нельзя подходить односторонне, т. е. всегда считать отрицательным моментом (довольно распространенное мнение) или, наоборот, положительным при оценке перспектив нефтегазоносности. Все зависит от места, времени и условий. Перерывы в осадконакоплении, проявившиеся в осадочных бассейнах

до появления в них очагов нефтегенерации, т. е. до того, как они стали нефтегазоносными, часто оказываются благоприятными. Они, например, обеспечивают образование карстовых коллекторов в карбонатных толщах, накопление песков у сводов конседиментационных поднятий и т. п. Отрицательное, в нефтегазогеологическом отношении, влияние перерыва может проявиться лишь в тех случаях, когда он приводит к вскрытию нефтегазосодержащей толщи и неблагоприятно отражается на сохранности сформировавшихся к этому времени залежей нефти и газа.

К числу других проблем, затрагиваемых в книге, следует отнести еще и влияние палеоклимата на нефтегазоматеринский потенциал отложений. Л. А. Назаркин является пионером разработки теоретических основ палеоклиматического контроля глобального размещения нефтяных месторождений. Результаты его исследований в этой области получили широкий резонанс. Опубликованная им книга подверглась критике — справедливой в той части, которая касалась гипертрофирования значения теплого климата для формирования осадков с высоким нефтематеринским потенциалом. Однако, как это нередко бывает, вместе с мутной водой из ванны критики выплеснули и ребенка — климатический фактор, который нельзя вовсе сбрасывать со счетов при анализе условий формирования нефтегазоматеринского потенциала.

В настоящей книге Л. А. Назаркин уделяет внимание роли палеоклимата именно в этом отношении. Он доказывает, что максимальная реализация «органогенерационного потенциала» биогенных элементов, поступающих в водоемы с речным стоком, происходит только в низких широтах, характеризующихся и высокими температурами воды в фотическом слое, и большой продолжительностью биологических сезонов. В отличие от своих прежних взглядов, ограничивавших интенсивную генерацию ОВ только водоемами низких широт, автор выделяет теперь в качестве областей «разрядки аккумуляций биогенных элементов» и высокоширотные зоны проявления «полярных фронтов», возникающие вследствие прогрева обогащенных «биогенами» холодных вод теплыми течениями.

Л. А. Назаркин относится к числу ученых-энтузиастов. Он с головой уходит в работу, целеустремленно собирает и с определенной точки зрения систематизирует огромный фактический материал. Данный труд, представляющий собой концентрат полезной информации, подтверждает сказанное. Вместе с тем, нельзя не отметить, что чрезмерная увлеченность Л. А. Назаркина некоторыми идеями нередко заставляет его по-своему воспринимать многие факты, интерпретировать их с позиций своих гипотез, некоторые из коих не лишены, на наш взгляд (и не только наш), односторонности. К счастью, большой фактический материал в виде таблиц и различного рода иллюстраций, приводимый в книге, позволяет критически настроенному читателю самому сделать свои выводы, которые могут и не совпадать с мнением автора.

Острая дискуссионность ряда бесспорных для автора выводов несомненно возбуждает, «инициирует» мысль читателя, заставляя глубже вникать в проблему, по-своему интерпретировать приведенные в книге факты, искать и находить новые данные в подтверждение другой, более правильной, по его мнению, версии.

Нет сомнения, что монография Л. А. Назаркина, в которой сведен огромный фактический материал (приложенный к книге почти полный список литературы сам по себе представляет большую библиографическую ценность), представит интерес и будет полезна не только геологам-нефтяникам, но и более широкому кругу геологов, интересующихся теми или иными аспектами седиментогенеза и последующих этапов литогенеза.



## ВВЕДЕНИЕ

Многие исследователи, рассматривающие нефть и газ как производное посмертных остатков гидробионтов, полагают, что процесс нефтегазообразования, начинающийся со времени отложения нефтематеринских осадков, возникает только при определенных концентрациях органического вещества.

По мнению И. М. Губкина (1932), исходные концентрации органического вещества (ОВ) в нефтематеринских породах (сапропелитах) могут достигать 67%. А. Д. Архангельский (1954) связывал нефтеобразование только с глинистыми отложениями, содержащими не менее 2% органического углерода ( $C_{орг}$ ). Так же, как и ряд авторов (Corbett, 1955; Martin, 1970; Palacas et al., 1972; и др.), В. В. Вебер (1956) пришел к выводу, что нефтеобразование может происходить не только в глинистых, но и в алевритовых и песчано-алевритовых отложениях. Поэтому, в зависимости от механического состава осадка, начальные концентрации  $C_{орг}$  в них могут составлять от 0,4—1 до 2—3%.

Относительные концентрации ОВ в осадках (породах) контролируются соотношением темпа его поступления в осадок с темпом седиментации минерального материала. Одна и та же концентрация ОВ может возникнуть как при высоком, так и при низком темпе его накопления, так как обогащение осадка посмертными остатками гидробионтов и аллохтонной органикой может быть следствием и высокого темпа их накопления, и слабого их разбавления минеральным материалом осадка на фоне низкого темпа накопления органического вещества. И, наоборот, низкие концентрации ОВ могут быть обусловлены как низким темпом его накопления, так и сильным разбавлением ОВ быстро накапливающимся минеральным материалом осадка. В этой связи автора и увлекла идея исследования роли динамики накопления ОВ и минеральной части осадка как факторов формирования нефтематеринских отложений и процесса образования нефти и газа.

Исходя из важнейшего положения теории образования нефти, выделяющего гидробионтов в качестве главного источника нефтематеринской органики, автором были проведены исследования влияния биологических условий на биологическую продуктивность водоемов, при прочих равных условиях контролирующую динамику накопления органического вещества в осадках. Было установлено, что при благоприятном сочетании других факторов нефтеобразования родиной нефти являются осадочно-породные бассейны, располагавшиеся в зонах теплого климата. Это стало очевидным при анализе пространственной и временной локализации промышленных скоплений нефти в зависимости от эволюции глобальной климатической зональности в геологическом прошлом и явилось подтверждением правильности предположений, высказывавшихся ранее Г. Л. Стадниковым (1937), Э. Р. Лилеем (1938), В. Е. Ханним (1954) и другими авторами, о связи нефтеобразования с отложениями тепловодных водоемов. Поэтому теплый климат в период осадконакопления автор рассматривает как одну из важнейших предпосылок эффек-

тивного проявления всех факторов нефтеобразования, как необходимый фон, на котором, при благоприятном сочетании других составляющих процесса образования, аккумуляции и сохранения нефти, происходит формирование нефтяных месторождений.

Результаты исследования, изложенные в ряде публикаций (Назаркин, 1955, 1960, 1966, 1967, Nazarkin, 1957, 1961 и др.) привлекли внимание широкого круга ученых. Одни из них — Л. Б. Рухин (1959), Т. В. Звонкова (1959), А. И. Егоров (1960), О. А. Радченко (1965), Н. Б. Вассоевич (1974) и др. — разделили мнение автора по принципиальным вопросам затронутой проблемы<sup>1</sup>, другие — В. П. Козлов (1957), Б. П. Жижченко (1959, 1974), М. К. Калинин (1959); и др. — сочли его необоснованным<sup>2</sup>.

В последнее десятилетие закономерная связь процесса нефтеобразования и пространственного распределения нефтяных месторождений с зонами теплого палеоклимата и с эпохами глобальных потеплений привлекла внимание многих авторов (Irving, Gaskell, 1962; Bitterli, 1963; Deutsch, 1965; Малиновский, 1973; Тарлинг, Тарлинг, 1973; Robertson, 1973; Ковалев, 1974; Максимов и соавт., 1974; Irving et al., 1974; Barbier, 1974; Tarling, 1977; и др.). Проблема «Палеоклимат и запасы нефти» включена в программу исследований материалов глубоководного бурения «Гломар Челленджером» (Hammond, 1976).

Прямая зависимость динамики накопления нефтематеринского органического вещества от прогреваемости вод палеоседиментационных бассейнов подтверждается также локализацией всех фосфатопоявлений и мощных залежей фосфоритов в пределах низких (45° с. ш. и 50° ю. ш.) палеоширот (Sheldon, 1964), так как количество фосфора — одного из важнейших биогенных элементов — лимитирует биологическую продуктивность водоемов, а последняя оказывает прямое влияние на образование фосфоритов (Бушинский, 1966). По мнению Т. Пауелла и соавторов (Powell et al., 1975), фосфатность может быть индикатором нефтематеринских отложений.

В дальнейшем автором была предпринята попытка исследования влияния темпа седиментации на относительные концентрации и абсолютные массы ОВ в осадках. Методической основой этих исследований послужил дискретный анализ осадконакопления, впервые примененный А. Д. Архангельским (1927)<sup>3</sup> при изучении современных осадков Черного моря, и обстоятельно разработанный Н. М. Страховым (1960, 1962, Страхов и соавт., 1954 и др.). Н. М. Страхов обращает внимание, что высокие концентрации того или иного компонента осадочной породы нередко являются поводом для ошибочных суждений о природе этого явления. Они обычно истолковываются только как следствие «ураганного» поступления в осадок данного компонента, в то время как в большинстве случаев главная причина этого явления в медленном накоплении вмещающей его минеральной массы. Поэтому, чтобы не делать ошибочных выводов при анализе литогенеза, необходимо учитывать абсолютные массы всех составляющих исходного (для породы) осадка, что позволит воссоздать реальную картину процесса и выявить особенности локализации промышленных скоплений минерального сырья.

К сожалению, еще долгое время после выхода в свет публикаций А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова при исследованиях осадочных

---

<sup>1</sup> Н. Б. Вассоевич выражает несогласие с автором по поводу оценки значения отдельных ее положений.

<sup>2</sup> Наиболее полно свое отношение к критическим замечаниям автор изложил в одной из публикаций (Назаркин, 1966).

<sup>3</sup> Одним из первых зарубежных авторов, обративших внимание на необходимость учета темпа седиментации при выяснении природы изменений относительных концентраций ОВ в осадках, был С. Грипенберг (Gröpenberg, 1939).

пород о динамике накоплений той или иной составляющей исходного осадка судили по ее относительным концентрациям в породе. Лишь в последнее десятилетие стали появляться публикации, отражающие скорость накопления отдельных компонентов осадка на основе учета их абсолютных масс. Среди таких исследований особую ценность представляет анализ седиментации новокаспийского горизонта в Каспийском бассейне (Лебедев и соавт., 1973) и исследования современных и древних отложений океанов, окраинных и внутренних морей (Богданов и соавт., 1971; Лисицин, 1974; Бордовский, 1974; Романкевич, 1977; и др.).

Дискретный анализ формирования осадочных толщ во времени оказался полезным и при выявлении биономических условий ископаемых бассейнов. Примером тому — исследования Ф. Бродхеста и Д. Лоринга (Broadhurst, Loring, 1970). Анализируя данные Д. Потса о распределении в намюрских морских глинистых отложениях гониатитов *Gostrioceras cancellatum* и органического углерода, они пришли к выводу, что почти синхронное увеличение частоты встречаемости гониатитов и концентраций  $C_{орг}$  — следствие периодического замедления темпа седиментации. Такое же объяснение прямой корреляции частоты встречаемости пресноводных моллюсков и содержания  $C_{орг}$  во вмещающих их породах дается Р. Игером (Eager, 1960), и Д. Поллэрдом (Pollard, 1969). Обратная зависимость относительных концентраций раковин фораминифер от скорости накопления минеральной части современных осадков подчеркнута Р. Хамэном (Hamman, 1964), Н. В. Беляевой (1968), Л. П. Козак (1975) и другими авторами. Такая же зависимость соотношения планктонных и бентосных фораминифер от мощности вмещающих их осадочных толщ проявляется в нижне- и среднеэоценовых отложениях Амударьинской впадины (Кургалимова и соавт., 1971).

На примере Черного, Каспийского, Баренцева и Балтийского морей и ряда седиментационных бассейнов геологического прошлого автором была установлена прямая зависимость накопления абсолютных масс ОВ от темпа накопления минеральной части осадков, а учет темпа накопления минеральной части осадков позволил получить информацию о динамике накопления органического вещества (Назаркин, 1960, 1960а, 1966, 1967). Это открыло возможность внести существенные коррективы в оценку нефтепроизводящего потенциала некоторых современных и осадочно-породных бассейнов и наметить пути разработки методики определения биологической продуктивности современных и древних водоемов по их грунтам (породам), что позволило начать исследования граничных условий динамики накопления нефтематеринских отложений. В ходе их выполнения появилась необходимость ответить на ряд новых вопросов, что и было в значительной степени осуществлено Б. Ф. Игнатовым (1966, 1967, 1967а и др.).

Анализ имевшегося материала позволил прийти к выводу, что темп седиментации оказывает прямое воздействие как на фоссилизацию ОВ, так и на биологическую продуктивность седиментационных бассейнов. Эта закономерность, а также данные о потерях ОВ при литогенезе послужили основой для разработки методики определения биологической продуктивности современных водоемов и ископаемых седиментационных бассейнов по относительным концентрациям органического вещества в осадках (породах).

В последнее время исследования с целью познания динамики накопления ОВ в осадках палеобассейнов стали проводиться и А. Э. Конторовичем с соавторами (1971, 1971а, 1973, 1974). Материалы, полученные А. Э. Конторовичем и соавторами, — новое подтверждение актуальности исследований, начатых А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым. Остается лишь пожелать, чтобы при определениях темпа накопления ОВ

в осадках палеобассейнов авторы учитывали и влияние темпа седиментации на фоссилизацию ОВ. Это особенно важно при сравнении темпа накопления ОВ в одновозрастных отложениях, когда ошибка в определении продолжительности осадконакопления минимальна. И это вытекает из результатов исследований, проведенных А. Э. Конторовичем и соавторами. Они наглядно иллюстрируют (и подчеркивают) прямую зависимость фоссилизации органического вещества от темпа накопления минерального материала осадка (рис. 37, 38). В данном случае авторам следовало бы обратить внимание, что впервые обстоятельные доказательства реальности этой зависимости были приведены Б. Ф. Игнатовым (рис. 4).

Со времени появления первых обобщений, посвященных условиям залегания нефти, свидетельствующим о ее образовании из биогенного ОВ, подавляющее большинство исследователей рассматривает высокий темп накопления нефтематеринских осадков как необходимое условие быстрой изоляции фоссилирующихся посмертных остатков гидробионтов от окислителей, растворенных в придонных водах.

Ряд авторов (Тамразян, 1955; Марковский, 1965; Игнатов, 1967; Clark, Rouse, 1971; и др.) видят в высоком темпе накопления осадков и благоприятный фактор консервации ОВ, и важнейшую предпосылку его интенсивной генерации — за счет биогенных элементов (главным образом N, P, Si, Fe), усиленно поступающих в седиментационные бассейны из областей сноса в растворенном виде и в составе взвеси.

В отличие от большинства исследователей, А. Э. Конторович (1967; Конторович и соавт., 1971) так же, как и В. Л. Соколов и Э. В. Чайковская (1968), полагает, что оптимальные для нефтеобразования условия возникают не только при быстром накоплении нефтематеринских осадков, но и при некомпенсированном прогибании ложа седиментационных бассейнов.

В качестве примера нефтематеринских отложений, образовавшихся при некомпенсированном прогибании морского дна, обычно приводят доманиковую толщу, которая, по мнению К. Ф. Родионовой (1967), Р. О. Хачатряна, Г. И. Теодоровича и А. А. Троховой (1967), может быть эталоном нефтепроизводящих отложений.

Сторонники идеи накопления нефтематеринских отложений в условиях некомпенсированного прогибания дна осадочных бассейнов прежде всего обращают внимание на необходимость образования осадков с относительно высоким содержанием сапропелевого ОВ, обеспечивающим благоприятную для генерации нефти геохимическую обстановку диагенеза.

Это обстоятельство принципиально важно для оценки роли темпа воспроизводства ОВ гидробионтами в формировании нефтематеринских отложений, так как при медленном накоплении минеральных компонентов осадка, характерном для некомпенсированного осадконакоплением прогибания, оптимальные для нефтеобразования концентрации ОВ могут возникнуть и при низкой биологической продуктивности водоемов. Поэтому, в случае реальности таких условий накопления нефтематеринских толщ, терялась бы и острота основных выводов автора о накоплении нефтематеринских отложений и образовании «большой нефти» только в седиментационных бассейнах зон теплого палеоклимата, в которых при благоприятном сочетании других бионических факторов хороший прогрев фотического слоя обуславливает высокий темп генерации автохтонного органического вещества.

Желание получить разностороннюю информацию об одной из основных предпосылок процесса нефтеобразования и побудило автора в ходе дальнейших исследований проблемы генезиса нефти и газа еще раз остановиться на роли темпа накопления осадков как фактора фосси-

зации ОВ и диагенеза. Особое внимание уделено исследованию влияния темпа седиментации на уплотнение и прогрев осадочных толщ, а также выяснению роли эрозионных срезов в локальных и региональных изменениях плотностных характеристик пород и теплового режима земной коры. Это позволило осветить и роль динамики наращивания давления накапливающихся осадков в процессе образования и эмиграции углеводородов на катагенетической стадии литогенеза.

Автор глубоко признателен докторам геолого-минералогических наук, В. А. Успенскому, Д. С. Коробову, А. К. Замаренову, В. В. Суетнову, А. С. Зингеру, кандидатам геолого-минералогических наук В. А. Гуцаки, Б. Ф. Игнатову, Г. И. Барулину, В. А. Горяинову, Д. Л. Федорову, В. А. Смирнову, Э. А. Молоствовскому, Я. А. Рихтеру, обративших его внимание на недостатки в объяснении некоторых явлений.

В ходе десятилетней работы над проблемой большую помощь в обработке фактического материала и в подготовке монографии к печати автору оказали Г. И. Твердохлебова, Н. А. Крутова, Н. И. Мальчикова, Т. А. и М. Г. Сафонова, Е. В. Серебрякова, Г. А. Шеху, Н. П. Болтутина, Н. М. Бочарова, С. П. Устинова, В. К. Теплова, О. И. Алатырцева, М. В. Сидорова, И. С. Макарова, В. П. Чудаева и другие сотрудники НИИ геологии Саратовского университета. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

Особая признательность автора — члену-корреспонденту АН СССР Н. Б. Вассоевичу — выдающемуся авторитету в области теоретических проблем геологии нефти и газа, сделавшему важные замечания по обоснованию ряда закономерностей и, сопряженным с ними, практическим выводам и написавшему к монографии предисловие.

## РОЛЬ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ В НАКОПЛЕНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И В ДИАГЕНЕЗЕ

Первые данные о прямой зависимости фоссилзации ОВ от темпа седиментации были получены Н. М. Страховым (Страхов и соавт., 1954). Проявление этой зависимости обнаруживается при сравнении распределения относительных концентраций  $S_{орг}$  и его абсолютных масс по отношению к распределению абсолютных масс терригенного материала современных осадков Черного моря (рис. 1—3). С одной стороны, приве-

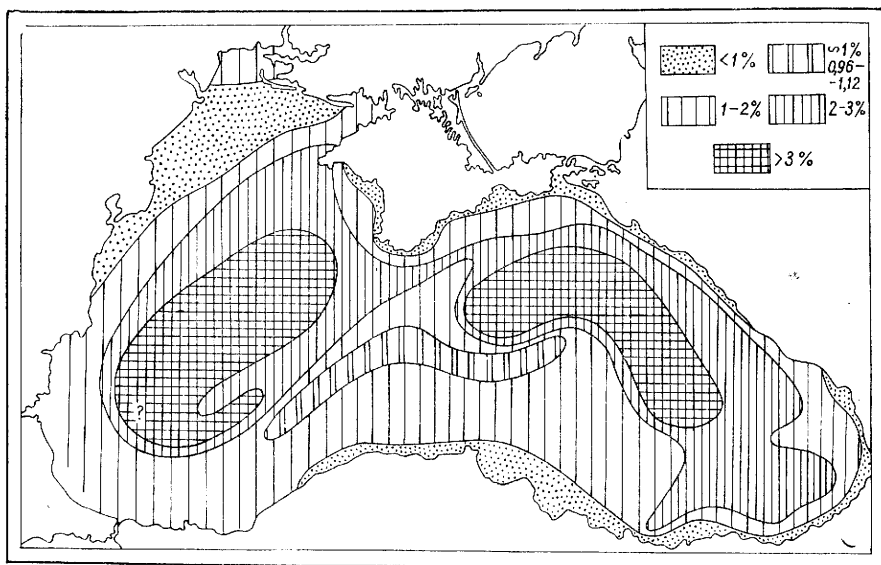


Рис. 1. Распределение  $S_{орг}$  в осадках Черного моря (в % от сухого осадка) (Страхов и соавт., 1954)

денные схемы иллюстрируют обратную зависимость относительных концентраций  $S_{орг}$  от темпа седиментации — следствие эффекта разбавления, с другой, они демонстрируют нарастание темпа фоссилзации ОВ от центральных частей водоема в сторону побережья. Последнее Н. М. Страхов объясняет нарастанием темпа захоронения ОВ, обусловленным увеличением продуктивности гидробиев, инициируемой терригенным стоком биогенных элементов, и уменьшением глубины бассейна, сокращающей время осаждения отмершего планктона.

Веские доказательства прямой зависимости коэффициента фосси-

лизации ОВ от скорости накопления осадков получены Б. Ф. Игнатовым (1966, 1967, 1967а и др.). На примере ряда современных седиментационных бассейнов им установлен довольно широкий диапазон изменения коэффициента фоссиллизации (0,017 — в оз. Байкал и 0,052 — в заливах побережья Техаса), отражающий влияние не только динамики накопления осадка, но также глубины бассейна и интенсивности привноса стой-

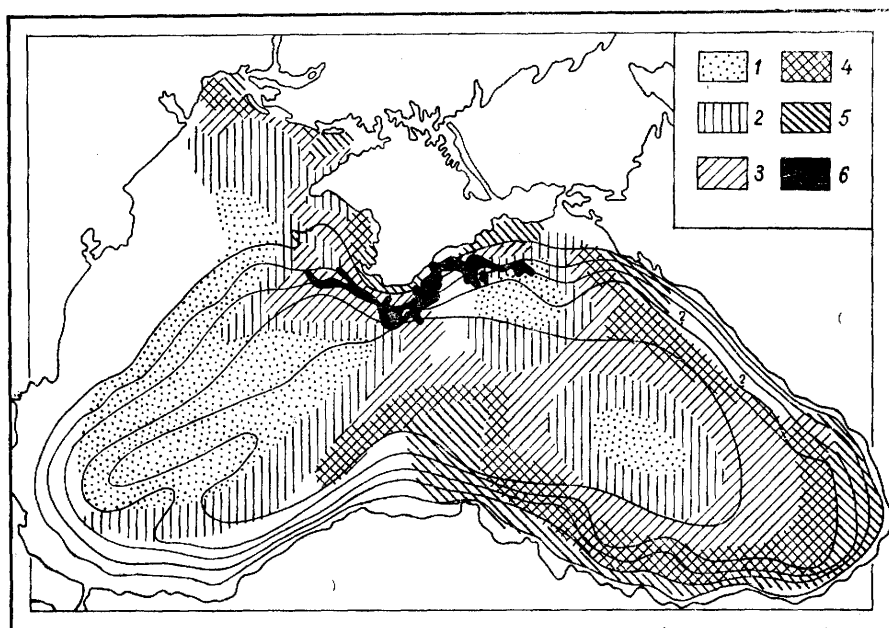


Рис 2. Абсолютные массы  $C_{орг}$ , накопившиеся в осадках Черного моря за современный период (в  $г/см^2$ ) (Страхов и соавт., 1954).

1 —  $<0,6$ ; 2— $0,6-1,0$ ; 3— $1,0-2,04$ ; 4— $2,0-4,0$ ; 5— $>4,0$ ; 6 — современные осадки уничтожены оползнями

кого к минерализации аллохтонного органического вещества (рис. 4, табл. 6). Последнее особенно четко проявляется при сравнении особенностей фоссиллизации ОВ в осадках Байкала и Белого моря. При биологической продуктивности, составляющей соответственно 103 и 76  $т/км^2/год$  сухого ОВ, но при резко отличающихся глубинах (в Байкале преобладают глубины более 1000 м, а в Белом море — 100—200 м) и интенсивном пополнении Белого моря аллохтонной органикой (она составляет 46% годового баланса органического вещества) коэффициент фоссиллизации ОВ в осадках Байкала (0,017) оказывается в 2 раза ниже, нежели в Белом море (0,35). Такую же природу (аллохтонная органика составляет 43% ее годового баланса) имеет и аномально высокая фоссиллизация ОВ (0,029) в Баренцевом море.

Усиление фоссиллизации ОВ, наиболее четко проявляющееся при нарастании темпа накопления осадков от 0,4—0,66 до 400—600  $мм/1000$  лет, отражают и данные, приведенные О. К. Бордовским (1974) (табл. 1).

Прямая зависимость накопления органического вещества от темпа поступления в осадок минеральных компонентов во времени довольно четко выявляется в исследованиях Р. Бейдера (Bader, 1956), отражающих особенности изменения суммарных относительных содержаний  $C_{орг}$  и концентраций  $C_{орг}$ , связанных с ОВ лигниновой и нелигниновой природы, в осадках залива Пьюджет-Саунд (штат Вашингтон). Будучи устойчивым по отношению к бактериальному и химическому воздействию в процессе диагенеза (Манская, Кодина, 1975), при стабильном поступлении в седиментационный бассейн и при прочих равных условиях

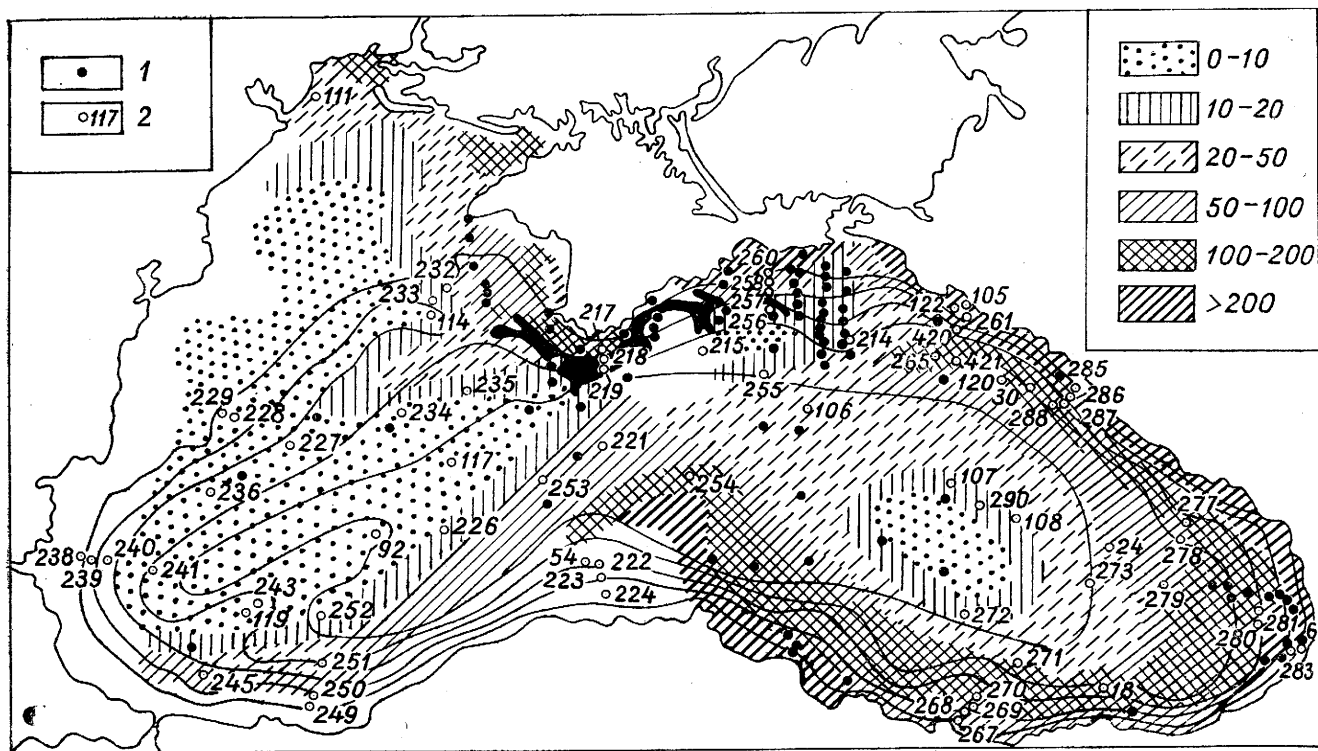


Рис. 3. Распределение абсолютных масс терригенного материала современных осадков Черного моря (в  $\text{г}/\text{см}^2$ ) (Страхов и соавт., 1954). 1 — станции, положенные в основу построений Н. М. Страхова; 2 — станции, где определялась влажность грунтов (Волков, 1961)



лигнин может служить индикатором темпа накопления минерального материала — нарастание темпа седиментации влечет за собой уменьшение относительных концентраций  $S_{орг}$  лигнина.

В рассматриваемом примере стабильность поступления в осадок лигнина отражается практически синхронным и однозначным изменением

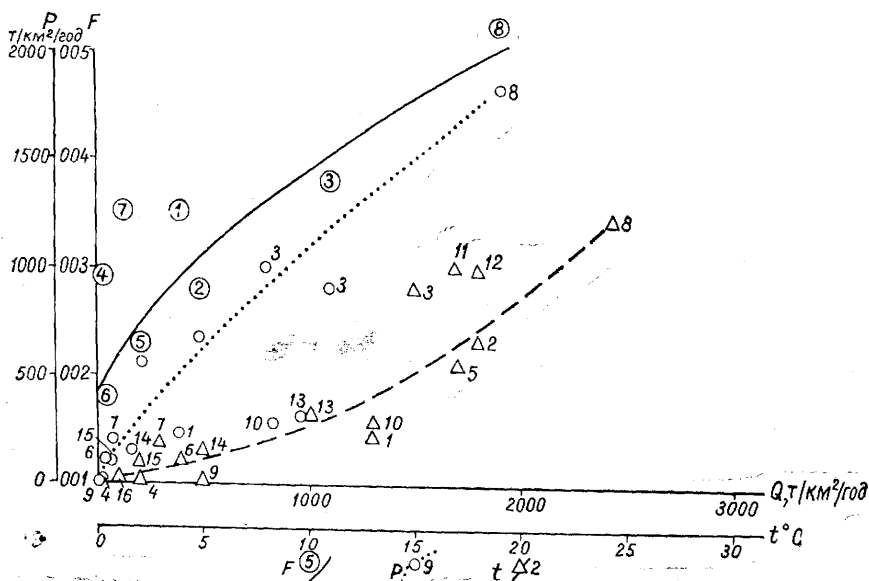


Рис. 4. Влияние темпа седиментации ( $Q$ ) на накопление ОВ в осадках ( $F$ ) и биологическую продуктивность ( $P$ ) и зависимость биологической продуктивности от среднегодовой температуры водоемов ( $t$ ) (Игнатов, 1967, с дополнениями и изменениями автора).

1 — Каспийское море; 2 — Черное море; 3 — Азовское море; 4 — Баренцево море; 5 — Прикалifornийская часть Тихого океана; 6 — оз. Байкал; 7 — Белое море; 8 — заливы побережья Техаса; 9 — Балтийское море; 10 — Аральское море; 11 — впадина Санта-Барбара; 12 — Токийский залив; 13 — оз. Балхаш; 14 — Охотское море; 15 — Берингово море (юго-западная глубоководная часть); 16 — Карское море. Биологическая продуктивность 9—16 определена Б. Ф. Игнатовым.

Таблица 1

Темп седиментации и коэффициент фоссилизации органического вещества в ряде морских и океанских бассейнов (по данным О. К. Бордовского, 1974, с дополнениями автора)

Море, океан	Темп седиментации, мм/1000 лет	Коэффициент фоссилизации
Азовское море	2300—2500	0,025 0,040 (Дацко, 1959) 0,038 (Игнатов, 1967)
Черное море	270—930 (Бруевич, 1949)	0,040—0,050 0,028 (Игнатов, 1967)
Каспийское море	400—600	0,040 0,035 (Игнатов, 1967)
Берингово море	200—350	0,008
Восточная Антарктика (шельф)	20—30	0,008 <sup>1</sup> (макс.)
Индийский океан (средняя часть)	160 (макс.)	0,0005
Тихий океан (центральная часть)	от 0,4—0,6 до 3,0—5,0	0,0002

<sup>1</sup> Определен на основе биологической продуктивности (около 100 г/м<sup>2</sup>  $S_{орг}$ /год — Богданов и соавт., 1971, по Геснеру) и максимальных абсолютных масс  $S_{орг}$ , фоссилирующихся в шельфовой зоне (0,08 г/см<sup>2</sup>/1000 лет — Бордовский, 1974).

суммарных относительных концентраций  $C_{орг}$  и концентраций  $C_{орг}$  нелигнинового ОВ (рис. 5)<sup>1</sup>. Поэтому обратную зависимость относительных концентраций  $C_{орг}$  нелигниновой органики от концентраций  $C_{орг}$  лигнина можно рассматривать как следствие усиления fossilization органического вещества при увеличении темпа накопления минеральной составляющей осадка. Таким образом, в рассмотренном случае увеличение темпа седиментации, с одной стороны, влечет за собой уменьшение относительных концентраций  $C_{орг}$  лигнина, с другой — увеличение относительных концентраций (и абсолютных масс) нелигнинового ОВ.

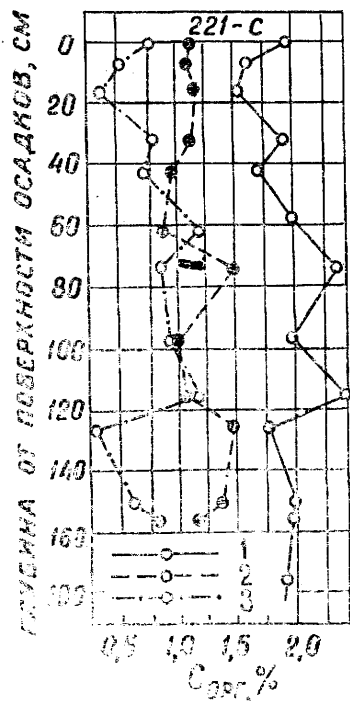


Рис. 5. Вертикальное распределение суммарного углерода (1), углерода лигнина (2) и углерода, не связанного с лигнином (3), в осадках залива Пьюджет-Саунд (Vader, 1956)

Судя по материалам исследования особенностей осадконакопления в заливе Наррагансет<sup>2</sup>, выполненного К. Оувиеттом и С. Никсоном (Oviatt, Nixon, 1975), влияние абсолютных масс минерального материала на абсолютные массы и относительные концентрации ОВ обнаруживается уже в органо-минеральных суспензиях, до выпадения твердой фазы в осадок. Установлено, что при темпе седиментации  $20 \pm 8,8$  г/см<sup>2</sup> — в верховье залива — и  $51 \pm 16,7$  г/см<sup>2</sup> — у его устья — содержание  $C_{орг}$  в суспензиях составляет соответственно  $5,4 \pm 0,9\%$  и  $3,4 \pm 1,0\%$ . Соотношения темпов седиментации (1:2,55) и относительных концентраций  $C_{орг}$  во взвесах (1:1,6) свидетельствуют о том, что минеральный материал проявляет себя не только как разбавитель, но и как аккумулятор ОВ.

К. Оувиеттом и С. Никсоном подчеркнута принципиально важная особенность седиментогенеза: концентрации  $C_{орг}$  в суспензиях во всех пробах оказались выше, нежели в осадках. Последнее может

быть следствием и расхода ОВ при диагенетических процессах, и оттока растворенной органики с седиментационными водами при уплотнении осадка.

С увеличением темпа седиментации сопряжено усиление выноса в седиментационные бассейны биогенных элементов, что при благоприятном сочетании других биологических условий влечет за собой увеличение продуктивности гидробионтов. При этом, как установлено Х. В. Харвеем (1948), питание фитопланктона происходит не только за счет биогенных элементов, растворенных в воде, но и за счет взвеси, прилипающей к стенкам фитопланктона. В таких случаях их ассимиляция происходит после растворения взвеси секретом, выделяемым растительными клетками при метаболизме. Примером положительного влияния взвеси на первичную продукцию в зонах существенного влияния на седиментогенез терригенного стока, а также в акваториях, где взвесь имеет преимущественно планктоногенную природу, является симбатность в ходе кривых, отражающих изменение этих факторов в поверхностном слое воды на разрезах через восточную часть Атлантического океана (рис. 6)

<sup>1</sup> Резкое поступление в осадок лигнина фиксируется только на глубине 75 см (от поверхности осадка).

<sup>2</sup> Атлантическое побережье США, штат Род-Айленд.

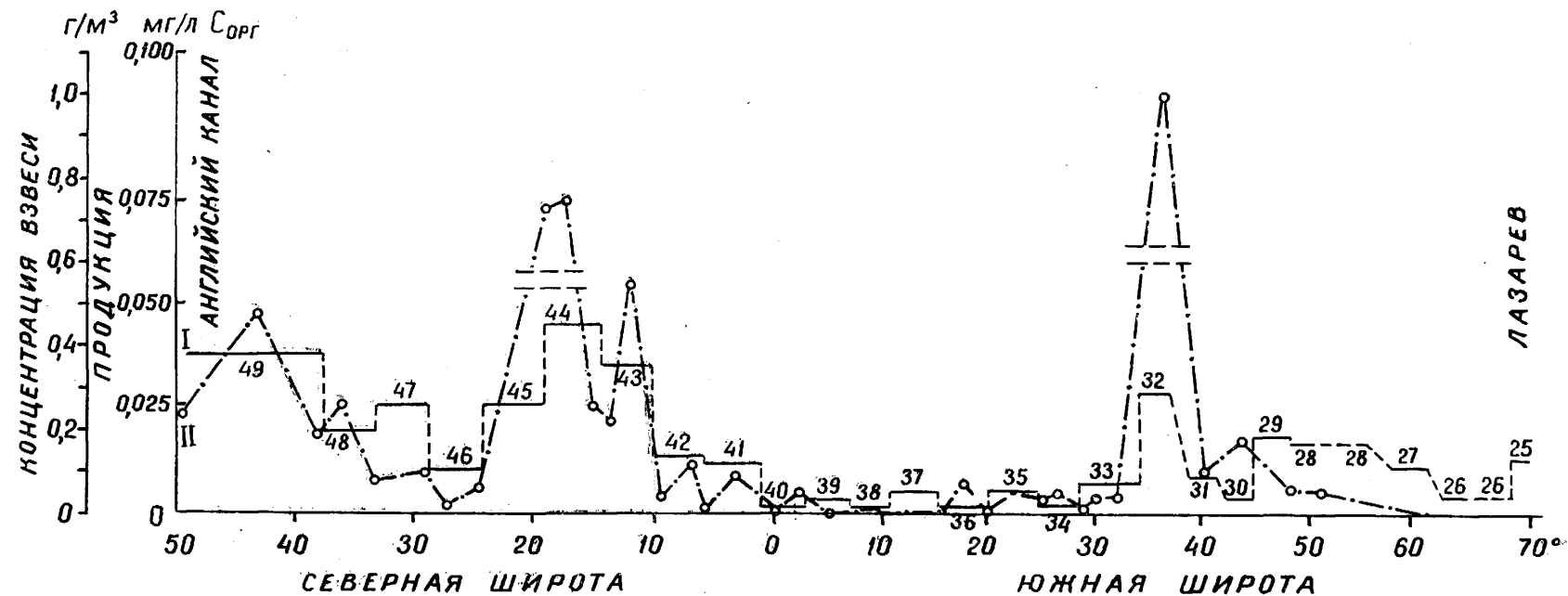


Рис. 6. Концентрации взвеси (I) и продукция органического вещества (II) в поверхностном слое вод на разрезе Антарктида — Английский канал с 11 марта по 13 апреля 1959 г. (Лисицын, 1961, по данным Е. И. Гордеева)

и в восточной тропической части Тихого океана (Богданов и соавт., 1976). Поэтому подмеченное Б. Ф. Игнатовым (рис. 4) усиление фоссилизации ОВ при увеличении темпа седиментации может быть объяснено и как следствие увеличения биологической продуктивности водоемов.

Итак, при одинаковом проявлении других факторов важнейшей предпосылкой усиления фоссилизации ОВ является нарастание темпа накопления минерального материала осадка. Проявление этого фактора рассматривается как процесс сорбции органического вещества минеральными частицами еще во взвеси, продолжающейся и после его свободного выпадения в осадок и захоронения в сорбированной и детритной органики по мере накопления минеральных компонентов осадка.

При анализе условий фоссилизации ОВ прежде всего обращает на себя внимание прямая зависимость относительных концентраций ОВ в осадочных образованиях от степени их дисперсности. При прочих равных условиях она проявляется в последовательном уменьшении содержания ОВ в фаціальном ряду глина → алевроит → песок соотношением порядка 4:2:1. Наиболее всесторонне эта закономерность рассмотрена П. Траском (Trask, 1932; Trask, Patnode, 1942), поэтому Н. Б. Вассоевич (1973) предложил называть ее закономерностью Траска.

Закономерное увеличение относительных концентраций ОВ с увеличением глинистости отложений проявляется как в современных (Страхов, 1939; Безруков, 1955, 1960а; Горшкова, 1956; Вебер, 1956; Бордовский, 1964, 1974; Thomas, 1969; Müller, 1977 и др.), так и древних (Страхов, Родионова, 1954; Ронов, 1958; Weeks, 1958; Запивалов, 1961; Гуляева и соавт., 1961; Акрамходжаев, 1973; Хант, 1971; Успенский, 1970, 1975; и др.) осадочных образованиях. Это может быть обусловлено пассивным обогащением осадка ОВ за счет его слабого разбавления минеральным материалом<sup>3</sup> (Страхов, 1937), а также прямой зависимостью накопления ОВ (и отдельных его компонентов) от сорбционной емкости минерального материала (Страхов, 1939; Скадовский, 1941; Grim, 1947; Андреев и соавт., 1955; Виноградов, 1967; Кгоерелп, 1968; Moggis, Calvert, 1975; Theng, 1976; и др.) и типа органического вещества (рис. 7). По мнению В. А. Успенского (1970), «даже при самых благоприятных условиях разложения органического вещества и при самом обильном насыщении иловых вод продуктами неполной его дегградации в случае отсутствия достаточных количеств сорбирующего глинистого материала главная масса водорастворенного органического вещества избежит поглощения и удалится при уплотнении осадка вместе с иловыми водами» (стр. 87). При этом В. А. Успенский полагает, что доля сорбированных компонентов ОВ увеличивается по мере уменьшения его относительных концентраций.

Синхронность в замедлении седиментации, повышении глинистости осадков и обогащении их ОВ наиболее четко проявляется в бассейнах с преимущественно высоким темпом накопления осадков<sup>4</sup>. Одним из примеров обратной зависимости относительных концентраций  $S_{орг}$  и глинистости минерального материала от скорости накопления осадков могут быть верхнечетвертичные озерно-болотные и дельтовые отложения низовой Миссисипи (Ho, Coleman, 1969), отличающиеся преимущественно высоким темпом седиментации (1 м осадка 50% влажности накапливается в среднем 275 лет). В пробуренной здесь 120-футовой (36,6 м) скважине

<sup>3</sup> Увеличение глинистости отложений нередко является индикатором замедления темпа седиментации.

<sup>4</sup> Лишь в тех случаях, когда увеличение темпа накопления глинистого материала сопряжено с усилением выноса в зону седиментации аллохтонного органического вещества, как это, например, имеет место в Балтийском, Белом и Карском морях (Кленова, 1948; Горшкова, 1962), — увеличение темпа седиментации иногда сопровождается и увеличением относительных концентраций  $S_{орг}$ .

увеличение глинистости разреза (рис. 8) синхронизируется как с ростом относительных концентраций  $C_{орг}$ , так и, в значительной степени, с увеличением прочности отложений на сжатие — одним из индикаторов уменьшения темпа седиментации (см. следующую главу).

В отличие от седиментационных бассейнов с высокими скоростями осадконакопления, где увеличение глинистости осадков нередко является следствием уменьшения темпа седиментации (а увеличение темпа седиментации на фоне усиления фоссилизации ОВ понижает относительные концентрации последнего в осадке, тем самым маскируя истинную картину динамики накопления ОВ), в пелагических областях океанов и

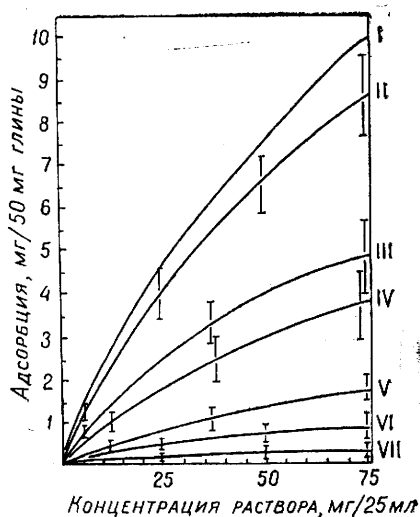


Рис. 7. Зависимость адсорбции ОВ минеральными частицами от типа минеральных частиц и от типа и концентрации растворенного ОВ (Бедер и соавт., 1960). I — монтмориллонит — аспарагиновая кислота; II — монтмориллонит — аланин; III — монтмориллонит — глюкоза; IV — монтмориллонит — сахароза; V — каолинит — аспарагиновая кислота; VI — каолинит — аланин; VII — каолинит — глюкоза

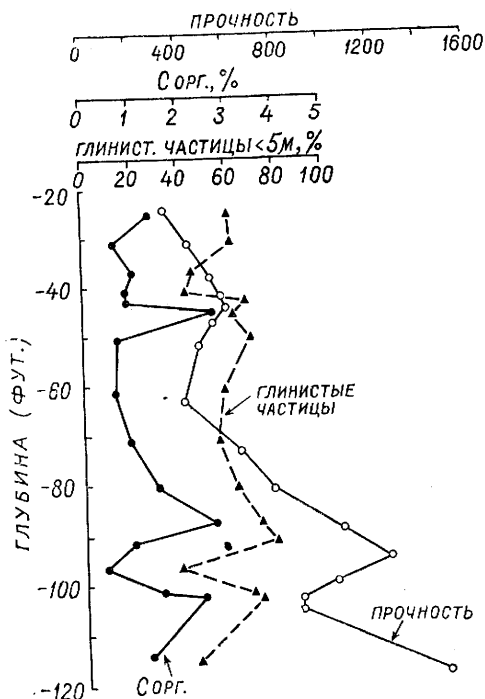


Рис. 8. Глинистость, обогащенность  $C_{орг}$  и прочность современных отложений бассейна Атачафалия (Но, Coleman, 1969)

крупных морских бассейнов увеличение глинистости осадков, как правило, — следствие и увеличения скорости их накопления. В этой связи целесообразно рассмотреть особенности накопления ОВ на пелагическом глубоководье, где изменение скорости седиментации в ее начальном (низком) диапазоне позволит проследить роль сорбции органического вещества минералами глин как фактора его фоссилизации.

## ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНСКИХ ОСАДКАХ

Поддержание стабильной биологической продуктивности водоема даже при самой минимальной фоссилизации ОВ в осадках немислимо без постоянного его пополнения биогенными элементами. Основным ис-

точником питания биогенными элементами как внутренних водоемов, так и океанов, является терригенный сток. По мнению А. П. Лисицина (1974), «...масштабы деятельности фитопланктона океана, как звена природной биоценологической системы, строго ограничены. Он не может потреблять больше или существенно меньше солей, чем их поступает с речным стоком с суши» (стр. 81).

Во внутренних и окраинных морях, отличающихся усиленной фоссилизацией ОВ, обусловленной высоким темпом накопления осадков, поддержание установившегося уровня биологической продуктивности находится в непосредственной зависимости от стабильного поступления питательных веществ с речным стоком. В океанах же, как это особенно четко отражено исследованием Д. Е. Гершановича и соавторов (1974), непосредственное влияние терригенного стока на продуктивность гидробионтов сказывается только в прибрежье — в приустьевых частях крупных рек. Что же касается большей части океанских просторов, то в их пределах прямое влияние терригенного стока на биологическую продуктивность «гасится» грандиозными объемами водных масс ( $1\ 370\ 323$  тыс. км<sup>3</sup>, Степанов, 1961). Поэтому «сгущения жизни», возникающие в зонах хорошего прогрева фотического слоя, контролируются в них главным образом особенностями водной циркуляции, обуславливающей апвеллинг — подъем холодных глубинных вод, обогащенных биогенными элементами вследствие минерализации органического вещества отмерших гидробионтов, — или же вынос биогенов в прогретые воды холодными арктическими и антарктическими течениями.

Для объяснения природы особенностей возникновения высокопродуктивных зон океана обратимся к исследованиям, касающимся химической основы первичной биологической продукции океанских вод. В этой связи особый интерес представляют исследования М. В. Федосова (1966). Говоря о продуктах денудации как о первоисточниках «пополнения компонентов биогенного химического состава вод океана», он обращает внимание на следующее обстоятельство: «В вегетационный период в фотическом слое в процессе фотосинтеза новообразуется из минеральных компонентов во многие десятки раз больше первичного органического материала, чем приносится с суши. Подобные процессы становятся реальными благодаря тому, что в фотический слой поступают минеральные питательные вещества из нижележащих слоев воды. Однако это уже вторичный источник минеральных питательных веществ водоема. Весь процесс поступления биогенных веществ из нижних слоев морской воды — это по существу перераспределение минеральных питательных солей внутри самого океана» (стр. 73—74, разрядка моя — Л. Н.).

Согласно подсчетам М. В. Федосова, терригенный сток ежегодно составляет в океанские воды в коллоидном, растворенном и во взвешенном состоянии не менее  $0,2 \cdot 10^9$  т биогенных элементов. Если принять во внимание, что на образование 1 г углерода в фотическом слое расходуется 17,4 мг-ат Si, 13,0 мг-ат N и 0,87 мг-ат P (Волковинский, 1974), то за счет биогенных элементов терригенного стока (при их оптимальном соотношении) может быть продуцировано около  $6,4 \cdot 10^9$  т  $C_{орг}$  ( $11,6 \cdot 10^9$  т сухого органического вещества). Это согласуется с определениями Ю. А. Богданова и соавторов (1971) массы ОВ, захороняющегося в океанских осадках ( $1,2—15,1 \cdot 10^9$  т), и свидетельствует о том, что при оптимальном парциальном соотношении количества биогенных элементов, поступающих в океаны с терригенным стоком, вполне достаточно как для восполнения потерь органического вещества вследствие его фоссилизации в осадке, так и для обеспечения положительного годового баланса ОВ (углерода) и биогенных элементов в океанской воде (табл. 2). Последнее весьма важно не только для познания эволюции

баланса биогенных элементов в океанских водах, но и для оценки потенциала океана как источника пищевых и минеральных ресурсов<sup>5</sup>.

Согласно расчетам О. К. Бордовского (1974), в осадках Тихого (центральная часть) и Индийского (северная часть) океанов фоссилизировается соответственно всего 0,02; 0,05% первичной продукции органического вещества гидробионтов. Поэтому чрезвычайно малая фоссилизация органического вещества в океанских осадках — главный фактор сохранения и наращивания биоэнергетического потенциала океанов<sup>6</sup>. Если бы в океанах фоссилизация органического вещества стала происходить в таких же масштабах, как и во внутренних морях (рис. 4), то по мере истощения запасов биогенных элементов, накопленных в ходе предшествующей их истории, они в течение сотни лет постепенно превратились бы в водные пустыни.

Гидродинамически обусловленная локализация зон высокой биологической продуктивности океанов, проявляющихся в приэкваториальной полосе, в относительно высоких широтах Северного и Южного полушарий и в прибрежных зонах подъема глубинных вод (Марти, Мартинсен, 1966; Богданов и соавт., 1971, фиг. 4; Романкевич, 1974; Гершанович и соавт., 1974; Страхов, 1976, 1978; и др.), нередко истолковывается как доказательство отсутствия прямой зависимости биологической продуктивности водоемов от среднегодовой температуры их фотического слоя (Козлов, 1957; Жижченко, 1959; Бордовский, 1971; Романкевич, 1974; и др.). Но, как уже обращалось внимание (Назаркин, 1966), к такому выводу можно придти только в том случае, если влияние температуры на продуктивность гидробионтов рассматривать в отрыве от обеспеченности фотического процесса биогенными элементами.

Таблица 2

Ориентировочный баланс органического углерода в воде Мирового океана, гС/год (Скопинцев, 1971)

Приход	Расход
1. Продукция фитопланктона — $3,84 \cdot 10^{16}$	1. Использование усвояемости органического вещества планктонного происхождения (92% годовой продукции фитопланктона) — $3,53 \cdot 10^{16}$
2. Водорастворимый гумус терригенного происхождения — $1,8 \cdot 10^{14}$	2. Осаждение на дно отмерших организмов (5% годовой продукции фитопланктона) — $19,20 \cdot 10^{14}$
	3. Окисление и сорбция на взвесах водного гумуса планктонного происхождения в количестве, равном 3% годовой продукции фитопланктона — $11,52 \cdot 10^{14}$
	4. То же для водного гумуса терригенного происхождения в количестве, равном его поступлению — $1,80 \cdot 10^{14}$
Сумма $3,86 \cdot 10^{16}$	Сумма $3,85 \cdot 10^{16}$

Вот как оценивают роль температурного фактора в биологической продуктивности водоемов Л. А. Зенкевич и В. Г. Богоров — крупнейшие авторитеты в области биологии моря: «В наиболее холодных арктических и антарктических морях процессы биологического продуцирования

<sup>5</sup> Восполнение происходит за счет регенерации биогенных элементов в процессе разложения лабильной части органического вещества при его опускании в толще воды и в ходе диагенеза в верхней части осадка.

<sup>6</sup> Согласно данным М. В. Федосова (1966), запасы биогенных элементов в основной массе океанских вод более чем в 100 раз превышают их содержание в фотическом слое.

совершаются медленно, вследствие низкой температуры, и общее количество растений и животных там невелико... С продвижением в сторону тропиков мы попадаем в умеренной зоне в районы очень высокой биомассы. С дальнейшим продвижением в более теплые моря продукция все возрастает, так как, чем выше температура, тем быстрее растут организмы, тем скорее они становятся половозрелыми, тем больше поколений они успевают дать в течение года. *Одно и то же исходное количество растений и животных в теплых водоемах, если имеется достаточное питание, дает больший годовой урожай, чем в холодноводных, где жизненные процессы идут медленнее* (Зенкевич, 1956, стр. 137—138, курсив и разрядка мои — Л. Н.) (рис. 9). «Бытующее мнение, что с переходом из областей умеренного климата в тропические мы «прощаемся» с богатыми жизнью районами океана, неверно — это результат прежнего незнания количества жизненных процессов в океане» (Богоров, 1967, с. 44). Так же, как и Л. А. Зенкевич, В. Г. Богоров (1955) объясняет это тем, что «...с повышением температуры воды ускоряются химические процессы, совершающиеся в теле организма. Таким образом, обитатели теплых вод растут скорее, зато быстрее и отмирают. Продуцирование живого вещества в тропической области идет быстрее, чем в умеренной и, особенно, в полярной» (стр. 44, курсив мой. — Л. Н.).

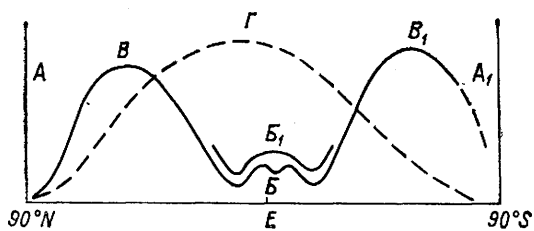


Рис. 9. Схема биологической структуры океана для фауны и флоры его поверхностных слоев на меридиональном разрезе (Зенкевич, 1948). А, А<sub>1</sub> — зоны полярных минимумов биомассы; В, В<sub>1</sub> — зоны приэкваториальных повышений биомассы в экваториальном поясе ее минимумов; В — восточная часть океана; В<sub>1</sub> — западная часть океана; Г — P/B коэффициент (отношение продукции к биомассе)

Таковую же оценку роли температуры в поддержании обильной жизни в водоемах дают многие исследователи (Emiliani et al., 1959; Безруков, 1960а; Вильямс, Баргхурн, 1960; Белов, Лапина, 1961; Кетр, 1969; Коуата, Норие, 1973; и др.).

Выводы Л. А. Зенкевича и В. Г. Богорова подтверждаются не только рыбопромысловым богатством низких широт (там, где фотосинтез не лимитируется биогенными элементами), но и исследованиями динамики потребления биогенных элементов фитопланктоном в фотическом слое в зависимости от широты места. В этом отношении показательны результаты работ В. В. Волковинского (1974), установившего, что по меридиану 19° з. д. (северо-западное побережье Африки — Антарктида) в течение летнего сезона степень потребления биогенных элементов в тропиках (5,1—11,8%) в 51—59 раз выше, чем в антарктических водах (0,1—0,2%) (табл. 3). Это подтверждается и исследованиями скорости химических процессов в фотическом слое тропических широт Атлантики, где, как установлено В. Н. Иваненковым и соавторами (1972), биологическая продуктивность, а следовательно, и темп ассимиляции и регенерации биогенных элементов оказались в 4 раза выше, по сравнению с данными О. И. Кобленц-Мишке и соавторов (1968), оценивающих приэкваториальные (тропические и субтропические) широты океанов как области с преимущественно низкой биологической продуктивностью.

Низкие скорости ассимиляции биогенных элементов в холодных антарктических водах и малая продолжительность биологического лета (рис. 10) обусловили здесь накопление биогенных элементов не только в фотическом слое (табл. 3), но и в подстилающей их водной толще (Максимова, 1974). Поэтому холодные воды (поверхностные и глубинные) нередко оказываются аккумуляторами больших масс биогенных



элементов. И «разрядка» таких аккумуляций может произойти только при повышении температуры фотического слоя и увеличении интенсивности и продолжительности освещения в условиях постоянного подтока биогенных элементов с глубинными водами. Их «разрядка» может также произойти и вследствие вытеснения глубинных вод в прогретую зону

Моря	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
I Полярные а) полярный бассейн б) высокоарктические (сибирские) в) нижнеарктические (Мурман)	Лето												
	Зима						Весна Осень						Зима
	Зима						Весна Лето Осень						Зима
II Умеренные а) северные (норвежские воды) б) южные (английские воды)	Зима		Весна		Лето				Осень		Зима		
	Зима		Весна		Лето				Осень		Зима		
III Субтропические	Зима		Весна		Лето				Осень		Зима		
IV Тропические	Весна				Лето				Осень		Весна		

Рис. 10. Продолжительность биологических сезонов планктона в разных широтных зонах океана (Богоров, 1938)

фотосинтеза при заполнении глубоководных впадин водами повышенной плотности, как это имело место в новозвксинскую историю Черного моря, когда в его акваторию стали поступать более минерализованные (и более прогретые) средиземноморские воды (Страхов, 1971).

В океанах и окраинных морях разрядка аккумуляций биогенных элементов проявляет себя обогащением осадков тепловодными диатомеями, карбонатом кальция и, как правило, ОВ (Emiliani et al., 1959; Безруков, 1960а; Белов, Лапина, 1961; Ericson et al., 1961; Горшкова, 1962а; Романкевич и соавт., 1964; Vilks, Rashid, 1976; и др.). Так же проявляют себя эпохи потеплений и в осадках внутренних (средиземных) водоемов (Кетр, 1969; Kayata, Nogie, 1973), а в Черном море обильное накопление органического вещества в древнечерноморское время явилось причиной его сероводородного заражения (Страхов, 1971).

Особенно четко сказывается прямое влияние темпа поступления биогенных элементов и температуры воды на биологическую продуктивность внутренних водоемов (рис. 4). Примером тому — Каспийское море, где, по наблюдениям Н. И. Винецкой (1966), на фоне прямой зависимости биологической продуктивности вод от привноса биогенов речными водами, резко упавшего после зарегулирования стока Волги (Барсукова, 1966; Максимова и соавт., 1978), первичная продукция ОВ находится в прямой зависимости от температуры среды обитания гидробионтов. Н. И. Винецкая объясняет это тем, что «по мере прогревания водных масс интенсивность фотосинтеза увеличивается, и в период паводка Волги, когда происходит постоянный приток биогенов с полыми водами, образование органического вещества в открытом море на западе достигает максимума» (стр. 147).

При прочих равных условиях накопление биогенных элементов находится в прямой зависимости от жесткости и продолжительности неблагоприятных для фотосинтеза условий. Чем продолжительнее и стабильнее период холодноводья, тем мощнее и продолжительнее период бурного развития гидробионтов при повышении температуры воды. Это характерно как для сезонных изменений биологической продуктивности водоемов (Винецкая, 1966), так и для долгопериодных изменений климата, когда начало потеплений сопровождается резким обогащением

Таблица 3

Расчет степени потребления и скорости истощения биогенных элементов в водах  
Центральной и Южной Атлантики (Волковинский, 1974)

Рассчитываемые величины	Широта, град.									
	северная		южная							
	20	10	0	10	20	30	40	50	60	72
Средняя величина первичной продукции, мг С · м <sup>-2</sup> · сутки	1000	340	340	70	70	70	70	140	200	340
Масса биогенных веществ, потребляемых в фотическом слое, мг-ат · м <sup>-2</sup> · сут <sup>-1</sup>										
P 0,87	0,29	0,29	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,12	0,17	0,30
Si 17,4	5,9	5,9	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	2,4	3,5	5,9
NO <sub>3</sub> 13,0	4,4	4,4	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,8	2,6	4,4
Запас биогенов в фотическом слое, мг-ат · м <sup>-2</sup>										
P 17	27	21	10	8	27	97	110	135	200	
Si 210	105	400	120	100	110	380	1800	4100	4300	
NO <sub>3</sub> 110	80	—	—	—	—	650	1700	2400	2000	
Степень потребления биогенов, %										
P 5,1	1,1	1,4	0,6	0,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Si 8,3	5,5	1,5	1,0	1,2	1,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
NO <sub>3</sub> 11,8	5,6	—	—	—	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Время истощения запаса биогенов в фо- тическом слое, сутки										
P 20	91	71	167	120	81	667	909	833	667	
Si 12	18	67	100	82	90	312	769	1250	730	
NO <sub>3</sub> 8	18	—	—	—	—	714	909	909	820	

осадков ОВ, возникающим за счет разрядки аккумуляций биогенных элементов и за счет усиления их поступления в водоемы вследствие активизации химического выветривания в областях сноса.

Судя по материалам исследований Г. Вилкса и М. Рашида (Vilks, Rashid, 1976), такая обстановка имела место на субарктическом континентальном шельфе Канады. Здесь из-за повышения температуры фотического слоя и усиления седиментации в послеледниковое время межледниковые отложения обогатились ОВ, и, как следствие, в ходе диагенеза в них образуется биогенный метан. Примером аналогичной ситуации может служить и история Аквитанского бассейна, где высокие концентрации урана, возникающие в связи с усилением накопления ОВ (Наумов и соавт., 1963; Батурич, 1973; Готтих, Муравьева, 1974; и др.), обнаружены в пачках и горизонтах, перекрывающих отложения ледниковых эпох (Caralp, Vigneaux, 1969). Можно полагать, что и ритмично повторяющаяся в осадочном покрове высокая ураноносность отложений, обогащенных ОВ (Евстрахин, 1967; Неручев, 1976), всякий раз «стартовала» разрядкой аккумуляций биогенных элементов, что нередко проявляется повышенной концентрацией ОВ в подошвенных частях таких отложений.

Прогрев водных масс, инициирующий биологическую продуктивность водоемов, иногда связывают с глубинным теплом. Так, в частности, объясняет природу цикличности в накоплении ОВ С. М. Катченков (1969). В его представлении усиление биологической активности в водоемах синхронно периодам активизации тектонических процессов, обуславливающих как прогрев водных масс, так и питание водоемов биогенными элементами, поступающими по разломам с глубинными водами<sup>7</sup>. Одним из основных доказательств правильности такого объяснения причин активизации биологических процессов С. М. Катченков приводит подмеченное Н. М. Страховым (1962) отсутствие строгого климатического контроля в образовании горючих сланцев.

Но такой механизм подогрева и пополнения водных масс биогенными элементами водных масс не универсален, так как темп накопления горючих сланцев, как правило, синхронен ослаблению тектонической активности, а следовательно, и ослаблению подъема ювенильных вод. Поэтому концентрированные скопления органического вещества, характерные для горючих сланцев, обычно являются не столько следствием его интенсивного накопления, сколько результатом слабого разбавления органики минеральным материалом. И это понятно, так как при прочих равных условиях биологическая продуктивность водоемов находится в прямой зависимости от темпа пополнения их биогенными элементами, который, в свою очередь, находится в прямой зависимости от темпа поступления в водоемы минерального материала — основного фактора и фоссилизации и разбавления ОВ.

Помимо фактов высокой биологической продуктивности, проявляющейся в зонах подъема холодных глубинных вод в пределах низких и средних широт или же в областях прогрева арктических и антарктических вод теплыми течениями, в качестве подтверждения положительного влияния низких температур на накопление в осадках потенциально нефтематеринского ОВ О. К. Бордовским (1971) приводится большая, нежели в теплых водах, жирность планктона и меньшее число пищевых уровней в «лестнице миграций» холодноводных гидробионтов.

В. Г. Богоров (1960), впервые установивший увеличение жирности океанического планктона по мере удаления от экватора (табл. 4), объясняет это явление физиологической необходимостью жизнеобеспечения холодноводных организмов, большей продолжительностью их жизни и меньшей их продуктивностью.

<sup>7</sup> Так же, по мнению С. Г. Неручева (1976), происходило и пополнение бассейновых вод ураном во время образования ураноносных отложений.

Эти особенности биологических процессов в холодных водах не оставляют сомнения в том, что при прочих равных условиях в низких широтах, отличающихся высоким коэффициентом продуктивности<sup>8</sup>, обусловленным как высокой интенсивностью фотосинтетических и физиологических процессов, так и большей, нежели в высоких широтах, продолжительностью биологических сезонов<sup>9</sup> (рис. 10), годовая продукция жировых соединений будет несоизмеримо выше, чем в холодноводных бассейнах высоких широт. Это характерно и для акваторий с меньшими, нежели в холодных водах, относительными концентрациями биогенных элементов, так как поддержание высокого темпа воспроизводства ОБ там происходит за счет быстрой регенерации биогенов при разложении нестойкой части ОБ. По данным М. П. Максимовой (1974), в тропиках регенерация азота и фосфора происходит в 4—5 раз быстрее, нежели в полярных районах.

О характере контрастов динамики воспроизводства ОБ между холодноводными и тепловодными водоемами можно судить по приведенному автором сравнению биомассы<sup>10</sup> и продукции<sup>11</sup> Баренцева, Каспийского и Черного морей (рис. 11). Из-за низкой среднегодовой температу-

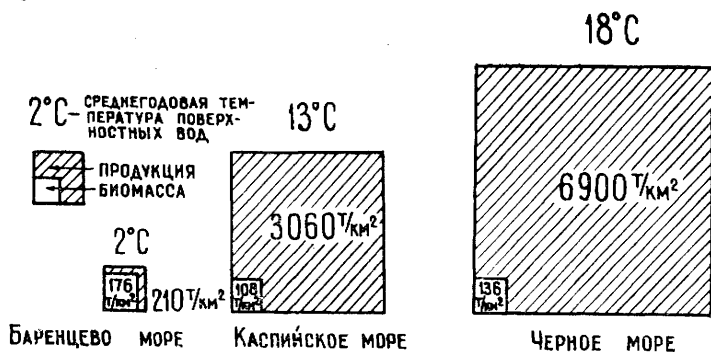


Рис. 11. Соотношение биомассы и продукции (среднегодовых) в Баренцевом, Каспийском и Черном морях (по данным Л. А. Зенкевича, 1947, 1951; С. В. Бруевича, 1939, и Н. В. Вассоевича, 1958)

ры поверхностных вод и малой продолжительности биологических сезонов биомасса Баренцева моря, в 1,6 раза превышающая биомассу Каспийского и в 1,3 раза — биомассу Черного морей, продуцирует ОБ в 15 раз меньше по сравнению с Каспийским морем и в 32 раза меньше в сравнении с продукцией Черного моря, отличающихся и более высокой среднегодовой температурой фотического слоя воды, и большей продолжительностью биологических сезонов<sup>12</sup>. Поэтому подмеченное О. И. Кобленц-Мишке и В. И. Ведерниковым (1973) увеличение темпа деления, а следовательно, и коэффициента продуктивности (Р/Б) фитопланктона по мере уменьшения его биомассы при благоприятных биономических

<sup>8</sup> Р/Б коэффициентом (рис. 8).

<sup>9</sup> Времен года с оптимальными для жизнедеятельности гидробионтов температурными и световыми условиями.

<sup>10</sup> Количество ОБ в живых организмах на определенной площади водоема, выраженное в весовых единицах; может быть среднегодовым, сезонным, месячным, максимальным и т. п.

<sup>11</sup> Количество ОБ, воспроизводимого биомассой в тот или иной интервал времени.

<sup>12</sup> Этим-то и объясняется подмеченное Н. М. Страховым (1939) — при анализе материалов исследования П. Траском (Trask, 1932) океанских осадков северного полушария — явление, когда «увеличение биомассы планктона в умеренных и северных широтах не находит себе эквивалентного отражения в осадке» (стр. 81). Судя по всему, такую же природу имеет несоответствие больших концентраций планктона малому содержанию *Сорг* в поверхностном слое океанских осадков высоких широт южного полушария (Страхов, 1978). Низкая продуктивность гидробионтов нейтрализует здесь положительную роль в фоссилизации ОБ и относительно высокого темпа седиментации (рис. 16), и слабой прогремости водного столба, сдерживающей минерализацию посмертных остатков гидробионтов.

условиях оборачивается генерацией ОВ, во много раз превосходящей генерацию органики большими биомассами холодноводных водоемов, обогащенных биогенными элементами. Вместе с тем это вовсе не означает, что большим биомассам фитопланктона «запрещены» высокие коэффициенты продуктивности. О. И. Кобленц-Мишке и В. И. Ведерников приводят примеры, когда биомасса фитопланктона в один миллиард клеток в кубическом метре воды при благоприятных биохимических условиях генерирует 1000 мг углерода в день, тогда как в худших условиях обитания дневная генерация углерода такой биомассой составляет всего 0,2 мг.

Таблица 4

Средняя жирность планктона (в % от сухого веса)  
на различных широтах Тихого и Атлантического океанов  
(Богоров, 1960)

Широты	Тихий океан		Атлантический океан 30° з. д.
	172° в. д.	174° з. д.	
70 — 40° с. ш.			20,1
30			16,1
20		14,1	12,2
10		13,4	12,9
0	10,8	6,6	11,3
10 — 20° ю. ш.			26,0
30	17,6	11,0	
40		10,0	

Таким образом, при прочих равных условиях вдвое меньшая жирность тепловодного планктона в годовом балансе ОВ дает величину, в десятки раз превосходящую величину продуцирования жировых веществ холодноводным планктоном. Если при этом иметь в виду, что *в тропических водах жирность планктона зависит не столько от температуры воды, сколько от обогащения ее биогенными элементами* (чем выше обеспеченность фотического слоя биогенными элементами, тем выше биомасса планктона, тем выше его жирность — Богоров и соавт., 1966), то некоторое обогащение липидами холодноводного планктона не может иметь самостоятельного значения как фактор накопления нефтематеринского ОВ.

В качестве основного фактора переноса органического вещества в донные осадки глубоководных зон океана нередко рассматриваются «лестницы миграций», возникающие вследствие суточных вертикальных перемещений зоогидробионтов, создающих «пищевые цепи», берущие начало в фотическом слое. Если же обратиться к материалам, отражающим динамику накопления отдельных компонентов осадков, то станет очевидным, что *в океанских осадках в прямой зависимости от темпа седиментации находятся не только абсолютные массы органического вещества*, характерные для шельфовых и эпиконтинентальных водоемов с высоким темпом седиментации, *но и его относительные концентрации в осадке*. На это обстоятельство впервые обратили внимание Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын и Е. А. Романкевич (1971) при сравнении особенностей накопления органического вещества в глубоководных котловинах Берингова моря и в краевой части ложа северо-западной части Тихого океана.

На фоне примерно одинаковой биологической продуктивности в осадках Берингова моря, накапливающихся со скоростью 10—33 см/1000 лет, относительное содержание  $S_{орг}$  оказалось в 1,5—3 раза выше, чем в Командоро-Камчатском районе Тихого океана, где темп седиментации составляет всего 0,5—3 см/1000 лет. Абсолютные же массы  $S_{орг}$ , накопившиеся в голоцене, в Беринговом море в 10—35 раз превышают его суммарные количества, накопившиеся на единицу площади в пределах

северо-западной части ложа Тихого океана. Прямая зависимость фоссиллизации ОБ от темпа накопления минеральной части осадков и от их глинистости проявляется и при анализе особенностей осадконакопления в северо-восточной части Тихого океана (Gross, 1967).

Решающая роль темпа седиментации в процессе фоссиллизации ОБ проявляется и в собственно океанских пелагических осадках. На примере Атлантического океана это установлено Н. М. Вихренко (1966), по Тихому океану аналогичные результаты получены Е. А. Романкевичем (1974). Особый интерес в этом отношении представляют исследования особенностей накопления ОБ в пределах подводных окраин материков, выполненные Д. Е. Гершановичем, Т. И. Горшковой и А. И. Конюховым (1974). Прямую зависимость накопления ОБ в осадках от темпа седиментации они объясняют как высокой биологической продуктивностью прибрежных вод шельфа и континентального склона (Н. М. Вихренко главную роль в балансе ОБ отводит аллохтонной, преимущественно терригенной, органике), так и быстрым захоронением ОБ минеральной частью осадка.

Согласно данным Е. А. Романкевича<sup>13</sup>, в осадках подводных окраин континентов, гемипелагических областей и пелагиали Тихого океана при среднем соотношении относительных концентраций  $C_{орг}$  100 : 35 : 27 и темпах седиментации, составляющих соответственно 30—15, 3—2 и 0,5—0,3 см/1000 лет, абсолютные массы органического вещества в осадках относятся как 100:4,0:0,5. Последнее более чем в 8 раз превышает соотношение относительных концентраций  $C_{орг}$  и всего в 2,5—3,5; 1,4 раза—соотношения темпов седиментации. Аналогичная закономерность проявляется и на шельфе Западной Африки (Романкевич, Батурин, 1974). В пределах этой акватории при в 5—13 раз меньшей продуктивности вод гумидной зоны (0,3 г С/м<sup>2</sup>/день) по сравнению с аридной (1,5—3,8 г С/м<sup>2</sup>/день)<sup>14</sup>, но вследствие более высокого темпа седиментации на шельфе гумидной зоны относительные концентрации  $C_{орг}$  в них (2,33—2,60%) только в 1,5—4,5 раза ниже, нежели в осадках аридной зоны (3,30—11,79%).

Прямая зависимость фоссиллизации, а следовательно, и накопления абсолютных масс ОБ от скорости нарастания океанских и морских осадков подмечена и другими исследователями (Эмери, 1961; Розанов и соавт., 1972; Страхов и соавт., 1973; Бордовский, 1974; Шнюков и соавт., 1974; и др.).

Рассмотренные примеры прямого влияния темпа седиментации на фоссиллизацию ОБ в современных осадках ряда акваторий Мирового океана согласуются и с результатами исследования накопления ОБ в голоценовых отложениях всего Мирового океана. Согласно данным Д. Е. Гершановича и соавторов (1974), на материковом склоне и его подножии за голоценовое время накопилось 87,4% суммарных абсолютных масс  $C_{орг}$ , в то время как их площадь составляет всего 21,3% площади Мирового океана. И причина того — не только высокая биологическая продуктивность прибрежных зон, но и скорость накопления осадков, которая в пределах материкового склона и его подножия в 2 раза выше, чем на шельфе, и в 30 раз выше, нежели в пределах ложа океана. При этом темп седиментации сказался не только на накоплении абсо-

<sup>13</sup> Убедительные доказательства прямого влияния темпа седиментации на фоссиллизацию ОБ в океанских осадках содержатся и в недавно вышедшем в свет капитальном труде Е. А. Романкевича (1977), посвященном геохимии ОБ в океане.

<sup>14</sup> Высокая биологическая продуктивность шельфовых вод аридной зоны обусловлена подъемом глубинных вод, обогащенных биогенными элементами (Марти, Мартинсен, 1966; Сенин, 1974). В гумидной тропической зоне относительно низкая биологическая продуктивность шельфовых вод обусловлена малым выносом биогенных элементов речным стоком. Это вызвано глубоким химическим выветриванием пород в области сноса (Сенин, 1974) с образованием истощенных биогенными элементами кор выветривания латеритного типа (см. главу IV).

лютных масс  $S_{орг}$ , но и на его относительных концентрациях (табл. 5).

Д. Е. Гершанович и соавторы оценивают континентальные склоны и их подножия как основной «накопитель» ОВ на протяжении всего геологического прошлого океанов, что согласуется с идеями и доказательствами Ю. М. Пущаровского (1975), рассматривающего периферий-

Таблица 5

**Накопление  $S_{орг}$  в голоценовых отложениях  
Мирового океана (Гершанович и соавт., 1974)**

Геоморфологические зоны дна океана	Площадь, км <sup>2</sup>	Средняя мощность, Q, м	Среднее содержание $S_{орг}$ %	Абсолютные массы $S_{орг}$ , T
Шельф	26,7 · 10 <sup>6</sup>	0,8	0,7	22,4 · 10 <sup>10</sup>
Материковый склон и подножие	76,5 · 10 <sup>6</sup>	1,5	1,3	195,0 · 10 <sup>10</sup>
Ложе океана	257,0 · 10 <sup>6</sup>	0,05	0,3	5,4 · 10 <sup>10</sup>

ные зоны океанов и быстро заполняющиеся осадками океанические впадины в качестве важнейших нефтегазоносных и нефтегазоперспективных геологических объектов.

Ю. А. Богданов и соавторы, так же, как и Н. М. Вихренко и Е. А. Романкевич, интерпретируют прямую зависимость фоссилизации ОВ от темпа седиментации как следствие проявления «захороняющего эффекта» минеральной массы осадка по отношению к ОВ, поставляемому в осадок зоопланктоном из фотического слоя, благодаря «быстрому удалению ОВ из сферы его активного уничтожения микро- и макробентосом» (Богданов и соавт., 1971, стр. 54). Такое же объяснение механизма накопления ОВ в осадках в зависимости от темпа седиментации, когда минеральная часть осадка рассматривается только как материал, физически изолирующий ОВ от окислителей, растворенных в наддонной воде, встречается во многих публикациях (Михайловский, 1906; Губкин, 1937; Тамразян, 1955; Вебер, 1956а, 1973; Бордовский, 1964, 1966, 1971 и др.; Романкевич, 1968, 1974; и др.).

Сторонники объяснения прямого влияния темпа седиментации на фоссилизацию ОВ как следствия эффекта скорости его погребения обычно не учитывают чрезвычайно низкую скорость нарастания осадков, даже в условиях «ураганных» темпов седиментации. Так, при максимальном темпе накопления пелитовых толщ Берингова моря (33 см/1000 лет)<sup>15</sup> и при мощности окислительной зоны осадка всего 1 см органическое вещество, достигшее дна, прежде чем попадет в анаэробную обстановку, будет более 30 лет находиться в условиях окислительной среды, разрушающей потенциально нефтематеринские компоненты, и активной деятельности пелобионтов. Если же при этом иметь в виду, что высокий окислительный потенциал в глубоководных осадках Берингова моря нередко проявляется на глубине нескольких десятков метров (Бруевич, Зайцева, 1958), то продолжительность пребывания ОВ в окислительных условиях может затянуться на многие десятки и сотни тысяч лет, а в осадках пелагических областей ложа океанов — на десятки миллионов лет (см. ниже). Следовательно, консервация ОВ, попадающего в глубоководные осадки, обеспечивается не физической его изоляцией минеральной частью осадка, а главным образом сорбцией основной массы органических соединений поверхностью минеральных компонентов осадка при их опускании через толщу воды и из грунтовых растворов.

В отличие от сторонников объяснения усиления фоссилизации ОВ

<sup>15</sup> Такой темп седиментации характерен для большей части акваторий многих современных внутренних и окраинных морей.

в океанских осадках за счет быстроты его погребения в минеральном материале, Н. М. Страхов (1976) полагает, что динамика этого процесса контролируется только биомассой планктона и продуктивностью фитопланктона. Но это не согласуется как с рассмотренными, так и с рассматриваемыми ниже фактами. Не согласуется это и с оценкой роли темпа седиментации в накоплении органического вещества, данной Н. М. Страховым в одной из публикаций (1939), цитируемой ниже.

Итак, при прочих равных условиях, чем выше темп седиментации в пределах пелагического глубоководья, тем больше ОВ накапливается в единицу времени, тем выше его относительная концентрация в осадках. Последнее объясняется тем, что накопление ОВ в пелагических областях происходит при относительно низких темпах седиментации, когда сорбционная емкость минерального материала обеспечивается необходимым количеством ОВ во всем диапазоне темпа седиментации. Поэтому большие абсолютные массы ОВ, накапливающиеся вследствие усиления его фоссилизации при высоких темпах седиментации, обладают большим, нежели при медленном накоплении осадков, энергетическим потенциалом.

Высокий темп накопления ОВ обеспечивает и более благоприятную геохимическую обстановку для его сохранения (рис. 39, 40, 45). Эта особенность накопления ОВ в областях медленной седиментации подтверждается как результатами определения его содержания в отдельных точ-

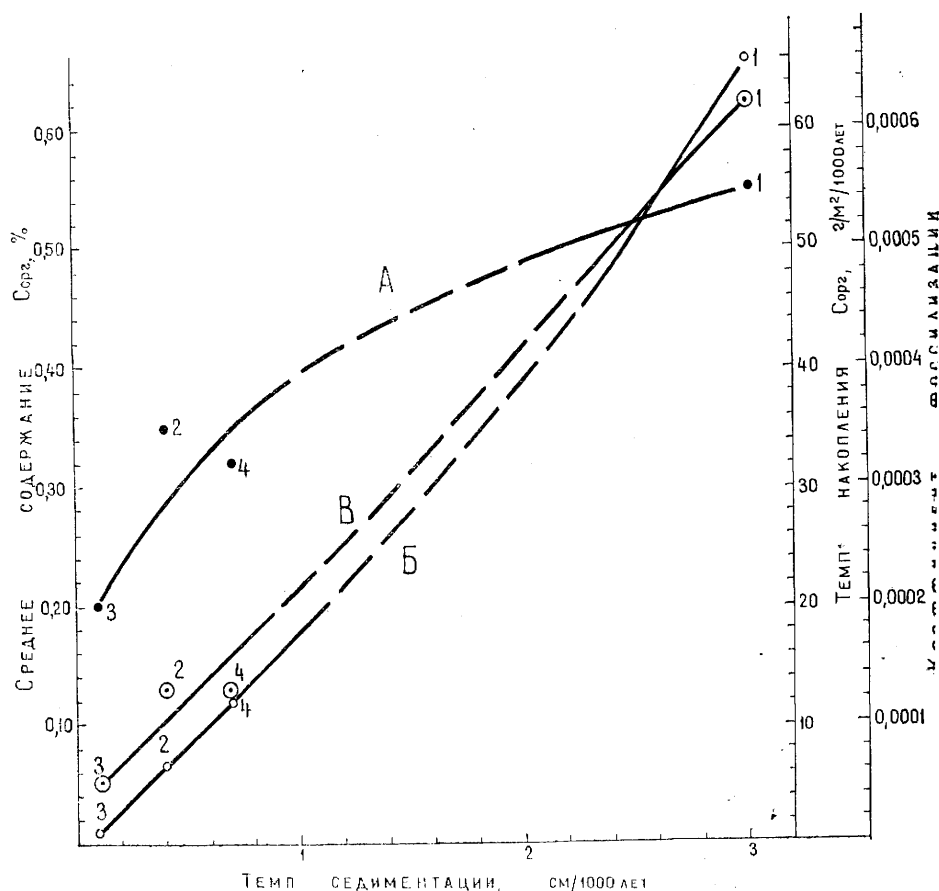


Рис. 12. Влияние темпа седиментации на среднее содержание  $S_{орг}$  (A), абсолютный темп накопления (B) и коэффициент фоссилизации  $S_{орг}$  (Б) в осадках Тихого океана (по данным Е. А. Романкевича, 1970, табл. 8; Ю. А. Богданова и соавт., 1971, табл. 30). 1 — слабокремнистые диатомовые осадки (к востоку от Камчатки и Курильских островов); 2 — красные глины (между 50—40° с. ш.); 3 — красные глины (между 30—20° с. ш.); 4 — карбонатные и радиоляриевые осадки (в районе экватора)



ках с различной динамикой седиментации (рис. 12, 24), так и при сопоставлении схем, отражающих первичную продукцию  $C_{орг}$  в фотическом слое и относительные концентрации  $C_{орг}$  в минеральной массе (и в ее бескарбонатной и бескремнистой части) поверхностного слоя осадков со схемой скорости современного осадконакопления (рис. 13—16).

Согласно данным А. П. Лищицына (1961), площадь микро-частиц взвеси под  $1 \text{ м}^2$  отдельных участков поверхности Индийского океана составляет  $12\,000$ — $54\,000 \text{ м}^2$  — величины внушительные даже для океанских объемов водных масс. Поэтому есть основания полагать, что сорбционная емкость взвеси, представленной главным образом пелитовым материалом, является основным фактором фоссилизации ОВ глубоководных пелагических осадков. Об этом свидетельствует и проявляющаяся в колонках глубоководных отложений прямая зависимость относительных концентраций  $C_{орг}$  от содержания пелитовой фракции и аутигенного кремнезема, отражающих как темп седиментации, так и сорбционную емкость осадка (Романкевич, 1957). Особенно четко реагирует фоссилизация  $C_{орг}$  на содержание в осадках глинистых минералов (рис. 17).

Рассмотренные факты убеждают в том, что поступление ОВ в пелагические осадки происходит не столько за счет активного переноса зоогидробионтами по пищевым цепям через «лестницу миграций», как это полагают О. К. Бордовский (1964) и Ю. А. Богданов и соавторы (1971), сколько за счет его осаждения в сорбированном минеральными частицами виде. Это вытекает и из результатов микроскопического изучения океанских пелагических осадков, проведенного Ю. А. Богдановым и соавторами, установившими, что в субколлоидных фракциях осадков, характерных для пелагических глубоководных областей, «какие-либо форменные остатки органического вещества... проследить не удастся даже под электронным микроскопом» (стр. 63).

Таким образом, при прочих равных условиях в пелагических осадках океанов количественная сторона процесса фоссилизации органического вещества, отличающегося однозначным влиянием как на накопление абсолютных масс, так и на относительные концентрации органики, находится в прямой зависимости от темпа накопления и сорбционной емкости минеральной части осадка и от концентраций растворенных органических соединений<sup>16</sup>. Качественный же состав органического вещества определяется соотношением в растворе гуминовых, липидных и лабильных веществ.

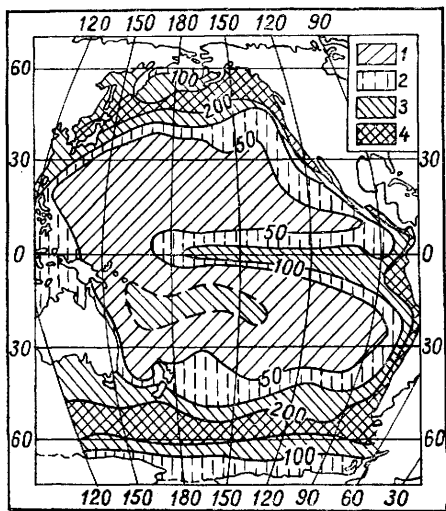


Рис. 13. Первичная продукция  $C_{орг}$  ( $\text{мг}/\text{м}^2$ ) в Тихом океане (Бордовский, 1971, по Геснеру).

1— $<50$ ; 2— $50$ — $100$ ; 3— $100$ — $200$ ; 4— $>200$

<sup>16</sup> Согласно данным Б. А. Скопинцева (1961), в Мировом океане на долю растворенного ОВ приходится более  $97\%$  от его общего содержания в водной толще.

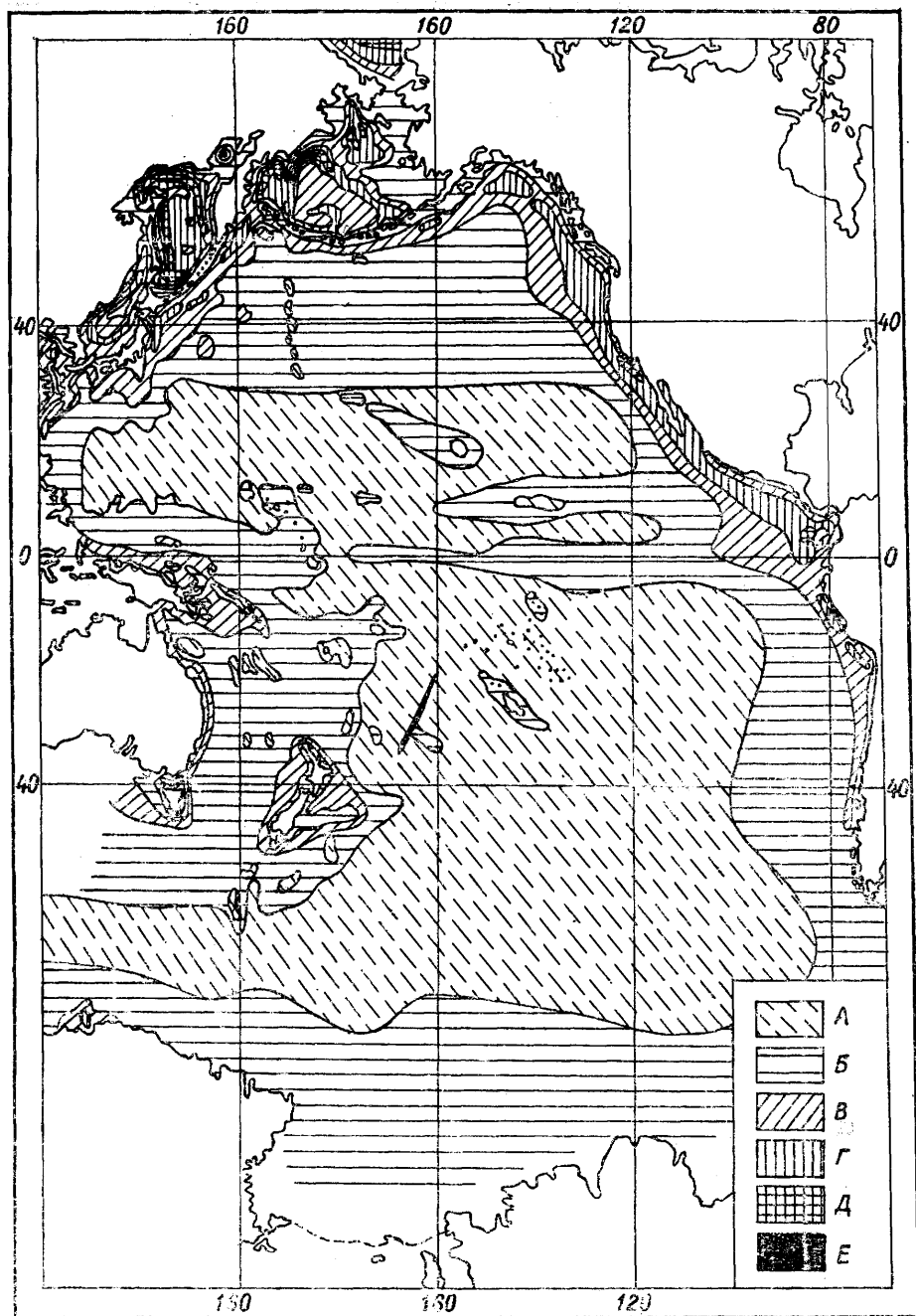


Рис. 14. Содержание  $C_{org}$  (в % от сухого вещества) в поверхностном слое донных осадков Тихого океана (Богданов и соавт., 1971). А —  $<0,25$ ; Б —  $0,25-0,5$ ; В —  $0,5-1,0$ ; Г —  $1,0-1,5$ ; Д —  $1,5-2,0$ ; Е —  $>2,0$

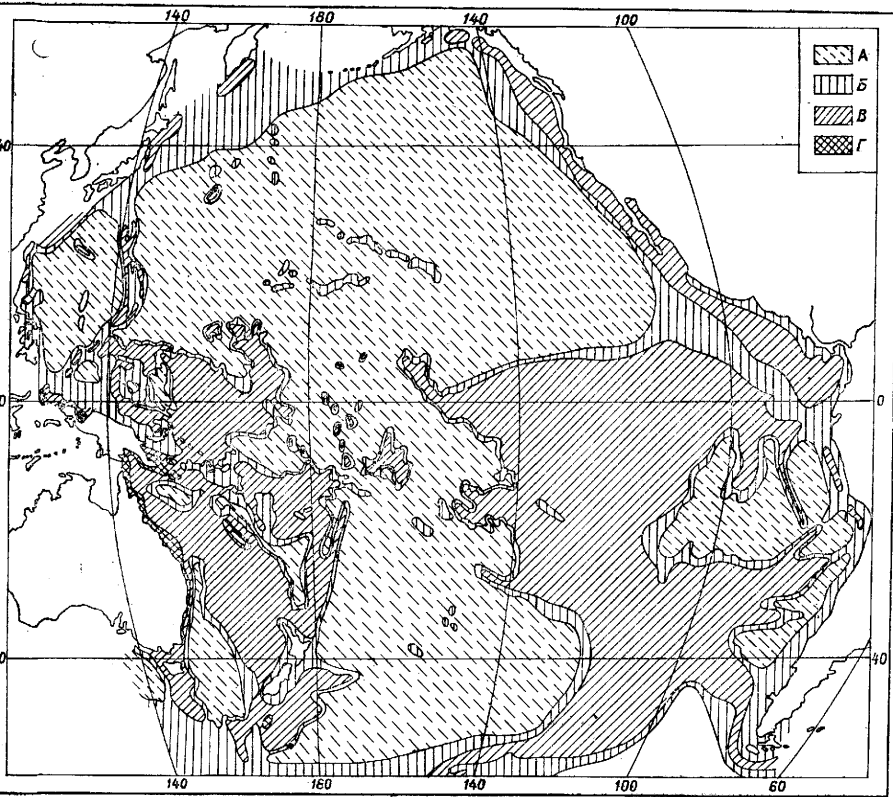


Рис. 15. Содержание SrCO<sub>3</sub> в бескарбонатном и бескремнистом веществе (в % от сухого вещества) поверхностного слоя донных осадков Тихого океана (Богданов и соавт., 1971)

A — <0,5; B — 0,5—1,0; C — 1,0—3,0; D — >3,0

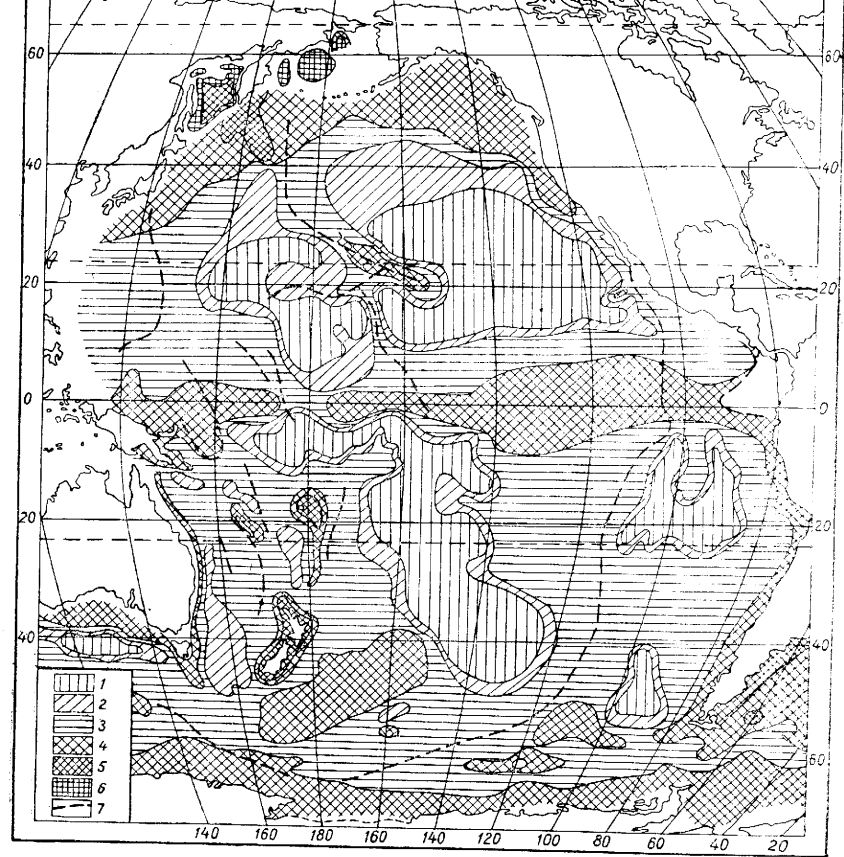


Рис. 16. Скорость современного осадконакопления (мм/1000 лет) в Тихом океане (Лисицын, 1974)

1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — 30—100; 6 — >100; 7 — основные хребты и горные системы на дне океана

## ГЛУБИНА ВОДОЕМА И ЕЕ РОЛЬ В ФОССИЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Исследованиями Х. Р. и Г. Е. Сейвеллов (Seiwell, Seiwell, 1938), Б. А. Скопинцева (1949), Ю. А. Богданова и А. П. Лисицына (1968) установлено, что отмерший планктон растворяется и минерализуется в течение первого десятка дней. Х. Р. и Г. Е. Сейвеллы, например, пришли к выводу, что в аэробных условиях в морской воде при температуре 22—25°C в течение 10 дней диаметр отмершего планктона уменьшается вдвое (что соответствует 90% -му уменьшению исходной массы), а Ю. А. Богданов и А. П. Лисицын

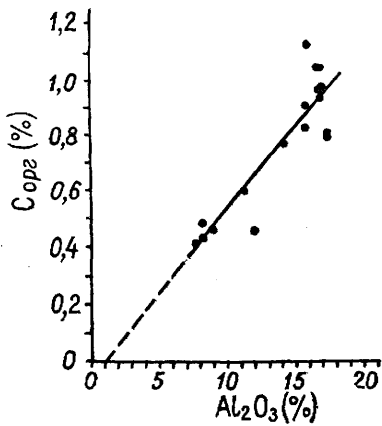


Рис. 17. Зависимость относительных концентраций  $C_{орг}$  от глинистости глубоководных отложений Тихого океана (Müller, 1977)

рассчитали, что частица плазменного детрита среднего размера растворяется и минерализуется за 6 часов. Анализируя результаты наблюдений за скоростью разложения посмертных остатков планктона в зависимости от его диаметра и температуры среды (рис. 18), Б. А. Скопинцев пришел к выводу, что деструкция такого ОВ прежде всего происходит за счет его нестойкой, белково-углеводной части, при этом процесс разложения идет с убывающей скоростью, что может быть обусловлено

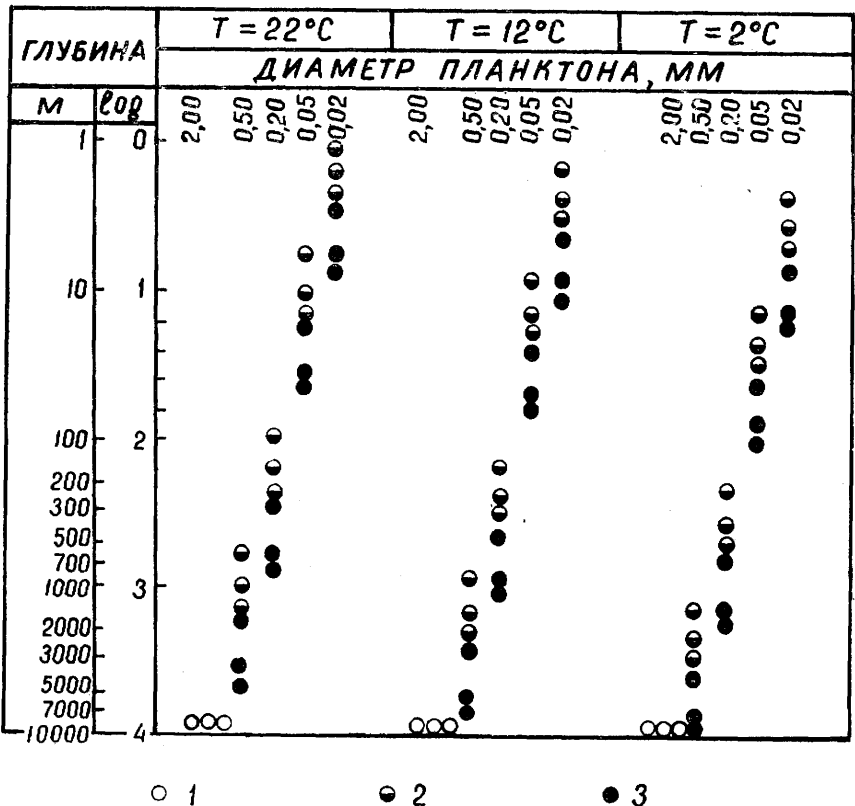


Рис. 18. Зависимость степени разложения отмершего планктона при погружении в толщу воды от его размеров и температуры среды (Скопинцев, 1949). Потери от разложения (и растворения): 1 — <50%; 2 — 50%; 3 — >90%

большей биохимической стойкостью липидов — одной из составляющих псмертных остатков гидробионтов.

Быстрое разложение ОВ отмерших гидробионтов проявляет себя в резком уменьшении его концентраций во взвеси и в растворе с глубиной. Это наглядно иллюстрируется результатами исследования вертикального распределения ОВ в северо-западной части Индийского океана, проведенных Д. В. Мензелом (Menzel, 1964). Они свидетельствуют о том, что в океанских водах преобладает (в данном случае десятикратно) растворенное ОВ (рис. 19).

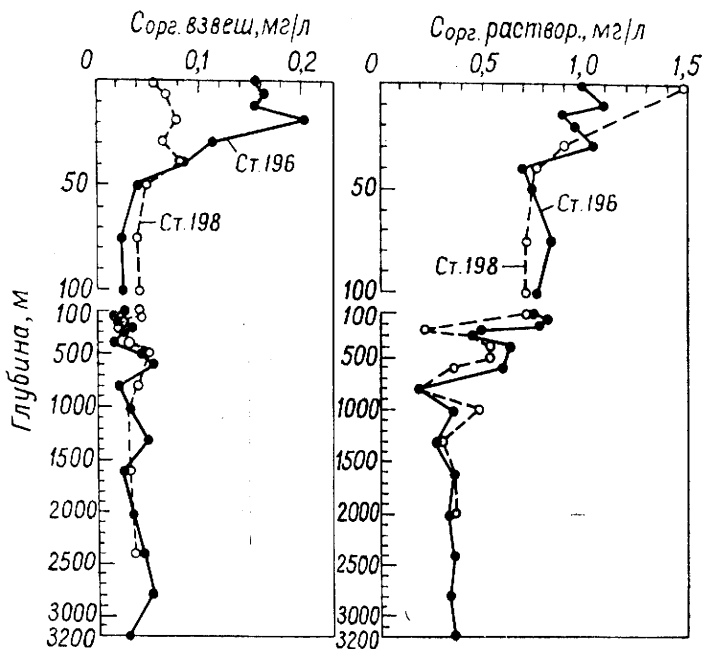


Рис. 19. Вертикальное распределение  $C_{орг}$ , связанного со взвешенным и растворенным ОВ, в северо-западной части Индийского океана (Аравийское море) (Богданов и соавт., 1971, по данным D. Menzel, 1964)

Исходя из результатов исследований, отражающих особенности разложения отмершего планктона и глубинный диапазон воздействия волн на осадки, Б. Ф. Игнатов (1967) пришел к выводу, что накопление слабо минерализованного ОВ возможно при глубинах бассейна от 30—40 до 1000 м, а Ю. А. Богданов и соавторы (1971) определяют оптимальные условия fossilization ОВ в пределах 200-метровой глубины. Имея в виду резкое снижение концентраций взвешенного ОВ в верхнем 200-метровом интервале водной толщи, они приходят к логическому выводу, что «при одной и той же исходной величине продукции планктона различных глубин достигает различное количество органического вещества. В мелководных районах дна достигает значительно больше взвешенного органического вещества, чем на ложе океана. В мелководных районах, даже расположенных в пределах зон с минимальной продуктивностью планктона, может достигать дна и накапливаться в донных осадках значительно большее количество органического вещества, чем в глубоководных районах высокопродуктивных зон» (стр. 51).

Правильность такой оценки роли глубин седиментационных бассейнов в накоплении ОВ, отражающей мнение большинства исследователей относительно оптимальных условий накопления нефтематеринских отложений, подтверждается результатами определения коэффициента fossilization органического вещества в ряде современных водоемов, прове-

денного Б. Ф. Игнатовым (1967) и О. К. Бордовским (1974) (табл. 6).

Но ослабление fossilization OB по мере углубления седиментационного бассейна проявляется только при прочих равных условиях. Если же углубление сопряжено с увеличением темпа седиментации, то fossilization OB регламентируется уже не столько глубиной бассейна, сколько скоростью накопления осадков. Это вытекает и из содержания

Таблица 6

**Особенности накопления органического вещества в ряде современных водоемов**  
(Игнатов, 1967, а также по данным О. К. Бордовского, 1974, и К. Х. Оппенгеймера, 1960)

Водоемы	Преимущественная глубина, м	Годовая масса сухого органического вещества, т /км <sup>2</sup> /год (биологическая продуктивность)	Темп накопления безводного минерального материала, т /км <sup>2</sup> /год	Концентрация C <sub>орг</sub> в поверхностном слое осадка, %	Коэффициент fossilization органического вещества
Каспийское море	180 (сред.)	246	390	1,1	0,035
Черное море	1270 (сред.)	680	484	2,0	0,028
Азовское море	10	915	1100	1,6	0,038
Баренцево море	100—350	22	29	1,1	0,029
Берингово море	1547 (сред.)	450	180 <sup>1</sup>	1,0	0,008
Озеро Байкал	>1000	103	45	2,0	0,017
Белое море	100—200	76	132	1,0	0,035
Заливы побережья Техаса	<5	1825	1926	2,9	0,052
Северная часть Индийского океана (пелагическая обл.)	4500	200	10	0,5	0,0005
Центральная часть Тихого океана (красные глины)	5000	99	3,3	0,3	0,0002

<sup>1</sup> Средняя величина — по данным А. П. Лисицына (1966).

табл. 6, и наглядно проявляется при анализе материалов об исследовании осадков в пределах Прикалифорнийского бордерленда (рис. 34).

Таким образом, при прочих равных условиях *ослабление fossilization OB с увеличением глубины седиментационного бассейна может быть подавлено усилением его накопления в связи с нарастанием темпа седиментации.*

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ ЛИТОГЕНЕЗА

Все исследователи геохимии осадочных образований рассматривают энергетику диагенеза как функцию количества и качества OB, поступающего в осадок преимущественно за счет отмирающих гидробионтов.

По мнению группы известных геохимиков (Успенский и соавт., 1973), «...активность и масштабы анаэробных процессов в диагенетическую фазу тем больше, чем большую роль в составе органического вещества играют слабо разложенные углеводно-белковые компоненты, являющиеся наиболее благоприятной средой для развития микрофлоры» (стр. 69).

Какова же роль скорости накопления осадка в его преобразовании на диагенетической стадии литогенеза?

Одной из первых попыток ответить на этот вопрос было исследование У. Х. Твенховела (Twenhofel, 1942). Он пришел к выводу, что скорость осадконакопления следует считать «наиболее важным фактором, влияющим на изменение осадков после их накопления» (стр. 99). Основой для такого вывода послужили различия в судьбах органических питательных веществ в медленно и быстро накапливающихся осадках. При медленном накоплении осадков они неоднократно пропускаются через пищеварительный тракт бентоса, что приводит к практически полному извлечению из них лабильных органических соединений. Быстрое же накопление осадков резко ухудшает условия обитания донных беспозвоночных, питающихся путем безвыборочного заглатывания грунта. В такой обстановке преобладает бентос, питающийся ОВ с поверхности осадка, и его количество бывает ограниченным вследствие угнетающего воздействия быстрого нарастания осадка. Неблагоприятные биологические условия порождаются также дефицитом кислорода в придонных водах, возникающим при диагенезе быстро наклинивающихся осадков, обогащенных слабоминерализованным ОВ, как это, например, имеет место в Прикалифорнийской части Тихого океана в бассейнах Санта-Барбара, Санта-Моники и Сан-Педро (Ogg et al., 1958; Emery, Hulsemann, 1962). Аналогичные результаты при исследованиях особенностей распределения донных биоценозов ложа и глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана были получены и М. Н. Соколовой (1960, 1960а).

Прямая зависимость накопления легкогидролизуемых (углеводно-белковых) компонентов ОВ от темпа накопления осадков подтверждается материалами и выводами О. К. Бордовского (1964) и А. П. Лисицына (1966) об особенностях накопления ОВ в Беринговом море. В осадках этого водоема относительные содержания легкогидролизуемых веществ находятся в обратной зависимости от концентраций ОВ, как правило, уменьшающихся по мере увеличения темпа седиментации. Такая же зависимость в накоплении белков, аминокислот и углеводов наблюдается и в океанских осадках (Артемьев, Романкевич, 1973; Мельников, 1973; Романкевич, 1974, 1977; и др.).

Примером прямого влияния темпа седиментации на содержание аминокислот и углеводов в современных и более древних отложениях являются грунты ряда впадин вблизи побережья Калифорнии (рис. 20). Уменьшение содержания углеводов в океанских осадках по мере уменьшения темпа седиментации в связи с удалением от внутреннего склона Японского желоба на юго-восток — в пелагическую область Тихого океана — отражено и на рис. 21.

Привлекает внимание «всплеск» концентраций аминокислот в поверхностной части медленно накапливающихся осадков прогиба Сан-Диего и района Гваделупы (рис. 20), подмеченный (по увеличению содержания азота) и в древних отложениях, накапливавшихся в окислительных условиях (Гуляева, 1956). Э. Дегенс (1967, Degens, et al., 1963) объясняет это образованием протеинов илоедами, питающимися помертвыми остатками планктона, а также высокой микробиологической активностью аэробной зоны осадков, где аэробные организмы быстро реализуют биохимически доступную пищу. Аналогичное суждение о генезисе аминокислот в современных и древних отложениях имеется и в публикации Т. В. Дроздовой (1973), полагающей, что «аминокислоты, присутствующие в свободном состоянии в породах и современных осадках («свободные»), вероятно, являются продуктами обмена или разрушения современных микроорганизмов, а также находятся в адсорбированном состоянии на силикатах» (стр. 122). Последнее установлено экспериментально (Kroepelin, 1968). Как представляется автору, высокие

концентрации аминокислот в аэрируемых осадках могут быть также обусловлены и тем, что аэробные микроорганизмы синтезируют преимущественно белковые соединения, в то время как анаэробные бактерии отличаются повышенным образованием жировых веществ (Селибер, Катанская, 1951; Родионова, 1951).

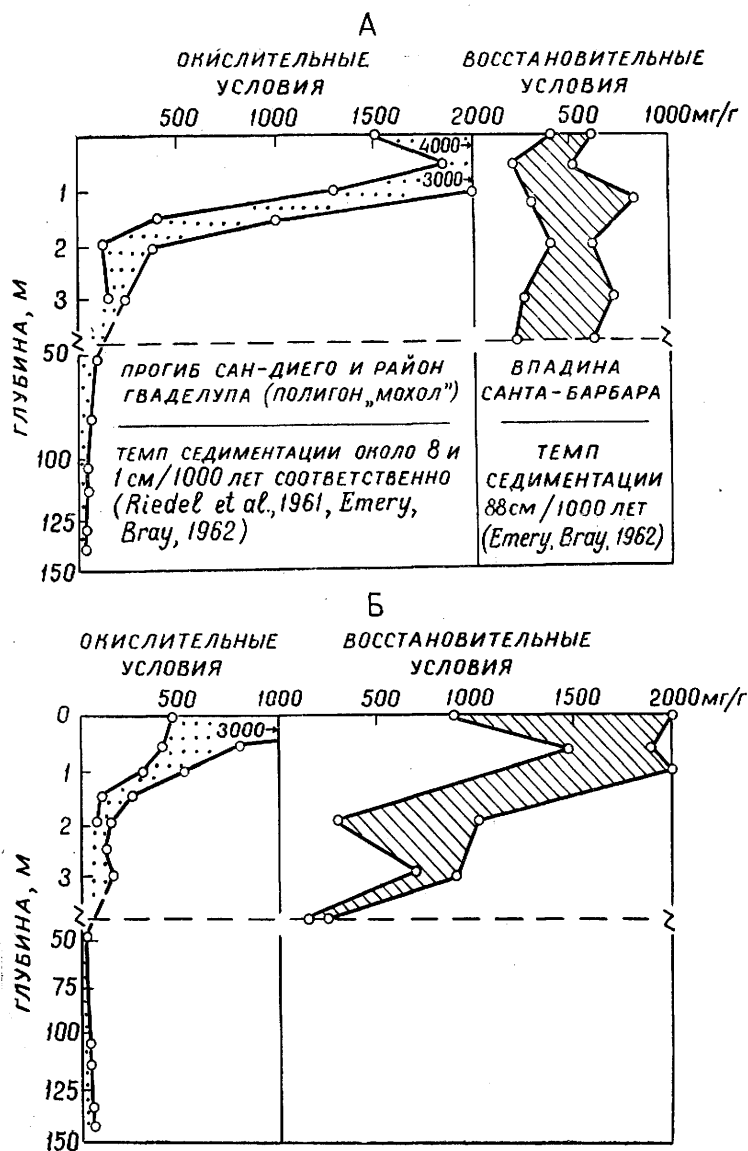


Рис. 20. Зависимость распределения аминокислот (А) и углеводов (Б) в современных осадках прибрежных впадин Калифорнии от геохимических условий и темпа седиментации (Дегенс, 1967, по данным Degens et al., 1963, 1968; Prashnowsky et al., 1961; Rittenberg et al., 1963. Данные о темпе седиментации приведены автором)

Определяя энергетический потенциал биохимических процессов, лабильные, легкогидролизуемые, компоненты ОВ, тем самым, контролируют и геохимическую обстановку диагенеза. Чем больше осадки содержат лабильных веществ, тем больше возможности для быстрой ассимиляции бактериями кислорода, тем быстрее возникает в осадках дефицит кислорода и, как следствие, — условия господства анаэробной микрофлоры, определяющие «геохимические судьбы» как ОВ, так и химически нестойких компонентов минеральной части осадка. И это понятно, так как мик-



робиальное воздействие на осадок начинается уже на поверхности частичек взвеси (Хайлов, Финенко, 1968; Айзатуллин, Хайлов, 1972). Поэтому Н. М. Страхов (1960) оценивает микробиальную активность как главный фактор диагенетического преобразования осадков.

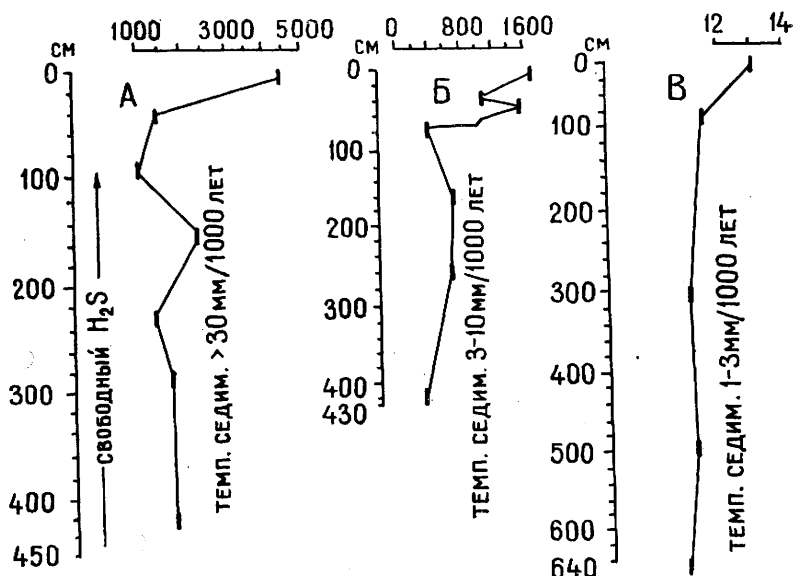


Рис. 21. Распределение углеводов (мкг/г) в современных осадках на внутреннем склоне Японского желоба (А) и в удаленных от берега частях Тихого океана (Б, В) в зависимости от темпа седиментации (по данным В. Е. Артемьева, Е. А. Романкевича, 1973; Н. А. Лисицной и О. А. Дворецкой, 1972, и А. П. Лисицына, 1974)

Прямая зависимость плотности бактериального населения и мощности отложений, в которых встречаются активно вегетирующие бактерии, от скорости накопления минеральной части осадка впервые была обнаружена В. С. Буткевичем (1932, 1938) при микробиологических исследованиях грунтов Азовского, Каспийского и Баренцева морей. В дальнейшем аналогичные результаты, свидетельствующие об увеличении количества микрофлоры и мощности слоя, затронутого микробиальным процессом, в зонах интенсивного осадконакопления были получены Е. А. Диановой и А. А. Ворошиловой (1941), В. И. Багировым и М. А. Салмановым (1970), И. В. Мизандронцевым и Т. А. Младовой (1970) (рис. 41), Д. Н. Александровой (1973) и другими исследователями.

Согласно расчетам В. О. Таусона (1950), понижение  $E_h$  на 100 мВ сопряжено с расходом около 500 г-кал свободной энергии на 1 г-моль ОВ. Поэтому, чем интенсивнее поступление взвеси в осадок, тем больше накапливается легко гидролизуемых компонентов ОВ, тем быстрее устанавливается в осадке низкий окислительно-восстановительный потенциал.

Понижение окислительно-восстановительного потенциала в осадках по мере нарастания скорости их накопления характерно для современных отложений как океанов (мощность слоя окисленных осадков увеличивается в сторону пелагиали — рис. 22, 39), так и внутренних и окраинных морей (рис. 27, 29, 40—42)<sup>17</sup>.

В этой связи вызывают сомнения выводы А. А. Трофимука и соавторов (1975) и Н. В. Черского и В. П. Царева (1977) об астрономических величинах потенциальных запасов биохимического метана

<sup>17</sup> Это обнаруживается и в осадках Тирренского моря (Волков и соавт., 1977).

(1 028 000 трлн. м<sup>3</sup>) в 300-метровой толще слабо уплотненных отложений ложа Мирового океана.

При оценке потенциальных возможностей генерации биогенного метана в осадках ложа океана А. А. Трофимук, В. Н. Черский и В. П. Царев не учитывают важнейшие факторы этого процесса — связи качества и динамики накопления ОВ с темпом седиментации. Они не учитывают, что «на многокилометровых глубинах океана разложение органического

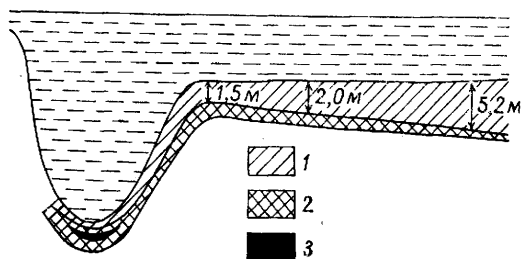


Рис. 22. Схема изменения глубины залегания слоя, содержащего сернистое железо, в современных осадках по профилю: Курило-Камчатская впадина — пелагиаль Тихого океана (Остроумов, Волков, 1967).

1 — красная глина; 2 — слой ила, содержащего сернистое железо (гидротроилит); 3 — слой ила, содержащего сернистое железо и сероводород

вещества, как и на земной поверхности, протекает в окислительных условиях», а «в глубоководных океанических впадинах седиментация... настолько замедленна, что те незначительные количества органического вещества, которые поступают в осадки, имеют возможность почти нацело разрушиться» (Успенский, 1970, стр. 78). По этой причине в толще океанских пелагических осадков господствуют положительные значения окислительно-восстановительного потенциала (Шишкина,

1972). Помимо слабой концентрации питательных веществ этому также способствуют и низкие температуры среды в зоне диагенеза, угнетающие микробную активность, контролирующую направленность диагенетических процессов. Генерация же биогенного метана немыслима без анаэробной обстановки диагенеза. И масштабы этого процесса резко уменьшаются по мере увеличения мощности зоны господства окислительных условий. Особенно это касается ложа океанов (Беляев, 1975), где в зоне проявления редуционных процессов, возникающей в резко ослабленном виде глубоко от поверхности осадков, ощутимая генерация метана так же не реальна, как не реален и «крайне низкий окислительно-восстановительный потенциал  $E_h$ , близкий к выделению водорода из воды» — необходимое, как об этом пишут сами авторы рассматриваемой идеи (Черский, Царев, стр. 21), термодинамическое условие образования метана. В глубоководных пелагических осадках образование газогидратов (кристаллогидратов) сдерживается и слабой их уплотненностью (Жижченко, 1974).

Нереальность существенных генераций углеводородов (УВ) в пелагических осадках океанов неоспоримо обосновывается всем содержанием монографии Е. А. Романкевича (1977), посвященной всестороннему анализу накопления ОВ и диагенеза осадочных образований океана.

Потенциальные возможности осадков ложа океанов как генераторов углеводородов (УВ) не велики и после вхождения их в зону катагенеза, с которым обычно связывается главная фаза нефтеобразования. И не только потому, что в них, из-за медленного уплотнения, на десятки миллионов лет затягивается начало катагенеза и нет надежных экранов, как это полагают А. И. Конюхов и Б. А. Соколов (1975). Но главным образом в связи с тем, что в термобарические условия, характерные для проявления главной фазы нефтеобразования, попадает слабоконцентрированное, энергетически истощенное органическое вещество<sup>18</sup>. Поэтому пассивная генерация преимущественно газообразных (из-за

<sup>18</sup> В поверхностном слое преобладающей части ложа Мирового океана содержится менее 0,25%  $C_{орг}$  (Богданов и соавт., 1971, рис. 7; Романкевич, 1977, рис. 27).

сильной минерализации органического вещества) УВ при вхождении осадков в зону катагенеза не может обеспечить образование грандиозных скоплений УВ в виде газогидратов, если даже полностью исключить их диффузионное рассеивание.

Если же иметь в виду чрезвычайно медленный темп вхождения отложений ложа океана в зону оптимальных для нефтегазообразования термобарических условий, а следовательно, и чрезвычайно низкий темп нарастания генерации углеводородов на фоне реально существующего диффузионного рассеивания образующихся углеводородов, то крупные скопления газогидрата в верхней части осадков ложа Мирового океана окажутся еще менее вероятными.

Нереальность существования мощной (300—400 м) зоны газогидратов в верхней части отложений ложа океанов очевидна, даже если принять во внимание попытку А. А. Трофимука и соавторов обосновать ее вдвое большей, нежели у высокопористых отложений, лишенных газогидратов, скоростью прохождения звуковых волн через газогидратную зону<sup>19</sup>.

Если бы поровое пространство верхов отложений ложа Мирового океана было заполнено газогидратом, то скоростной скачок в нижней их части, фиксирующий, по мнению А. А. Трофимука и соавторов, кровлю второго (от поверхности осадков) слоя, отличающегося вдвое большей, нежели у верхнего слоя, скоростью прохождения звуковых волн, мог возникнуть только при наличии скачкообразного увеличения концентрации газогидратов в нижней части газогидратной зоны. Но для этого нет никаких предпосылок, так как предполагаемое авторами подпитывание метаном газогидратной залежи снизу могло стать причиной только постепенного нарастания концентрации газогидрата в нижней части газогидратной зоны. Плавным, из-за диффузионного рассеивания, должно бы быть нарастание концентраций газогидрата и в верхней части газогидратной зоны.

Если бы поровое пространство верхней (300—400 м) части отложений ложа океанов было заполнено газогидратом в соответствии с представлениями А. А. Трофимука и соавторов, то в этом случае она регистрировалась бы более высокими скоростями прохождения звуковых волн, нежели подстилающая ее осадочная толща. Однако и сейсмическим и акустическим зондированиями (см. следующую главу), и глубоководным бурением «Гломар Челенджера» (Конюхов, Соколов, 1975; Соколов, Конюхов, 1975) установлено, что мощность первого (от поверхности отложений) высокопористого слоя осадков, характеризующегося малыми скоростями прохождения звуковых и сейсмоволн, нередко достигает 800—1500 м.

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И РЕДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОСАДКАХ

О масштабах и энергоемкости окислительно-восстановительных процессов в осадках нередко судят по количеству редуцированных в ходе диагенеза веществ, прежде всего по затратам  $\text{SO}_4^{2-}$  (Гуляева, 1954; Страхов, Залманзон, 1955; Успенский, 1970; и др.). Так, Л. А. Гуляева полагает, что породы, содержащие менее 0,01% сульфидной серы, накапливались в окислительных условиях, а содержащие 0,11—0,5; 0,51—1,0 и более 1% — соответственно в слабо восстановительных и резко восстановительных условиях.

Наиболее всесторонний анализ возможных затрат биохимической энергии на редуccionные процессы диагенеза дан Н. М. Страховым

<sup>19</sup> Экспериментально установлено, что в высокопористых отложениях, насыщенных газогидратом, скорость прохождения звуковых волн увеличивается почти вдвое (Stoll et al., 1971).

(1972) в одной из публикаций о балансе редуционных процессов в осадках Тихого океана. Он обращает внимание на то, что при образовании 1 г закиси Mn расходуется 0,105 г  $S_{орг}$ , а на образование 1 г закиси Fe органического углерода требуется 0,054 г. Что же касается редуцирования  $SO_4^{2-}$ , то, согласно схеме этого процесса (по Э. А. Остроумову, 1953) и балансовым формулам, предложенным В. А. Успенским (1970), затраты  $S_{орг}$  на образование Fe пиритного составляют 0,8 Fe. Образование Fe гидротроилитного требует затрат  $S_{орг} = 0,48 Fe$ , а образование  $S_{орг} = 0,75 S$ .

Стремясь познать особенности редуционного баланса путем «количественного изучения «обмена веществ» между наддонной водой и осадком»<sup>20</sup>, Н. М. Страхов (1972) установил, что диффузное проникновение сульфат-иона в осадок из наддонной воды и диффузионная и инфильтрационная — в связи с отжиманием воды — эмиграция иона  $HCO_3^-$  в наддонные воды в тихоокеанских осадках затухает на глубине 1,5—2,5 м от их поверхности. Поэтому верхнюю часть осадка, в которой происходит активный «обмен веществ» с наддонной водой он назвал активной зоной осадка.

Как полагает Н. М. Страхов, «...в уплотняющемся грунте диффузия происходит (в обоих направлениях) все медленнее и, наконец, наступает момент, когда ее скорость становится меньше скорости нарастания осадков, т. е. скорости осадочного процесса. Появление таких соотношений, по-видимому, и определяет глубину активной зоны»<sup>21</sup> (стр. 91). Следовательно, при прочих равных условиях, чем выше темп седиментации, тем быстрее наступает выравнивание скоростей диффузии и нарастания осадка, тем меньше мощность активной зоны осадка, в которой происходит интенсивное окисление органического вещества, тем полнее идет редуционный процесс, лимитируемый только сульфат-ионами иловых вод.

По своей сути активная зона осадка представляет собой открытую в сторону наддонных вод геохимическую систему, а наддонные воды — источник диффузионного подтока окислителей. «Закрытие» этой сложной физико-химической системы диагенеза, происходящее в осадке после затухания «обмена веществ» с наддонной водой, знаменует собой начало затухания редуционных процессов (за счет редукиции сульфат-иона иловых вод) и усиления биохимического процесса новообразования УВ за счет потенциально нефтематеринских компонентов органического вещества. Поэтому, чем слабее минерализация fossilизирующегося ОВ (чем больше в осадке лабильных веществ и чем выше их абсолютные массы), тем больше вероятность полного энергетического обеспечения редуционных процессов, тем больше вероятность сохранения потенциально нефтематеринских компонентов ОВ после завершения редуционных процессов. При прочих равных условиях энергетический потенциал этого процесса будет находиться в прямой зависимости от продуктивности гидробионтов, темпа седиментации и сорбционной емкости минеральных компонентов осадка. Примером влияния этих факторов на масштабы редуционных процессов являются поровые воды

<sup>20</sup> Н. М. Страхов отражает это объемами воды, в которых, исходя из средних их концентраций в океанских (морских) водах, могли раствориться «накапливаемые» диффузионно в ил сульфат-ионы и эвакуирующиеся из ила (диффузно и с отжимающимися водами) ионы  $HCO_3^-$ .

<sup>21</sup> Как представляется автору, такой ход диагенеза возможен только в отложениях внутренних и шельфовых водоемов, характеризующихся накоплением и уплотнением осадков, содержащих реакционно-способное ОВ и характеризующихся резким, стрессовым уплотнением на глубине 1,5—2,5 м от их поверхности. В океанах же, отличающихся чрезвычайно медленным темпом седиментации и слабым уплотнением мощной (до 1500 м) толщи осадков (см. гл. II), мощность активной зоны лимитируется только чрезвычайно низким энергетическим потенциалом органического вещества.

ряда северных морей (Баренцева, Карского, Чукотского, Берингова), Обской губы и Северного Ледовитого океана, как правило, отличающиеся слабым проявлением микробиологической сульфатредукции. По мнению Н. В. Тагеевой и соавторов (1961), это «связано главным образом с климатическими условиями и биологическими особенностями северных морей» (стр. 376).

Согласно расчетам Н. М. Страхова (1972), минимальные остаточные концентрации  $S_{org}$ , при которых начинается образование сульфидов, должны быть в пределах 0,30—0,28%. При этом в прибрежной части средний расход  $S_{org}$  на редукционные процессы составляет 27% (от исходного), в то время как мористее, в пелагиали, он составляет всего 16—11%. Объяснение этому Н. М. Страхов находит в различной сохранности fossilизирующегося ОВ.

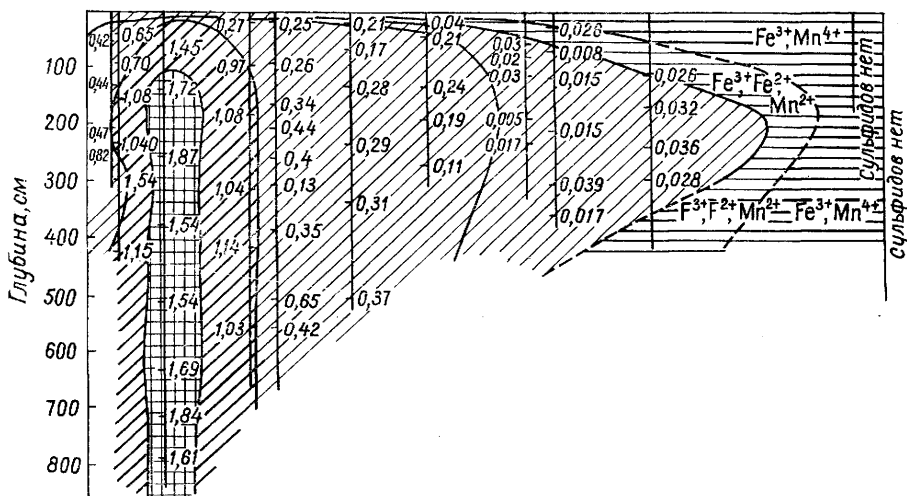


Рис. 23. Содержание редуцированного железа (в %) в осадках Тихого океана по профилю залив Утиура — Маршалловы острова (Страхов, 1972)

Увеличение мощности активного слоя на фоне уменьшения энергетической емкости редукционного процесса в сторону пелагиали влечет за собой постепенное погружение (от поверхности осадка) и выклинивание слоя, содержащего сульфиды. На профиле залив Утиура-Маршалловы острова Н. М. Страхов отражает это постепенным погружением «сульфидного клина» (рис. 23), а И. И. Волков и соавторы (1972) — уменьшением мощности слоя восстановленных осадков. Такое же изменение геохимической обстановки в осадках подмечено в пределах профиля Курило-Камчатская впадина — открытая часть Тихого океана (рис. 22). Аналогичная зависимость проявляется и в плане — при сопоставлении схемы локализации интенсивности редукционных процессов (рис. 25) со схемой скоростей современного осадконакопления в Тихом океане (рис. 16).

Объяснение этому следует искать в характерном для океанских осадков прямом влиянии темпа седиментации как на накопление абсолютных масс ОВ, так и на относительные его концентрации в осадках и, как следствие, — на его энергетический потенциал. А это сказывается и на относительных концентрациях, и на абсолютных массах сульфидной серы и связанного с ней закисного железа (рис. 23, 24).

Особенно четко проявляет себя прямая зависимость интенсивности редукционных процессов от скорости накопления осадков в окраинных

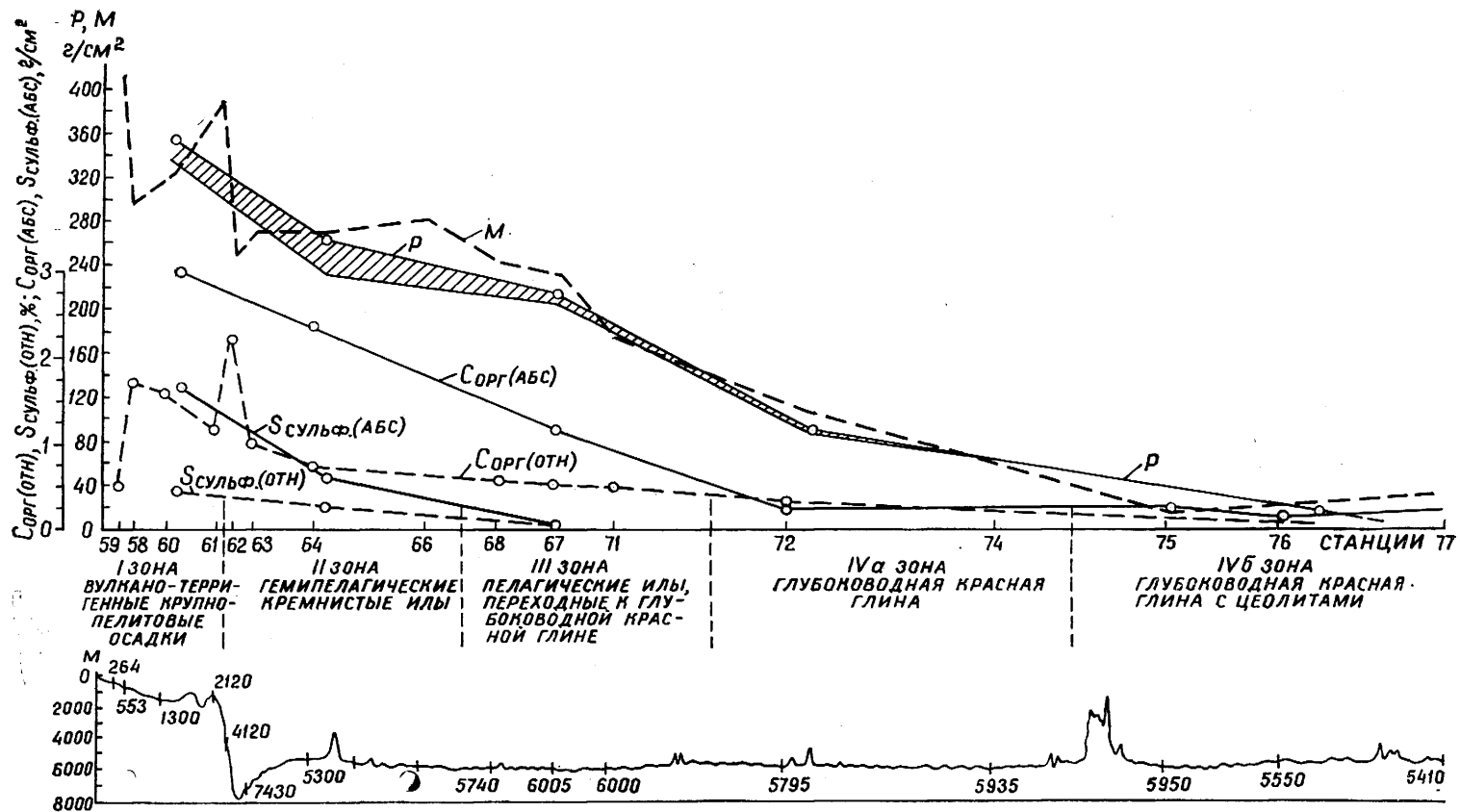


Рис. 24. Распределение относительных содержаний  $S_{орг}$  (отн) и усредненных относительных содержаний S сульфидной (отн) и усредненных абсолютных масс  $S_{орг}$  (абс.) и S сульфидной (абс.) в зависимости от абсолютных (M) и усредненных абсолютных (P) масс осадка в Тихом океане по профилю залив Утиура (о. Хаккайдо) — Маршалловы острова (по данным Н. М. Страхова и соавт., 1973, и А. Г. Розанова и соавт., 1972). Заштриховано:  $SiO_2$  аутигенный

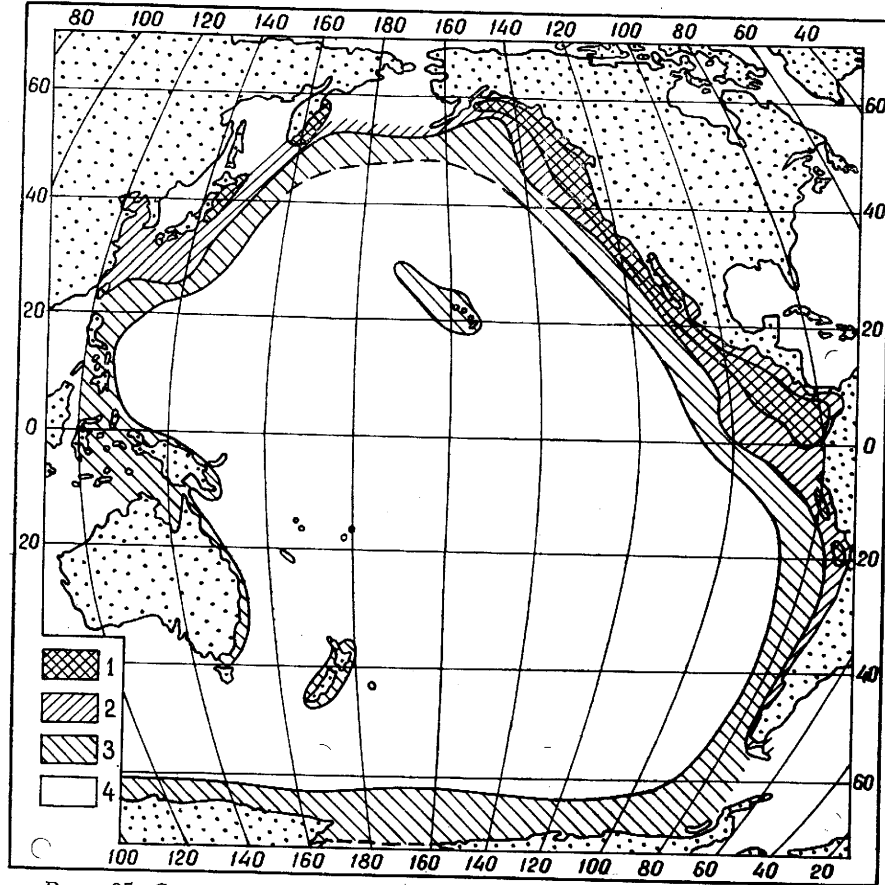


Рис. 25. Схема локализации и интенсивности редукционных процессов в Тихом океане (Страхов, 1972).  
 1 — интенсивные процессы (3—10 л  $\text{SO}_4^{2-}$ ); 2 — умеренные процессы (2,0—1,2 л); 3 — слабые процессы (1,2—0 л); 4 — редукция отсутствует

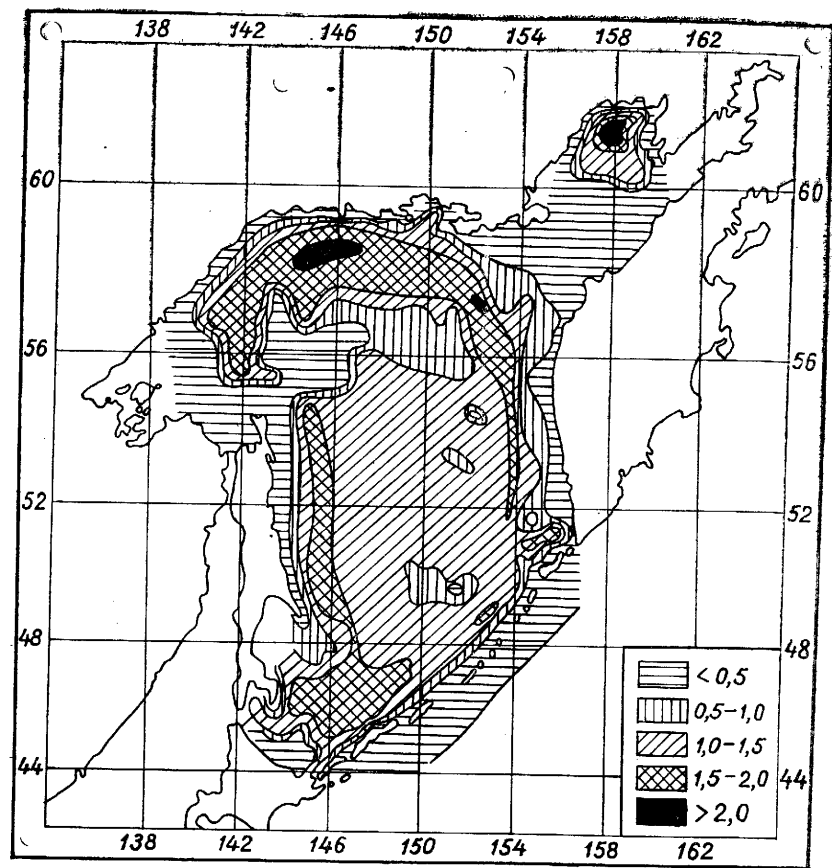


Рис. 26. Распределение  $\text{C}_{\text{org}}$  (%) в поверхностном слое осадков Охотского моря (Безруков, 1960)

и внутренних морях. Так, в Охотском море, отличающемся медленной аккумуляцией осадков на большей части акватории, характер зависимости интенсивности редуционных процессов от темпа седиментации и относительных концентраций ОВ оказывается таким же, как и в океанских осадках, но емкость сульфатредукции здесь намного выше (рис. 26, 27). Вместе с тем, при исследованиях солевого состава иловых вод этого

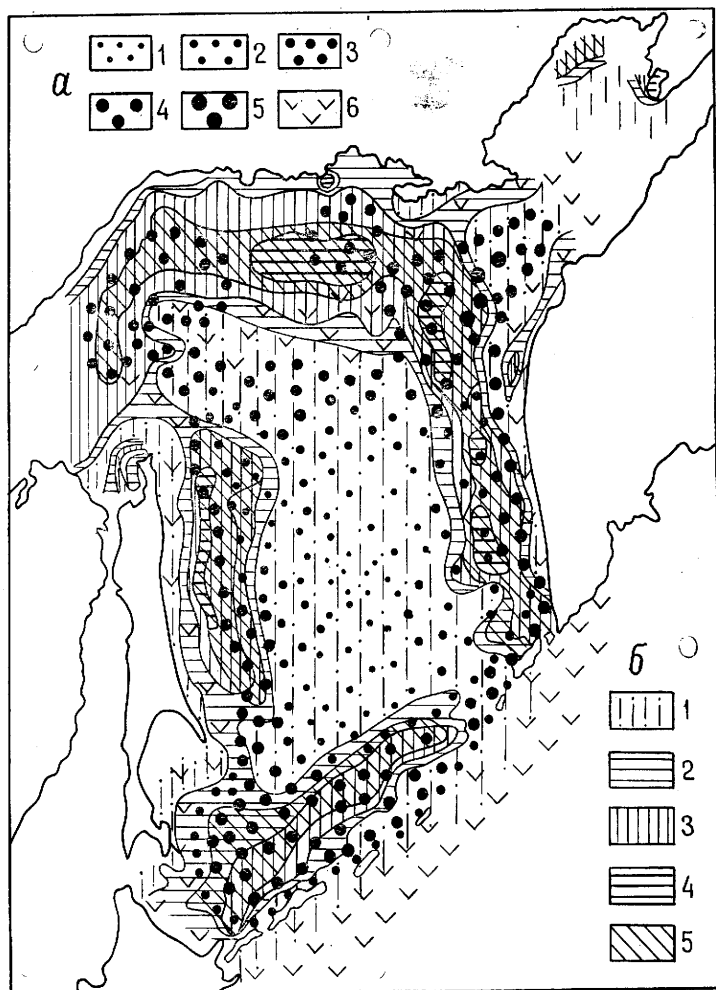


Рис. 27. Скорость накопления осадков в Охотском море (а) и содержание в них S сульфидной и  $H_2S$  (б) (по данным А. П. Лисицына, 1974, и Э. А. Остроумова, 1957).

а (мм/1000 лет): 1 — <25; 2 — от 25 до 50; 3 — от 50 до 100; 4 — от 100 до 500; 5 — >500; 6 — аномальные скорости седиментации.  
 б (%): 1 — <0,001, 2 — 0,001—0,01; 3 — 0,01—0,1; 4 — >0,1; 5 — свободный  $H_2S$

окраинного морского бассейна О. В. Шишкина (1958) — так же, как Э. А. Остроумов (1953) и И. И. Волков (1961) на примере осадков Черного моря — обнаружила отсутствие регулярной прямой зависимости емкости редуционных процессов от концентраций ОВ в осадках. И так же, как Э. А. Остроумов и И. И. Волков, объясняет это прямой зависимостью интенсивности редуционных процессов от качества ОВ.

В одной из недавних публикаций И. И. Волков (1976) обратил внимание на то, что в донных отложениях Тихого океана и Черного моря прямая зависимость емкости сульфатредукции от концентраций  $S_{орг}$  проявляется только в пробах, содержащих  $S_{орг}$  не выше 3%. Нарушение этой зависимости с увеличением концентраций ОВ И. И. Волков объясняет «насыщением реакционноспособных форм железа сероводородом»



(стр. 78). Постулируя ограниченность содержания в осадках реакционноспособного железа, он полагает, что «...вне зависимости от содержания ОВ в осадках и интенсивности сульфатредукции максимально только около половины реакционноспособного железа превращается в диагенезе в сульфидную форму» (стр. 79).

Но такая интерпретация природы рассматриваемой зависимости была бы реальной только при условии строго ограниченного и неизменного содержания в осадках реакционноспособного железа. Если же иметь в виду, что динамика поступления в седиментационные бассейны реакционноспособных элементов и соединений контролируется многими факторами, исключаяющими постоянство и ограниченность их содержания не только в осадках всех водоемов, но и в отдельных их частях<sup>22</sup>, то, в случае хода редуционных процессов по схеме И. И. Волкова, прямая корреляция между концентрациями  $C_{орг}$  и емкостью сульфатредукционных процессов отсутствовала бы и в диапазоне концентрации  $C_{орг}$  0,5—3%.

Как представляется автору, объяснение обнаруженных И. И. Волковым особенностей изменения емкости сульфатредукционных процессов в зависимости от концентрации ОВ в осадках следует искать не в дефиците реакционноспособного железа, а в реакции качества ОВ на нарастание его концентраций. Материалы, рассматриваемые в настоящей главе, свидетельствуют о том, что в диапазоне малых скоростей накопления осадков, характерных для большей части акваторий океанов, увеличение темпа седиментации оказывает прямое влияние как на качество, так и на концентрации и абсолютные массы фоссилизирующегося ОВ.

По достижении оптимального для биомических условий водоема темпа седиментации, относительные концентрации  $C_{орг}$  в осадках, достигнув максимума, начинают уменьшаться. И происходит это вследствие роста темпа седиментации, обуславливающего разубоживание ОВ на фоне роста накопления его абсолютных масс (рис. 36). При этом, если влияние темпа седиментации на качество захороняющегося ОВ по достижении оптимума, контролируемого особенностями седиментогенеза, стабилизируется, то увеличение разницы между абсолютными массами минерального материала и ОВ осадков, а следовательно, и увеличение абсолютных масс окислителей, в том числе и реакционноспособного железа, нарастает по мере роста темпа седиментации.

В тех же случаях, когда обогащение осадков ОВ происходит вследствие медленного темпа накопления минерального материала или же при быстрых разрядках аккумуляций биогенных элементов<sup>23</sup>, но опять-таки на фоне медленного темпа минеральной седиментации, из-за слабого поступления минерального материала ОВ оказывается в той или иной степени лишенным «сорбционной защиты» от окислителей. В сапропелевой органике последнее приводит к увеличению гуминового коэффициента<sup>24</sup>, по мере повышения концентрации ОВ (Гершанович и соавт., 1976), сопряженному с минерализацией значительной части легко гидролизуемых компонентов посмертных остатков гидробионтов, и, как следствие, к уменьшению биоэнергетического потенциала сульфатредукционных процессов. Еще меньший биоэнергетический потенциал обретают осадки, обогащающиеся ОВ преимущественно наземного происхождения.

<sup>22</sup> Особенно это характерно для внутренних и окраинных морей.

<sup>23</sup> Как это, например, имело место во время накопления древнечерноморских отложений (Страхов, 1971).

<sup>24</sup> Гуминовый коэффициент — отношение углерода гуминовых кислот к общему органическому углероду.

Таким образом, изменения емкости сульфатредукционных процессов в зависимости от обогащения осадков ОВ в диапазонах малых и больших его концентраций — следствие динамико-седиментационного контроля качества и абсолютных масс фоссилизирующегося сапропелевого ОВ, а не лимитирования сульфатредукции количеством реакционноспособного железа.

Обычно качество фоссилизирующегося ОВ рассматривается как функция глубины бассейна: чем больше глубина, тем менее сохранным захороняется ОВ. Если же обратить внимание на локализацию зон интенсивной сульфатредукции в Охотском море, то обнаруживается, что максимумы содержания в осадках сульфидной серы и свободного  $H_2S$  характерны не только для относительного мелководья, но и для глубоководных котловин Тинро и Дерюгина и впадины, примыкающей к Курильским островам (рис. 27). И все это — следствие прямой зависимости степени сохранности фоссилизирующегося ОВ от темпа седиментации. Об этом свидетельствуют материалы, характеризующие редукционные процессы в осадках Охотского моря, рассмотренные О. В. Шишкиной (1958). Ею установлено, что грунты ст. 1835 (поднятые с глубины 146 м), содержащие 2,0—2,5%  $C_{орг}$ , отличаются меньшей восстановленностью сульфатов, нежели грунты ст. 1780, содержащие  $C_{орг}$  около 1,5% и залегающие на глубине 964 м (котловина Тинро). Грунты со ст. 1897 и 1907 подняты соответственно с глубин 1740 и 1388 м (котловина Дерюгина) и имеют примерно одинаковые концентрации  $C_{орг}$  — в среднем около 1,5%, в то время как потери сульфатов на глубине 4 м (от поверхности осадка) в колонке со ст. 1907 более чем в 2 раза выше, нежели в колонке со ст. 1897. И обусловлено это различиями в мощности первого (верхнего) слоя осадка, сложенного глинисто-диатомовыми илами (Жузе, 1957). Судя по вещественному составу верхней части грунтовой колонки со ст. 1835, первый, глинисто-диатомовый, слой там отсутствует (Шишкина, 1958, рис. 6), тогда как в котловине Тинро он накапливается со скоростью до 1500 мм в 1000 лет (Безруков, 1955а). На ст. 1897 и 1907 мощность первого слоя соответственно составляет 0,6 и 3,4 м, что сказалось и на сохранности ОВ и на интенсивности редукционных процессов. Такую же природу имеют и другие аномалии в сульфатредукции, рассмотренные О. В. Шишкиной.

Анализируя особенности редукционных процессов в осадках Черного моря, И. И. Волков (1961), Э. А. Остроумов и соавторы (1961) и О. В. Шишкина (1972) пришли к выводу, что наибольшая восстановленность сульфатов по периферии сероводородной зоны (рис. 28) объясняется меньшей минерализацией фоссилизирующегося в прибрежье ОВ и более высокой биологической продуктивностью кислородной зоны мелководья. При этом не принимается во внимание темп накопления осадков, оказывающий прямое влияние на продуктивность фитогидробионтов и на фоссильзацию ОВ, даже если происходит углубление бассейна.

Если в океанах, с их чрезвычайно медленным осадконакоплением, и открытых морях, тоже нередко отличающихся относительно медленной седиментацией, увеличение темпа осадконакопления оказывает прямое влияние как на накопление абсолютных масс ОВ, так и на его относительные концентрации в осадках, то в водоемах с высокими темпами седиментации, какими являются большинство внутренних морей, влияние темпа седиментации на абсолютные массы и относительные концентрации ОВ неоднозначно. Примером тому — Черное море. В этом водоеме увеличение темпа седиментации, с одной стороны, влечет за собой увеличение накопления абсолютных масс органического вещества, с другой, уменьшение его относительных концентраций за счет разбавления минеральным материалом (рис. 1, 2). Поэтому в океанах и на глубоководье окраинных морей масштабы редукционных процессов находятся в

прямой зависимости как от абсолютных масс ОВ, так и от его относительных концентраций, а в водоемах с высокими темпами седиментации при прочих равных условиях интенсивность редуционных процессов прежде всего контролируется абсолютными массами ОВ, находящимися в прямой зависимости от темпа седиментации. Относительные же концентрации ОВ в таких водоемах, как правило, находятся в обратной зависимости от темпа накопления осадков и отражают степень его сохранности, так как прямое влияние темпа седиментации на относительные концентрации  $C_{орг}$  проявляется только при низких скоростях осадконакопления (рис. 36).

При прочих равных условиях, чем выше относительные концентрации ОВ, возникающие из-за ослабления поступления минерального материала, тем меньше его потенциал как энергетического источника диагенеза. Этим-то и объясняются высокие концентрации сульфатной серы в осадках впадин Черного моря (рис. 28), хотя они и обогащены ОВ

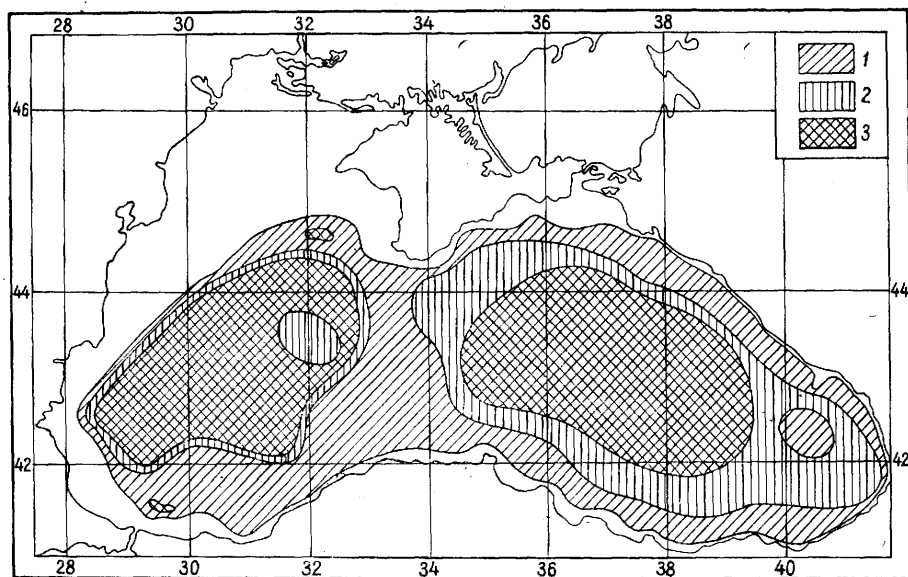


Рис. 28. Распределение сульфатной серы в верхнем слое осадков Черного моря (Остроумов и соавт., 1961).  
1 — <0,07%; 2 — от 0,07 до 0,08%; 3 — >0,08%

(рис. 1) и перекрыты мощной толщей сероводородной воды, что не согласуется с представлениями Н. М. Страхова (1961) о природе геохимических особенностей современных осадков Черного моря, интерпретированного их как следствие прямой зависимости емкости редуционных процессов от относительных концентраций ОВ в осадках.

В тех случаях, когда высокий темп седиментации проявляется и на глубоководье, то такие зоны (как это имеет место в осадках рассматриваемых выше впадин Охотского моря) характеризуются и высокой интенсивностью редуционных процессов. И. И. Волков (1961) обращает внимание на то, что в Черном море резкое увеличение содержания свободного  $H_2S$  (до 48 мг/л) обнаружено у подножия крутых склонов Крымского, Кавказского и Анатолийского побережий (глубины до 1800—2000 м), представляющих собой зоны «свала» минерального материала осадков, отличающихся высоким темпом седиментации (Шепард, 1969; Лисицын, 1974; Гершанович и соавт., 1974; и др.). Динамико-седиментационный контроль редуционных процессов в современных осадках наблюдается и на остальной, большей части акватории Черного моря при

совмещении схемы распределения абсолютных масс терригенного материала со схемой изменения концентраций свободного  $H_2S$  (рис. 29). Влияние темпа седиментации на напряженность редукционных процес-

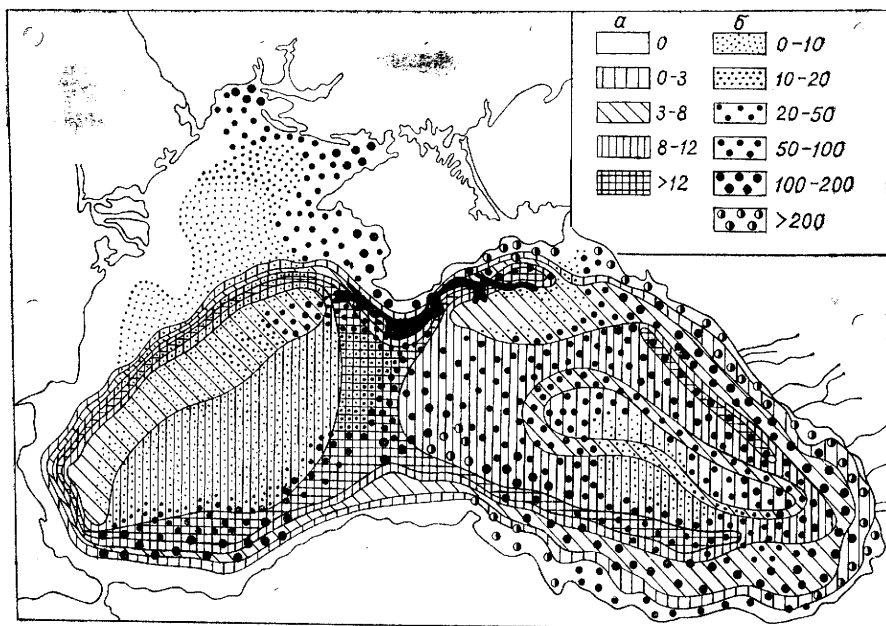


Рис. 29. Распределение сероводорода в осадках (а, мг  $H_2S$  на литр иловой воды) и абсолютных масс терригенного материала (б, г/см<sup>2</sup>) современных осадков Черного моря (по данным И. И. Волкова, 1961, и Н. М. Страхова и соавт., 1954)

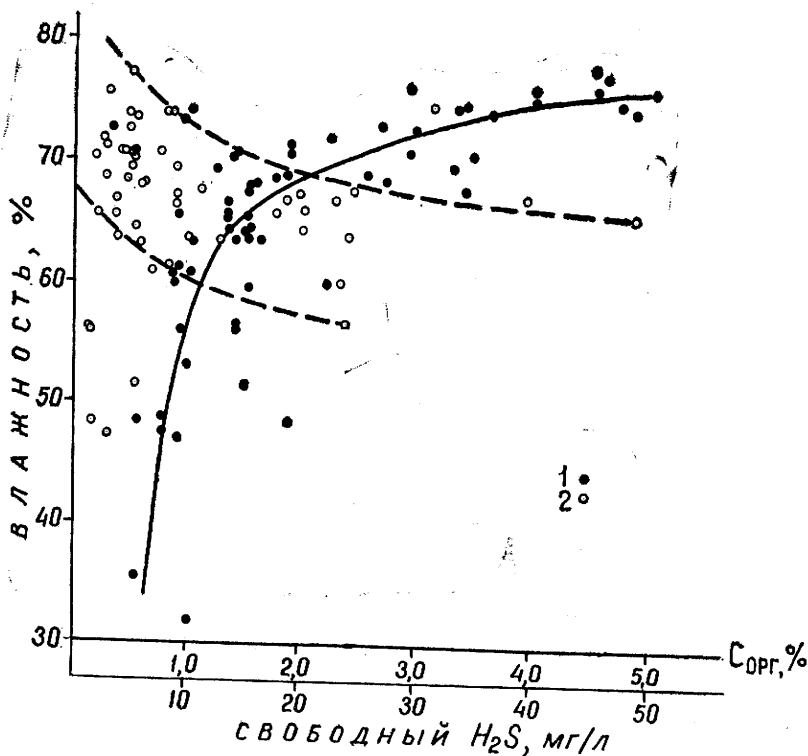


Рис. 30. Зависимость относительных концентраций  $C_{орг}$  (1) и свободного  $H_2S$  (2) от влажности верхней части современных осадков Черного моря (по данным И. И. Волкова, 1961, и Э. А. Остроумова и соавторов, 1961)

сов отражается и в обратной зависимости относительных концентраций  $H_2S$  в осадках от их влажности, так как последняя обычно увеличивается по мере уменьшения темпа седиментации (см. следующую главу). Это также подтверждается прямой зависимостью относительных концентраций  $C_{орг}$  в осадках от их влажности и карбонатности — следствия ослабления разубоживания ОВ и автохтонных карбонатов терригенным минеральным материалом (рис. 30, 31).

Рассмотренные закономерности подтверждаются и исследованиями биогеохимии диагенеза осадков океана (Биогеохимия..., 1976).

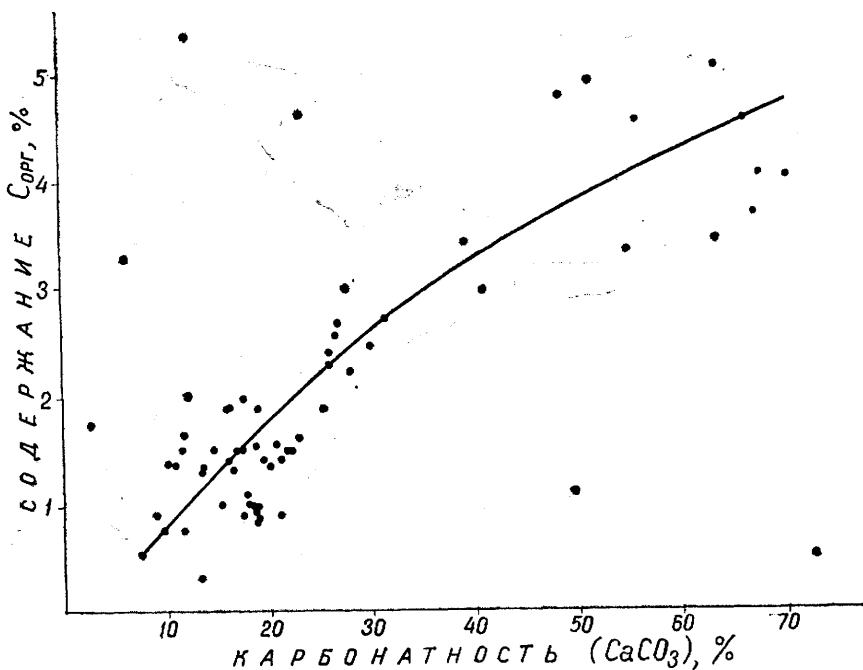


Рис. 31. Зависимость содержания  $C_{орг}$  в верхней части современных осадков Черного моря от их карбонатности (по данным И. И. Волкова, 1961, и Э. А. Остроумова и соавторов, 1961)

### ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ КАК ФАКТОР ФОССИЛИЗАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА

После того, как в нефтях и битуминозных сланцах А. Трейбсом (Treibs, 1936) были обнаружены порфирины и установлено, что носителями порфириновых структур являются хлорофилл и его производные (феофитин, феофорбид, филлоэритрин, хлорин и др.) и хлорофиллоподобные пигменты животного и растительного происхождения (гемин, бактериохлорофилл, бактериофеофорбиды, каротин, ксантофилл и др.), были разработаны и схемы их возможной трансформации в порфирины и изопреноидные углеводы — фитан и пристан (Org et al., 1958; Манская, Дроздова, 1964; Красавченко и соавт., 1969; Родионова и соавт., 1971; Деменкова, Захаренкова, 1971; и др.), наиболее всесторонне рассмотренные Дж. В. Ходжсоном и соавторами (1970). Дж. В. Ходжсоном было получено и наиболее убедительное экспериментальное подтверждение преобразования растительных пигментов в ванадиевые и никелевые порфириновые комплексы (Ходжсон, 1960; Baker, Hodgson, 1961; Casagrande, Hodgson, 1974; и др.). Аналогичные результаты получены и И. Иканом и соавторами (Ikan et al., 1975).

В современных осадках продукты преобразования пигментов в ванадиевые и никелевые соединения — металлохлорины — обнаружены в условиях восстановительной обстановки диагенеза (Hodgson, Peake, 1961; Hodgson, 1973). Это согласуется как с результатами экспериментальных исследований изменения растительных пигментов в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала и температуры среды (Oehler et al., 1974), так и с выводами, полученными при анализе закономерностей накопления осадков в современных водоемах.

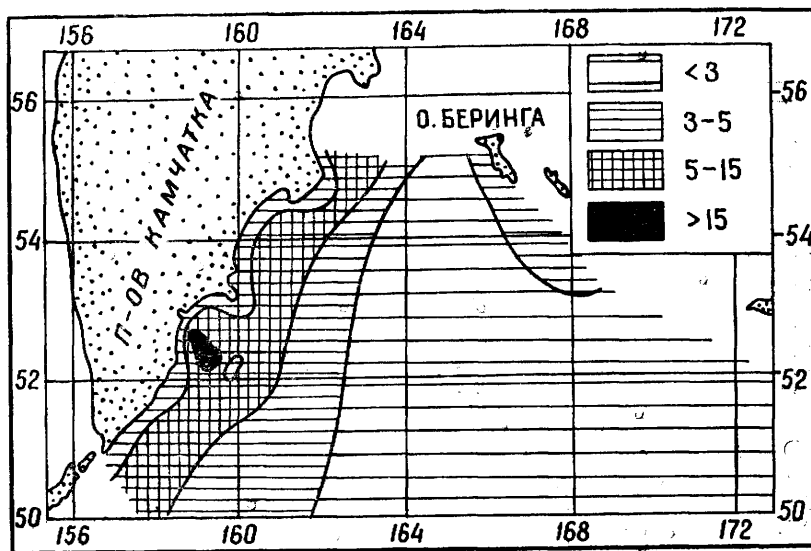


Рис. 32. Распределение хлорофилла (феофитина) в осадках северо-западной части Тихого океана (в мг на 100 г осадка) (Романкевич, 1959)

Уже первые результаты исследования особенностей накопления хлорофилла в современных отложениях Черного моря убедили Д. М. Раузер-Черноусову (1930) в том, что «условия, благоприятствующие накоплению хлорофилла, — богатая органическая жизнь, особенно водорослей, быстрая седиментация, анаэробность и процессы гниения в отлагающихся донных осадках» (стр. 285—286, разрядка моя — Л. Н.). В дальнейшем правильность такого толкования оптимальных условий накопления и сохранения растительных пигментов была подтверждена Л. А. Ястребовой (1938) при исследованиях накопления хлорофилла в осадках Северного и Среднего Каспия, Баренцева и Карского морей, М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой (1938) — при исследованиях грунтов Мотовского залива, А. П. Лисицыным (1966) — на примере грунтов Берингова моря и Т. В. Дроздовой, Ю. М. Гурским (1972), К. Лоренzenом (Logenzen, 1974) — при изучении осадконакопления в Черном море. А М. М. Колгановой и А. Э. Конторовичем (1966) установлено, что связь высоких концентраций порфиринов с резковосстановительными фациями характерна и для мезозойских отложений Западной Сибири.

Прямая зависимость концентрации хлорофилла в осадках от темпа их накопления проявляется и в океанах. В этом можно убедиться, если сопоставить схему распределения хлорофилла (феофитина) в грунтах северо-западной части Тихого океана (рис. 32) со схемой современных темпов седиментации в этом регионе (рис. 16). Но особенно наглядно это видно при сопоставлении схемы изменения концентраций пигментов

со схемой скоростей осадконакопления в Беринговом море (рис. 33), на совмещенных схемах концентраций феофитина и темпов седиментации в бассейнах Санта-Моники и Сан-Педро (рис. 34) и на графике, постро-

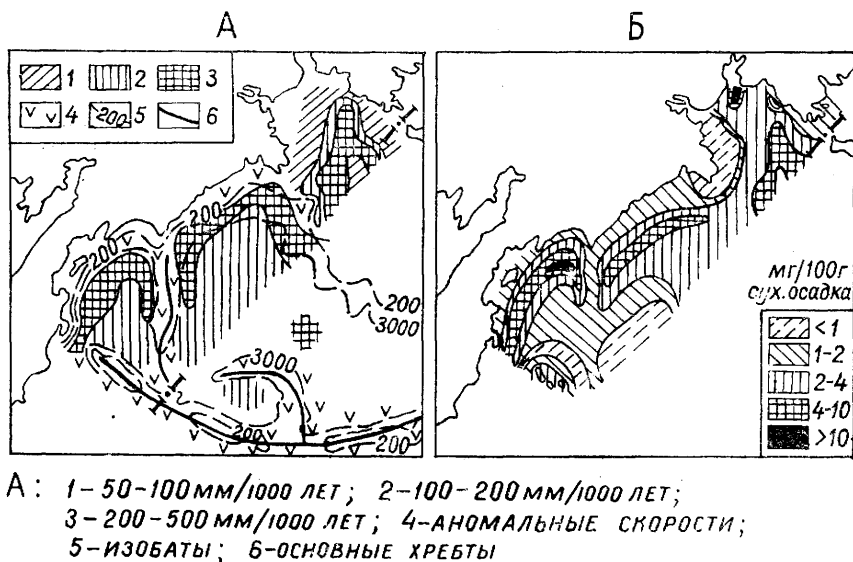


Рис. 33. Темп седиментации (А) и содержание растительных пигментов (Б) в современных осадках Берингова моря (по данным А. П. Лисицына, 1966, 1974)

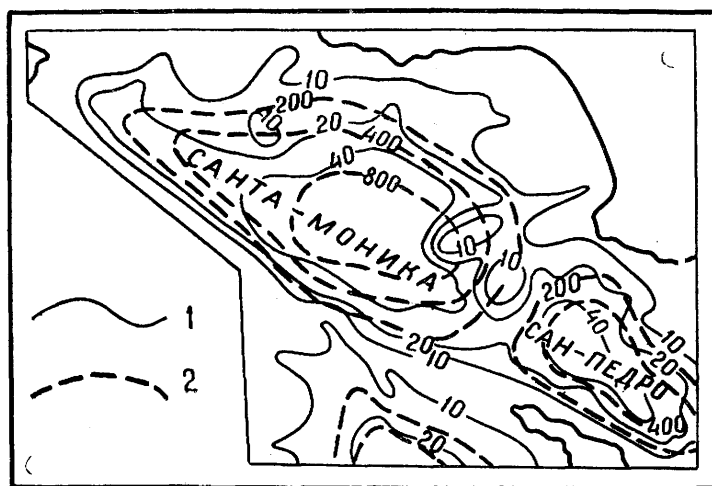


Рис. 34. Темп седиментации и содержание феофитина в современных осадках бассейнов Санта-Моника и Сан-Педро (по данным W. L. Orr et al., 1958, и К. О. Emery, Е. Е. Bray, 1962). 1 — темп седиментации, мм/1000 лет; 2 — содержание феофитина, в миллионных долях сухого осадка

енном по данным табл. 7, отражающем зависимость фоссилизации феофитина и ОВ в современных осадках ряда бассейнов Прикалифорнийского бордерленда Тихого океана от их глубины и скорости заполнения минеральным материалом (рис. 35). Содержание графиков позволяет сделать вывод, что прямое влияние темпа седиментации на фоссилизацию пигментов характерно не только для малых, но и для больших глубин седиментационных бассейнов.

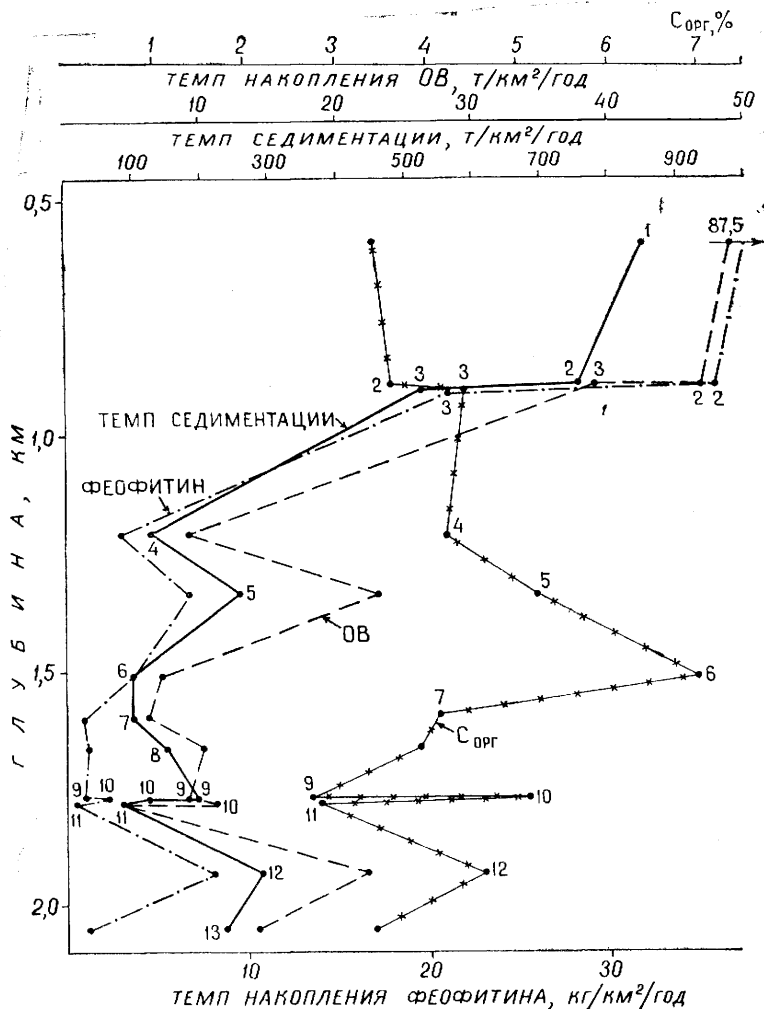


Рис. 35. Зависимость фоссилизации ОВ,  $C_{орг}$  и феофитина в современных осадках Прикалифорнийской части Тихого океана от темпа седиментации (по данным W. L. Org et al., 1958, и К. О. Emery, 1960). Бассейны: 1 — Санта-Барбара; 2 — Санта-Моника; 3 — Сан-Педро; 4 — Сан-Диего; 5 — Санта-Каталина; 6 — Таннер; 7 — Западный Кортез; 8 — Восточный Кортез; 9 — Лонг; 10 — Сан-Николаас; 11 — Безымянный; 12 — Санта-Крус; 13 — Сан-Клемент

### ВЛИЯНИЕ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ НА ГЕНЕРАЦИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ

Опираясь на результаты изучения особенностей накопления и преобразования ОВ в современных и древних седиментационных бассейнах, ряд исследователей (Вебер, 1947, 1956, 1973 и др.; Link, 1949; Weeks, 1952, 1958; Smith, 1954; Смит, 1956; Landes, 1960; Кидуэлл, Хант, 1961; Ренц и соавт., 1961; Banks, 1966; Wilson, 1975; Али-заде и соавт., 1976; и др.) полагает, что образование нефти начинается сразу же после фоссилизации ОВ и ее основные массы генерируются в диагенетическую (микробиальную) стадию преобразования осадков. А Ф. А. Алексеев и В. Е. Денисенко (1977) пришли к выводу, что УВ вообще образуются только в ходе биохимических процессов.

Наиболее веские доказательства новообразования УВ при диагенезе были получены В. В. Вебером и П. В. Смитом. Р. Дотт, М. Рейнольдс (Dott, Reynolds, 1969) — авторы монографического обзора существую-



щих взглядов на геологию нефти и газа — оценили открытие П. В. Смитом нефтяных УВ в современных отложениях Мексиканского залива и подтверждение их сингенетичности содержащим их осадкам как начало новой эры в познании генезиса нефти и газа.

В последние годы сторонником взглядов на нефтеобразование как на процесс, завершающийся в ранние стадии литогенеза, стал и Б. П. Жижченко (1969, 1974 и др.). Он полагает, что генерация основной массы УВ происходит в микробиальную стадию диагенеза и что большая часть углеводородных газов, образующихся в процессе диагенеза, при определенных условиях задерживается в осадках. Этому способствуют застойность, высокая минерализация и низкая температура придонных вод и высокое давление водного столба.

Главную роль в сохранности углеводородных газов Б. П. Жижченко отводит образованию кристаллогидратов, недавно обнаруженных в новозвксинских отложениях Черного моря (Ефремова, Жижченко, 1974). Возможность образования крупных скоплений кристаллогидратов легких УВ в процессе диагенеза в глубоководных осадках и в придонной зоне водного столба с низкими (<4—5°C) температурами поровой и придонной воды допускается и другими исследователями (Макогон и соавт., 1973; Конторович и соавт., 1974; Stoll et al., 1971; Трофимук и соавт., 1975; Черский, Царев, 1977; и др.).

Вскоре после открытия в современных осадках УВ; названных Н. Б. Вассоевичем «зачаточной нефтью», представляющих собой смесь из УВ, наследованных осадком от fossilized осадков посмертных остатков гидробонтов, УВ, синтезированных микробносом в илах (в том числе и образованных под воздействием ферментов — экзометаболитов пеллобионтов), было установлено, что у них высокий коэффициент нечетности  $n$ -алканов (средний  $NЧ/Ч$  — коэффициент у «зачаточной» нефти 2,4)<sup>25</sup>, они бедны низкомолекулярными  $n$ -алканами ( $C_2$  —  $C_{15}$ ) и летучими (до  $C_{16}$ ) ароматическими УВ, в них, как правило, нет еще характерных для нефти металлопорфириновых комплексов. От зрелой нефти («макронефти», по Н. Б. Вассоевичу) они отличаются и другими параметрами (Соколов, 1965; Соколов и соавт., 1972 и др.; Вассоевич, 1967, 1972; 1973 и др.; Ходжсон и соавт., 1970; Филиппи, 1970; Erdman, 1961; Duntun, Hunt, 1962; и др.). Поэтому *диагенетическая стадия преобразования нефтематеринского ОВ* большинством исследователей, в том числе и автором, *рассматривается как начальный этап нефтеобразования*, когда, в зависимости от условий седиментогенеза, предопределяется качественная и количественная стороны этого процесса.

В отличие от сторонников крайних точек зрения на время проявления главной фазы нефтегазообразования, Р. Чэпмен (Chapman, 1972) полагает, что нефтеобразование и аккумуляция УВ возможны как в ранние стадии литогенеза, как это, например, имеет место в дельте Ориноко (Кидуэлл, Хант, 1961), так и на поздних его стадиях, как это четко проявляется в бассейне Лос-Анжелес (Филиппи, 1970).

Установлено, что судьба ОВ в ходе диагенеза, а следовательно, и судьба самого диагенеза, определяется многими факторами (количеством окислителей в минеральной части осадка и в грунтовых водах, глинистостью, известковистостью и сорбционной емкостью осадка, соленостью придонных вод и т. п.), среди которых главную роль играют количество и качество fossilizing ОВ, предопределяющие особенности геохимических условий диагенеза (Вебер, 1956 а, 1966, 1973 и др.; Назаркин, 1959; Бордовский, 1964, 1974; Игнатов, 1967; Вассоевич, 1971, 1973; Успенский, 1970; Романкевич, 1977; и др.).

<sup>25</sup>  $NЧ/Ч$  — соотношение содержания нечетных и четных  $n$ -алканов  $\left( \frac{C_{23}, C_{25}, \dots, C_{33}}{C_{24}, C_{26}, \dots, C_{34}} \right)$ .

У зрелой нефти он <1,15.

Рассмотренные выше материалы убеждают в том, что динамика накопления ОВ находится в прямой зависимости как от темпа седиментации, так и от биологической продуктивности водоема, контролируемой, при прочих благоприятных условиях, темпом поступления в седиментационные бассейны минерального материала (рис. 4). Выше также обращалось внимание на то, что при оптимальном сочетании других факторов воспроизводство ОВ в седиментационных бассейнах лимитируется не только количеством биогенных элементов, поступающих во внутренние и окраинные водоемы в парагенетической связи с терригенным минеральным материалом, но и температурой фотического слоя воды, и продолжительностью биологических сезонов. Для подтверждения и иллюстрации этих закономерностей автором рассмотрены особенности накопления ОВ в зависимости от темпа седиментации в субтропической зоне Прикалийфорнийской части Тихого океана и в заливах побережья Техаса, во внутренних водоемах средних широт (Каспийское, Черное и Азовское моря) и в ряде холодноводных бассейнов (Берингово, Охотское, Баренцево, Белое, Карское моря и оз. Байкал) (табл. 7). Положение кривых, отражающих рост скорости накопления ОВ в прямой зависимости от темпа седиментации (рис. 3б, кривые *I, II, IV, V*), наглядно иллюстрирует такую же зависимость этого процесса и от среднегодовых температур фотического слоя.

Прямое влияние температурного фактора сказывается и на относительных концентрациях в осадках  $C_{орг}$ . Однако характер зависимости относительных концентраций  $C_{орг}$  от темпа седиментации (кривые *Ia, IVa, Va*) иной, нежели у абсолютных масс органического вещества (кривые *I, II, IV, V*). Как и предполагал Н. М. Страхов (1939), «влияние скорости седиментации на накопление органического вещества... может быть выражено некоторой кривой, которая вначале идет вверх (процент органического вещества в осадке возрастает), затем дает перегиб и направляется вниз (процент органического вещества в осадке уменьшается)» (стр. 89). Нарастание относительных концентраций ОВ (и абсолютных его масс) по мере нарастания скорости накопления обломочного минерального материала в диапазоне низких темпов седиментации, характерное для пелагических отложений океанов (рис. 12), Н. М. Страхов объясняет тем, что «органическое вещество быстрее уходит в восстановительную зону»<sup>26</sup> (стр. 88). При достижении определенного динамикоседиментационного рубежа, «если обломочных частиц начинает поступать слишком много, их масса начнет сильно разбавлять органическое вещество. Концентрация последнего в единице объема породы станет уменьшаться» (стр. 88).

В рассмотренных примерах восходящая ветвь кривой процент  $C_{орг}$  — темп седиментации не обозначена только для осадков Каспийского, Черного и Азовского морей (кривая *IVa*), что может быть объяснено отсутствием данных по диапазону малых скоростей накопления осадков. Как в холодноводных, так и в тепловодных водоемах восходящие ветви кривых *Ia, Va* ограничивают полосы с темпами седиментации 20—50 и 30—200 т/км<sup>2</sup>/год соответственно. Это может быть следствием как различий в биологической продуктивности и глубинах отдельных участков, так и различий в поступлении аллохтонного ОВ и в сорбционной емкости минеральной части осадка. Нет сомнения, что такую же природу имеет и «раздвоение» кривой *IVa*.

Особенности фоссилизации ОВ в зависимости от темпа седиментации в палеоводоемах впервые обстоятельно рассмотрены А. Э. Конторо-

<sup>26</sup> Выше уже обращалось внимание, что такое объяснение причины увеличения концентрации  $C_{орг}$  в связи с нарастанием темпа седиментации не отражает реальных условий седиментогенеза. Главная причина этого явления — сорбция органического вещества минеральными компонентами осадка.

вичем и соавторами (1971, 1971a, 1973) (рис. 37, 38). Наиболее сильная прямая корреляционная зависимость фоссилизации ОВ от темпа седиментации проявляется в гумидных зонах (рис. 38), когда возможна фоссилизация преимущественно аллохтонного органического вещества. Непосредственное влияние на процесс накопления ОВ температуры — од-

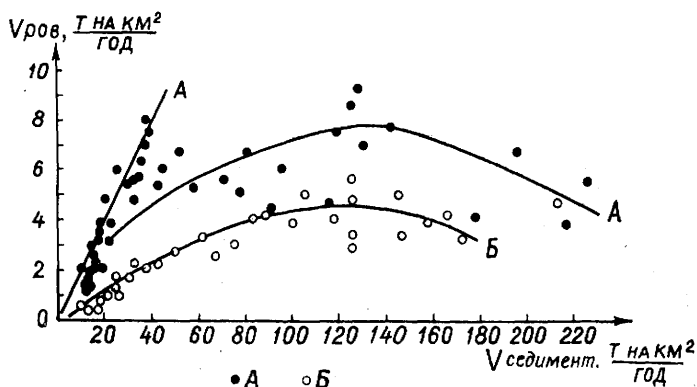


Рис. 37. Зависимость темпа накопления ОВ от темпа седиментации в областях морской аккумуляции Западной Сибири в волжский (А) и валаанжинский (Б) века (Конторович и соавт., 1971)

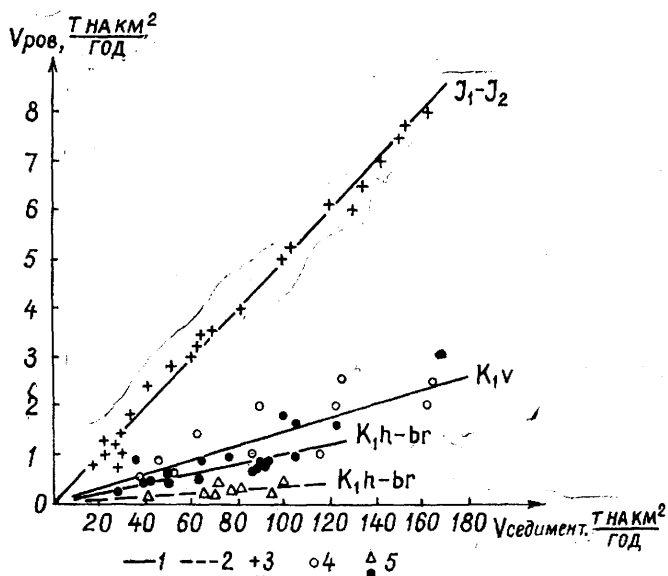


Рис. 38. Зависимость темпа накопления ОВ от темпа седиментации в областях континентальной и прибрежно-морской аккумуляции Западной Сибири (Конторович и соавт., 1971). 1 — зона гумидного климата; 2 — зона семиаридного климата; 3 — ранне- и среднеюрская эпохи ( $J_1-J_2$ ); 4 — валаанжинский век ( $K_{IV}$ ); 5 — готерийский и барремский века ( $K_{Ih-br}$ )

ного из важнейших климатических факторов — авторы допускают только для терригенных осадков континентальных ландшафтов. В морских же бассейнах биологическая продуктивность, по их мнению, регламентируется главным образом соленостью вод (биологическая продукция уменьшается с увеличением минерализации вод) и обратной зависимостью обогащения вод биогенными элементами от степени расчленения рельефа окружающей суши.

Свидетельством необоснованности такой оценки роли климата в накоплении ОВ являются рассмотренные выше материалы (см. табл. 7,

Темп накопления осадков, органического вещества (ОВ)  
и феофитина и относительные концентрации  $C_{орг}$  в поверхностном слое  
ряда современных седиментационных бассейнов

№ п/п	Бассейн	Станция №	Глубина, м	Темп седиментации, т/км <sup>2</sup> /год	Темп накопл. ОВ, т/км <sup>2</sup> /год	$C_{орг}$ , %	Темп накопл. феофитина, кг/км <sup>2</sup> /год
<b>Прикалифорнийская часть Тихого океана</b> (по данным W. L. Orr et al., 1958; K. O. Emery, 1960)							
1	Санта-Барбара	4701	591	850	49	3,4	87,5
2	Санта-Моника	4647	898	762	47	3,6	35,8
3	Сан-Педро	4679	887	264	17	3,9	—
3а	»	4690	900	525	39	4,4	21,0
4	Сан-Диего	4667	1210	126	9	4,2	2,9
5	Санта-Крус	4700	1929	285	22	4,6	8,0
6	Санта-Каталина	4703	1335	266	23	5,2	6,7
6а	»	4704	1134	141	13	5,3	—
7	Сан-Клемент	4670	2050	235	14	3,4	1,2
7а	»	4672	1940	158	7	2,6	—
8	Сан-Николас	4693	1774	125	11	5,1	2,4
9	Вост. Кортес	4671	1664	150	10	3,9	1,2
10	Безымянный	4673	1780	85	4	2,8	0,4
11	Таннер	4696	1510	95	10	7,0	3,7
12	Западн. Кортес	4674	1595	94	6	4,1	0,8
13	Лонг	4699	1769	196	9	2,7	0,8
14	Континентальный склон	4697	1667	130	8	3,9	1,2
15	Луже океана	4698	3758	36	1	2,1	0,1
16	Вентура <sup>1</sup>	—	—	1327	51	—	—
17	Лос-Анжелес <sup>1</sup>	—	—	535	32	—	—
18	Заливы побережья Те- хаса (по данным К. Х. Оппенгеймера, 1960)	—	5 <sup>а</sup>	1926 <sup>з</sup>	96,0 <sup>з</sup>	2,9 <sup>з</sup>	—

Каспийское море (по данным С. В. Бруевича, 1948; А. С. Полякова, 1970; Е. Г. Маева,  
В. И. Багирова, 1970; П. Н. Куприна, В. И. Багирова, 1970; О. К. Бордовского, 1974)

19	Средний Каспий	368	170	>530	>15,3	1,7	—
19а	»	>1,04; 60; 2,7 <sup>4</sup> 318	550	315	11,8	2,2	—
19б	»	0,59; 60; 2,7 320	750	85	3,0	2,2	—
19в	»	0,23; 70; 2,7 —	775	70	4,6	3,8	—
19г	Южный Каспий	0,30; 80; 2,7 159	663	130	4,0	1,8	—
19д	»	0,27; 60; 2,7 113	70	>200	>6,0	1,8	—
19е	»	>0,43; 66; 2,7 114	750	130	5,6	2,5	—
19ж	»	0,35; 70; 2,7 116	850	100	3,4	2,0	—
19з	»	0,22; 65; 2,7 43	650	80	2,7	2,0	—
19и	»	0,15; 60; 2,7 44	550	134	3,5	1,5	—
		0,26; 60; 2,7					

1	2	3	4	5	6	7	8
20 <sup>5</sup>	Черное море	—	1270 (ср.)	484	16,5	2,0	—
21	Азовское море	—	10	1100	30,0	1,6	—
22	Баренцево море	—	100—350	29	0,5	1,1	—
23	Байкал	—	>1000	45	1,5	2,0	—
24	Белое море	—	100—200	132	2,2	1,0	—
25	Карское море	—	200	42	0,6	0,8	—
<b>Берингово море (по данным С. В. Бруевича, Е. Д. Зайцевой, 1958; А. П. Лисицына, 1959; А. П. Жузе, 1962; О. К. Бордовского, 1974)</b>							
26	Берингово море	1532	96	30	0,8	1,6	—
26а	»	0,08; 70; 2,6 553	140	173?	3,8?	1,3	—
26б	»	0,02; 84; 2,6 1039	876	26	0,4	1,0	—
26в	»	0,07; 70; 2,6 540	3638	66	1,3	1,2	—
26г	»	0,18; 70; 2,6 619	3653	107	2,9	1,6	—
23д	»	0,29; 70; 2,6 614	3700	60	1,0	1,0	—
26е	»	0,17; 70; 2,6 618	3757	40	0,9	1,4	—
		0,11; 70; 2,6					
<b>Охотское море (по данным С. В. Бруевича, 1956; О. В. Шишкиной, 1958; А. П. Жузе, 1962)</b>							
27	»	1770	526	71	1,4	1,1	—
27а	»	0,10; 50; 2,2 1780	964	>200	>4,0	1,2	—
27б	»	>0,50; 68; 2,2 1907	1305	45	1,1	1,4	—
27в	»	0,12; 69; 2,4 1897	1690	34	0,8	1,4	—
		0,11; 74; 2,4					

<sup>1</sup> Плейстоценовые отложения.<sup>2</sup> Для № 18, 21—25 даны преимущественные глубины.<sup>3</sup> Для № 18, 20—25 определены средние величины.<sup>4</sup> Под чертой отражен темп седиментации (м/1000 лет), влажность осадка (%), удельный вес твердой части осадка (г/см<sup>3</sup>).<sup>5</sup> № 20—25 — по данным Б. Ф. Игнатова (1967).

рис. 36). И пример того — Каспийское море, отличающееся в 2—3 раза меньшей соленостью вод по сравнению с Прикалифорнийской частью Тихого океана, Охотским и Беринговым морями, в котором темп накопления ОВ более чем в два раза ниже, нежели в бассейнах Прикалифорнийского бордерленда и почти вдвое выше, чем в Беринговом и Охотском морях, имеющих такую же минерализацию вод, как и Прикалифорнийские бассейны.

Не соответствует действительности и утверждение авторов об усилении химического выветривания, а следовательно, и мобилизации биогенных элементов по мере уменьшения расчлененности рельефа (см. гл. IV). Это становится очевидным и при анализе динамики накопления ОВ в бассейнах Западной Сибири в волжское время, если при расчетах исходить из продолжительности волжских веков не 4 млн. лет, как это делают А. Э. Конторович и соавторы путем условной детализации гео-

хронологической школы по данным на апрель 1964 г. (Афанасьев и соавт., 1964), а 10 млн. лет, как это отражено на шкале, предложенной юбилейным симпозиумом Холмса (Проект рекомендаций ..., 1966) для портландского и пурбекского веков — временных аналогов нижнего и верхнего волжских веков в бореальной провинции. Поэтому, если при расчетах динамики накопления органического вещества иметь в виду продолжительность волжских веков 10 млн. лет, то темп накопления осадков и ОВ в волжское время в бассейнах Западной Сибири определится не в 23,1 и 25 т/км<sup>2</sup>/год, соответственно, а всего в 9,2 и 1,0 т/км<sup>2</sup>/год. Это уже не дало бы повода А. Э. Конторовичу и соавторам (1971а) для заключения, что «в волжском веке морской бассейн этого региона имел чрезвычайно высокую биологическую продуктивность, чему в некоторой мере способствовали также низкие скорости седиментации» (стр. 32).

По темпу накопления минерального материала и ОВ волжские бассейны Западной Сибири напоминают пелагические области океана (табл. 6). Не намного выше эти параметры были и в валанжинском бассейне (рис. 37). В этой связи нельзя также согласиться с А. Э. Конторовичем и соавторами, когда они пытаются объяснить уменьшение фоссилизации ОВ, начинающееся при темпе седиментации более 130—140 т/км<sup>2</sup>/год (Конторович, Поляков, 1973), угнетением фотосинтеза понижающейся прозрачностью воды по мере усиления привноса терригенного материала.

В ошибочности такой интерпретации причин перегиба кривой, отражающей изменение фоссилизации ОВ зависимости от темпа седиментации в волжском и валанжинском бассейнах, убеждают материалы табл. 7, отраженные на рис. 36<sup>27</sup>. Они свидетельствуют о том, что угнетение фотосинтеза, а следовательно, и уменьшение темпа накопления ОВ не фиксируется и при темпах седиментации, иногда более чем в 10 раз превышающих темпы седиментации в волжском и валанжинском бассейнах Западной Сибири. В качестве примера можно привести Средний Каспий (ст. 368), впадину Санта-Барбара и заливы побережья Техаса, где «ураганный», по сравнению с волжскими и валанжинскими бассейнами Западной Сибири, темп седиментации (соответственно >530, 850, 1926 т/км<sup>2</sup>/год) обуславливает накопление огромных масс органического вещества (соответственно >15,3; 49,0; 96,0 т/км<sup>2</sup>/год).

Как представляется автору, объяснение перегибу кривой, отражающей динамику фоссилизации ОВ в зависимости от темпа накопления осадков в волжском и валанжинском бассейнах Западной Сибири, следует искать в неблагоприятных биономических условиях (малая продолжительность биологических сезонов, низкая температура воды), лимитирующих полную реализацию аккумуляций биогенных элементов, или же в увеличении катагенетических потерь ОВ по мере нарастания темпа седиментации (см. главу IV), неучтенных А. Э. Конторовичем и соавторами при расчетах начальных концентраций ОВ в осадках. Последнее, по-видимому, более вероятно, так как согласуется с результатами исследований Б. Ф. Игнатова (1966, 1967, 1967а и др.), установившего, что при прочих благоприятных условиях процесс нефтеобразования может возникнуть только в осадочных толщах, накапливавшихся со скоростью не ниже 150—220 т/км<sup>2</sup>/год. Поэтому уменьшение абсолютных масс ОВ в валанжинских отложениях, накапливавшихся со скоростью более 130—140 т/км<sup>2</sup>/год, может быть обусловлено увеличивающимися по мере нарастания темпа седиментации потерями ОВ за счет генерации и эмиграции ОВ при катагенезе. Сам же этот факт можно рассматривать как

<sup>27</sup> Соотношение горизонтального и вертикального масштабов у рис. 36, 37, 38 одинаковое.

доказательство правильности установленного Б. Ф. Игнатовым нижнего предела темпа накопления нефтематеринских отложений, в чем сомневался А. Э. Конторович, невольно подтвердивший собственными дальнейшими исследованиями правоту Б. Ф. Игнатова.

Прямое влияние темпа седиментации сказывается не только на накоплении ОВ, но и на геохимической обстановке его преобразования, а следовательно, и на соотношении основных его компонентов. В океанах влияние темпа седиментации на геохимическую обстановку верхней части современных осадков проявляется в увеличении мощности окисленного слоя в сторону пелагиали (рис. 39), а во внутренних и окраинных

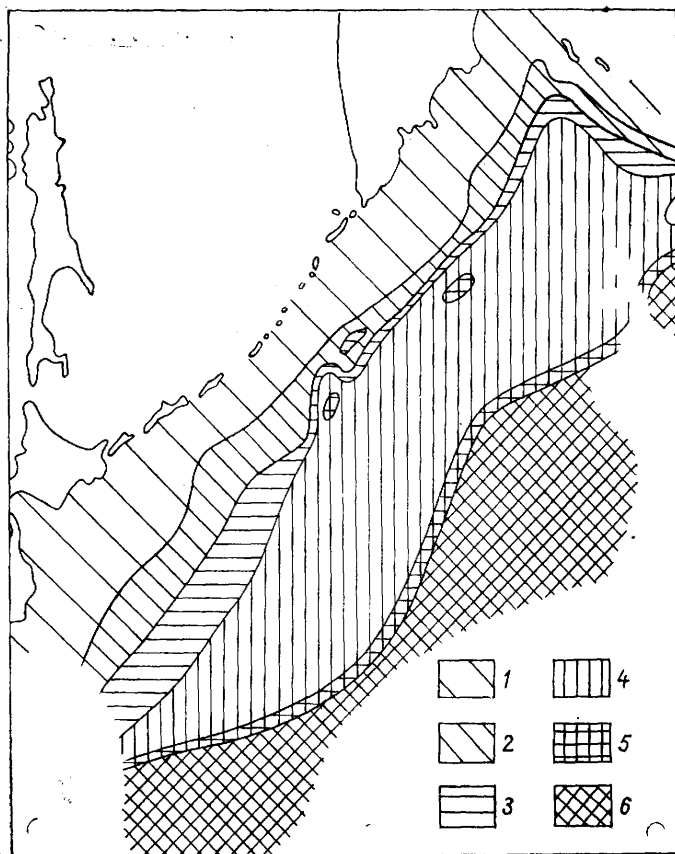


Рис 39. Мощность слоя окисленных осадков в северо-западной части Тихого океана (Безруков, 1960). 1—0—5 см; 2—5—10 см; 3—10—20 см; 4—20—50 см; 5—50—100 см; 6—>1 м

водоемах — в понижении окислительно-восстановительного потенциала верхнего слоя грунтов по мере увеличения темпа седиментации (рис. 40, 44). И причиной того, на что уже обращалось внимание, является прямая зависимость микробиологической активности в современных отложениях от скорости их накопления, контролирующей поступление в осадок лабильных веществ.

Иллюстрацией решающей роли мощности слоя активно вегетирующих бактерий в направленности окислительно-восстановительных реакций могут быть результаты биогеохимических исследований И. Б. Мизандронцева и Т. А. Младовой (1970). Они убеждают в том, что увеличение мощности микробиологически активного слоя современных осадков оз. Байкал, наблюдающееся в приустьевых зонах крупных рек, отличающихся интенсивным выносом биогенных элементов (Вотинцев,

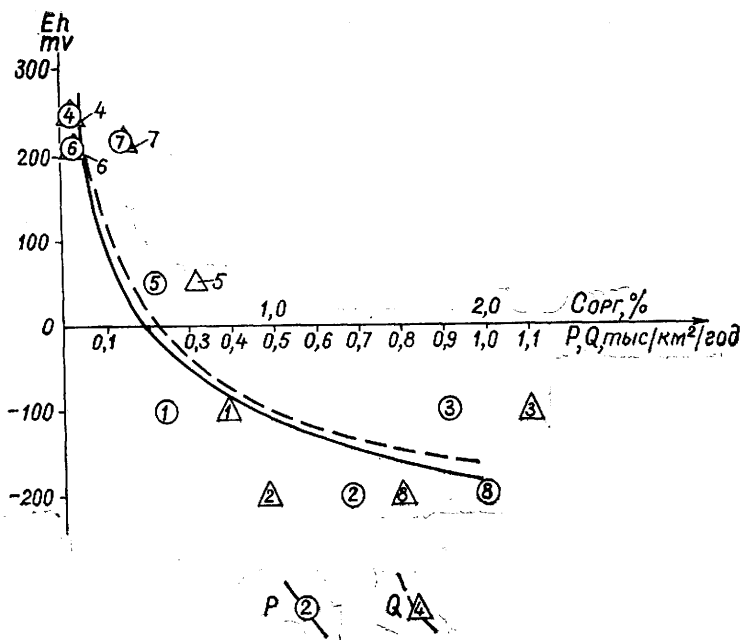


Рис. 40. Зависимость окислительно-восстановительного состояния (Eh) поверхностного слоя грунтов некоторых современных водоемов от их биологической продуктивности (P) и темпа седиментации (Q) (Игнатов, 1967).

1 — Каспийское море; 2 — Черное море; 3 — Азовское море; 4 — Баренцево море; 5 — Берингово море (район мыса Олюторского); 6 — Красное море; 7 — Охотское море; 8 — впадина Санта-Барбара

1970), высоким темпом седиментации (Дмитриев, Колокольцева, 1970) и большим насыщением осадков легкогидролизруемыми компонентами ОВ (Выхристюк, Лазо, 1976), коррелируется с понижением окислительно-восстановительного потенциала приповерхностной части осадков (рис. 41).

Первые конкретные данные о характере влияния темпа седиментации на качество ОВ в современных осадках автор обнаружил у В. Орт и К. Эмери (Orr, Emery, 1956). Они обратили внимание на то, что в рассмотренных ими бассейнах Южной Калифорнии (Санта-Барбара, Санта-Каталина, Санта-Крус) грунты бассейна Санта-Барбара, отличающиеся вдвое большим темпом седиментации, характеризуются вдвое большей битуминозностью и в три-четыре раза большим содержанием УВ, нежели грунты бассейнов Санта-Каталина и Санта-Крус. Материалы, приведенные В. Орт и К. Эмери, свидетельствуют также и о том, что быстронакапливающиеся отложения отличаются втрое большим содержанием метановых и нефтяных УВ, они в 2,5 раза богаче асфальтово-смолистыми соединениями. Для них также характерно более низкое содержание ОВ, не экстрагируемого органическими растворителями, и, что важно для познания особенностей диагенеза, уменьшающиеся к низу грунтовой колонки количества битума, остающегося на адсорбенте (рис. 42).

Рассматривая темп седиментации только как фактор изоляции и разубоживания ОВ, В. В. Вебер (1956а) считает возможным объяснять меньшее окисление битумов в осадках сублиторали Каспия по сравнению с битумами из мидиевого ила Черного моря более высоким темпом накопления осадков на сублиторали Каспия. Высоким темпом седиментации, нередко наблюдающемся в пределах материковых склонов с относительно малыми углами наклона донной поверхности, а не «специфическими условиями жизнедеятельности микрофлоры» на черноморском глубоководье, поедающей углеводороды из-за «отсутствия в воде био-



МОЩНОСТЬ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИ АКТИВНОГО СЛОЯ, СМ

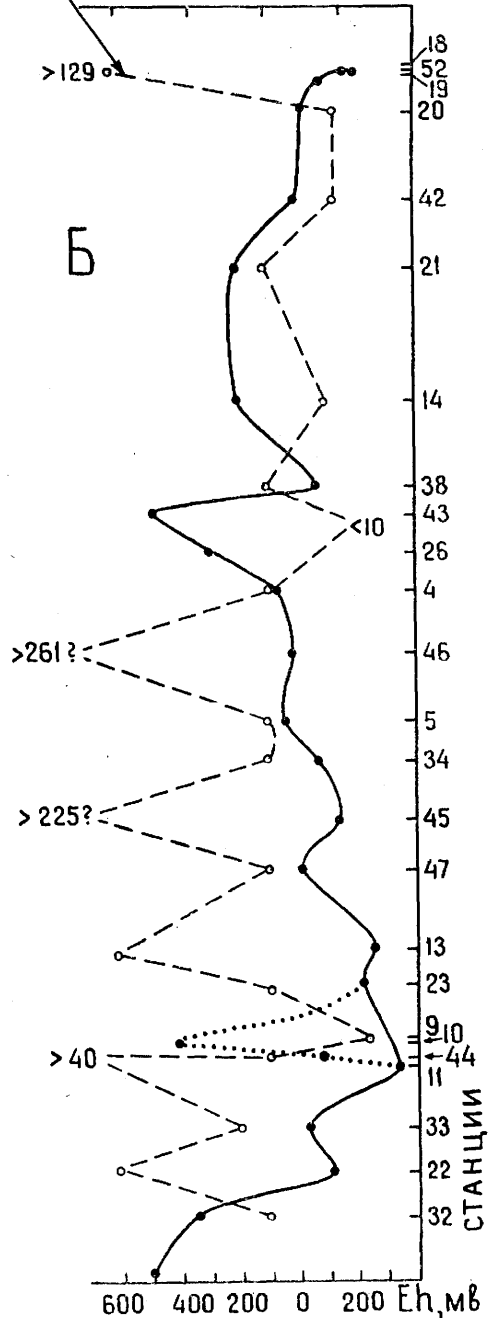
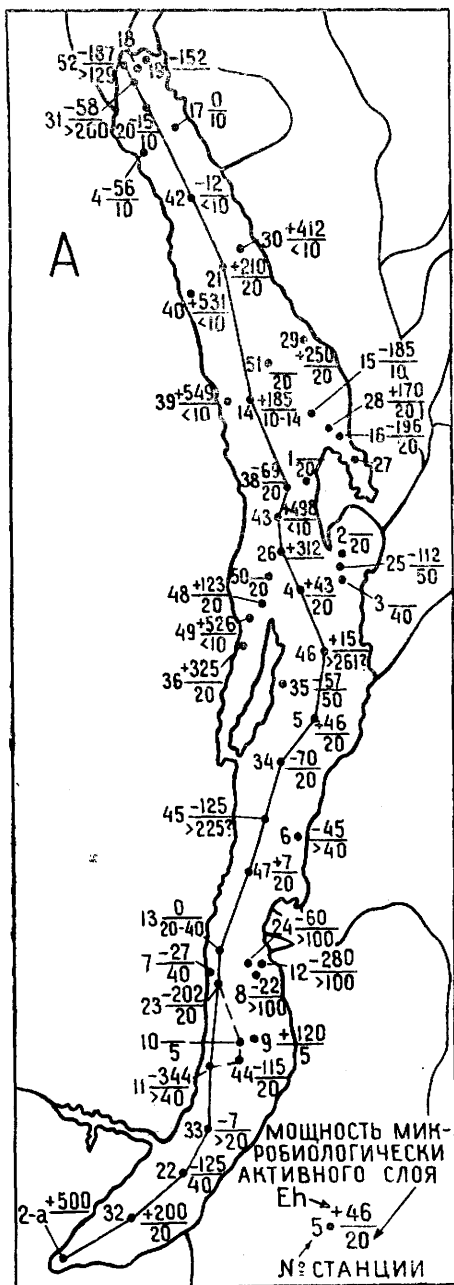


Рис. 41. А — Окислительно-восстановительный потенциал (в 5 см от поверхности осадка) и мощность микробиологически активного слоя и Б — зависимость окислительно-восстановительного потенциала от мощности микробиологически активного слоя в современных осадках оз. Байкал (по данным И. Б. Мизандронцева и Г. А. Младовой, 1970)

генных элементов», как это полагает В. В. Вебер (1973, стр. 52), объясняется обнаруженная им высокая (в 25 раз большая) маслянистость битумов в грунтах, поднятых из сероводородной зоны материкового склона, по сравнению с одновозрастными грунтами сероводородной зоны западной глубоководной впадины.

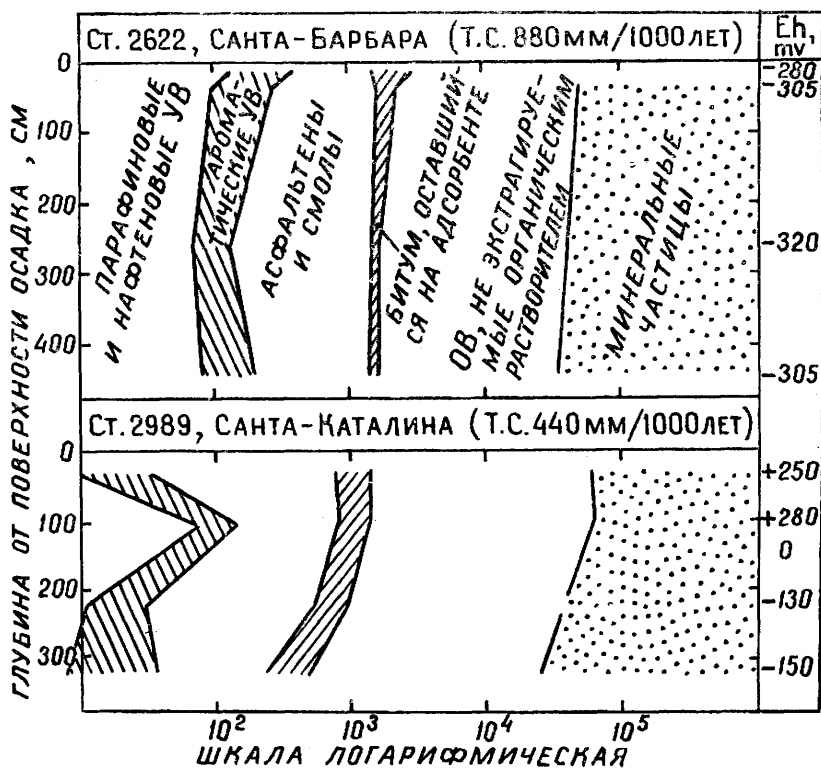


Рис. 42. Кумулятивный состав ОВ (в миллионных долях) в колонках грунтов двух бассейнов Прикалifornийской части Тихого океана и темп накопления осадков (Org, Eteгу, 1956; темп седиментации по Eteгу, Bray, 1962)

Прямое влияние темпа седиментации на качественную и количественную стороны процесса диагенетического преобразования ОВ нашло четкое отражение и в результатах исследований новокаспийских отложений Среднего и Южного Каспия, проведенных О. К. Бордовским (1974). Анализ количественных изменений основных компонентов ОВ в одновозрастных отложениях в зависимости от скорости накопления осадков (табл. 8, рис. 43) позволяет установить прямое влияние темпа седиментации не только на накопление ОВ, но и на процесс битумообразования во времени. Увеличение битуминозности, а следовательно, и новообразование УВ с увеличением возраста отложений, проявляющееся в грунтах ст. 368, может быть объяснено анаэробными условиями диагенеза, когда дефицит минеральных окислителей побуждает анаэробную микрофлору «обращаться к так называемому конституционному дыханию... Особенностью системы конституционного дыхания является то, что организмы при этом не осуществляют полного сжигания органического вещества до конечных продуктов, а используют лишь некоторые энергетически выгодные реакции химических преобразований органического вещества, типа окислительно-восстановительных реакций» (Успенский, 1970, стр. 69). Поэтому в такой обстановке анаэробные бактерии выступают в роли активных жиροобразователей (Селибер, Катанская, 1951), заметно пополняющих баланс углеводородных компонентов ОВ.

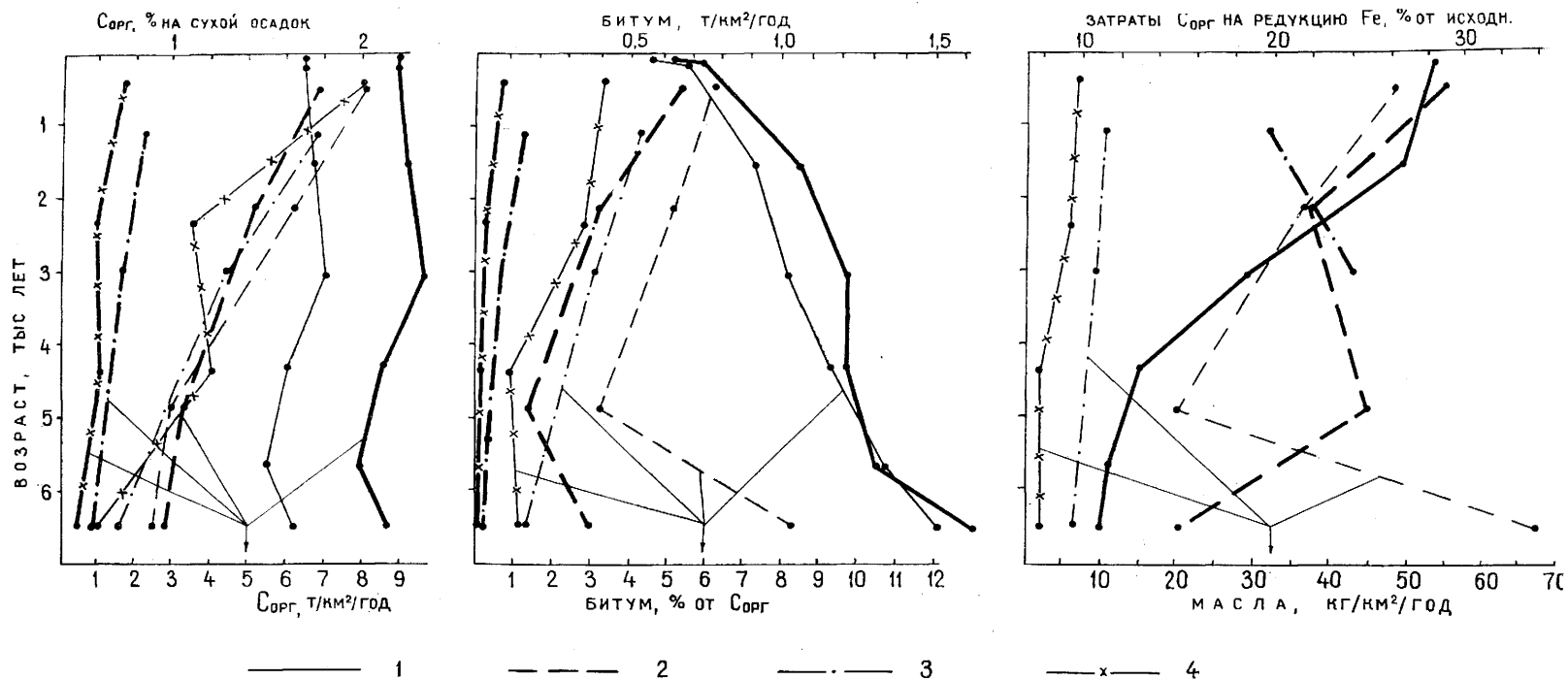


Рис. 43. Влияние темпа седиментации на накопление и диагенетическое преобразование ОВ в одновозрастных новокаспийских отложениях Среднего и Южного Каспия (по данным О. К. Бордовского, 1974, с дополнениями автора).  
 Темп седиментации, мм/1000 лет: 1 (ст. 368) — >1040; 2 (ст. 318) — 590; 3 (ст. 159) — 270; 4 (ст. 320) — 230

Особенности накопления и преобразования органического вещества  
в новокаспийских отложениях Среднего и Южного Каспия  
(по данным О. К. Бордовского, 1974)

№ станции/глубина, м	Темп накопления осадка, мм/1000 лет	Горизонт к элонки, см	Содержание $C_{орг}$ в сухом осадке, %		Содержание битума, %		Содержание масел в битуме, %	Содержание $C_{орг}$ затраченный на редукцию соединений Fe, в % от исходного	
			абсолют. массы т/км <sup>2</sup> /год	%	на сухой осадок	на $C_{O_2}$ г			абсолютн. массы, т/км <sup>2</sup> /год
368	1040		1,70	0,12	4,6	—	—		
170	530		9,0	0,64	—	—	—		
			1,70	0,14	5,5	17,8	28,4		
			9,0	0,74	—	132,0	—		
			1,76	0,20	7,3	—	26,8		
			9,3	1,06	—	—	—		
			1,83	0,23	8,2	—	18,6		
			9,7	1,22	—	—	—		
			1,63	0,23	9,3	—	13,0		
			8,6	1,22	—	—	—		
			1,51	0,25	10,7	—	11,5		
			8,0	1,32	—	—	—		
			1,65	0,31	12,1	26,6	1,0		
			8,7	1,64	—	436,2	—		
318	590		20-30	2,18	0,211	6,2	7,3	29,0	
550	315			6,9	0,66	—	48,2	—	
			120-130	1,65	0,130	5,1	8,9	22,0	
				5,2	0,41	—	36,5	—	
			250-260	1,09	0,054	3,2	11,8	24,8	
				3,4	0,17	—	20,1	—	
		370-380	0,93	0,116	8,3	18,3	15,2		
			2,9	0,37	—	67,7	—		
159	270	25-30	1,77	0,118	4,3	7,0	19,9		
663	130		2,3	0,15	—	10,5	—		
		78-90	1,29	0,061	3,1	11,7	24,0		
			1,7	0,08	—	9,4	—		
		165-175	0,73	0,015	1,3	32,0	22,8		
			0,9	0,02	—	6,4	—		
320	230	0-20	2,05	0,10	3,3	8,65	—		
750	85		1,7	0,08	—	6,9	—		
		43-64	1,13	0,05	2,8	15,4	—		
			1,0	0,04	—	6,2	—		
		86-112	1,23	0,02	0,9	10,4	—		
			1,1	0,02	—	2,1	—		
		112-148	0,60	0,01	1,2	22,4	—		
			0,5	0,01	—	2,2	—		

Примечание. Скобками объединены одновозрастные (относительно) отложения. Темп седиментации определялся исходя из средней продолжительности новокаспийского времени 6,5 тыс. лет.

К. Х. Опленгеймер (1960) полагает, что бактерии могут потребить на образование жировых и белковых веществ до 20—40% лабильных соединений, попадающих в осадок, что, согласно расчетам О. К. Бордовского (1964), может увеличить первоначальную битуминозность органического вещества на 10—12%. При этом, по мнению К. Лейбовича и Б. М. Ван-дер-Вейде (Leibovici, Van der Weide, 1974) преобразование ОВ при диагенезе идет главным образом по пути его ароматизации. Последнее подтверждено экспериментально (Хансон, 1961; А. А. Петров, 1967; Тихомолова и соавт., 1972) и при исследованиях особенностей диагенеза осадков (Peake et al., 1974). Установлено, что существенную роль в образовании ароматических и нефтяных УВ играют ненасыщенные жирные кислоты.

В условиях диагенетического окисления, легче всего возникающего при низких темпах седиментации, в ОВ разрушаются не только лабильные компоненты, но, по-видимому, и его липидная составляющая (Конторович и соавт., 1974; Неручев и соавт., 1975), что приводит к снижению (по мере погружения осадка) и битуминозности осадков, и содержания в них масел (рис. 43).

Рассмотренные материалы ставят под сомнение правомерность выводов П. Н. Куприна и соавторов (1974) о практической независимости диагенеза от темпа седиментации. В этом убеждают как приведенные ими же данные, свидетельствующие о том, что в донных отложениях Каспийского моря мощность зоны аутигенного минералообразования увеличивается по мере увеличения темпа седиментации (от глубоководья в сторону «свала»), так и материалы Е. М. Заславского и В. И. Багирова (1975, рис. 2) о мощности слоя окисленных осадков в Каспийском море — если схему мощности окисленного слоя сопоставить со схемой мощности новокаспийских отложений (Лебедев и соавт., 1973, рис. 9). В данном случае особенно четкая обратная зависимость мощности окисленного слоя от темпа седиментации проявляется по профилю мыс Песчаный — Апшеронский полуостров. Прямое влияние темпа седиментации на емкость диагенеза (при прочих благоприятных условиях) согласуется с доказательствами Л. М. Галкина и И. Б. Мизандронцева (1971) прямой зависимости глубинного интервала проявления максимума концентраций ОВ в грунтовых растворах от скорости накопления осадков.

При прочих равных условиях энергетический потенциал нефтегазообразования контролируется затратами ОВ на редукционные процессы, которые, в свою очередь, зависят от степени обогащения осадков минеральными окислителями. Чем больше минеральных окислителей, тем больше затрат ОВ на их редукцию, тем меньше его нефтегазопроизводящий потенциал. Это обстоятельство привлекает внимание всех исследователей, касающихся баланса диагенетических процессов. Так, С. Г. Неручевым (1969) определено, что в восстановительных фациях относительный диагенетический расход ОВ составляет до 30—40% от его исходных количеств, в слабовосстановительных — до 40—60%. А. А. Э. Конторович и соавторы (1974) пришли к выводу, что минимальные диагенетические потери ОВ характерны для сидеритовых фаций.

Консервирующее влияние высокого темпа седиментации на фоссилизирующееся ОВ сказывается и на его относительных диагенетических потерях. Это обнаруживается при первых же попытках исследования роли темпа седиментации в накоплении и преобразовании ОВ.

Имея в виду результаты исследований Н. М. Страхова, С. Г. Неручева и материалы собственных исследований геохимии мезозойских отложений Западной Сибири, А. Э. Конторович и соавторы (1974, 1974а) пришли к выводу, что при прочих равных условиях затраты ОВ на редукционные процессы находятся в обратной зависимости от темпа терри-

генного осадконакопления (рис. 44). По их мнению, при небольших анаэробных диагенетических потерях ОВ «происходит относительное увеличение в ОВ доли липидной фракции битумоидов, а в их составе — наиболее устойчивых компонентов — углеводов. При общей алифатизации углеводородной фракции — нафтеново-ароматическая их часть обогащается новообразованными би- и трициклическими углеводородами, а в асфальтово-смолистой части битумоидов смолы очень сильно (в 4—6 раз) преобладают над асфальтенами» (1974, стр. 121).

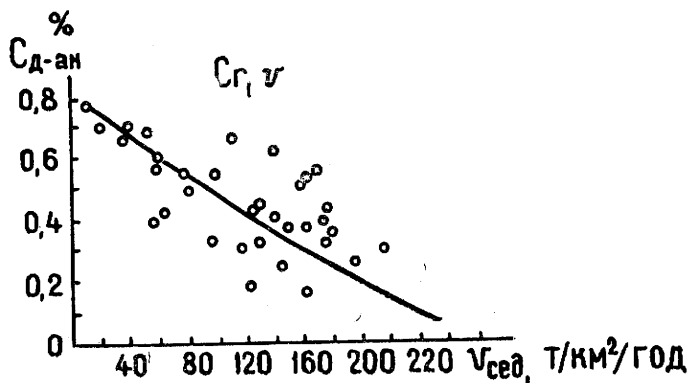


Рис. 44. Зависимость диагенетических потерь  $C_{d-an}$  от темпа седиментации в валанжинском бассейне Западной Сибири (Конторович и соавт., 1974)

Последнее так же, как и уменьшение редукционных потерь ОВ с ростом темпа седиментации, согласуется с результатами геохимических исследований новокаспийских отложений (рис. 43). В быстро накапливающихся отложениях новокаспийского горизонта расход ОВ на редукцию Fe начинает существенно сокращаться уже через 1,5 тыс. лет после отложения осадка (в интервале 160—300 см), тогда как в грунтах ст. 318, накапливающихся вдвое медленнее, убыль ОВ в связи с редукционными процессами заметно сокращается только через 5 тыс. лет после их отложения. Однако и через 6,5 тыс. лет потери ОВ на редукцию Fe в них на 4,2% выше, нежели в одновозрастных отложениях ст. 368. А на ст. 159, где накопление осадков шло в четыре раза медленнее, чем на ст. 368, диагенетические потери ОВ в подошвенном слое новокаспийского горизонта составляют 22,8%, что на 11,8% выше, чем в одновозрастных отложениях ст. 368.

Как представляется автору, иллюстрацией величины диагенетических потерь ОВ за плейстоценовое время может также служить заштрихованная полоса (рис. 36) между кривой II, отражающей изменение темпа накопления ОВ в зависимости от темпа седиментации в современных бассейнах Прикалийфорнийской части Тихого океана, и кривой III, отражающей предполагаемую зависимость абсолютных масс ОВ от темпа накопления осадков в палеобассейнах Вентура и Лос-Анжелес после прекращения субаквальной седиментации в плейстоценовое время. При условии правильности выводов К. Эмери (Emery, 1960) и В. Ф. Барбата (1961) о незначительных изменениях биологической продуктивности неогеновых бассейнов по сравнению с современной продуктивностью водоемов этой акватории диагенетические потери ОВ в предплейстоценовых и раннеплейстоценовых отложениях бассейнов Вентура и Лос-Анжелес за плейстоценовое время составляют 9—18% его начальных концентраций.

Рассмотренные выше примеры влияния темпа седиментации на ход диагенеза и материалы настоящего раздела свидетельствуют о том, что увеличение относительного содержания битумоидов, улучшение их

качества (облагораживание — Вассоевич, 1973) по мере уменьшения концентраций  $C_{орг}$  в осадке (проявление закономерности Успенского — Вассоевича) — следствие не только больших диагенетических потерь органического вещества, обусловивших пассивное концентрирование стойких к окислителям битумоидов, как это полагают Т. Э. Баранова, С. Н. Белецкая, С. Г. Неручев и соавторы (1976), но и результат влияния на диагенез темпа седиментации. И объяснение заключается в том, что в условиях одинакового проявления других факторов увеличение скорости накопления минерального материала, с одной стороны, уменьшает относительные концентрации ОВ (вследствие его разубоживания), с другой, — обуславливает увеличение накопления как абсолютных масс ОВ, так и его легко гидролизуемых (лабильных) компонентов. Последние и определяют энергетический потенциал диагенеза, проявляющийся в быстро накапливающихся отложениях и высокой битуминозностью ОВ, и улучшением качества битумоидов как потенциально нефтематеринских углеводородных соединений.

По сравнению с водоемами с относительно высокой биологической продуктивностью и с типично морскими темпами седиментации, в которых при прочих равных условиях увеличение скорости накопления осадков сопряжено не только с увеличением количества фоссилирующегося ОВ, но и с улучшением его сохранности (что сокращает относительные потери ОВ в редукционных процессах), в водоемах с низкими темпами седиментации и воспроизводства ОВ, отличающихся большими глубинами, отрицательно сказывающимися на сохранности фоссилирующегося ОВ, характер зависимости редукционных потерь ОВ от темпа седиментации иной.

Обладая малым энергетическим потенциалом, ОВ пелагических областей океанов и глубоководных водоемов с замедленной седиментацией, несмотря на высокую чувствительность к темпу накопления осадков, оказывающему прямое влияние на коэффициент фоссилизации ОВ и на его относительные концентрации (рис. 12, 36), не способно нейтрализовать (восстановить) все окислители даже при максимальных для таких акваторий темпах осадконакопления. Поэтому в таких условиях (как это, в частности, имеет место в Беринговом море — Бордовский, 1974—, где на ст. 1532, 540 и 619 с темпом седиментации 80, 180, 290 мм/1000 лет соответственно рост потерь ОВ на редукцию Fe определяется в среднем 26,1; 28,3; 30,3%) расход ОВ на редукционные процессы происходит в прямой зависимости от темпа седиментации.

Таким образом, при накоплении энергетически истощенного ОВ в диапазоне низких скоростей осадконакопления, характерных для пелагического глубоководья океанов, а также при низких и средних темпах седиментации на глубоководье окраинных морей диагенетические потери ОВ растут по мере роста темпа седиментации. Если же накопление ОВ происходит в относительно неглубоких водоемах со средними и высокими темпами седиментации, то увеличение скорости нарастания осадков сопровождается постепенным снижением потерь ОВ на редукционные процессы диагенеза. При этом, как установлено на примере голоценовых отложений Восточной Канады, в быстронакапливающихся осадках (134 см/1000 лет) содержание метана оказывается почти на три порядка выше, нежели в их медленно накапливающихся (20 см/1000 лет) возрастных аналогах (Rashid, Vilks, 1977).

Следовательно, при прочих равных условиях направленность процесса преобразования ОВ при диагенезе определяется скоростью накопления минеральной части осадка. И причиной того — прямое влияние темпа седиментации как на накопление ОВ, так и на обогащение осадка легко гидролизуемыми соединениями ОВ — энергетической основы диагенеза, определяющей

направленность преобразования ОВ. В обобщенном виде это наглядно иллюстрируется рис. 45, где на фоне прямого влияния темпа седиментации на накопление ОВ и его гуминовых компонентов показана обратная зависимость в накоплении лабильных и, как следствие, битуминозных компонентов ОВ от мощности водного столба, контролирующей сохранность попадающих в осадок посмертных остатков гидробионтов.

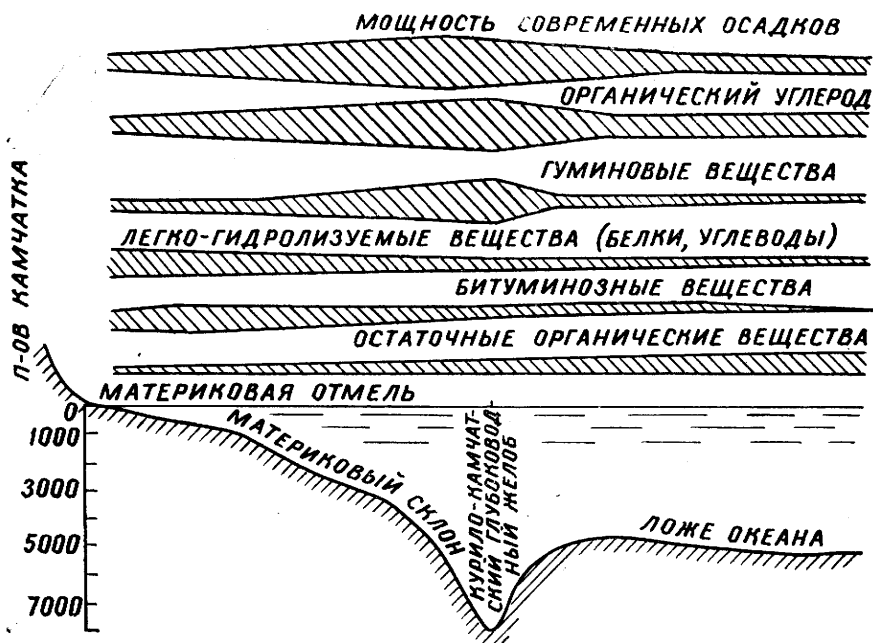


Рис. 45. Изменение состава ОВ поверхностного слоя осадков в северо-западной части Тихого океана (Романкевич, 1970). Изменения темпа седиментации (мощности) современных отложений даны по А. П. Лисицыну (1974)

## Выводы

Анализ рассмотренных материалов убеждает в следующем:

1. При прочих равных условиях фоссиллизация автохтонного органического вещества находится в прямой зависимости от темпа седиментации, контролирующего вынос в водоемы биогенных элементов, и степени дисперсности минерального материала, адсорбирующего ОВ. В океанских осадках, отличающихся чрезвычайно медленным темпом седиментации, скорость их накопления оказывает прямое влияние не только на рост абсолютных масс ОВ, но и на его относительные концентрации в осадках.

2. При прочих благоприятных биомических условиях (температура, продолжительность освещения, прозрачность воды и т. п.) интенсивность фотосинтеза во внутренних и шельфовых водоемах находится в прямой зависимости от динамики пополнения фотического слоя биогенными элементами (N, P, Si), контролирующей темпом поступления в водоемы терригенного минерального материала.

3. Помимо привноса биогенных элементов речным стоком — фактора длительного проявления, генерация ОВ в периоды активизации биологической продуктивности водоемов, обусловленные повышением температуры фотического слоя, зависит также от величины аккумуляции биогенных элементов, образующихся при ухудшении биомических условий, сопряженных как с похолоданиями, так и с особенностями динамики и стратификации вод на океаническом глубоководье.



В водоемах, где биологическая продуктивность находится в непосредственной зависимости от наземного стока, мощность и продолжительность разрядки аккумуляций биогенных элементов должны зависеть как от продолжительности похолоданий, определяющей величину биогенных аккумуляций, так и от градиента температуры, контролирующего степень прогрева фотического слоя. Чем продолжительнее похолодание, тем больше вероятность образования больших аккумуляций биогенных элементов.

При оптимальном сочетании других факторов мощность вспышки биологической продуктивности за счет разрядки аккумуляций биогенных элементов находится в прямой зависимости от роста температуры фотического слоя. Температурный скачок определяет и продолжительность разрядки. Чем он выше (в витальных пределах), тем быстрее реализуется биоэнергетический потенциал аккумуляций биогенных элементов.

В отличие от водоемов с непосредственной зависимостью биологической продуктивности от речного стока, на большей части акваторий океанов первичная биологическая продукция ОВ определяется разрядкой глубоководных аккумуляций биогенных элементов при прогреве глубинных вод в зонах проявления апвеллинга в низких и средних широтах или же при прогреве обогащенных биогенными элементами арктических и антарктических вод теплыми течениями, приводящем к образованию «полярных фронтов» — биологически и био-геохимически активных зон, возникающих на стыке теплых и холодных вод. Последнее характерно и для зон внедрения арктических и антарктических вод в акватории низких широт.

4. Прямая зависимость генерации ОВ гидробионтами от прогретости фотического слоя и от продолжительности биологических сезонов свидетельствует о том, что абсолютные массы фоссилизирующегося ОВ контролируются не только темпом седиментации, но и среднегодовой температурой и продолжительностью биологических сезонов в седиментационных бассейнах.

5. В условиях одинакового проявления других факторов количество фоссилизирующегося ОВ уменьшается по мере увеличения глубины седиментационного бассейна. В такой же зависимости находится и качество захороняющихся посмертных остатков гидробионтов. Определяющую же роль в накоплении ОВ (и в условиях углубления бассейна) играет темп седиментации.

С увеличением темпа седиментации сопряжено увеличение накопления как легкогидролизуемых (лабильных) компонентов ОВ — энергетической основы био-геохимических процессов диагенеза, определяющей масштабы синтеза УВ анаэробными пелобийонтами и расход ОВ на редукционные процессы, так и растительных и животных пигментов — соединений, преобразующихся в порфирины — носители оптической активности нефтей.

Чем больше в осадке легко усвояемого пелобийонтами ОВ, тем больше синтезируется ими УВ, тем завершнее сульфатредукция, тем больше сохранность потенциально-нефтематеринских компонентов ОВ после завершения редукционных процессов.

6. Низкий энергетический потенциал ОВ, захороняющегося в пелагических осадках океанов, — веское доказательство необоснованности выводов ряда исследователей об астрономических величинах потенциальных запасов биохимического метана в верхней 300-метровой осадочной толще ложа Мирового океана.

7. Характер влияния темпа седиментации на относительные концентрации органического вещества в современных водоемах подтверждает правильность логического обоснования Н. М. Страховым хода кривой, отражающей зависимость относительных концентраций органиче-

ского вещества от темпа седиментации. Вначале она фиксирует рост относительных концентраций органического вещества по мере нарастания темпа седиментации, а при темпе седиментации, превышающем 50—200 т/км<sup>2</sup>/год (в зависимости от биомических условий в фотическом слое воды) — их уменьшение вследствие разбавления органического вещества минеральным материалом.

8. При длительной стабилизации условий генерации и фоссилизации органического вещества зоны, ограниченные кривыми, отражающими зависимость накопления абсолютных масс органического вещества от темпа седиментации в поверхностных осадках и в одновозрастных отложениях, находящихся на том или ином этапе диагенеза, отражают диагенетические потери органического вещества во времени и в зависимости от темпа накопления осадков.

ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ  
И УПЛОТНЕНИЕ ОСАДКОВ И ПОРОД

---

В исследованиях уплотнения глинистых и песчано-глинистых толщ в связи с выяснением генезиса углеводородов и механизма их эмиграции из материнских отложений основное внимание, как правило, обращается только на минеральный и механический состав пород и на глубину их погружения в ходе продолжавшейся седиментации. При этом обычно не учитывается ни темп накопления нефтематеринских осадков, ни темп накопления перекрывающих их отложений. Вместе с тем, результаты инженерно-геологических исследований грунтов в интерпретации К. Терцаги и Н. Я. Денисова со всей очевидностью свидетельствуют о том, что при анализе уплотнения осадочных, в особенности глинистых, толщ необходимо учитывать и темп их накопления.

Анализируя физические свойства обогащенных органикой глинистых отложений, образцы которых были отобраны в 1924 г. из 80-футовых скважин, пробуренных в прибрежье близ Стамбула, К. Терцаги (Terzaghi, 1941) был озадачен их практически стабильной влажностью (56—65%) во всей вскрытой толще, тогда как в соответствии с кривой, отражающей зависимость пористости от гравитационной нагрузки, построенной на основе лабораторных испытаний, на глубине 80 футов она должна бы быть на 20% ниже, чем в поверхностной части разреза. В дальнейшем, анализируя аналогичные результаты, полученные и другими исследователями, а также лабораторные материалы К. Ленгера (K. Langer) о влиянии скорости приложения нагрузки на уплотнение глин, он пришел к выводу, что такие ситуации возникают при медленном нарастании гравитационного давления, способствующем образованию прочной пленки воды, адсорбируемой твердыми частицами. Последняя выступает в роли и разуплотнителя, и связующего материала при затвердевании глины. При этом упрочение межчастичных связей, возникающее вследствие проявления процессов тиксотропии, находится в обратной зависимости от скорости приращения уплотняющей нагрузки.

Идеи К. Терцаги послужили Н. Я. Денисову (1946, 1956, 1965 и др.) основой для разработки теории консолидации глинистых осадков, в которой главную роль в образовании недоуплотненных глинистых пород отводится цементационному упрочению межчастичных связей на фоне медленного накопления минерального материала. Однако, в отличие от К. Терцаги, рассматривавшего пленочную воду в качестве единственного связующего вещества, Н. Я. Денисов, вначале (1935) полностью стоявший на позициях К. Терцаги, пришел к выводу, что длительная стабилизация порового пространства в глинистых породах может быть обес-

печена только минеральными цементами. По его мнению, «причиной возникновения сцепления упрочения может являться выпадение из поровой воды различных химических веществ, играющих роль природного цемента. В этом случае к влиянию межмолекулярных сил, создающих первичное сцепление между частицами, добавляется влияние ионных сил, проявляющихся в пленках цемента. Эти пленки имеют весьма малую толщину, вследствие чего их появление практически не сказывается на плотности осадка» (Денисов, 1956, стр. 30, разрядка моя — Л. Н.). Следовательно, под цементацией глинистых отложений Н. Я. Денисов имеет в виду *не заполнение порового пространства цементом* и, как следствие, упрочение и увеличение плотности породы, *а упрочение связей между минеральными частицами, способствующее сохранению объема пор.*

Такую же роль отводит процессу цементации и Е. Гамильтон (Hamilton, 1964), когда объясняет сохранение высокой пористости кремнеземисто-известковистых глин, вскрытых глубоководной скважиной, пробуренной в Тихом океане по проекту «Мохол». Он считает, что высокая пористость глубоководных отложений — следствие упрочения связей между частицами цементирующим воздействием кремнекислоты, карбонатов кальция, магния и железа, образующихся за счет частично растворения скелетов радиолярий, фораминифер и вулканического материала. В согласии с Е. Гамильтоном, Т. Френкис (Francis, 1971), исходя из результатов акустического зондирования, полагает, что высокая прочность мощных (до 1 км) толщ слабоуплотненных глин характерна для всех пелагических осадков глубокого моря. Несмотря на кажущуюся парадоксальность (с точки зрения Р. Мида — Meade, 1968) такого толкования (Е. Гамильтоном) процесса цементации, реальность явления стабилизации высокой пористости пленочным цементационным упрочением структурных связей между глинистыми частицами подтверждается и приведенными ниже результатами исследований природы плотностных депрессий в глинистых отложениях.

В отличие от Р. Мида, воспринимающего цементацию только как *заполнение порового пространства*, вероятность цементационного упрочения межчастичных связей в глинистых осадках без существенного уменьшения их пористости иногда предполагается как реальное явление. В то же время при анализе особенностей уплотнения глинистых толщ это обстоятельство не принимается во внимание, а все аномалии в плотностном разрезе объясняются главным образом проявлением тектонического фактора. Примером тому — оригинальные исследования В. Д. Ломтадзе (1953, 1956, 1959), экспериментальная часть которых послужила основой для многих теоретических обоснований эмиграции углеводородов из материнских пород и для выделения стадий уплотнения глинистых толщ. Анализируя плотностные характеристики разрезов для ряда областей СССР, он, с одной стороны, обращает внимание на то, что «величина пористости породы в некоторых случаях не может являться следствием воздействия только определенной нагрузки», так как «эффект уплотнения породы при одинаковом давлении различен и зависит от ...влажности, степени и характера цементации», и что поэтому «в породе могут возникать прочные структурные связи, поддерживающие процесс естественного уплотнения» (Ломтадзе, 1956, стр. 83), с другой, — как это показано ниже — практически все плотностные аномалии интерпретирует только как следствие воздействия тектонических напряжений.

В качестве цементирующего материала обычно выделяются гели кремнекислоты (Денисов, 1947, 1947а, 1951 и др.; Ребиндер, Сегалова, 1952; Горькова, 1958; и др.), органические и металлоорганические соединения (Бочарова, 1963; Горькова, 1965; Но, Coleman, 1969; Клубова, 1972), гипс, кальцит, силикат кальция и ряд других минеральных обра-

зований (Горькова, 1965, Но, Coleman, 1969). Не называя цементирующие материалы, Л. Бьеррум и Т.-Х. Ву (Bjergum, Wu, 1960) пришли к выводу, что межчастичные связи в глинах имеют природу химической цементации, а упрочение этих связей находится в прямой зависимости от возраста пород.

Механизм образования чаще всего встречающихся цементационных связей за счет пленок гелей кремнекислоты, органических и органоминеральных соединений рассмотрен в работах Н. Я. Денисова (1947, 1951, 1956 и др.), Н. Я. Денисова и П. А. Ребиндера (1946), П. А. Ребиндера и Е. Е. Сегаловой (1952), Л. Н. Александровой (1954), И. С. Бочаровой (1963), И. М. Горьковой (1965) и других исследователей. Названные авторы обращают внимание, что в ходе консолидации глинистых отложений происходит дегидратация коллоидных пленок, они теряют эластичность (при этом, вследствие проявления метаморфизма, этот процесс становится необратимым) и приобретают прочность, характерную для твердых минеральных тел.

В 1971 г. результаты исследования роли цементационного упрочения межчастичных связей у глин за счет пленок гелей кремнекислоты, выполненного И. Г. Коробановой и Н. П. Затснэцкой (1972), были объектом внимания Международного симпозиума, посвященного проблеме инженерно-геологических свойств глинистых пород. Подводя итоги обсуждения проблемы, В. Д. Ломтадзе (1972) подчеркивает, что авторами доклада «впервые выполнены специальные исследования роли аморфной кремнекислоты в формировании свойств глинистых пород, которые дают возможность объяснить причины появления слабых (слабоуплотненных — Л. Н.) прослоек глин среди плотных пород на различных глубинах» (стр. 197). В этой связи, имея в виду изложенное выше, остается неясной причина забвения того, что природа образования недоуплотненных прочных глин была познана еще в середине сороковых годов, что отражено в серии работ Н. Я. Денисова, с которыми, судя по публикациям, знакомы и авторы доклада, и В. Д. Ломтадзе.

Среди факторов, контролирующих степень проявления цементационного упрочения структурных связей глинистых частиц, Н. Я. Денисов выделяет темп седиментации в период накопления материнских (для пород) отложений, так как последний определяет динамику нарастания нагрузок на отложившиеся осадки. Чем выше скорость накопления осадка, подчеркивает Н. Я. Денисов, тем неблагоприятнее условия для его «схватывания», тем большее уплотнение он испытывает в процессе литификации. В тех же случаях, когда накопление осадка идет медленно или же происходит перерыв в осадконакоплении, возникают условия, благоприятные для проявления цементации, формирующей своего рода минеральный скелет, закрепляющий объем порового пространства.

Будучи вовлеченными в погружение при усилении или возобновлении осадконакопления, глинистые толщи, консолидировавшиеся за счет пленочного цемента, способны сохранять высокую первичную пористость несмотря на нарастающее давление накапливающихся осадков<sup>1</sup>. Этим-то прежде всего и объясняется нередко обнаруживаемая аномально низкая плотность глин на больших глубинах, где в соответствии с кривыми постепенного уплотнения глинистых отложений в зависимости от давления (Hedberg, 1936; Вассоевич, 1960; Уэллер, 1961; Meade, 1966; Шарданов, Кузьменко, 1966; и др.) следовало бы ожидать более уплотненные породы (рис. 50, 84, 101 и др.).

Предупреждая возможные ошибки при интерпретации результатов

---

<sup>1</sup> Разумеется, если гравитационное давление вышележащих толщ не превышает предела прочности структурного каркаса глин.

лабораторных исследований процесса уплотнения глинистых илов, Дж. М. Уэллер (1961) так же, как и Н. Я. Денисов, считает необходимым в таких случаях иметь в виду время уплотнения (а следовательно, и динамику уплотнения, функционально зависящую от темпа седиментации), так как в «высокопористых» (медленно накапливающихся — Л. Н.) осадках развивается определенное «схватывание» («setting»), которое дает массе прочность и увеличивает сопротивление уплотнения» (стр. 100, разрядка моя — Л. Н.).

В этой связи несомненный интерес представляют результаты исследования влияния темпа нарастания давления на уплотнение и формирование прочностных свойств грунтов, проведенного Н. Я. Денисовым (1956) и С. Р. Месчаном (1959, 1961).

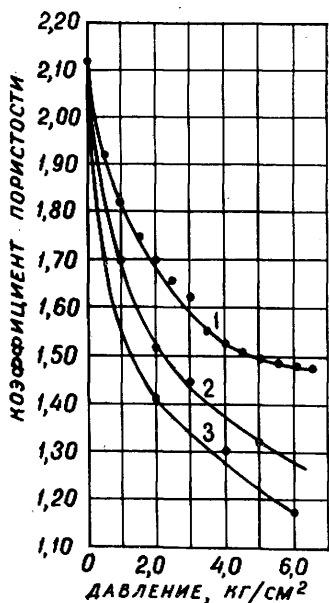


Рис. 46. Кривые уплотнения пасты оксфордской глины при разных темпах повышения давления (Денисов, 1956)

Н. Я. Денисовым было установлено, что паста, приготовленная из оксфордской глины, при уплотнении четко реагирует на темп нарастания давления (рис. 46). При одинаковой конечной нагрузке ( $6 \text{ кг/см}^2$ ), но разном темпе ее нарастания (по  $0,5 \text{ кг/см}^2$  — кривая 1, по  $1 \text{ кг/см}^2$  — кривая 2 и по  $2 \text{ кг/см}^2$  — кривая 3) коэффициент пористости уменьшается по мере нарастания скорости загрузки от 1,48 — кривая 1 — до 1,17 — кривая 3. Аналогичные результаты получены и С. Р. Месчаном при исследовании влияния скорости увеличения нагрузок на модуль мгновенной деформации и деформацию ползучести глинистых грунтов — паст, приготовленных из разданских глин и суглинков и из часовярских глин. Было установлено, что модуль мгновенной деформации<sup>2</sup> и деформации ползучести грунтов находятся в обратной зависимости от темпа нарастания давления уплотнения. Такой же эффект был обнаружен Г. Леонардсом и Б. Рэмиачем (Leonards, Ramiach, 1959) при

применении неравномерных по величине и времени давлений на глинистые пасты в ходе их испытания на прочность в консолидометрах и Л. Бьеррумом (Bjerrum, Lo, 1963) — при исследованиях морских глин, отобранных близ Осло.

А. Б. Ронов (1949), один из немногих, обративших внимание на актуальность представлений Н. Я. Денисова о влиянии темпа седиментации на время консолидации глинистых отложений, отмечает, что «явления цементации все новых и новых осадков могут повторяться неоднократно в ходе колебательного процесса (контролирующего темп седиментации — Л. Н.). Колебательные движения как бы содействуют сохранению первоначального или более менее близкого к нему объема глин» (стр. 46).

По-иному, нежели это следует из работ Н. Я. Денисова, понимает суть цементационного закрепления порового пространства глин Э. А. Прозорович (1956). Доказательством того, что для стабилизации объема порового пространства в глинах не обязателен замедленный темп седиментации, он приводит стабильную плотность быстро накапливавшихся глинистых отложений в Нижне-Куринском прогибе и Кировобадской области Кавказа (рис. 47, кривые 3, 5).

<sup>2</sup> Критическое давление, при котором происходит разрушение структурной основы грунта.

В этой связи уместно еще раз обратить внимание на то, что в работах Н. Я. Денисова говорится не о стабилизации пористости вообще, а о стабилизации повышенной пористости и связанной с ней пониженной плотности. И то, что в Нижне-Курунском прогибе мощные толщи молодых отложений (апшеронский ярус, майкопская свита) имеют стабильную, но высокую плотность, ни в коей мере не противоречит выводам Н. Я. Денисова. В данном случае стабилизация относительно высокой плотности глин возникла не за счет цементации минерального каркаса (и не за счет заполнения пор цементом), а за счет быстро нараставшего гравитационного давления вследствие интенсивного накопления осадков.

Нельзя также согласиться с Э. А. Прозоровичем, когда он в качестве примера не проявления цементационного упрочения структуры глинистых пород в период прекращения седиментации приводит случаи перерывов осадконакопления с выводом отложений на дневную поверхность — в зону их физической и химической дезинтеграции, — так как при этом следует иметь в виду, что, разрушаясь, порода прочнее не становится. Когда же в работах Н. Я. Денисова идет речь о цементационном упрочении структуры глинистой породы в периоды прекращения седиментации, то при этом вовсе не имеется в виду, что глинистые отложения могут быть

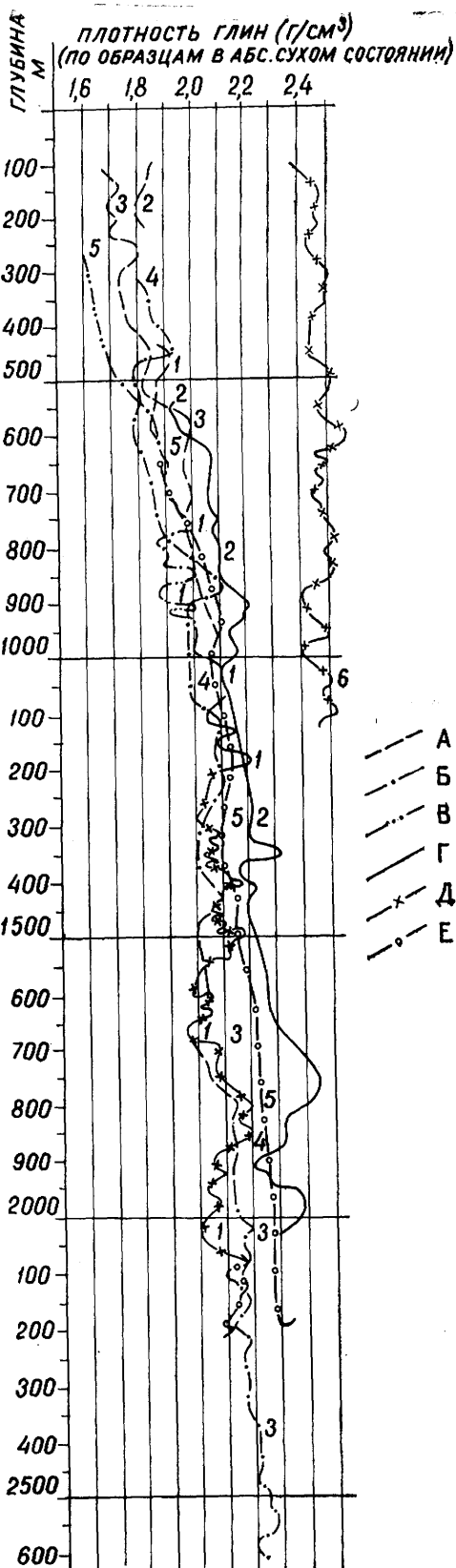


Рис. 47. Кривые изменения плотности глин в разрезах отдельных площадей Азербайджанской ССР (Прозорович, 1956).

а) плотностные кривые в разрезах: 1 — Прикаспийского района; 2 — Апшеронского полуострова; 3 — Прикурункой низменности; 4 — Кировабадской области (Нафталанской зоны); 5 — Кировабадской области (юго-западной зоны); 2500; 6 — Нахичеванской мульды; б) возраст отложений: А — древнекаспийские отложения; Б — апшеронский ярус; В — ачкагельский ярус; Г — продуктивная толща; Д — миоцен (верхний и верхи среднего); Е — майкопская свита

подвержены разрушению в субаквальных или, тем более, субаэральных условиях. И если уж говорить об изменениях физических свойств пород, обусловленных перерывами осадконакопления и выводом отложений на дневную поверхность, то (в зависимости от мощности эрозионных срезов) они, как правило, проявляются в виде аномально высоких (из-за необратимости процесса уплотнения) плотностей пород в сохранившихся от эрозии и дезинтеграции отложениях, что, кстати сказать, Э. А. Прозорович и сам обосновывает рядом убедительных примеров.

Наглядной иллюстрацией несоответствия степени уплотнения глинистых отложений глубинам их залегания и неодинакового уплотнения одновозрастных толщ на одних и тех же глубинах может служить кривая изменения плотности чокракских глин в разрезах, вскрытых некоторыми скважинами в Грозненском нефтеносном районе (рис. 48), а также плотностные характеристики глин юрского и каменноугольного возраста в пределах Днепровско-Донецкой впадины (рис. 49) и кривые уплотнения современных и неогеновых отложений в пределах ряда

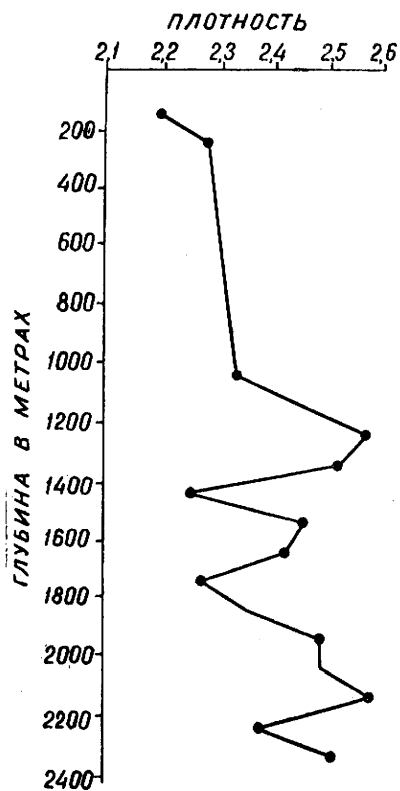


Рис. 48. Плотность чокракских глин в Грозненском нефтеносном районе (Шванк, 1948)

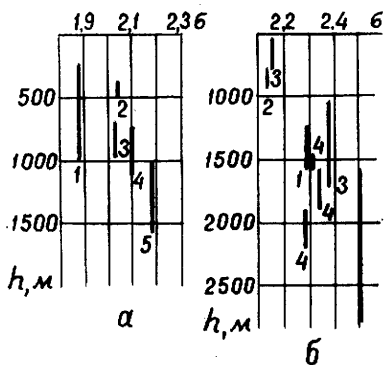


Рис. 49. Плотность глин юрского (а) и каменноугольного (б) возраста в пределах Днепровско-Донецкой впадины (Соллогуб, 1958). Скважины: 1 — Колайденцы; 2 — Путивль; 3 — Ромны; 4 — Смелое; 5 — Глинск

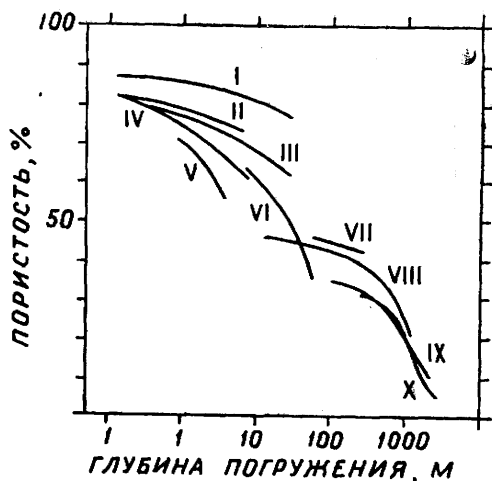
областей Европы и Америки (рис. 50). Аналогичные материалы содержатся в публикациях А. Скемптона (Skempton, 1944), И. А. Балабушевича (1958), Т. С. Лебедева (1958), А. Н. Шарданова и Н. Д. Кузьменко (1966), К. Магара (Magara, 1968), В. И. Антипова и соавторов (1969), З. А. Кривошеевой (1972) и других авторов.

Таким образом, при анализе уплотнения глинистых и, как это следует из дальнейшего рассмотрения проблемы, карбонатных отложений наряду с другими факторами, сказывающимися на уплотнении осадков, нужно учитывать и скорость седиментации, регламентирующую динамику нарастания гравитационного давления, а следовательно, и степень уплотнения осадочных толщ. В этой связи представляется целесообразным проследить роль этого фактора на всех этапах литогенеза.



Рис. 50. Зависимость пористости ряда глин и аргиллитов от глубины их погружения (Meade, 1966). Современные отложения:

I — Оз. Мид на р. Колорад; II — бассейн Санта-Барбара в Южной Калифорнии; VI — дельта р. Ориноко. Современные и древние (?) отложения: III — западная часть Берингова моря; IV — восточная часть Черного моря; V — континентальный склон Новой Шотландии; VII — плиоценовые и плейстоценовые отложения Центральной Калифорнии; VIII — современные и плиоценовые отложения Бакинского архипелага; IX — третичные отложения Венесуэлы; X — миоценовые и плиоценовые отложения долины р. По



### НАЧАЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ

Достигшие дна минеральные и органо-минеральные компоненты осадков и несорбированное органическое вещество на конечной стадии седиментогенеза находятся во взвешенном (в воде) состоянии. Для этой стадии, названной В. И. Савельевым (1953а) стадией суспензии, «характерно неустойчивое состояние системы, стремление ее перейти в более устойчивое состояние за счет уменьшения свободной поверхностной энергии». Этот процесс идет «по пути укрупнения тонкодисперсных частиц, находящихся в броуновском движении, и выпадения их в осадок либо вследствие слипания при ортокинетической и перикинетической коагуляциях (особенно типичных для пресной среды), либо за счет электролитной коагуляции в морской воде» (Савельев, 1953а, стр. 149).

Процесс агрегатирования (флоккуляции) суспензии и, как следствие, выпадения ее в осадок находится в прямой зависимости от степени дисперсности глинистых частиц и содержания в них многовалентных ионов<sup>3</sup>, от концентрации электролита и от температуры водной среды. Замедлению этого процесса способствуют высокая диффузная гидратированность глинистых частиц и наличие коллоидных и растворенных органических соединений (Скопинцев, 1946; Фигуровский, 1948, Meade, 1964; Эйриш, Иванова, 1972).

Экспериментально установлено (Berthois, Pacheco, 1968), что при прочих равных условиях агрегатирование и седиментация твердой фазы в значительной степени контролируются температурой водной среды. Увеличение температуры обуславливает образование крупных агрегатов и, как следствие, — увеличение темпа седиментации. Так, при 5° агрегаты размером 50 м составляли 25% суспензии, при 20° — около 54%, а при 25° С их содержание достигало 69,5%. Было также обнаружено, что агрегатирование зависит от качества и количества органического вещества: аллохтонная, глубоко преобразованная растительная органика (С/Ν=18,2), а также низкие концентрации органического вещества ослабляют влияние температурного фактора на образование крупных агрегатов.

Выпавшие в осадок предельно гидратированные минеральные и

<sup>3</sup> По интенсивности влияния на агрегатирование ионы располагаются в следующей последовательности: Al > Ca > Mg > K > Na > Li.

орга̀но-минеральные<sup>4</sup> агрегаты попадают в сферу процессов старения и синерезиса коллоидной системы, которые на фоне пока еще слабого проявления гравитационного фактора (вследствие гидравлического выталкивания твердой фазы осадка согласно закону Архимеда) и обуславливают начало их дегидратации, а следовательно, уплотнение и начало диагенеза (Савельев, 1953; Горькова, 1958; Уэллер, 1961). Последнее подтверждается и исследованиями диагенеза глинистых отложений Г. Мюллера (1971), обратившего внимание на то, что уплотнение осадков начинается сразу же после их стабилизации. В качестве примера он приводит результаты исследования Цюллига, обнаружившего существенное (на 13%) уменьшение влажности осадков в Цугском и Боденском озерах (Швейцария) уже в самой поверхностной их части, в интервале 0—5 см (таблица 9).

Таблица 9

Начальное изменение влажности осадков в Цугском и Боденском озерах (Мюллер, 1971, по Цюллигу)

Цугское озеро		Боденское озеро	
Глубина погружения, см	Влажность, %	Глубина погружения, см	Влажность, %
0	83,6	0—0,5	73,8
1,2	74,0	0,5—1,0	72,2
2,4	74,2	1,2—1,5	68,0
3,6	70,6	2,3—2,8	71,7
		4,0—4,6	60,3

Седиментометрические исследования свидетельствуют о том, что скорость накопления осадка находится в прямой зависимости от концентрации взвеси и от широты интервала дисперсности частиц. С увеличением концентрации взвеси повышается вероятность столкновений (и слипания) частиц вследствие броуновского движения, а наличие во взвеси более крупных, чем основная масса, частиц вызывает ортокинетическую коагуляцию при их столкновении с мелкими частицами во время опускания из суспензии в осадок (Скопинцев, 1946; Фигуровский, 1948). Но концентрации взвесей и вероятность образования суспензий из полиразмерных частиц находятся в прямой зависимости от темпа поступления в области седиментации минерального материала. Поэтому интенсивное поступление минерального материала в придонную часть седиментационного бассейна должно вызывать и быстрое его накопление в осадках, и, как следствие, большее гравитационное уплотнение осадков по сравнению с медленно накапливающимися отложениями.

Четкая зависимость физических свойств грунтов от темпа седиментации, выражающаяся большей уплотненностью быстро накапливающихся отложений, отчетливо проявляется в результатах исследования грунтов Черного моря (Волков, 1961; Остроумов и соавт., 1961) при сопоставлении их с определениями абсолютных масс терригенного материала современных осадков (рис. 3). На графике, отражающем влажность верхнего, преимущественно 5-сантиметрового, слоя современных осадков<sup>5</sup> в зонах с различным темпом осадконакопления проявляется обратная зависимость влагонасыщенности грунтов от темпа седимента-

<sup>4</sup> Степень их гидратации находится в прямой зависимости от удельной поверхности глинистых минералов. Так, у монтмориллонита она достигает 600—800, у иллита — 65—100, а у каолинита — 5—30 м<sup>2</sup>/г (Meade, 1964). Поэтому при свободном осаждении монтмориллонит оказывается на поверхности осадка последним.

<sup>5</sup> Влажность осадков, находящихся в обратной зависимости от их объемного веса, является четким индикатором степени уплотнения осадков (рис. 52).

ции (рис. 51). Особенно четко эта зависимость прослеживается по станциям, расположенным вблизи пунктов, где определялся темп седиментации.

Различие в темпе седиментации — главная причина неодинакового уплотнения грунтов северо-западной и северо-восточной частей Черного моря. На северо-западе средний объемный вес мелководных грунтов составляет  $1,52 \text{ г/см}^3$ , что на  $0,22 \text{ г/см}^3$  меньше среднего объемного веса современных осадков северо-восточного побережья. И это понятно, так

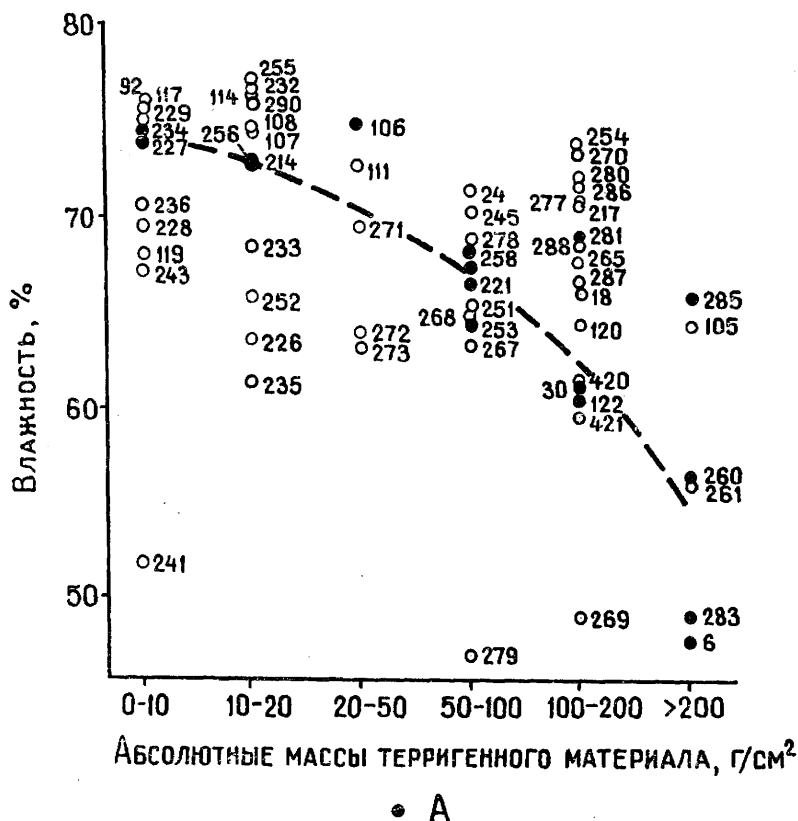


Рис. 51. Зависимость влажности верхней части современных осадков Черного моря от темпа накопления терригенного материала (по данным Н. М. Страхова, 1962; т. III, и Э. А. Остроумова и соавторов, 1961). А — станции, расположенные вблизи мест определения абсолютных масс терригенного материала

как темп седиментации на северо-западе Черного моря намного ниже по сравнению с его восточным мелководьем (рис. 3).

Медленным темпом седиментации (в 3—6 раз меньшим, чем в настоящее время — Архангельский, 1927; Дегенс, 1973) на фоне интенсивного накопления органического вещества — вследствие резкого усиления биологической продуктивности во время прорыва средиземноморских вод (Страхов, 1971) — обусловлены и высокая насыщенность органикой, и аномально высокая пористость (83% — Горькова и соавт., 1961) древнечерноморских отложений.

Довольно четкая прямая зависимость плотности грунтов от темпа седиментации проявляется в Охотском море. На рис. 53, составленном путем совмещения схемы изменения мощности верхнего горизонта донных отложений (Безруков, 1960, рис. 21), отражающей темп седиментации в голоцене, со схемой распределения объемного веса сухих монолитов дночерпательных проб (Бруевич, 1956, рис. 7), видно, что объемный вес грунтов, реагируя на изменения темпа седиментации, уменьшается

от прибрежья к центральным частям водоема. При этом сопоставление схемы изменения объемного веса осадков со схемой распределения удельного веса сухого материала (Бруевич, 1956, рис. 6) свидетельствует о том, что при прочих равных условиях главную роль в уплотнении поверхностного слоя осадка играет темп седиментации (а не толь-

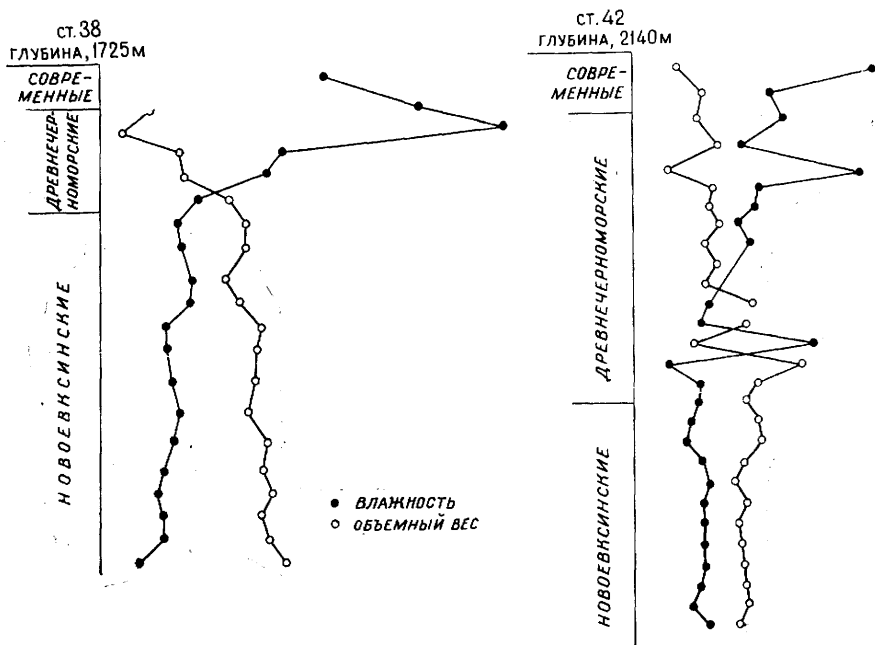


Рис. 52. Изменение влажности и объемного веса осадков Черного моря (Горькова и соавт., 1961)

ко его механический состав и удельный вес минеральных компонентов, как это иногда объясняется), так как в зоне распространения грунтов с удельным весом  $2,2 \text{ г/см}^3$ , охватывающей около 70% площади Охотского моря, их объемный вес изменяется от 0,5 (в центральной части моря) до  $1,0 \text{ г/см}^3$  — в прибрежье (рис. 54).

Отсутствие пропорциональной прямой зависимости объемного веса осадочных образований от удельного веса<sup>6</sup> их минеральных компонентов проявляется и в литифицированных отложениях. Одним из первых это подметил Л. С. Полак (1956) при исследованиях особенностей изменения плотности осадочных толщ в пределах Урало-Эмбенской нефтетегазоносной области. Это находит четкое подтверждение и в материялах, опубликованных З. А. Кривошеевой (1972). Согласно ее данным, диапазон изменения плотности верхнепротерозойских и палеозойских глин в центральной части Московской синеклизы в ряде случаев (девон в Поваровской, венд в Редкинской скважинах) более чем в два раза превышает колебания их удельного веса (табл. 10). Аналогичные данные приведены Р. В. Калининой (1959), А. А. Лещинским (1960), В. Н. Кобрановой (1962) и другими исследователями.

Тенденция к увеличению влажности современных осадков одинакового гранулометрического и минерального состава по мере удаления от берегов в сторону глубоководья установлена Д. Нейфом и Ч. Дрейком (Nafe, Drake, 1957) при исследовании физических свойств мелководных и глубоководных грунтов Атлантического океана. Аналогичная зависимость выявлена и А. Индербитцем (Inderbitzen, 1970, стр. 324) при анализе изменения физических свойств современных отложений Южной

<sup>6</sup> Отношение веса твердой фазы грунта (породы) к ее объему ( $\text{г/см}^3$ ).

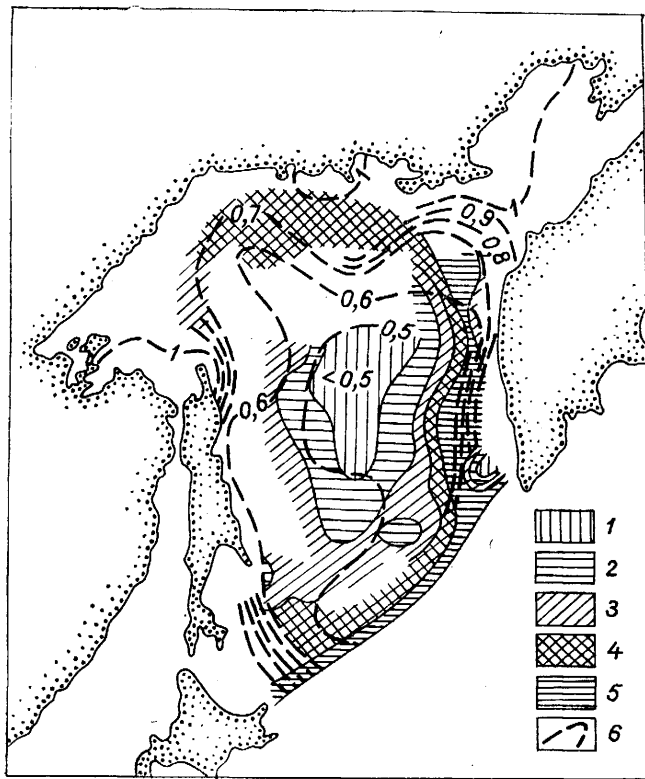


Рис. 53. Изменение объемного веса современных осадков Охотского моря в зависимости от их мощности (по данным С. В. Бруевича, 1956, и П. Л. Безрукова, 1960). Мощности (м): 1 —  $< 0,5$ ; 2 —  $0,5-1,0$ ; 3 —  $1,0-2,0$ ; 4 —  $2,0-3,0$ ; 5 —  $> 3,00$ ; 6 — изолинии объемного веса,  $\text{г/см}^3$

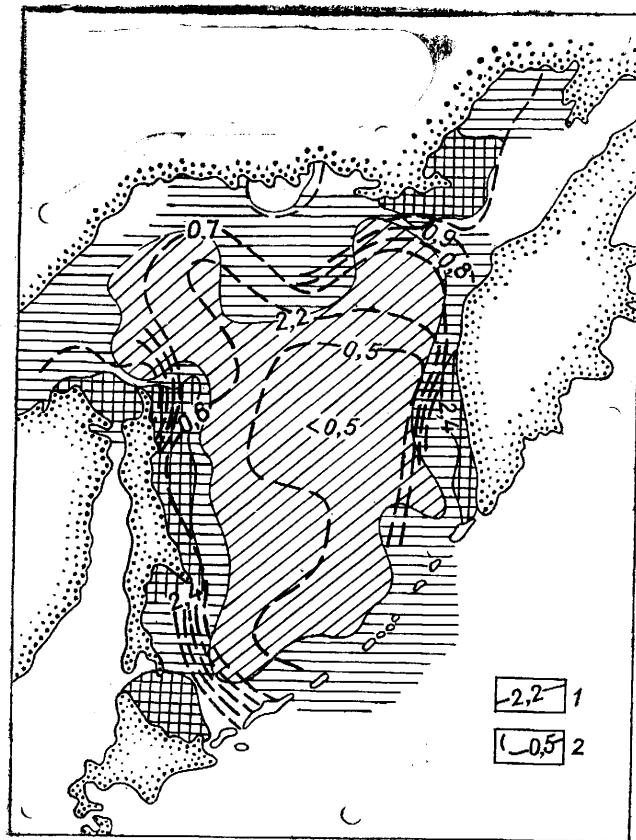


Рис. 54. Соотношение между удельным (1) и объемным (2) весами сухого материала осадков Охотского моря (по данным С. В. Бруевича, 1956)

Калифорнии, где темп накопления осадков находится в прямой зависимости от близости суши (Епегу, 1960). Однако эта закономерность, подмеченная А. Индербитценом для поверхностного слоя грунтов, не согласуется с его же выводом о том, что влажность осадков находится в прямой зависимости от темпа седиментации. Он полагает (стр. 319, 328), что такая зависимость предопределяется неупорядоченным расположением глинистых частиц, возникающим при высоких темпах накопления осадков.

Таблица 10

Колебания удельного и объемного веса глин  
и аргиллитов в центральной части Московской синеклизы  
(по данным З. А. Кривошеевой, 1972)

Скважина, возраст породы	Пределы измене- ния удельного веса, г/см <sup>3</sup>	Пределы измене- ния объемного веса, г/см <sup>3</sup>
	разность	разность
Поваровская, девон » ордовик » кембрий	2,94—2,70	2,53—2,03
	0,24	0,50
	2,90—2,69	2,58—2,22
	0,21	0,36
	2,90—2,72	2,66—2,39
	0,18	0,27
Поваровская, венд	2,93—2,70	2,66—2,38
	0,23	0,28
Редкинская, венд	2,86—2,74	2,69—2,42
	0,12	0,27

Главная причина получения неоднозначных результатов при выяснении роли темпа седиментации современных отложений в их сопротивлении срезу — основной цели исследования А. Индербитцена — разновозрастность сравниваемых отложений (пробы грунта отобраны из разных интервалов колонок — Inderbitzen, 1970, табл. 1) и, как следствие, иные темпы их накопления по сравнению с современной седиментационной обстановкой.

Аналогичная оценка влияния скорости накопления глинистых осадков на их уплотнение, но несколько ранее А. Индербитцена, дана А. П. Лисицыным (1956), Г. Фюхтбауэром и Г.-Э. Рейнеком (Füchtbauer, Reineck, 1963) и Р. Мидом (Meade, 1966).

А. П. Лисицыну поводом для такой трактовки роли темпа седиментации в уплотнении осадков послужили результаты определения влажности колонок грунта, отобранного в Беринговом море. В качестве примера он приводит высокую, незначительно изменяющуюся с глубиной, влажность осадков одного из фиордов (рис. 55). Судя по материалам, приведенным в последующих работах А. П. Лисицына (1959, стр. 91; 1966, стр. 88, рис. 25) и в работе С. В. Бруевича и Е. Д. Зайцевой (1958, стр. 12), осадки, отличающиеся аномально высокой влажностью, обнаружены на станции 553 в бухте Провидения. К сожалению, А. П. Лисицын не обосновывает ни темп седиментации в пределах фиорда, ни его роль во влагонасыщении, а следовательно, и в уплотнении осадков. Можно лишь полагать, что поводом для определения высокого темпа

седиментации в бухте послужили результаты диатомового анализа колонки грунтов, поднятой на ст. 553, «зависающей» в 1-м (последнедином) горизонте на глубине 3,5 м от поверхности осадка (Жузе, 1962).

По мнению А. П. Лисицына (1959), высокая влажность осадков в рассмотренном им примере — следствие быстрого накопления тонких глинистых илов, выделяющихся в Беринговом море самым малым медианным диаметром (0,00474 мм). Образование подобных илов он объясняет «особенностями осадкообразования в замкнутых бухтах типа фиордов, в которые не впадает сколько-нибудь значительных рек и ручьев» (стр. 146). И это понятно, так как в противном случае бухта, представляющая собой своеобразный отстойник вследствие переглубления ее центральной части и образования подводного порога со стороны моря (рис. 56), быстро заполнилась бы преимущественно грубым терригенным материалом и обмелела, как это произошло с рядом фиордов залива Креста (Каплин, 1962). Вместе с тем, отсутствие существенного терригенного стока сталкивается с непреодолимыми трудностями при выявлении источника интенсивного поступления в бухту тонкого глинистого материала. Судя по представлениям А. П. Лисицына, он должен быть более мощным, нежели р. Анадырь, которая не обеспечивает такого же темпа накопления пелитового материала (на периферии Анадырского залива), какой, по его мнению, имеет место в бухте Провидения (рис. 55, кривые 1, 2).

Господство физического выветривания и особенности строения берегов, сложенных преимущественно позднемеловыми эффузивами, исключают ощутимое влияние на поставку пелитового материала и с окружающей суши. Особенностью бухты Провидения (так же, как и ряда других фиордов Чукотки) является слабое поступление обломочного материала и в прибойную зону у входа в фиорд — вследствие малой протяженности абразионных участков входных мысов, сложенных устойчивыми к размыву породами (Каплин, 1962). О медленном темпе седиментации в бухте Провидения свидетельствует и обогащение осадка биогенным аморфным кремнеземом (27,66% — Лисицын, 1959, табл. 34), что характерно для медленно накапливающихся глубоководных осадков акватории Берингова моря и обусловлено слабым поступлением в них терригенного и хемогенного минерального материала.

Следовательно, главная причина накопления глинистого материала в приуглубленной части бухты Провидения — слабое питание ее терригенным материалом как со стороны суши, так и со стороны моря. Основным поставщиком тонкой взвеси, в том числе и панцырей диатомей, а также сорбированного и не сорбированного планктоногенного органического вещества, по-видимому, являются верхние горизонты морских вод, проникающих в бухту во время волнений и полусуточных приливов. Последним, скорее всего, и объясняется самый малый для всей акватории моря медианный диаметр глинистых илов, накапливающихся в пределах этого фиорда.

Описание грунта, поднятого со дна бухты Провидения (табл. 11),

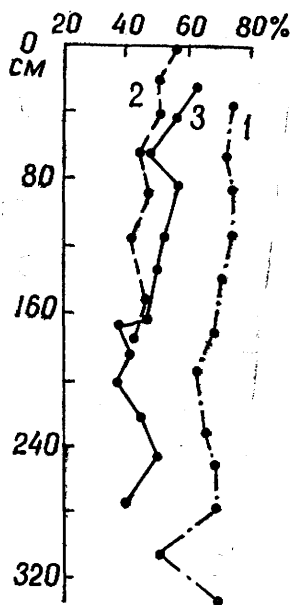


Рис. 55. Изменения влажности в осадках акватории Берингова моря (Лисицын, 1956). 1 — в фиорде (бухта Провидения); 2 — в большом удалении от берега Анадырского залива; 3 — восточная котловина на море

позволяет характеризовать его как суспензию тонкого глинистого материала, обогащенного (в нижней части) золями и гелями кремниевой кислоты, образующимися за счет растворения опустившихся в придонную часть панцирей отмерших диатомей.

Судя по всему, главной причиной образования мощного слоя суспензии является высокая плотность наддонной воды, тормозящая осаж-

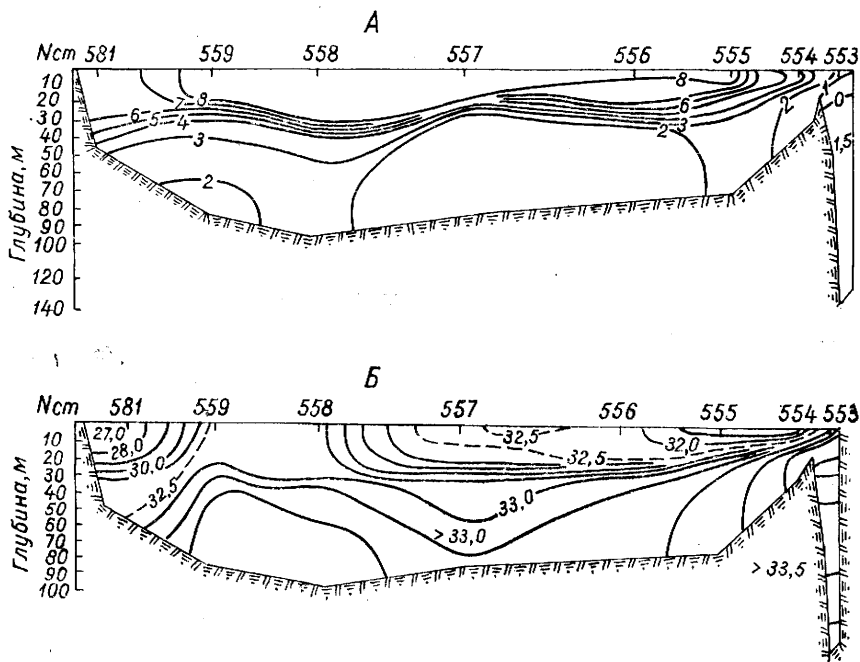


Рис. 56. Летняя температура (А) и соленость (Б) вод Анадырского залива (Добровольский, Арсеньев, 1961)

дение тонких минеральных частиц (Шепард, 1969, стр. 118), возникшая здесь вследствие господства отрицательных температур ( $-1,0$ ;  $-1,5^{\circ}\text{C}$ ) и увеличения солености (рис. 56). Низкие температуры придонных вод, к тому же, сдерживают агрегатирование и дегидратацию осадка за счет старения и синерезиса коллоидных систем, так как динамика этого процесса находится в прямой зависимости от температуры среды (Скопинцев, 1946; Воюцкий, 1964).

В данном случае мощный слой суспензии проявляет себя как своеобразный гравитационный фильтр, обуславливающий сепарацию осадочного материала в зависимости от его плотности и гранулометрии (Денисов, 1948, 1956; Смирнов, Федорова, 1959; Голдырев, 1970). Поэтому крупный кластогенный материал, безусловно попадающий в бухту вследствие абразии берегов, оказывается утопленным в суспензионной толще и в ее основании должен быть обнаружен слой алевритового, песчано-алевритового и грубозернистого щебенчато-галечного осадка<sup>7</sup>, как это установлено П. А. Каплиным (1970) в одном из чукотских фиордов<sup>8</sup>.

Если даже предположить, что послеледниковые отложения имеют десятиметровую мощность, то при удельном весе твердой фазы осад-

<sup>7</sup> По мнению Т. Френкиса (Francis, 1971), в разжиженных до суспензии отложениях мутьевых потоков океанических впадин целесообразно топить предельно спрессованные отходы токсического производства и ядерных реакций.

<sup>8</sup> Обусловленное гравитационной сепарацией синхронное накопление тонкодисперсных и подстилающих их грубозернистых отложений порождает хроностратификационный парадокс, когда не нарушенные дизъюнктивно разновозрастные отложения оказываются залегающими в стратиграфической последовательности.



ка 2,6 г/см<sup>3</sup> (Бруевич, Зайцева, 1958) и средней его влажности 83,8% (табл. 11) и в условиях такого, экстремального для Берингова моря, темпа седиментации последний составит всего 370 т/км<sup>2</sup>/год сухого осадка. Это ниже средних темпов седиментации в таких водоемах, как Черное (484 т/км<sup>2</sup>/год), Каспийское (390 т/км<sup>2</sup>/год), Аральское (840 т/км<sup>2</sup>/год) моря и оз. Балхаш — 970 т/км<sup>2</sup>/год (Лисицын, 1966), характеризующихся нормальным, находящимся в прямой зависимости от скорости осадконакопления, уплотнением грунтов.

Аномально высокая плотность придонных вод в бухте Провидения обусловила и их изоляцию от обогащенных кислородом поверхностных вод. Поэтому в условиях стагнации даже сравнительно малое содержание органического вещества (0,23%  $S_{орг}$  на натуральный осадок, 1,3% — на нерастворимый остаток — Лисицын, 1959, табл. 34) вызывает стойкое сероводородное заражение взвеси (табл. 11). Такую же природу

Таблица 11

**Влажность и внешние особенности грунта в бухте Провидения**  
(Бруевич, Зайцева, 1958, табл. 1)

Горизонт в грунте, см	Влажность в %	Описание грунтов
Дночерпательная проба	84,3	Ил жидкий, черный, с сильным запахом H <sub>2</sub> S
40—50	80,3	То же
90—100	85,3	То же, со слабым запахом H <sub>2</sub> S
143—153	78,4	Ил черный, тонкий, со слабым запахом H <sub>2</sub> S
202—212	72,8	Ил черный, студнеобразный, со слабым запахом H <sub>2</sub> S
250—260	74,0	То же
306—316	73,8	Ил черный, жидкий, запаха H <sub>2</sub> S нет.

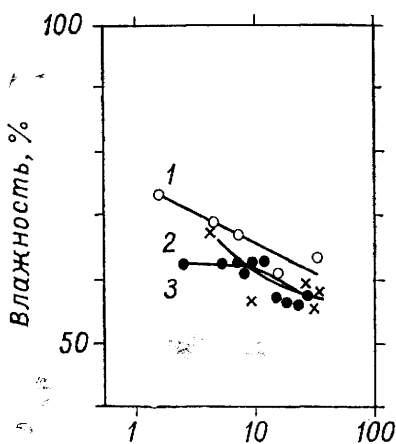
имеет сероводородное заражение придонных вод, обнаруженное и в других переуглубленных фиордах, фиардах и лагунах (Ström, 1936, 1939; Woolfough, 1937; Mannheim, 1961; Каплин, 1970; и др.).

Таким образом, особенности седиментации в бухте Провидения не подтверждают мнения А. П. Лисицына о высоком темпе заполнения ее минеральным материалом. При этом его вывод о прямой зависимости влажности грунтов от скорости осадконакопления не согласуется с содержанием приведенного им же рисунка (рис. 55). На этом рисунке максимальная влажность осадков фиксируется у фактически медленно накапливающихся илов бухты Провидения (кривая 1), минимальная — в Анадырском заливе (кривая 2), быстро заполняющемся осадками, транспортируемыми водами Анадыря. Кривая 3, характеризующая влажность глубоководных отложений восточной котловины Берингова моря, занимает промежуточное положение. В этой связи уместно обратить внимание, что отраженная кривой 1 высокая, медленно уменьшающаяся с глубиной, влажность илов — характерная особенность и глубоководных океанических осадков, отличающихся чрезвычайно медленным темпом накопления (Hamilton, 1964; Бруевич, 1956; Бруевич, Кулик, 1967; Соколов, Конюхов, 1975, и др.) (рис. 61).

Анализ приведенных выше данных, отражающих условия накопления и уплотнения современных глинистых отложений при темпах седиментации, характерных для большей части акваторий морских бассейнов (1 м осадка 50% влажности за 400—5000 лет — Бруевич, 1949), не оставляет сомнений в том, что при прочих равных условиях степень уплотнения современных осадков находится в прямой зависимости от темпа их накопления. Поэтому правы К. Эмери и С. Риттецберг (Emery,

Rittenberg, 1952), исследовавшие условия осадконакопления в прикалифорнийской части Тихого океана, когда они приходят к выводу, что проницаемость глинистых осадков, накапливающихся в диапазоне скоростей седиментации, характерной для большей части акваторий шельфовых и внутренних морей, не может быть фактором, лимитирующим их уплотнение.

Р. Мид (Meade, 1966) и разделяющий его точку зрения Ф. Браун (Brown, 1969) обращают внимание на то, что быстро накапливающиеся глинистые илы вследствие их слабой проницаемости имеют меньше времени на отжатие воды по сравнению с илами, накопление которых происходит замедленно. Поэтому быстро накапливающиеся глины, будучи



Глубина от поверхности грунта, м.

Рис. 57. Влияние темпа седиментации на влажность современных, обогащенных монтмориллонитом, осадков в пределах дельты Миссисипи (Meade, 1966). Предполагаемые скорости осадконакопления (без поправок на уплотнение): 1 — 25 см/год; 2 — 6 см/год; 3 — 0,3 см/год

погребенными на любую глубину, должны иметь большую влажность по сравнению с синхронными, но медленно накапливающимися отложениями. Выводы о прямой зависимости влажности глинистого осадка от темпа накопления Р. Мид обосновывает данными Х. Фиска и Б. Мак-Клелланда (Fisk, McClelland, 1959), отражающими влажность и предполагаемые скорости накопления преимущественно монтмориллонитовых глин в пределах авандельты Миссисипи (рис. 57).

Материалы Х. Фиска и Б. Мак-Клелланда свидетельствуют о том, что *прямая зависимость влажности современных глинистых отложений от скорости их накопления проявляется только в условиях аномально высокого, «ураганного» темпа седиментации*, характерного для дельтовых зон и таких водоемов, как оз. Мид на р. Колорадо, где он достигает 1 м в год (рис. 50).

Быстрым накоплением (около 50 см в год) обусловлена и высокая влажность (83% в верхней части осадка, 76% — на глубине 4 м) глинистых отложений в одной из молодых (искусственных) бухт (Хавенбухта) южной части Северного моря (Führtbauer, Reineck, 1963).

При «ураганном» темпе накопления гомогенных, преимущественно глинистых, отложений последние проявляют замедленную реакцию отжатия седиментационных вод на быстро увеличивающееся давление нарастающего осадка. И причина того — уменьшение проницаемости глин по вертикали вследствие увеличения инфильтрационного пути при нарастании осадка. В таких условиях, как правило, возникает аномально высокое, иногда даже превышающее геостатическое, давление как в поровом пространстве самих глин, так и в запечатанных в них линзах проницаемых отложений (Бабалян, 1953; Dickinson, 1953; Hubbert, Rubey, 1959; Thomeer, Bottema, 1961; Otvos, 1970; и др.).

Нет сомнения, что при прочих равных условиях аналогичные ситуации возникают во всех случаях аномально высокого темпа накопления глинистых осадков. Вместе с тем приведенные ниже результаты исследования уплотнения глинистых толщ в пределах авандельты Миссисипи и в пелагической области Тихого океана свидетельствуют о том, что, на

фоне характерного для тех и других осадков незначительного уменьшения влажности по мере их погружения, быстро накапливающиеся осадки авандельты (представленные, к тому же, преимущественно монтмориллонитом — наиболее гидрофильным глинистым минералом) оказываются более уплотненными по сравнению с осадками чрезвычайно медленной седиментации (влажность осадков авандельты на 12—25% ниже, нежели у пелагических отложений, вскрытых скважиной «Мохол» — рис. 58).

Медленно накапливающиеся осадки, благодаря формированию в них относительно прочного минерального скелета, более консолидированы по сравнению с осадками зон интенсивной седиментации. Это отчетливо проявляется в обратной зависимости между объемным весом и коэффициентом структурной прочности ( $K_{сн}$ )<sup>9</sup> грунтов северо-западной и северо-восточной частей Черного моря (рис. 59) и в их реологических свойствах (Горькова и соавт., 1961, табл. 7). Такая же зависимость между темпом седиментации и прочностью современных осадков обнаружена в западной части Мексиканского залива (Morelock, 1969) и у побережья Южной Калифорнии, где Д. Муром (Moore, 1961) установлено, что осадки подводных склонов в условиях медленной седиментации приобретают высокую прочность, препятствующую их оползанию при крутизне до 14°. Высокая прочность обнаружена у глубоководных осадков Охотского моря и северо-западной части Тихого океана, где О. К. Бордовским (1956) выявлено аномально высокое сопротивление деформирующему усилию грунтов с высокой влажностью, свидетельствующее о «наличии между частицами грунта каких-то связей, не находящихся в непосредственной зависимости от влажности» (стр. 140). Прямая зависимость механической прочности грунтов от их влажности, глинистости и относительного содержания  $S_{орг}$  (в таком сочетании находящихся в обратной зависимости от темпа седиментации) довольно четко проявляется в современных осадках бассейна Атчафалия (Ho, Coleman, 1969). Об обратной зависимости влажности и механической прочности осадков от темпа их накопления можно судить по уменьшению влажности и модуля сдвига грунтов по мере удаления от эстуариев в направлении континен-

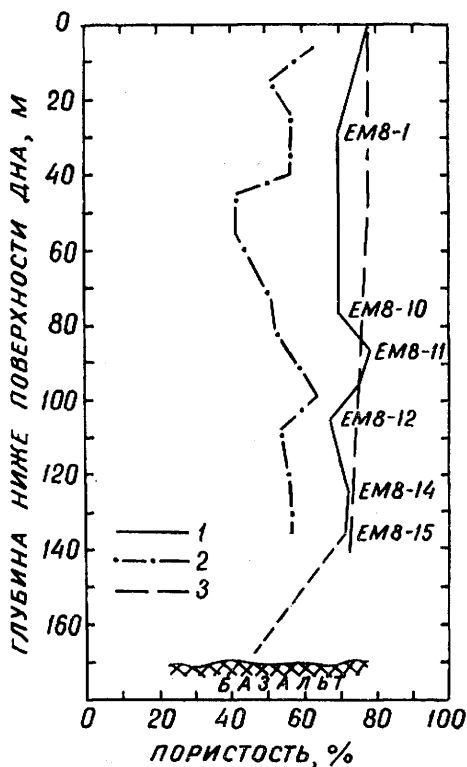


Рис. 58. Изменение пористости отложений, накапливавшихся в условиях чрезвычайно высокого (авандельта Миссисипи) и чрезвычайно медленного (глубоководные океанские осадки в пределах полигона «Мохол») темпов седиментации в зависимости от глубины их погружения от поверхности дна (Hamilton, 1964). 1 — скважина 3 «Мохол»; 2 — южный рукав авандельты Миссисипи (Fisk, McClelland, 1959); 3 — изменение степени консолидации отложений, вскрытых скважиной «Мохол»

<sup>9</sup>  $K_{сн}$  — отношение пластичной прочности грунтов с ненарушенной структурой к прочности грунтов с нарушенной структурой.

тального склона, обнаруженному Л. Барбару и Ф. Оттманном (Barboux, Ottmann, 1972) при статистическом анализе физических свойств современных осадков у побережья Франции. Аналогичная зависимость появляется и в материалах исследованных грунтов Сицилийско-Тунисского пролива (Chassefiere, Monako, 1973).

По мнению В. И. Савельева (1953), главной причиной различий в структуре и физико-механических свойствах илов мелководной и глубо-

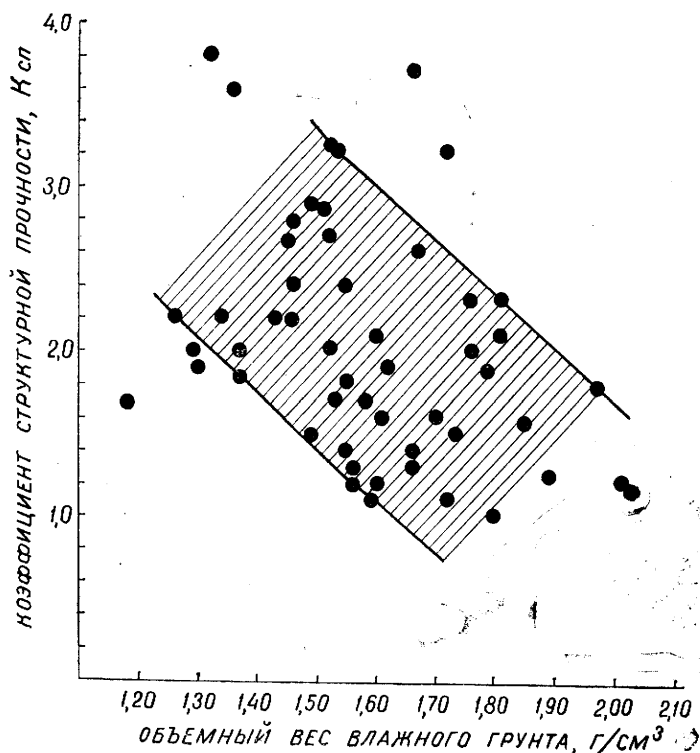


Рис. 59. Изменения коэффициента структурной прочности грунтов Черного моря в зависимости от их объемного веса (по данным И. М. Горьковой и соавт., 1961, В. А. Приклонского и Н. А. Окниной, 1957)

ководной зон седиментационных бассейнов является неодинаковым темп накопления осадков. Для илов мелководных зон, как правило, отличающихся высоким темпом седиментации, характерны «потеря воды и дегидратация частиц, со значительными изменениями структуры и пористости; для глубоководных — главным образом химические превращения» (стр. 157—158), вследствие чего они, в отличие от механически неустойчивых илов мелководий, приобретают определенную структурную прочность, препятствующую их уплотнению. Такое же объяснение высокой структурной прочности глубоководных осадков дается А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1976). Они полагают, что в условиях океанского глубоководья хорошая диффузионная проницаемость осадков способствует образованию кристаллитов и, как следствие, тиксотропного каркаса, упрочающегося во времени за счет появления удлиненно-пластинчатых форм ферримонтмориллонита.

Иллюстрацией изложенному служит построенный Д. Муром (Moore, 1964) график, отражающий зависимость прочности осадков от глубины их погружения и скорости накопления (рис. 60). Анализируя содержание графика, Д. Мур обращает внимание на то, что наклоны линий прочность — глубина имели бы большую корреляцию с темпом седиментации, если бы сравниваемые отложения характеризовались одинаковым

Минеральным составом, а испытания прочности на срез — проведены по одной методике.

Влияние темпа седиментации на структурное упрочнение глинистых отложений установлено и в связи с исследованиями физических свойств керна из глубоководной (глубина 3558 м) экспериментальной скважины, пробуренной в Тихом океане к востоку от о. Гваделупа (Мексика) по проекту «Мохол». Помимо Д. Мура, в комплексном изучении керна из этой скважины принимали участие группы специалистов, возглавляемые В. Риделем (Riedel et al., 1961) и С. Риттенбергом (Rittenberg et al., 1963), Э. Гамильтоном (Hamilton, 1964) и другие исследователи. Они обнаружили очень слабую зависимость пористости глинистых и кремнеземисто-глинистых осадков от глубины их погружения. В то же время Э. Гамильтон и Д. Мур обращают внимание на увеличение прочности осадка по мере углубления в его толщу (рис. 61). При этом, как подчеркивает Э. Гамильтон, уже в поверхностной части осадок, предстает в виде красной глины, «иллюстрирует необычную (высокую — Л. Н.) для таких условий прочность» (стр. 4261).

Практически стабильную, не уменьшающуюся с глубиной, пористость отложений, вскрытых скважиной «Мохол», С. Риттенберг с соавторами и Э. Гамильтон объясняют цементационным упрочнением связей между глинистыми частицами. Опираясь на результаты исследований К. Терцаги (Terzaghi, 1941), Э. Гамильтон полагает, что главной причиной возникновения такой ситуации является чрезвычайно медленный темп седиментации (около 1,1 см/1000 лет, Riedel et al., 1961), длительное время господствующий в пределах полигона «Мохол».

В этой связи вызывает сомнения правильность объяснения Д. Муром некоторого уменьшения прочности осадков на срез на фоне увеличения его пористости (в интервале 85—135 м) как следствия увеличения темпа седиментации. Основанием для этого ему послужила депрессия на кривой, отражающей изменения карбонатности осадка, возникшая, по его мнению, из-за подавления карбонатной седиментации усиленным поступлением в осадок глинистой фракции. Он полагает, что «карбонатная депрессия» могла возникнуть также и за счет уменьшения поступления в осадок биогенного карбоната при ослаблении биологической продуктивности или же вследствие частичного его растворения из-за увеличения глубины в области седиментации. Но такой вариант объяснения неприемлем, так как он не увязывается с выявленной Д. Муром обратной зависимостью прочности осадков на срез от темпа седиментации. Других доказательств увеличения темпа седиментации в период накопления этого интервала осадков он не приводит. Вместе с тем, как полагают Э. Гамильтон, С. Риттенберг и его сотрудники, да и сам Д. Мур, вся исследованная толща осадков накапливалась в пелагических условиях, отличающихся чрезвычайно медленным, и как правило, ста-

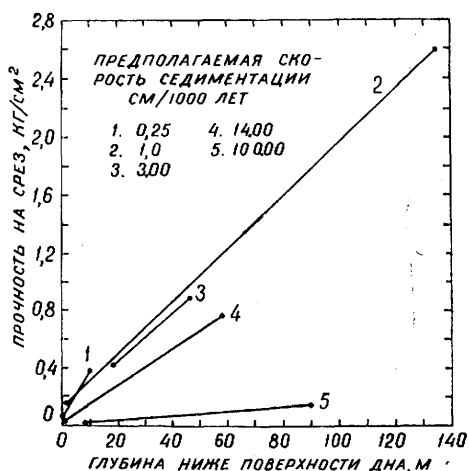


Рис. 60. Сопrotивление срезу современных глинистых отложений в зависимости от темпа их накопления и глубины погружения (Moore, 1964).

1 — восточная (приэкваториальная) часть Тихого океана (Argenius, 1952); 2 — скважина 3 «Мохол» (к востоку от острова Гваделупа); 3—5 — авандельта Миссисипи (Fisk, McClelland, 1959)

бильным темпом седиментации. Поэтому, исходя из диапазона темпа седиментации, оказывающего влияние на прочность осадков (см. рис. 60), некоторое (незначительное) увеличение скорости седиментации в период накопления осадков в интервале 85—135 м вряд ли могло существенно сказаться на его механических свойствах.

Судя по всему, главной причиной уменьшения прочности на срез отложений пазванного интервала является их относительное обогаще-

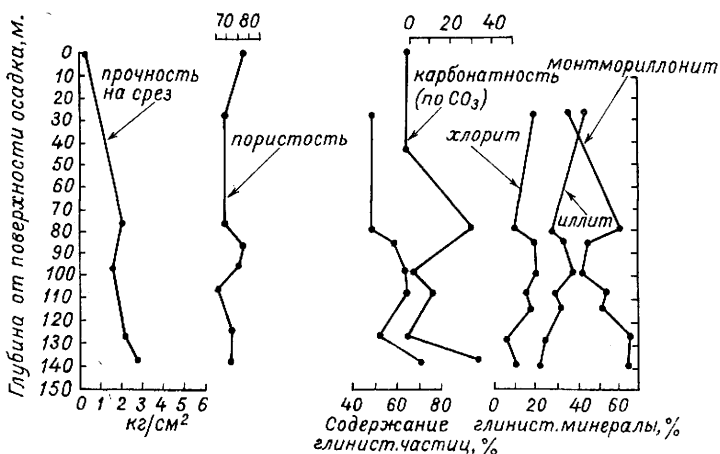


Рис. 61. Изменение некоторых физических свойств и минерального состава в скважине EM8 «Мохол» (Мооге, 1964)

ние органическим веществом (табл. 12). Оно могло возникнуть как за счет увеличения его абсолютных масс (при усилении темпа седиментации глинистого материала, что характерно для накопления органического вещества в пелагических осадках), так и вследствие уменьшения разбавляющего влияния карбонатного материала на фоне стабильного поступления в осадок глинистых частиц и сорбционно связанного с ними

Таблица 12

Результаты некоторых анализов керна из скважины «Мохол» (Rittenberg et al., 1963, табл. 1, 2)

Глубина от поверхности дна, м	Номер пробы	Карбонатность в пересчете на $CO_3$ , %	$C_{орг}$ , %	Eh, mv	pH	Азот, %	C/N
0—0,37	EM7-7	4,03	0,43	—	—	0,03	14
0,5	EM5-Т	0,51	0,46	—	—	0,07	7
1,5	EM5-В	0,60	0,40	—	—	0,05	8
44,0	EM9-1	0,64	0,41	+300	8,23	<0,01	41
83,0	EM8-9	30,17	2,80	+250	7,47	0,02	140
101,0	EM8-11	3,07	1,40	+280	7,98	0,04	35
110,0	EM8-12	12,52	0,80	+3,0	7,42	0,03	27
129,0	EM8-14	0,21	1,15	+310	7,90	0,07	16
138,0	EM8-15	32,25	3,80	—	—	0,04	95
		26,08	3,15	+310	7,45	0,04	79

органического вещества. И в том, и в другом случае обогащение осадка органическим веществом — главная причина увеличения и его пластичности (несмотря на уменьшение содержания монтмориллонита — наиболее гидрофильного минерала), и повышенной пористости, возникшей за счет высокой структурированности органо-минеральных соединений, способствующих образованию высокопористых и относительно прочных (на

одноосное сжатие) структур (Бочарова, 1963). Высокая влажность (в этом интервале она повышается до 75—78%) и пластифицированность структурных связей, характерные для осадков, относительно обогащенных органическим веществом (Горькова, 1965), по-видимому, и обусловили уменьшение прочности осадков на срез в этом интервале.

Особый интерес представляет обнаруженное увеличение прочности осадков по мере углубления от поверхности дна на фоне отсутствия каких-либо признаков их уплотнения вследствие нарастания давления вышележащих толщ. Этот факт, являющийся следствием медленного нарастания гравитационного давления в период осадконакопления, — веское доказательство прямой зависимости степени цементационного упрочнения минерального каркаса глинистых, кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых отложений от продолжительности и стабильности медленной седиментации.

Таким образом, *структурные связи в глинистых осадках в условиях медленной седиментации могут возникать в их поверхностном (5—10 см) слое на самой ранней стадии диагенеза, а не на глубине 1,5—2,5 м от их поверхности, как это полагает Ю. В. Мухин (1965). Прочность же структурных, цементационных, связей при прочих равных условиях находится в обратной зависимости от темпа накопления осадков и в прямой — от продолжительности и стабильности медленной седиментации.*

## **ГИДРОСТАТИЧЕСКИЙ СТРЕСС — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР РАННЕЙ СТАДИИ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ**

Выше обращалось внимание, что выпавшая в осадок твердая фаза суспензии испытывает на себе действие закона Архимеда, вследствие чего ее уплотняющее воздействие на ранее отложившиеся осадки существенно ослабляется. Это обстоятельство привлекло внимание многих исследователей, касающихся проблемы уплотнения осадочных толщ.

Дж. М. Уэллер (1961) в обзоре существующих представлений о глубине, на которой прекращается гидравлическое выталкивание осадка, приводит примеры подчас противоположных точек зрения. Так, некоторые исследователи (Уэллер не называет имен) полагают необходимым учитывать действие этого фактора для всей пористой части осадка, в то время как Х. Гедберг (Hedberg, 1936) считает возможным анализировать гравитационные нагрузки без введения поправок на взвешивающее влияние воды. В отличие от сторонников крайних точек зрения, О. Джонс (Jones, 1945) и А. Лаутон (Laughton, 1954) считают целесообразным придерживаться «золотой середины», но, к сожалению, не рассматривают возможности ее определения в зависимости от геологической ситуации. О. Джонс, например, полагает, что гидравлическое выталкивание проявляется при коэффициентах пористости 0,5—0,1, а А. Лаутон, при обсуждении результатов лабораторных исследований скорости прохождения сейсмических волн в зависимости от давления на породу, обращает внимание только на малую вероятность затухания этого эффекта на небольших глубинах от поверхности осадка, так как «на малых глубинах пористость осадка велика и вода свободна для создания подъемной силы» (стр. 339).

В ходе экспериментов по выявлению условий прекращения гидравлического выталкивания золенхофенского известняка К. Терзаги (Terzaghi, 1946) установлено, что этой породе давление воды не передается при диаметре пор менее 0,1 м. Гидравлическое выталкивание предполагается во всех мелкозернистых осадках с пористостью, превышающей 37%. Исходя из этого, Дж. М. Уэллер пришел к выводу, что «ниже глубины 500 футов (152,5 м) к весу осадка надо постепенно при-

бавлять часть веса вышележащей воды» (стр. 100), что он и осуществил при расчетах гравитационных нагрузок.

По мнению Н. Б. Вассоевича (в редакторском примечании к статье Дж. М. Уэллера), действие закона Архимеда проявляется до «критических» глубин, на которых пористость, а главное, проницаемость в результате уплотнения достигает такой величины, что передача давления жидкостью (водой) оказывается невозможной или затрудненной, и воду нельзя рассматривать в качестве непрерывной субстанции, в которой находятся частицы осадка. Ниже этих глубин следует учитывать полный вес вышележащих осадков, а также вес столба воды от нуля до «критической» глубины. Для осадков (глинистых) «критическая» глубина лежит в пределах первого десятка метров... от поверхности осадка» (Уэллер, 1961, стр. 95).

В отличие от исследователей, рассматривающих явление гидравлического выталкивания в зависимости от диаметра поровых каналов, Ю. В. Мухин (1965) связывает прекращение действия этого фактора только с проявлением структурного упрочнения породы, что не согласуется с основными положениями теории инфильтрации в пористых средах и, естественно, не подтверждается экспериментами (Terzaghi, 1941, 1946).

Чем же контролируется «критическая» глубина, на которой в процесс уплотнения глинистых (и иных) осадков включается гидростатическое давление?

Исходя из основных положений подземной гидравлики, опирающихся на закон Дарси, при прочих равных условиях скорость инфильтрации воды в пористой системе с преимущественно капиллярной проницаемостью находится в прямой зависимости от диаметра поровых каналов. Прекращение же инфильтрации наступает, как только капилляры лишаются гравитационной (объемной) воды вследствие уменьшения их диаметра при уплотнении осадков. А это значит, что *в системе осадок — водный столб полная гидравлическая изоляция осадка от бассейновых вод происходит в условиях, когда он уплотняется настолько, что поперечное сечение сообщающихся пор, открывающихся в сторону водного столба, оказывается заполненным только физически связанной водой* вследствие проявления адсорбционных поверхностных сил с дальнодействием до сотен и тысяч ангстрем. При этом связанная вода приобретает кислотные свойства (Блох, 1969, 1972).

В начальный период гидравлической изоляции осадка его уплотнение происходит за счет увеличения давления минеральных частиц вследствие прекращения действия закона Архимеда. Судя по материалам публикаций Г. Овертона и Д. Тимко (Overton, Timko, 1969), Г. Олсена (Olsen, 1972). К. Магара (Magara, 1971) и других авторов, отток поровых вод в сторону взвешенного в водном столбе осадка происходит также за счет осмотических явлений и ионной фильтрации.

По мнению Г. Овертона и Д. Тимко, следствием ионной фильтрации является увеличивающаяся по мере уплотнения глинистых осадков минерализация их поровых вод, что отражается постоянством величины произведения пористости ( $\Phi$ ) и солёности поровых вод ( $C_w$ ). Оно представляется им как:  $\Phi C_w = \text{const}$ . Последнее, согласно расчетам К. Магара (Magara, 1975), может быть объяснено тем, что солёность воды, вытесняемой из уплотняющихся глинистых толщ вследствие ионной фильтрации, составляет  $\frac{1}{3}$  солёности морской воды.

О реальности ионно-фильтрационной и осмотической дегидратации уплотняющихся осадков свидетельствуют изменения химизма поровых вод морских и океанских грунтов, рассмотренные в исследованиях О. В. Шишкиной (1972). Согласно ее данным, в водоемах, где темп седиментации обеспечивает накопление реакционноспособного органического вещества, минерализация поровых вод понижается по мере углубления



в исследованные (до 12 м) грунты. Следовательно, в начальный период гидравлической изоляции осадков их поровые воды могут оказаться менее минерализованными, нежели вода в порах перекрывающих их отложений. Градиент минерализации поровых вод вызывает осмотический и ионный переток слабominерализованных вод в поровое пространство взвешенного осадка. Поэтому пониженная минерализация иловых вод над гидравлически изолированными осадками может быть следствием не только диагенеза, но и осмотической и ионной фильтрации слабominерализованных вод из гидравлически изолированных отложений.

Осмотический и ионно-фильтрационный отток седиментационных вод, с одной стороны, приводит к увеличению минерализации гравитационной и физически связанной воды<sup>10</sup>, с другой, — к уменьшению внутрипорового давления в макропорах. Первое становится причиной постепенного разрушения структурной основы физически связанной воды и, как следствие, увеличения миграционного потенциала седиментационных вод (Блох, 1972), второе приводит к увеличению гравитационных нагрузок на минеральный каркас осадка, упрочающийся вследствие усиления межчастичного сцепления при просадках уплотнения. При этом увеличение гравитационного давления возникает не столько за счет веса отложений минеральных частиц продолжающейся седиментации, ослабленного «эффектом взвешивания», но главным образом за счет веса водного столба.

Как только давление на минеральный каркас превысит предел его механической прочности — происходит скачкообразное (в виде гидропрорывов) отжатие воды и, как следствие, резкое уплотнение осадков, проявляющееся крутым изгибом кривой, отражающей изменение плотности отложений по мере их погружения. В процессе уплотнения осадочных толщ — это первая и наиболее мощная скачкообразная просадка, которая, имея в виду ее главный энергетический фактор, представляет собой уплотнение гидростатическим давлением. Характер же ее проявления — стрессовый.

Глубина, на которой прекращается гидравлическое выталкивание твердой фазы осадка, зависит от условий его уплотнения. Для глинистых отложений она определяется динамикой процесса старения и синерезиса коллоидных систем, которая в значительной степени контролируется дальнедействием поверхностных сил глинистых частиц, обуславливающих физическое связывание воды в коллоидных и капиллярных системах<sup>11</sup>. В песчаных, алевроитовых и карбонатных отложениях прекращение гидравлической связи поровых каналов с водным столбом, по видимому, контролируется главным образом процессами заполнения порового пространства аутигенными минералами.

Экспериментально установлено, что скорость синеретического уплотнения глинистого осадка находится в прямой зависимости от темпа седиментации (концентрации дисперсной фазы) и температуры среды и

<sup>10</sup> При этом из-за повышенной кислотности наиболее резкое увеличение минерализации должно возникать у физически связанной воды. Последнее же, как это следует из выводов А. М. Блоха (1972), влечет за собой снятие или резкое ослабление поля поверхностных сил и, как следствие, десорбцию и приобретение связанной водой свойств воды в объеме.

<sup>11</sup> Исследуя степень подвижности молекул воды в гомогенных глинистых дисперсных системах с влажностью, иногда превышающей 70%, А. М. Блох (1972) обнаружил, что практически вся вода в таких системах находится в физически связанном состоянии.

Содержание связанной воды тем выше, чем меньше диаметр минеральных частиц, чем выше уплотненность осадков (Сунцов, 1963). Оно зависит и от состава поглощенных катионов, которые по силе влияния располагаются в следующей последовательности:  $Mg^{++} > Ca^{++} > Na^{+} > K^{+}$  (Овчаренко, 1961). При этом чем сильнее влияние поглощенных катионов на физическое связывание воды, тем при больших температурах происходит ее переход в свободное, подвижное, состояние (Райтбурд, Слонимская, 1965).

в обратной — от концентрации и валентной активности электролита, гидрофильности глинистых минералов и от содержания органического вещества, способствующих образованию прочных высокопористых структур (Серб-Сербина, Ребиндер, 1947; Липатов, 1948; Горькова, 1957; Воюцкий, 1964). Уплотнение усиливается по мере увеличения искажения структуры воды в поле поверхностных сил, что приводит к усилению «натяжения» воды и, как следствие, к облегчению агрегатирования минеральных частиц (Блох, 1969). Отжатие жидкой фазы (дисперсионной среды) происходит через «трещины усыхания», которые, как обнаружено А. Уайтом (White, 1961), образуются не только в субаэральных, но и в субаквальных условиях. При этом по мере погружения и уплотнения осадка дренажные трещины постепенно суживаются и замыкаются.

Анализируя диаграмму, отражающую уплотнение осадков от момента их отложения, Н. Б. Вассоевич (1960) высказал предположение (в то время не было необходимых данных, отражающих характер уплотнения современных осадков в интервале первых десятков метров от их поверхности), что прекращение действия закона Архимеда, обуславливающее усиление гравитационного давления за счет веса водного столба, должно отразиться в виде скачка на эпюре давления и резкого изгиба кривой уплотнения. В настоящее время это предположение нашло подтверждение во всех случаях, когда были вскрыты более или менее мощные толщи современных отложений. При этом уменьшение влажности (пористости) фиксируется на разных глубинах от поверхности осадка. Так, например, в глубоководных осадках Черного моря такой скачок проявляется на глубине 1,5—3,0 м, в Каспийском море (Бакинский архипелаг) — на глубине 8—15 м, а в пределах авандельты Миссисипи — на глубине 17—48 м (рис. 62—64).

И. М. Горькова (Горькова и соавт., 1959) обращает внимание на то, что в природных условиях процесс синергетического уплотнения осадков происходит чрезвычайно медленно. Это дает основания полагать, что при прочих равных условиях в бассейнах с темпами седиментации, характерными для большей части морских акваторий, глубина проявления скачкообразного уменьшения влажности глинистых илов должна находиться в прямой зависимости от темпа осадконакопления. Судя по всему, прямое влияние темпа седиментации на скорость синергетического уплотнения илов намного отстает от темпа нарастания осадка. Поэтому быстро накапливающиеся глинистые илы имеют большую мощность слабоуплотненного поверхностного слоя.

Подтверждением такой зависимости служат данные (пока еще, к сожалению, немногочисленные) о глубинах плотностных скачков в отложениях, резко отличающихся темпами седиментации (табл. 13), со-

Таблица 13

Глубина проявления резкого уменьшения влажности поверхностного слоя осадков и темп их накопления в ряде морских водоемов

Водоем	Глубина проявления скачка, м	Темп накопления 1 м осадка (в годах)
Черное море — глубоководные осадки (Горькова и соавт., 1961)	1,5—3,0	4070—3700 (данные А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, в обработке Бруевича, 1949)
Каспийское море — Бакинский архипелаг (Алиев, 1959; Моношко, 1963; Кوروبанова и соавт., 1965)	8—15	400—500 (Попов, 1956; Путкардзе, 1958)
Авандельта Миссисипи (Fisk, McClelland, 1959). Скв. 6 (р-н о. Евгения), скв. 12 (Южный Рукав)	17 330 48 4,6 <sup>1</sup>	(расчеты автора)

<sup>1</sup> У Р. Мида (Meade, 1966, рис. 57) темп седиментации в пределах этого района несколько превышен (25 см/год). Судя по всему, при расчетах он на 18 м зависил мощность современных отложений, ошибочно включив в нее и глубину бассейна на месте бурения скважины.

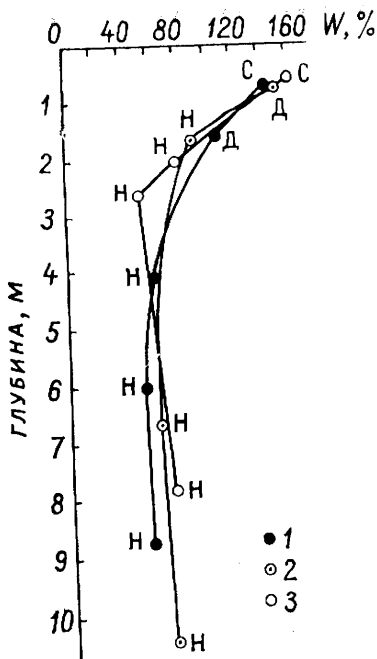
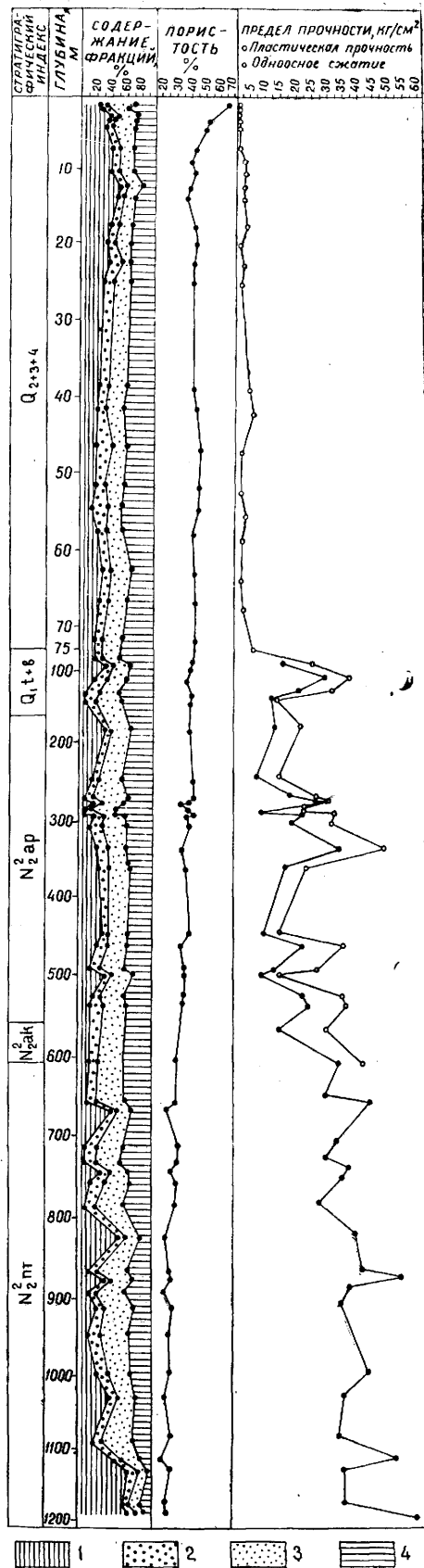


Рис. 62. Изменение влажности глубоководных отложений Черного моря (Горькова и соавт., 1961). 1 — ст. 13; 2 — ст. 14; 3 — ст. 15; С — современные отложения; Д — древнечерноморские; Н — новозэвксинские

гласно которым наибольшая глубина (45 м) резкого (до 40%) уменьшения влажности глинистых, преимущественно монтмориллонитовых, отложений наблюдается в авандельте Миссисипи, где темп накопления современных осадков достигает 21,7 см/год. Отсутствие четкой пропорциональности между темпом седиментации и мощностью верхнего слабоуплотненного слоя может быть обусловлено различием минерального состава осадков и других условий, влияющих на синерезис, а также и влиянием гравитационного фактора в связи с ростом скорости накопления осадков.

Рис. 63. Физико-механические свойства осадков в пределах Бакинского архипелага (по скв. 8в и 4 Аляты-море) (Коробанова и соавт., 1965). Фракции: 1 —  $\geq 0,01$  мм; 2 — от 0,01 до 0,005 мм; 3 — от 0,005 до 0,001 мм; 4 —  $< 0,001$  мм



Таким образом, разные глубины проявления резкого уплотнения глинистых осадков, по своей природе представляющего собой следствие гидростатического стресса, возникающего благодаря резкому увеличению гравитационного давления за счет включения в процесс уплотнения веса водного столба — явление закономерное. И обусловлено оно, с одной стороны, разным сочетанием факторов, тормозящих синерезис, с другой, — темпом накопления осадков.

При сравнении амплитуд уменьшения влажности и ее абсолютных величин у глинистых илов в пределах авандельты Миссисипи обращает

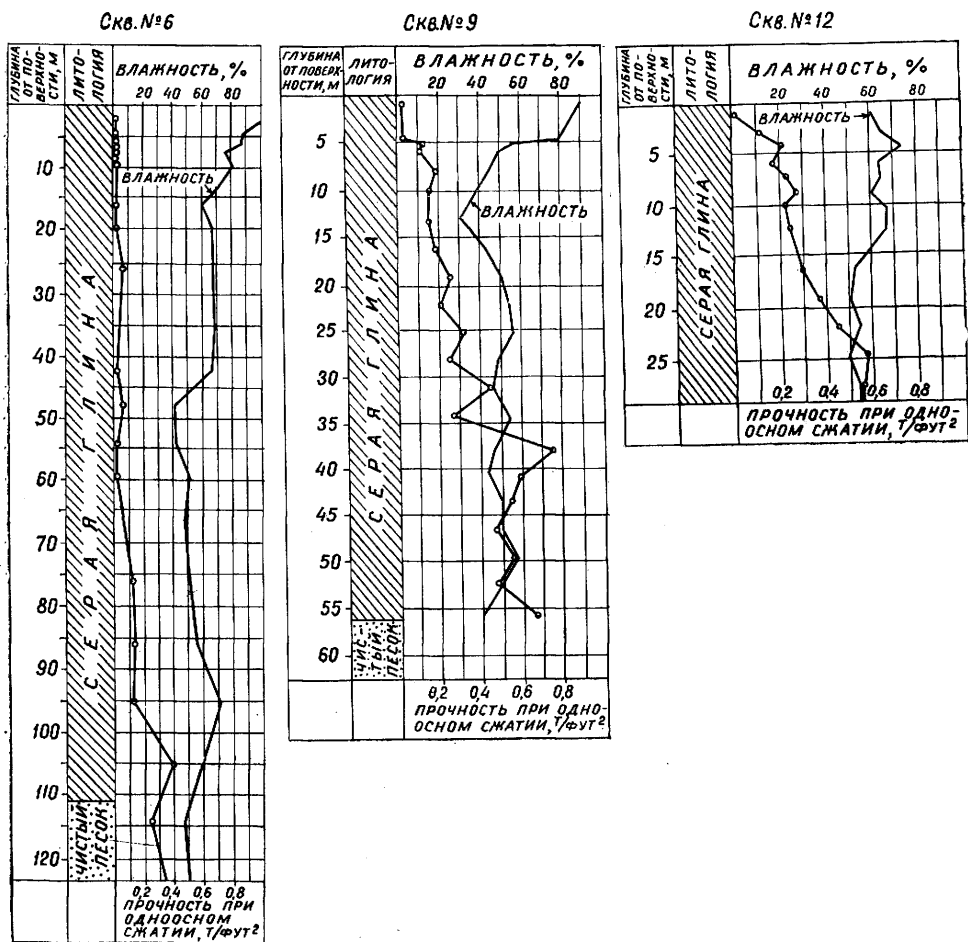


Рис. 64. Изменение влажности и прочности глинистых отложений, вскрытых скважинами №№ 6, 9 и 12 в дельте Миссисипи (Fisk, McClelland, 1959)

на себя внимание отсутствие зависимости этих параметров от темпа седиментации и относительно высокая, примерно одной величины (50%) влажность осадков в интервалах резкого перегиба кривой, отражающей их влагонасыщение (см. рис. 64). Как уже подчеркивалось, главной причиной высокой влажности современных глинистых осадков в дельте Миссисипи является их высокая дисперсность, гомогенность и быстрое накопление, намного опережающее темп отжатия седиментационных вод.

Особенности уплотнения глинистых отложений в авандельте Миссисипи (рис. 64, скв. 6) и в районе Аляты-Море (Бакинский архипелаг) (рис. 63), характеризующихся практически одинаковым темпом седиментации (2,5—3,0 мм в год), — наглядная иллюстрация важной роли в

процессе уплотнения минерального состава пелитовой фракции. В авандельте Миссисипи пелитовая фракция современных отложений представлена преимущественно монтмориллонитом (Fisk, McClelland, 1959) — наиболее дисперсным, влагоемким глинистым минералом (Овчаренко, 1961), тогда как в 1200-метровой толще современных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага в составе пелитовой фракции от 80 до 100% диоктаэдрической гидрослюды (Ратеев и соавт., 1965). Поэтому в данном случае главной причиной высокой влагонасыщенности авандельтовых отложений Миссисипи является их обогащенность монтмориллонитом, сдерживающая, благодаря огромной сорбционной емкости (и активности), дегидратацию илов и подстилающих их пластичных глин.

Давление водного столба, контролируемое глубиной бассейна, — важнейшая энергетическая основа гидростатического стресса. Поэтому увеличение высоты водного столба должно усиливать эффект гидрострессового уплотнения. Эта зависимость находит подтверждение при сравнении графиков, отражающих особенности уплотнения осадков в Черном и Беринговом морях (рис. 62, 65).

В Черном море при высоте водного столба 1028—1970 м натуральная влажность осадков в интервале резкого изгиба кривой влагонасыщения уменьшается до 55—60%. На много большие глубины Берингова моря (3633—3635 м) обуславливают и существенно большее отжатие воды, вследствие чего влажность илов в интервале предполагаемого проявления гидростатического стресса уменьшается до 40—45% (несмотря на то, что илы содержат до 30% аморфного кремнезема, способствующего образованию рыхлой структуры).

Вместе с тем, в отличие от мелководных бассейнов, где обнаруживается довольно четкая прямая зависимость глубины проявления гидростатического стресса от темпа седиментации, на глубоководье замедление скорости осадконакопления и резкое увеличение высоты водного столба влечет за собой увеличение мощности неуплотненного, сильно гидратированного ила. Это, в частности, характерно для глубоководных осадков Берингова моря, где, по сравнению с приведенным выше примером по Черному морю, вследствие существенного уменьшения темпа седиментации (1 м за 3300—10 000 лет — Лисицын, 1966) и двух-трехкратного увеличения глубины бассейна мощность рыхлого гидратированного слоя достигает 6—8 м, тогда как в относительно мелководных и быстрее накапливающихся осадках Черного моря мощность этого слоя составляет 1,5—3 м.

В условиях глубоководья одной из причин относительно высокой влажности осадков, фиксирующейся на больших глубинах от их поверхности, является сдерживание синерезиса низкой температурой поровых вод. Поэтому в спокойной сейсмической обстановке проявление уплот-

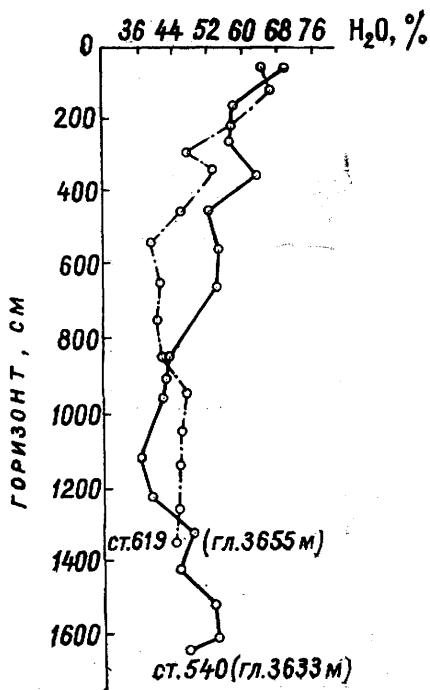


Рис. 65. Изменение естественной влажности осадков глубоководной части Берингова моря (Бруевич, Зайцева, 1958)

няющего воздействия давления водного столба растягивается во времени и завершается на большой глубине от поверхности осадка, как только происходит его полная гидравлическая изоляция. В данном случае уплотнение осадков за счет постепенного наращивания давления водного столба, представляющее собой явление замедленного гидростатического стресса, «созвучно» представлениям Дж. Уэллера (1961), полагающего, что постепенное подключение гидростатического давления к процессу уплотнения осадков — характерная особенность уплотнения осадков вообще.

Анализ особенностей уплотнения пелагических осадков, отличающихся чрезвычайно медленным темпом седиментации, убеждает в том,

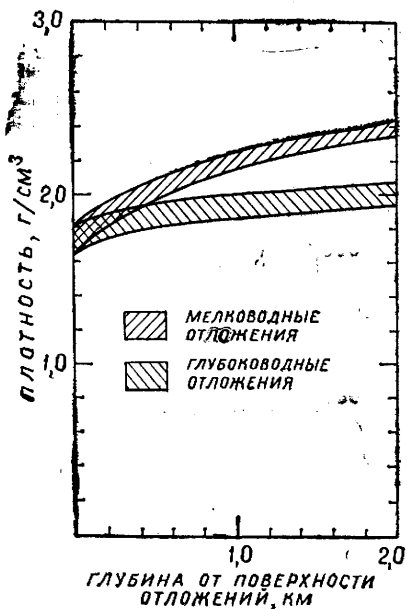


Рис. 66. Влияние глубины залегания на изменение плотности мелководных и глубоководных отложений (Nafe, Drake, 1957)

что в таких условиях синергетическое уплотнение илов оказывается не в состоянии привести и к частичной гидравлической изоляции осадка. Это находит подтверждение в результатах сейсмического зондирования океанских осадков, проведенного Д. Нейфом и Ч. Дрейком (Nafe, Drake, 1957). Они обнаружили, что на фоне прямой зависимости скорости отраженных волн от мощности одновозрастных отложений проявляется четкая обратная зависимость скорости отраженных сейсмоволн от высоты водного столба над поверхностью осадочных толщ одинаковой мощности. Последнее побудило их выделить глубоководные отложения в особую группу недоуплотненных толщ (рис. 66). Меньшую, по сравнению с мелководными, уплотненность всей двухкилометровой толщи глубоководных отложений авторы объясняют главным образом слабым заполнением их порового пространства вследствие малой подвижности седиментационных вод.

В дальнейшем слабая уплотненность пелагических осадков была установлена и бурением глубоководных скважин. Пример того — пелагические осадки, вскрытые скважиной, пробуренной по проекту «Мохол», озадачившие всех, имевших дело с реализацией этого проекта, неожиданно высокой пористостью (около 70%) всей 140-метровой толщи осадков<sup>12</sup> (рис. 61). Такая обстановка могла возникнуть только вследствие чрезвычайно медленного темпа седиментации (около 1 см в 1000 лет) в сочетании с высоким давлением мощного (3558 м) столба океанской воды. Медленная седиментация и относительно низкие придонные температуры существенно ослабили процесс синергетического уплотнения ила. И, как следствие, задержали проявление гидростатического стресса.

Аналогичные результаты, не подтвердившие предположение М. К. Калинко (1969) о раннем и сильном уплотнении пелагических осадков за счет давления водного столба, получены и при глубоководном бурении экспедициями «Гломар Челленджера» в 1970—1973 гг. Материалы этих исследований, рассмотренные Б. А. Соколовым и А. И. Коню-

<sup>12</sup> Э. Гамильтон, например, полагает, что на этой глубине — 140 м от поверхности дна — пористость осадков должна быть около 47% (Hamilton, 1959, Tab. 1).

ховым (1975)<sup>13</sup>, свидетельствуют о том, что многие скважины не вышли из слабоуплотненных глинистых и карбонатных отложений (характеризующихся плотностью большей части разреза в пределах 1,75—1,80 г/см<sup>3</sup>) на глубинах 800—1000 м от их поверхности. Приведенные авторами схематические кривые изменения плотности глубоководных и эпиконтинентальных отложений (рис. 67) наглядно иллюстрируют разницу в их уплотнении в глубинном интервале 50—1000 м на 0,2—0,3 г/см<sup>3</sup>.

Примечательны особенности изменения плотности эпиконтинентальных и глубоководных отложений по мере их погружения. Резкий перегиб кривой 8, отражающей начало проявления гидростатического стресса, в эпиконтинентальных отложениях обозначается в интервале 30—50 м от поверхности осадка, где их плотность достигает 1,75—1,80 г/см<sup>3</sup>. В глубоководных же отложениях гидростатический стресс проявляется в интервале 170—200 м при плотности осадков 1,70—1,71 г/см<sup>3</sup>. После перегиба и до глубины 1000 м кривая 1, отражающая особенности уплотнения глинистых отложений Северо-Американской котловины, отклоняется в сторону увеличения плотности всего на 0,1 г/см<sup>3</sup>, а кривая 2, характеризующая уплотнение карбонатных отложений Восточно-Тихоокеанской котловины, фиксирует увеличение плотности на 0,2 г/см<sup>3</sup>, причем на глубине 800 м.

Более чем вдвое меньший градиент уплотнения глинистых отложений, возникающий после проявления гидростатического стресса, по-видимому, обусловлен низкой проницаемостью глинистых отложений, затрудняющей отток флюидов. Последнее может быть причиной возникновения и длительного поддержания аномально высокого, близкого к геостатическому, пластового давления<sup>14</sup>. Более быстрое уплотнение карбонатных отложений, особенно четко проявляющееся с глубины 400 м, может быть объяснено как лучшей их проницаемостью, так и заполнением порового пространства цементом.

Высокая пористость глубоководных осадков стабилизирована цементационным упрочением межчастичных связей (за счет, как правило, высокого содержания в них аморфного кремнезема или же карбонатов), которые, усиливаясь во времени, сдерживают их уплотнение. Поэтому возникновение в осадках каркасной структуры следует рассматривать как фактор сдерживающий, а не ускоряющий их уплотнение, как это представляется Б. А. Соколову и А. И. Конюхову.

Не менее важным фактором, сдерживающим время проявления гидростатического уплотнения медленно накапливающихся пелагических осадков, следует рассматривать высокое гидростатическое давление, которое, как подмечено Б. А. Соколовым и А. И. Конюховым, замедляет уплотнение осадков вследствие усиления «взвешивающего эффекта воды» за счет некоторого увеличения ее плотности. А это обуславливает

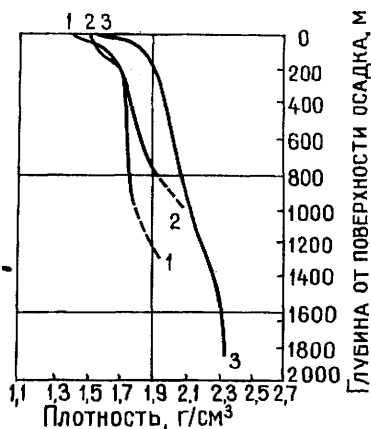


Рис. 67. Схематические кривые изменения плотности глубоководных глинистых (1), глубоководных карбонатных (2) и эпиконтинентальных глинистых (3) отложений (Соколов, Конюхов, 1975)

<sup>13</sup> См. так же: А. И. Конюхов, Б. А. Соколов (1975).

<sup>14</sup> Согласно расчетам И. Бредхофта и Б. Хеншоу (Bredhoeft, Hanshaw, 1968) и Д. Смита и соавторов (1971), в мощных гомогенных глинистых толщах аномально высокое поровое давление может поддерживаться длительные интервалы геологического времени (до 100 млн. лет).

гидравлическую связь «тяжелого» водного столба с поровым пространством отложений большой мощности<sup>15</sup>.

В таких условиях главную роль в уплотнении осадков играет медленно нарастающее гравитационное давление, ослабленное действием закона Архимеда. Поэтому медленное увеличение давления на минеральный каркас осадков, обусловленное низким темпом седиментации, на фоне длительного проявления закона Архимеда (из-за большого веса водного столба и, как следствие, повышенной плотности придонных вод) — главная причина того, что критические условия, при которых происходит гидравлическая изоляция поровых каналов осадка от водного столба, в пелагических областях возникают под мощной толщей рыхлых отложений. Это подтверждается результатами сейсмического зондирования отложений океанических впадин, согласно которым они имеют двухслойное (а иногда и многослойное) строение, причем мощность верхнего (рыхлого) слоя, отличающегося малыми скоростями прохождения сейсмических волн (1,6—2,0 км/сек), иногда достигает 1500 м (Зверев и соавт., 1961, Непрочнов и соавт., 1964; Гейскелл, 1964; Деменицкая, 1967; Francis, 1971; и др.), а по данным Геолого-геофизического атласа Индийского океана (1975), мощность неуплотненных осадков со скоростью прохождения сейсмических волн < 3 км/сек может достигать 3—5 км — Север Аравийского моря, акватория к востоку от Момбаса.

В 1949 г., когда были получены первые материалы сейсмического зондирования океанических осадков, С. В. Бруевич (1949) высказал мнение, что малые мощности слоя малых скоростей не соответствуют истинной мощности океанических осадков, так как они могут быть обусловлены отражениями от прослоев излившейся магмы или же от поверхности более уплотненного подстилающего слоя. Впоследствии аналогичное объяснение природы первого, малоскоростного, отражения сейсмических волн дает Э. Гамильтон (Hamilton, 1959; Гамильтон, 1964) (рис. 68) и, в согласии с Э. Гамильтоном, С. М. Зверев и соавторы (1961).

Как показали дальнейшие исследования океанских отложений с помощью глубокого бурения, такая интерпретация материалов сейсмического зондирования, вопреки мнению А. П. Лисицына (1974) о только вулканической природе второго слоя и предположению А. А. Трофимука и соавторов (1975) о вдвое большей скорости прохождения звуковых волн во втором слое за счет насыщения его газогидратом, отражала реальную природную обстановку. Это подтверждается результатами изучения керна, извлеченного из скважин, пробуренных в центральной части Тихого океана (район Магелланового поднятия),

---

<sup>15</sup> В этой связи нельзя согласиться с А. А. Геодекианом и соавторами (1976), когда они, исходя из слабой уплотненности мощных толщ глубоководных осадков, играющих по их мнению, роль накопителей тепла, пришли к выводу об аномально высоком прогреве всего комплекса глубоководных отложений. Исследованиями Р. Андерсона и М. Хоберта (Anderson, Hobart, 1976) установлена прямая зависимость мощности тепловых потоков в отложениях Тихого океана от скорости их накопления. Но на пелагическом глубоководье океанов темп седиментации во много раз ниже, нежели в прибрежных акваториях океанов или же во внутренних водоемах. Поэтому и прогрев пелагических океанских осадков будет намного ниже, нежели отложений с ярко выраженной терригенной седиментацией. Будучи гидравлически связанными с наддонными водами, мощные толщи взвешенных в воде слабоуплотненных глубоководных отложений — не накопители, а рассеиватели (из-за проявления конвекции, которая, вопреки представлениям Р. Андерсона и М. Хоберта, не затухает и после перекрития литосферных плит осадочными образованиями) глубинного тепла (как представляется автору, конвекционный тепломаассоперенос — одна из причин нивелирования геохимического облика слабо уплотненных отложений океанской пелагиали, проявляющегося в том, что в них «Стадия раннего диагенеза... не отличима от стадии диагенеза позднего и даже раннего катагенеза, они как бы слиты» — Страхов, 1976а, стр. 5). Поэтому под дном пелагического глубоководья аномально низкий прогрев должен характеризовать не только слабо уплотненные осадки, но и верхние части подстилающих их уплотненных, гидравлически изолированных, отложений.



где резкое увеличение плотности отложений фиксируется на глубине 600 м от поверхности рыхлой мелоподобной карбонатной толщи, подстилающейся сильно обезвоженными кремнистыми известняками<sup>16</sup>. (Davies, Supko, 1973). Скачкообразным уплотнением глубоководных карбонатных пелагических отложений в юго-западной части Тихого океана, проявляющимся на глубине 200—350 м от их поверхности, объясняют первое отражение сейсмоволн и Г. Пекем и Г. Линген (Packham, Lingen, 1973).

Объясняя отражение сейсмоволн от подошвы зоны малых скоростей как следствие подстиления рыхлых отложений более уплотненными осадочными образованиями, Э. Гамильтон полагает, что возникновение плотностного скачка обусловлено явлением сланцеобразования (или же литификации карбонатных осадков), возникающим в осадочных толщах только на определенных глубинах и под контролем гравитационного фактора. Дальнейшее рассмотрение проблемы сланцеобразования покажет, что такое его понимание не находит подтверждения ни в экспериментах, ни, тем более, на природных объектах. Это вытекает и из составленной Э. Гамильтоном таблицы, отражающей консолидацию глинистых отложений, согласно которой уплотнение глинистых толщ характеризуется постепенным уменьшением их пористости (Hamilton, 1959; tab. 1; Гамильтон, 1964, табл. 1), в то время как на глубине предполагаемого им начала сланцеобразования (150—700 м) следовало бы ожидать резкое увеличение плотности.

Таким образом, в условиях постепенного наращивания гравитационного давления твердой фазы осадков образование плотностного скачка в толще пелагических глинистых отложений происходит на разных глубинах. Его возникновение может быть обусловлено или резким изменением литологического состава отложений, что иногда обнаруживается в ряде акваторий, или же скачкообразным увеличением гравитационного давления на той или иной глубине от поверхности осадка вследствие включения в процесс уплотнения веса водного столба. Последнее подтверждается и результатами экспериментальных исследований прохождения сейсмических волн в океанских осадках, проведенных А. Лаутоном (Laughton, 1954). Он пришел к выводу, что с прекращением действия закона Архимеда скорость прохождения сейсмических волн в осадках должна увеличиваться не более чем в 2 раза, что и обнаруживается при сейсмических зондированиях пелагических отложений.

Результаты сейсмического зондирования в пределах Индийского океана (Геолого-геофизический атлас..., 1975) свидетельствуют о том, что при прочих равных условиях в глубоководных областях океанов мощность слабоуплотненных отложений находится в прямой зависимости от темпа седиментации. Судя по всему, *в условиях пелагического глубоководья эффект взвешивания твердой фазы осадка колоссальным давлением водного столба оказывается более важным фактором гравитационного баланса слабоуплотненного слоя океанских отложений, нежели гравитационный эффект ускорения нарастания их мощности в течение десятков миллионов лет.*

Примером того является Яванский желоб, где, несмотря на высокий темп седиментации, колоссальное давление водного столба (более 6 км) сдерживает проявление гидростатического стресса до глубины от 0,5 (юго-западный склон желоба) до 1,3 км (район Зондского пролива) от

<sup>16</sup> В данном случае мощный водный столб океанской воды выполняет гравитационную роль 400-метровой (и более) толщи осадочных пород, которые в пределах континентов вызывают силификацию пясчег мела на глубинах более 1000 м. Поэтому меньшая (600 м от поверхности осадка) глубина начала силификации пясчег мела в океанских пелагических отложениях, скрытых под мощной водной толщей, не противоречит, как это полагают А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1976), а согласуется с геостатическими условиями начала силификации пясчег мела, установленными на континентах.

поверхности осадка (Непрочнов и соавт., 1964). Вместе с тем, в отличие от осадков медленной седиментации, быстронакапливающиеся отложения после проявления гидростатического стресса отличаются более высокими скоростями прохождения сейсмических волн, а следовательно, и большей уплотненностью<sup>17</sup>. Поэтому после прекращения действия закона Архимеда резкое увеличение гравитационного давления обусловило в отложениях Яванского желоба и резкое увеличение плотности второго (литифицированного) слоя. Это отразилось на средней плотности прохождения в нем сейсмоволн, составляющей 4,1 км/сек, в то время как в залегающих выше слабоуплотненных отложениях она не превышает 2,0 км/сек.

На большей же части глубоководья Мирового океана и окраинных морей, отличающегося низким темпом седиментации, скорость прохож-

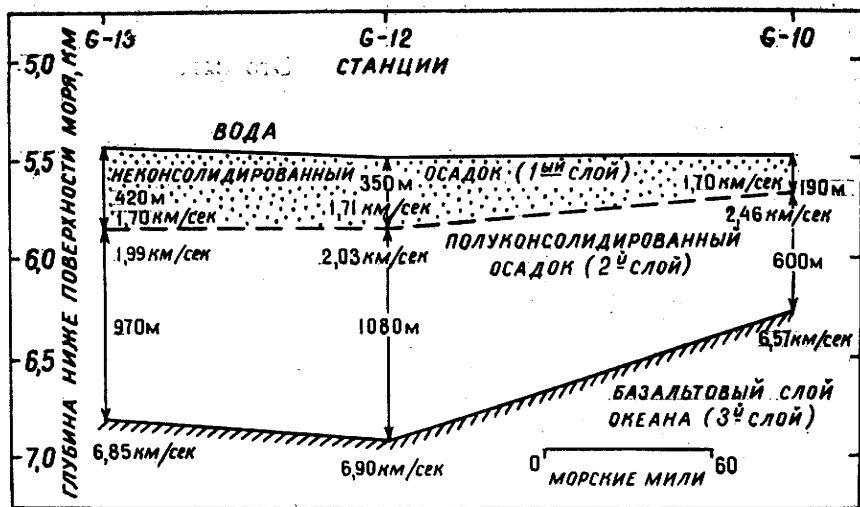


Рис. 68. Сейсмический разрез через южное окончание Гаттерасской абиссальной равнины в западной части Северной Атлантики ( $25^{\circ}23' - 26^{\circ}25'$  с. ш.;  $67^{\circ}26' - 72^{\circ}02'$  з. д.) (данные Ewing, Ewing, 1959, в интерпретации Гамильтона, 1964)

дения отраженных сейсмических волн в слое, подстилающем слабоуплотненные отложения, увеличивается всего лишь в 1,2—1,5 раза (Ewing, 1959; Зверев и соавт., 1961; Гамильтон, 1964; Деменицкая, 1967; Francis, 1971; и др.).

Прямая зависимость мощности первого (слабоуплотненного) и второго (полуконсолидированного) слоев от темпа седиментации проявляется и в пределах южного окончания Гаттерасской абиссальной равнины, рассмотренной Э. Гамильтоном в качестве иллюстрации особенностей сейсмо-геологической характеристики осадочных толщ ложа Мирового океана (рис. 68). Судя по изменениям мощности слабоуплотненного и полуконсолидированного слоев в пределах станций, отраженных на рисунке, можно полагать, что в районе станции G-10, расположенной в центральной части абиссали, осадки накапливались медленнее, нежели на станциях G-12 и G-13, расположенных западнее, ближе к побережью Флориды<sup>17а</sup> (Ewing, Ewing, 1959). Это согласуется и с особенностями изменения темпа седиментации в этой акватории Гаттерасской абиссали, отраженной на схеме скоростей осадкообразования в Атлантическом океане (Лисицын, 1974, сх. XIV).

<sup>17</sup> При прочих равных условиях скорость прохождения сейсмоволн находится в прямой зависимости от степени уплотнения осадочных толщ (Пузырев, 1959; Сычев, Парвизайн, 1963; Akal, 1972; и др.).

<sup>17а</sup> Аномальное увеличение скорости сейсмоволн во 2-м слое на ст. G-10 обусловлено повышенной карбонатностью отложений.

Таким образом, есть основания полагать, что в океанских пелагических осадках образование первого плотностного раздела может быть вызвано гидростатическим стрессом, возникающим вследствие резкого увеличения гравитационного давления за счет веса мощной толщи воды. Рассмотренные материалы свидетельствуют также и о том, что, имея в виду только мощности отложений и не учитывая темп седиментации и мощность водного столба, нельзя судить как о динамике и степени уплотнения океанских осадочных толщ, так и о времени образования осадков, как это делает Э. Гамильтон (1964).

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ КАК ФАКТОР ВРЕМЕНИ ЗАВЕРШЕНИЯ ДИАГЕНЕЗА

Во всех исследованиях диагенетической стадии преобразования осадков обращается внимание, что при прочих равных условиях (прежде всего имеется в виду микробиальная деятельность) продолжительность этого процесса регламентируется степенью уплотнения осадка. Так, по мнению Н. Б. Вассоевича (1961), диагенез завершается при уменьшении пористости осадка до 45—35%. Л. Б. Рухин (1961) полагает, что этот процесс затухает при пористости глинистых отложений около 40%, а Г. Ларсен и Дж. В. Чилингар (1971) связывают завершение диагенеза с закрытием сверхкапиллярных, капиллярных и субкапиллярных пор.

По-разному определяются и глубины, на которых завершается диагенетическая стадия литогенеза. Н. М. Страхов (Страхов и соавт., 1954) пришел к выводу, что диагенез осадков может завершаться на глубинах от 10—50 до 200—300 м. При этом его ранняя стадия, характеризующаяся активным диффузионным «обменом веществ» с наддонной водой, названная Н. М. Страховым (1972) активной зоной, в зависимости от темпа седиментации<sup>18</sup> завершается на глубине 1,5—2,5 м от поверхности осадка. Р. У. Фербридж (1971) ограничивает глубинный интервал этого процесса 1—100 м — в зависимости от продолжительности бактериальной деятельности. А по Ю. В. Мухину (1965, стр. 73, 78), взявшему в качестве мерила продолжительности и интенсивности диагенеза структурную прочность осадка, быстронакапливающиеся глинистые отложения, в которых не успевают возникать межчастичные структурные связи, могут вообще миновать стадию диагенетического преобразования. По-разному, естественно, определяется и продолжительность этого процесса.

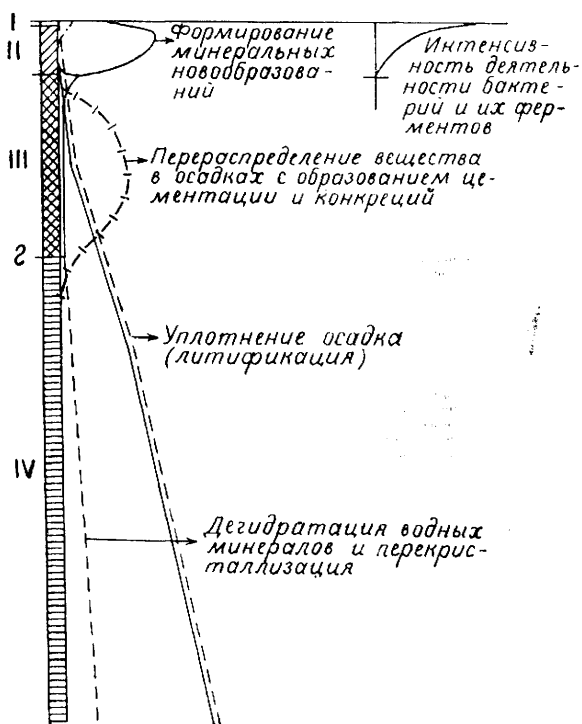
Нет сомнения, что все приведенные суждения, за исключением вывода Ю. В. Мухина, находящегося в противоречии с фактами прямой зависимости интенсивности микробиального процесса — главной энергетической основы диагенеза — от темпа седиментации (Буткевич, 1938; Дианова, Ворошилова, 1941; Мизандронцев, Младова, 1970; и др.), отражают многообразие литогенеза. Поэтому в пределах типично морских темпов седиментации завершение диагенеза зависит от определенной (для конкретных условий седиментации) степени уплотнения осадков и от обогащения их энергоемким органическим веществом. При прочих равных условиях повышение содержания лабильного слабоминерализованного органического вещества обуславливает и высокую интенсивность, и большую длительность микробиального процесса, что облегчает реализацию всех потенциальных возможностей диагенеза.

Согласно представлениям Н. М. Страхова (Страхов, 1953; Страхов и соавт., 1954), разработавшего четкую схему диагенетического процесса,

<sup>18</sup> Мощность активной зоны сокращается по мере нарастания темпа седиментации.

диагенетическая стадия литогенеза протекает в четыре этапа (рис. 69). Из них наиболее энергоемкими, а следовательно, и предопределяющими интенсивность проявления последующих этапов, являются два первых этапа, в течение которых затухает бактериальная деятельность.

При прочих оптимальных условиях, бактериальная активность лимитируется влажностью осадка. Судя по мощности слоев с активно вегетирующими анаэробными бактериями (Дианова, Ворошилова, 1941; Мехтиева, 1956; Мизандронцев, Младова, 1970; и др.) и глубинам проявления резкого уменьшения влажности осадков, при благоприятных



Р и с. 69. Этапы диагенеза осадков (Страхов, 1953)

условиях fossilization органического вещества завершение второго этапа диагенеза контролируется временем проявления гидростатического стресса. Следовательно, проявление гидростатического стресса можно рассматривать как индикатор завершения микробиального этапа диагенеза. Что же касается пелагических осадков, сохраняющих высокую пористость в течение многих миллионов лет (в пределах полигона «Мохол» — более 15 млн. лет), то (вследствие малого содержания и сильной минерализации органического вещества) их диагенетическая история отличается чрезвычайно малым энергетическим потенциалом (Rittenberg et al., 1963) (табл. 12), так как в медленно на-

капливающих осадках океанов химический состав поровых вод остается практически неизменным во всех толщах, вскрытых глубоководным бурением до 700 м (Sayles, Mannheim, 1975). Поэтому, исходя из основной сути диагенеза, характеризующей его как «процесс физико-химического уравнивания сложной многокомпонентной системы реакционноспособных веществ» (Страхов, 1963, стр. 85), продолжительность диагенеза как активного процесса в пелагических слабоуплотненных осадках завершается после затухания микробиальной активности<sup>19</sup>, независимо от времени проявления гидростатического стресса.

В относительно быстро накапливающихся осадках продолжительность активных этапов диагенеза контролируется темпом их уплотнения. Однако и в таких условиях после завершения диагенеза возникает межстадийная «пауза» (Соколов, 1965; Вассоевич, 1975), когда «биохимические превращения СК<sup>20</sup> прекратились, а термокаталитические еще не набрали силы из-за небольшой температуры, недостаточной для преодо-

<sup>19</sup> В соответствии с представлениями Ю. В. Мухина, пелагические осадки, отличающиеся относительно высокой структурной прочностью уже в самой поверхностной части (Rittenberg et al., 1963; Hamilton, 1964; Moore, 1964 и др.), должны бы выделяться наибольшей диагностической преобразованностью.

<sup>20</sup> СК — сидикахиты — так Н. Б. Вассоевич предлагает называть органическое вещество, связанное с осадочными образованиями.

ления энергетического барьера» (Вассоевич, 1975, стр. 16). В океанских же осадках пелагического глубоководья завершение био-геохимических процессов, проявляющихся только в самой верхней их части, сменяется длительным (десятки миллионов лет) периодом геохимического покоя, когда диагенез уже практически завершился (из-за быстрой реализации энергетического потенциала органического вещества), а начало катагенеза сдерживается большой продолжительностью неуплотненного состояния мощной осадочной толщи. В этой связи *при оценке продолжительности диагенеза в пелагических глубоководных отложениях следует иметь в виду не столько время проявления резкого их уплотнения, характерного для начала катагенеза (как это полагают Б. П. Жижченко, 1974, и А. И. Конюхов и Б. А. Соколов, 1975), венчающее длительный период относительного геохимического покоя, сколько время завершения диагенеза как активного физико-химического процесса, проявляющегося (и завершающегося задолго до начала катагенеза) в верхней части пелагических осадков вследствие низкого энергетического потенциала фоссилизирующегося органического вещества, практически лишенного лабильных компонентов.*

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ЛИТИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

**Современные илы.** Дж. Миллимен (Muilliman, 1966, 1974), исследовавший условия литификации карбонатных илов на ряде гайотов (подводных плоских вершин и подводных плато Средней Атлантики), обратил внимание, что зоны развития литифицированных карбонатных илов отличаются крайне медленным темпом седиментации. Поэтому он пришел к выводу, что медленная седиментация — одна из необходимых предпосылок ранней литификации карбонатных отложений. Такую же оценку роли темпа седиментации в процессе литификации карбонатных отложений дают А. Фишер и Р. Гаррисон (Fischer, Garrison, 1967) и Р. Корделл (Cordell, 1972).

В этой связи большой интерес представляют результаты исследования ориентированного керна карбонатных отложений, отобранного в восточной части Северной Атлантики. Г. Бартлетт и Р. Григгс (Bartlett, Greggs, 1969) обнаружили в нем переслаивание литифицированных и не литифицированных пар слоев мощностью от 3 до 6 см с вкраплениями железомарганцевой окиси на волнистой, стилолитовидной поверхности литифицированных прослоев. При этом было установлено, что литифицированные осадки содержат тепловодную, а не литифицированные — и холодноводную фауну. Определение абсолютного возраста (по  $C^{14}$ ) показало, что продолжительность накопления литифицированных прослоев почти в 6 раз превышает время накопления перекрывающих их не литифицированных осадков. О медленном темпе седиментации в период накопления литифицированных прослоев свидетельствует и их волнистая, с железомарганцевым окисным налетом поверхность, возникшая, судя по всему, вследствие гальмиролиза, проявляющегося только в условиях медленного темпа накопления осадков (Himmel, 1922).

Существенная разница в темпе накопления карбонатных осадков, содержащих остатки тепловодной и холодноводной микрофауны (отложения с относительно холодноводной фауной накапливались в 4—5 раз быстрее отложений, обогащенных теплолюбивой фауной), установлена в экваториальной части Тихого океана (Hays et al., 1969) и в осадках Средиземного моря (Blanc-Vernet, 1969). Судя по всему, неодинаковое отвердевание карбонатных пелитовых прослоев в осадках Красного моря (Gevirtz, Friedman, 1966), аномальная консолидация высокопористых

карбонатных отложений залива Эксюма и отсутствие признаков цементации в относительно быстронакапливающих карбонатных осадках к западу от острова Андрос, обнаруженные в пределах Багамского архипелага (Miller, Richards, 1969; Schinn et al., 1969), также в значительной степени обусловлены разной скоростью седиментации и, как следствие, одновременным проявлением процесса цементационной стабилизации порового пространства.

В условиях медленной седиментации (о чем свидетельствует присутствие глауконита — индикатора медленного накопления осадков — Фербридж, 1971; Мюллер, 1971; Odin, 1971; и др.) происходит образование современных высокопористых калькаренитовых и водорослевых известняков и карбонатных песчаников на тропическом шельфе к северу и северо-востоку от Бразилии (Mabesoone, 1971). В таких же условиях происходит литификация современных карбонатных отложений в Персидском заливе (Shinn, 1969).

Приведенные факты позволяют сделать вывод, что *уплотнение карбонатных илов тоже находится в прямой зависимости от темпа их накопления*. Это подтверждается и моделированием процесса уплотнения карбонатных илов в зависимости от давления и температуры (Ebhart, 1968; Shinn et al., 1977). Вместе с тем, граничные условия проявления этой зависимости, в отличие от глинистых и песчано-глинистых илов, будут иными, так как карбонатные илы, в силу особенностей их поровых вод, как правило, отличающихся высокой насыщенностью электролитами, обладают большей вероятностью возникновения процесса цементации в раннюю стадию диагенеза. Поэтому нельзя не согласиться с Дж. В. Чилингаром и его соавторами (1971), когда они обращают внимание на то, что «в известковых илах уплотнение может проявляться в значительно меньшей степени, чем в их глинистых аналогах, особенно если такие известковистые осадки претерпели раннюю цементацию... В результате возникают весьма слабо связанные губчатые дискримиктовые отложения с мельчайшими пустотами, выполненными яснозернистым карбонатным материалом» (стр. 171).

**Древние карбонатные отложения.** Прямая зависимость уплотнения осадков от темпа седиментации характерна не только для современных, но и для одновозрастных древних карбонатных отложений. Медленный темп седиментации, характерный для пелагических областей и удаленных от суши мелководий, — главная причина высокой пористости писчего мела, сохраняющейся в нем при высоком гравитационном давлении вышележащих толщ<sup>21</sup>. Установлено (Scholz, 1973), что уплотнение писчего мела находится в прямой зависимости от его глинистости, как правило, отражающей темп седиментации при накоплении преимущественно карбонатных отложений. Сдерживание литификации карбонатных отложений, содержащих более 2% терригенного материала, отмечается и другими исследователями (Sujkowski, 1958; Vausch, 1968; Zankl, 1969; Ильин и соавт., 1977; и др.). При этом, как и в глинах, главную роль в упрочении связей между органогенными карбонатными частицами нередко играют пленки гелей кремнекислоты (Горькова и соавт., 1962).

Судя по всему, ранней цементацией осадков вследствие медленного их накопления (о чем свидетельствуют низкие содержания терригенных примесей в пористых породах) объясняется слабое уплотнение отдельных прослоев карбонатных пород в триасовых отложениях Альп (Zankl, 1969). Ранняя литификация (вследствие обогащения осадков  $\text{CaCO}_3$ , что могло возникнуть на фоне замедления поступления в них терригенного

<sup>21</sup> Р. У. Фербридж (1971) полагает, что в период образования меловых толщ биогенный карбонатный материал накапливался со скоростью 0,1—1 мм/год. А по данным бермудских скважин «Гломар Челленджера» (Glomar Challenger ..., 1975), 1 м писчего мела накапливался 50 тыс. лет.

материала) препятствовала уплотнению карбонатных отложений свиты Иббет-Бей (ордовик — силур) в пределах Канадского Арктического архипелага (Bryant, Koch, 1969). По мнению А. Кугена (Coogan, 1970), ранняя цементация явилась главной причиной (несвойственной глубинам залегания от 2 до 4 тыс. м) слабой уплотненности оолитовых карбонатных пород мелового, юрского и миссисипского (раннекаменноугольного) возраста.

В региональном плане примером влияния темпа седиментации на уплотнение карбонатных отложений является девонский осадочный комплекс Припятской впадины. С. С. Златопольским и В. Е. Ржанниковым (1976) установлено, что в пределах этого региона увеличение емкости карбонатных коллекторов сопряжено с зонами уменьшения мощности карбонатных и глинистых толщ.

Веские доказательства зависимости пористости карбонатных отложений от их мощности получены А. Б. Вистелиусом (1963) при исследовании фазовой дифференциации преимущественно карбонатных палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. Рассматривая пористость как условную меру фазовой дифференциации, А. Б. Вистелиус установил четкую обратную зависимость пористости карбонатных пород от их мощности, выражающуюся в увеличении коэффициента периодичности фаз высокой пористости по мере уменьшения мощности разновозрастных отложений<sup>22</sup>.

Подчеркивая принципиальную важность выявленной А. Б. Вистелиусом закономерности, следует обратить внимание, что при ее объяснении мощность отложений он рассматривает только как индикатор тектонического процесса, формировавшего структурный план бассейна седиментации. По его мнению, «...явление фазовой дифференциации вызвано способом сочетания и конфигурации частиц, слагающих осадок в начальные стадии его накопления. Особенности же способа сочетания и конфигурации частиц, образующих осадок, зависят от положения разреза на структурной форме в момент накопления осадков» (стр. 149). А. Б. Вистелиус полагает, что в пределах Среднего Поволжья и Заволжья в раннекаменноугольно — раннепермское время в обширных морских бассейнах, «видимо, отсутствовали сильные устойчивые течения, меняющие условия седиментации...», и в них не впадали быстрые мощные реки, поэтому «изменения рельефа дна от тектонических причин было наиболее сильным фактором, влияющим на условия седиментации» (стр. 134, курсив мой — Л. Н.).

Такая обстановка должна бы обуславливать преимущественно равномерное заполнение бассейна осадками, причем главным образом автотонной (биогенной, хемогенной) природы. Но это не подтверждается ни характером изменений мощностей, ни изменением механического состава отложений. Подавляющее большинство тектонических структур на рассматриваемой территории в каменноугольное время формировалось конседиментационно (о чем свидетельствуют существенные изменения мощности отложений в пределах поднятий), а, как об этом пишет сам А. Б. Вистелиус, «на повышенных частях дна (в сводах поднятий — Л. Н.) образуются породы, состоящие из более крупнозернистого кластического терригенного материала, обогащенные кластическим карбонатным материалом, обломками раковин» (стр. 135). Разумеется, такая седиментационная обстановка в условиях слабой подвижности вод немислима, так как она не могла бы обусловить ни планацию осадков (и, как следствие, изменение их мощности), ни, тем более, транспорти-

---

<sup>22</sup> Эта закономерность находит подтверждение и в цикличности изменений степени консолидированности и функционально связанной с ней пористости современных медленно накапливающихся карбонатных отложений (Gevirtz, Fridman, 1966; Bartlett, Griggs, 1969; Miller, Richards, 1969).

ровку крупнозернистого терригенного кластического материала в сводовые части структур, которые, по мнению А. Б. Вистелиуса, морфологически выделялись в виде поднятий в рельефе дна седиментационного бассейна.

Морфоструктурный контроль фазовой дифференциации карбонатных пород не увязывается и с представлениями А. Б. Вистелиуса об условиях седиментации в платформенных морях. Так, если на стр. 135 он пишет о приуроченности к сводовым частям структур преимущественно крупнозернистого кластического материала — в противоположность тонкозернистым хемогенным карбонатным осадкам, накапливающимся в приуглубленных участках вследствие повышенной солености придонных вод, — то на следующей, 136, странице он утверждает, что хемогенный карбонат легче отлагается на сводах, так как «поднимающиеся к поверхности бассейна сводовые части поднятий чаще прогревались и оказывались в зоне теплых вод», благоприятных для хемогенной садки карбонатов.

Обнаружив зависимость пористости карбонатных пород от мощности разновозрастных отложений, А. Б. Вистелиус пытается объяснить ее только проявлением дифференциации осадков в ходе седиментогенеза. Нет сомнения, что дифференциация осадков — один из важнейших факторов в формировании габитуса осадочной породы. Но, как свидетельствуют об этом материалы, приведенные в данной главе, при прочих равных условиях не менее важную, а подчас и главную, роль в этом процессе играет темп накопления материнских осадков, регламентирующий степень их уплотнения дифференцированным проявлением гравитационного давления из-за разного темпа поступления твердой фазы. Что же касается обнаруженного А. Б. Вистелиусом увеличения пористости карбонатных пород в пределах сводов локальных структур, то, судя по приведенным ниже результатам исследования А. Г. Милешиной (1953) и Б. А. Андреева (1957), важную роль в образовании присводовых плотностных депрессий на локальных структурах играет не только первичная, седиментационная, пористость, но и вторичная пористость трещинного типа, возникающая при сгибании слоев вследствие высокой компетентности карбонатных отложений.

Таким образом, в региональном плане увеличение частоты периодов повторения фаз с повышенной пористостью по мере уменьшения мощности разновозрастных карбонатных отложений, не затронутых процессами выщелачивания и доломитизации, прежде всего следует рассматривать как результат более частого проявления цементационного упрочения их минерального каркаса вследствие медленного накопления осадков.

## **ВЛИЯНИЕ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭРОЗИОННЫХ СРЕЗОВ НА ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

При прочих равных условиях (прежде всего имеется в виду минеральный состав пород, особенности литогенеза, гравитационное давление, испытанное породами, мощность эрозионного среза отложений — если таковой был) динамико-седиментационный контроль в уплотнении осадков довольно четко проявляется при сопоставлении плотностных характеристик девона центральных областей Русской платформы (Калинина, 1959) с мощностями и литологическим составом разновозрастных отложений, отраженными в Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (Атлас..., 1960).



Судя по изменениям мощности девонских отложений в Рязано-Саратовском прогибе, существенное их нарастание наблюдается только при приближении к Саратову. В этом районе происходит и быстрое увеличение плотности пород. Такая же зависимость проявляется и на территории между Любимом и Солигаличем. Наибольшее прогибание, фиксирующееся здесь увеличенной мощностью живецких и щигровских отложений, обусловило и большее уплотнение пород. Особенно четко это проявляется в позднещигровских отложениях.

На схеме плотностных характеристик позднеживецких отложений (рис. 70) отражение зависимости уплотнения пород от темпа седимента-

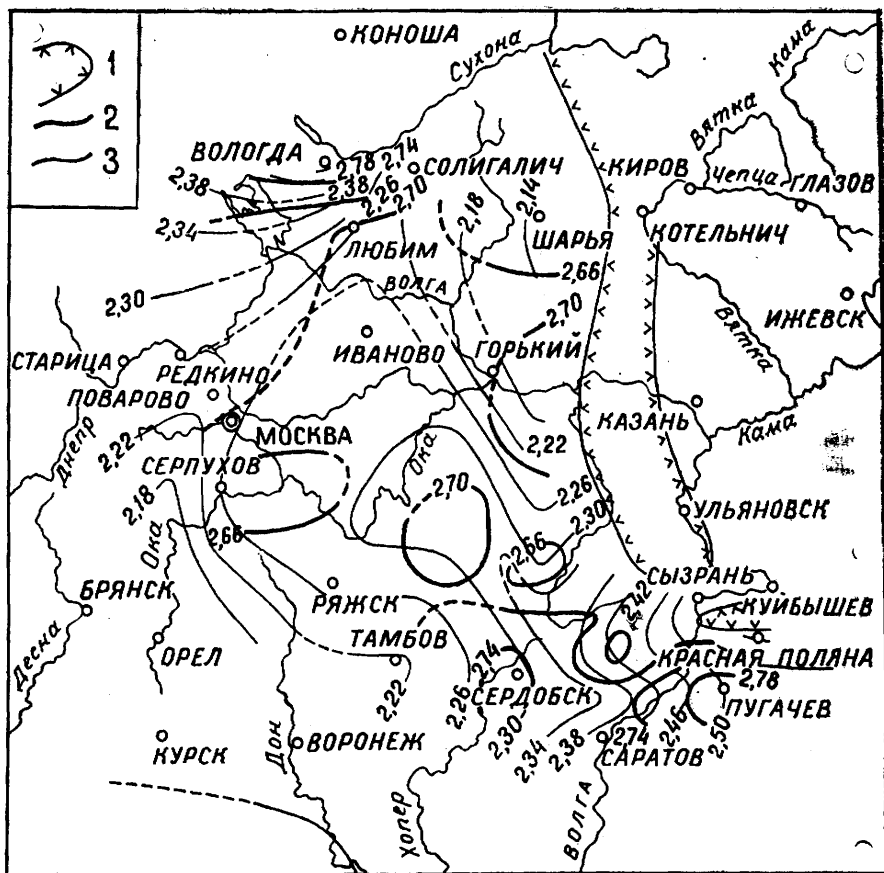


Рис. 70. Схема изменения плотности и удельного веса позднеживецких отложений в пределах центральных областей Русской платформы (по данным Р. В. Калининой, 1959). 1 — области отсутствия отложений; 2 — изолинии средних значений удельного веса (минералогической плотности) 3 — изолинии средних значений плотности

ции в период накопления исходных осадков осложняется предфранским эрозионным срезом, нарастающим к северо-западу от линии Владимир — Шарья, вследствие чего в контакт с франскими отложениями вошли нижние, более уплотненные, горизонты верхнеживецких пород. Это обстоятельство и явилось основной причиной аномально нарастающей плотности пород по мере уменьшения мощности позднеживецких отложений к западу от Солигалича<sup>23</sup>, так как во всех остальных случаях уменьшение мощности отложений в сторону Балтийского щита или же Воронежского кристаллического массива, как правило, сопряжено с уменьшением плотности пород. Предфранским эрозионным срезом обусловлена и несоответствующая мощности отложений низкая пористость и высокая

<sup>23</sup> Нарастание удельного веса пород здесь в два раза ниже нарастания их плотности.

плотность верхнеживетских пород в Сызрани, Красной Поляне и Прудах. Аналогичная обстановка возникала и в восточной части Сибирской платформы, где вследствие эрозионного среза, нарастающего в направлении к склону Алданского щита и Анабарского массива, уменьшение мощности кембрийских отложений тоже сопровождается увеличением плотности пород, хотя А. Д. Николаевский (1959) и объясняет это преимущественно особенностями литологического состава отложений.

Гистерезисом уплотнения (в данном случае, и в дальнейшем — необратимого последствия уплотнения сохранившихся от эрозии толщ гравитационными нагрузками эродированных отложений)<sup>24</sup> Э. Э. Фотиади (1957) объясняет аномально высокое уплотнение кембро-синийских песчано-глинистых отложений на юге Молдавии (Каушаны, Мирное) по сравнению с одновозрастными глинами в Минской и Пинской опорных скважинах. Малые (по сравнению с Любимской скважиной) мощности раннешигровских отложений в Вологодской и Шарьинской скважинах, расположенных по периферии Любим-Солигаличского прогибания, на фоне примерно одинакового (во всех скважинах) удельного веса пород, и большая, по сравнению с Любимской скважиной, уплотненность пород в районах Шарьи и Вологды (рис. 71), — по-видимому,

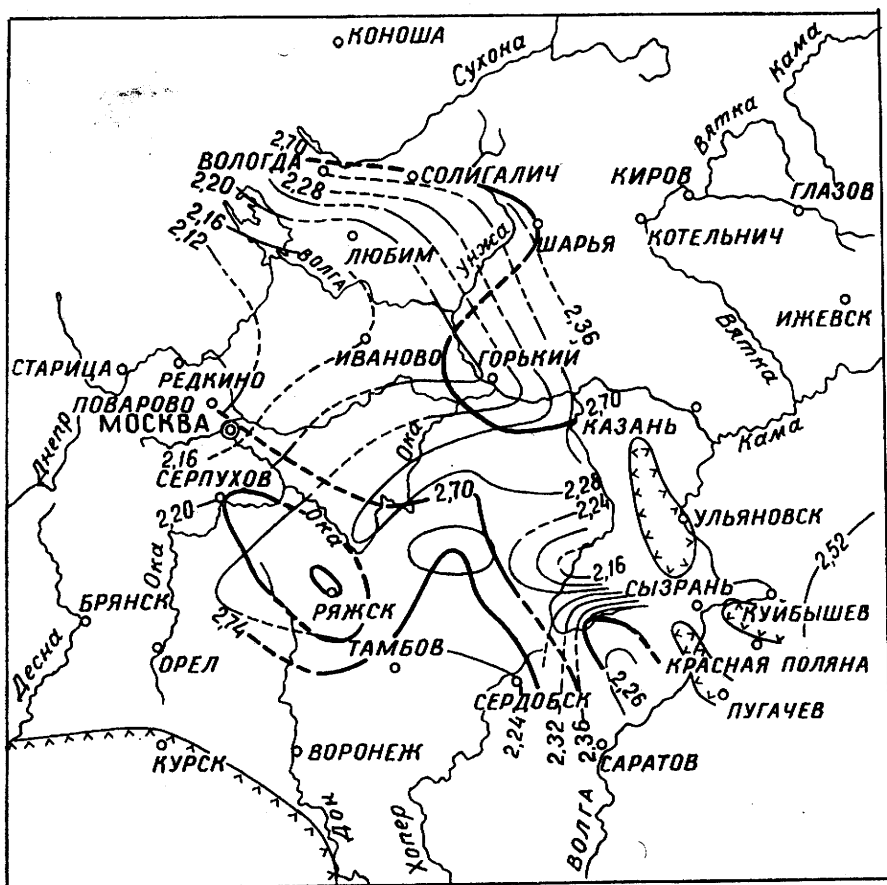


Рис. 71. То же, что и под рис. 70, но для раннешигровских отложений. Условные обозначения см. под рис. 70

<sup>24</sup> Проявление этого фактора подмечено и учитывается при интерпретации плотностных характеристик осадочных толщ Х. Гедбергом (Hedberg, 1926), Л. С. Полаком (1956), Е. И. Стетюхой (1964), Н. М. Добрыниным (1970), Л. А. Буряковским и Р. Д. Джеванширом (1975) и другими авторами. Основываясь на необратимости уплотнения осадочных толщ, К. Магара (Magara, 1976) разработал оригинальную методику определения мощности эрозионного среза.



но, и сохранения от эрозии менее уплотненных пород, как это имеет место в Шарье и Солигаличе.

Такая же обстановка существовала в этом регионе и в средне-франское время. Увеличение плотности пород к западу от линии Тамбов — Горький может быть также объяснено нарастающим в том же направлении эрозионным срезом верхней части среднефранских отложений, так как плотность минеральных компонентов пород здесь меняется незначительно, а в районе Рязска, выделяющемся наиболее высокой уплотненностью пород, она даже ниже фоновой (рис. 73).

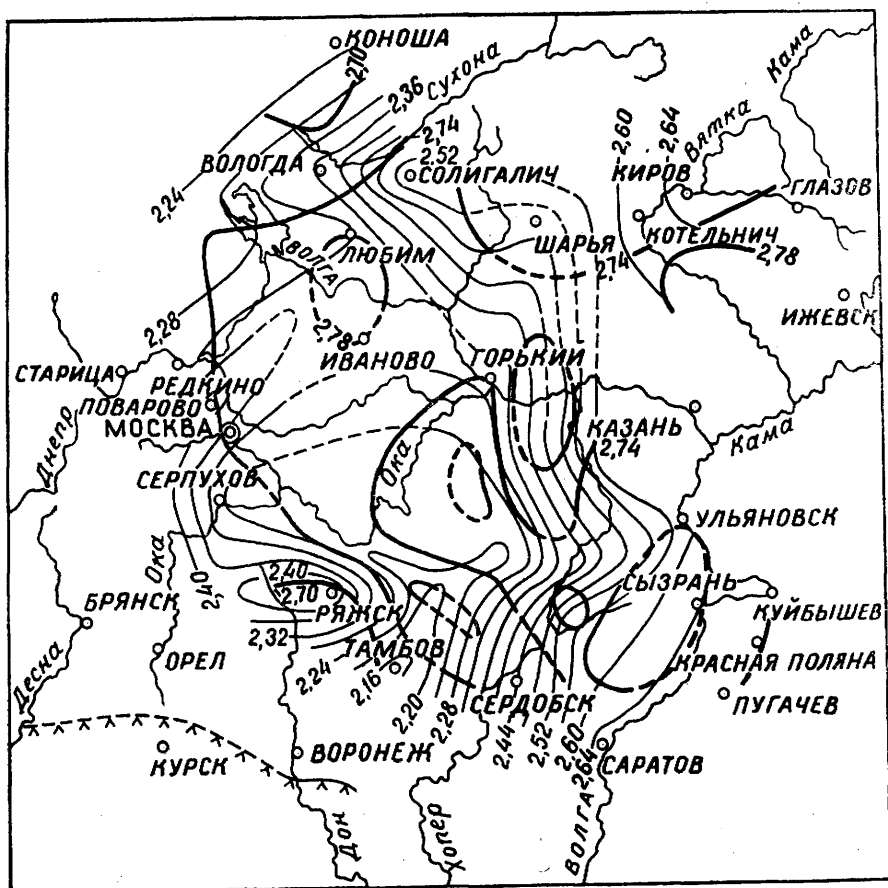


Рис. 73. То же, что и под рис. 70, но для верхнефранских отложений. Условные обозначения см. под рис. 70

Размывом позднефранских отложений (Тихий, 1964) обусловлена аномальная (на фоне уменьшения удельного веса минерального состава пород) уплотненность евланово-ливенских отложений в районах Серпухов — Рязск и Глазов — Советск — Котельнич. Эрозионными срезам, особенностями литологического состава и удельного веса пород объясняются локальные отклонения от зависимости мощность — плотность и в фаменских отложениях.

Анализ изменения плотности девонских отложений в пределах центральной части Русской платформы позволяет прийти к выводу, что на фоне гравитационного контроля степени уплотнения терригенных и карбонатных пород в ходе геологической истории возникали ситуации (эрозионные срезы, литологические неоднородности, неодинаковые глубины погружения и т. п.), нарушающие эту зависимость. Прежде всего следует отметить искажение истинных плотностных характеристик осадочных

толщ эрозийными срезами, обуславливающими завышенные показатели уплотнения толщ, лишившихся вследствие размыва верхних частей разреза. Поэтому при прочих равных условиях *аномальные изменения плотности пород в комплексе с другими индикаторами могут быть интерпретированы как доказательство эрозийного среза, при этом, чем выше плотность пород, вскрытых эрозией, тем больше мощность отложений, уничтоженных эрозией.*

Таким образом, анализ плотностных характеристик пород может оказаться полезным не только при исследованиях условий образования нефти, но и при палеогеографических реконструкциях, на что в свое время обратил внимание Э. Э. Фотиади (1957), полагая, что исследования явления гистерезиса уплотнения могут оказаться важным источником информации для воссоздания геологической истории осадочного покрова.

## **ДИНАМИКО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ КОНТРОЛЬ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ В ПРЕДЕЛАХ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

Так же, как трудно представить себе водоем с повсеместно одинаковой скоростью накопления осадков, так еще меньше оснований предполагать ее стабильность в ходе геологической истории. Подтверждение этому можно найти в любом исследовании, посвященном истории осадконакопления, причем стратиграфические интервалы, отличавшиеся низким темпом седиментации глинистых, песчано-глинистых и карбонатных толщ, как правило, характеризуются и низкой плотностью пород.

В этом отношении очень показательным сопоставлением кривой изменения темпа накопления осадков в мезозойскую и кайнозойскую историю Западной Сибири (Казаринов, 1958) с диаграммой изменения плотностей пород соответствующих стратиграфических интервалов (Уманцев, 1958). Низкие темпы седиментации, установленные В. П. Казариновым для эоцен-палеоцена, сантона, коньяка и турона, готерив-баррема и верхней юры, находят четкое отражение в аномалиях пониженных плотностей пород (рис. 74).

Четкий контроль степени уплотнения глинистых отложений скоростью их накопления позволяет снять сомнения В. П. Казаринова относительно темпа седиментации в готерив-барремское время, отраженные на диаграмме прерывистой линией. Плотностный минимум, фиксирующийся в этом стратиграфическом интервале, — следствие медленной седиментации. Последнее подтверждается исследованиями Н. Н. Ростовцева и М. Я. Рудкевича (1964) и А. Э. Конторовича и соавторов (1971а, 1971б, 1975 и др.). Синхронность плотностных минимумов с минимумами темпа седиментации в позднеюрском интервале лишает основания и сомнения М. С. Закашанского (1959) относительно существования плотностного минимума между нижним мелом и средней юрой.

Все это свидетельствует о том, что при условии учета всех особенностей литогенеза, *плотностные характеристики глинистых, песчано-глинистых и карбонатных пород можно использовать для суждения об относительных темпах накопления исходных осадков.*

Б. А. Андреев (Андреев, Клушин, 1965) полагает, что плотностные минимумы в стратиграфическом разрезе Западно-Сибирской низменности обусловлены только процессами выветривания и, как следствие, разуплотнения пород во время перерывов осадконакопления. Об этом, по его мнению, свидетельствует синхронность образования плотностных депрессий временным интервалам корообразования.

Если бы аномальные плотности пород в разрезе Западно-Сибирской низменности были следствием прекращения, а не временного замедления

седиментации, то, в случае эрозионных срезов, на диаграмме изменения плотности фиксировались бы не депрессии, а плотностные ступени. Существенное же разуплотнение пород вследствие их выветривания (по Б. А. Андрееву, — главная причина плотностных минимумов и в сводах ряда локальных структур Западной Сибири) должно бы отражаться на диаграмме не четкими плотностными депрессиями, а постепенными изменениями плотности. Поэтому такое понимание природы плотностных аномалий не приемлемо ни для объяснения плотностных минимумов в стратиграфическом разрезе, ни, тем более, для истолкования плотностных депрессий в сводах тектонических поднятий<sup>25</sup>.

Что же касается совпадения временных интервалов плотностных депрессий с периодами активного формирования кор выветривания, то объяснение этому следует искать в единой причине — ослаблении тектонической активности, обуславливающей, с одной стороны, резкое уменьшение сноса с континентального обрамления и с островной суши седиментационных бассейнов и иницирующей процессы корообразования, с другой, — как следствие, — резкое замедление седиментации в областях сохранения морских условий (Казаринов, 1958; Саркисян и соавт., 1967; Рудкевич и соавт., 1970; и др.).

Односторонним выглядит объяснение причин аномальных изменений плотности в разрезах толщ и в интерпретации Б. С. Молдавского (1958). Правильно формулируя общие причины возникновения аномальных плотностей как следствие изменения условий седиментации, Б. С. Молдавский останавливает внимание только на гранулометрическом контроле физических свойств пород.

Таким образом, *возраст пород и глубина их погружения без учета скорости накопления материнских осадков не могут быть надежным критерием степени уплотнения осадочных толщ*. Разумеется, такой подход к оценке роли темпа седиментации в уплотнении осадочных пород будет полезен при исследованиях толщ, не испытавших геодинамического уплотнения. Чем сильнее проявление геодинамического фактора, тем значительнее отклонения уплотнения осадочных толщ от плотностных характеристик, свойственных нормальному ходу их гравитационного уплотнения.

Учитывая особенности изменения плотностей пород с глубиной их погружения, характерные для Западной Сибири (рис. 74) и других регионов (Физические свойства..., 1967, 1975), следует также иметь в виду, что при прочих равных условиях амплитуды аномалий плотности имеют тенденцию уменьшения по мере нарастания гравитационного давления. Поэтому, *чем большее гравитационное давление испытывает порода, тем меньше вероятность сохранения в ней первоначального объема порового пространства, стабилизированного явлениями цементации вследствие медленного темпа накопления исходного осадка*.

Особенностями динамики осадконакопления объясняются аномальные плотности пород и в разрезе других седиментационных бассейнов.

По данным В. Д. Ломтадзе (1956), в Азово-Кубанском прогибе аномально низкая плотность характерна для глин чокракского горизонта (рис. 75). Скачкообразное увеличение плотности глин на границе чокрака и майкопа и, при аналогичных ситуациях, в других частях разрезов исследованных им регионов он так же, как и О. А. Шванк (1948), объясняет проявлением фаз складчатости.

Важность роли фаз складчатости в дополнительном (к гравитационному) уплотнении осадочных пород бесспорна. В данном же случае скачкообразное изменение плотности глин в интервале караган — чокрак — майкоп скорее всего обусловлено не переменными геодинамическими на-

<sup>25</sup> В таких случаях вследствие проявления гистерезиса уплотнения в эродированных сводах должны фиксироваться повышенные плотности вскрытых эрозией пород (см. ниже).

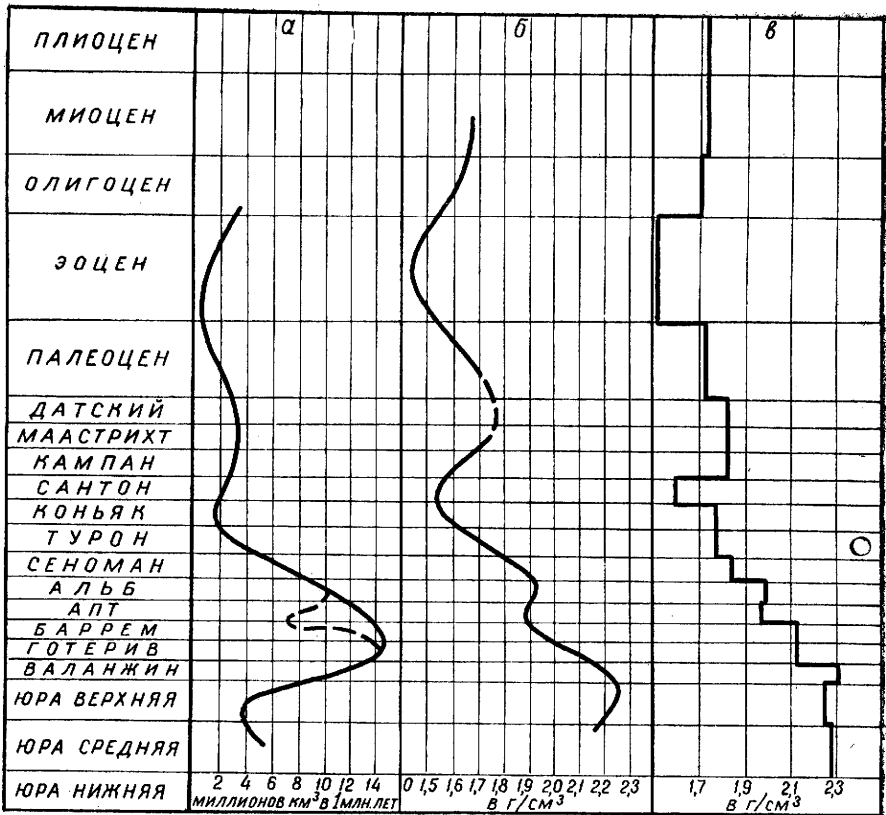


Рис. 74. Скорости накопления осадков (а) и плотности пород (б, в) в пределах Западно-Сибирской низменности (Казаринов, 1958; Уманцев, 1958)

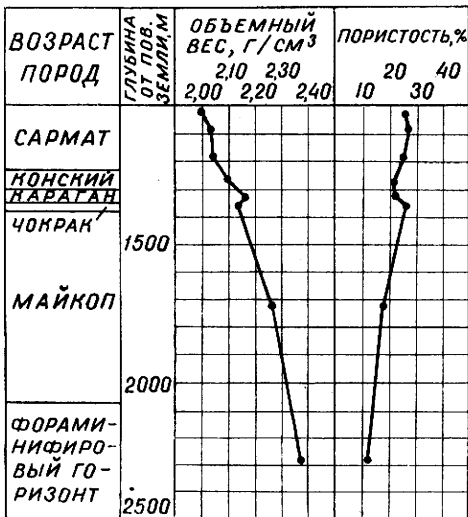


Рис. 75. Изменение физических свойств пород в одной из скважин Азово-Кубанского прогиба (Ломтадзе, 1956)

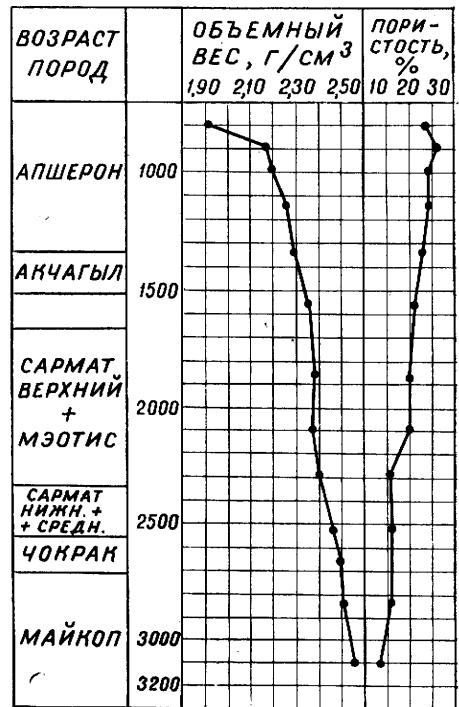


Рис. 76. Изменение физических свойств пород в одной из скважин Терско-Каспийского прогиба (Ломтадзе, 1956)

пряжениями, возникающими в ходе складкообразования, а неравномерным темпом накопления осадков. Если бы характерное для Азово-Кубанского прогиба резкое увеличение плотности пород на границе чокракского горизонта и майкопской свиты было следствием динамических напряжений, то аналогичные изменения плотности должны бы иметь место и в Терско-Каспийском прогибе, так как синхронность проявления фаз складчатости этих регионов не вызывает сомнения. Однако в скважине, расположенной в Терско-Каспийском прогибе, стратиграфический интервал чокракский горизонт — майкопская свита характеризуется плавным изменением плотности (рис. 76). И это не случайно, так как, судя по мощности отложений, темп накопления чокракского горизонта в пределах Терско-Каспийского бассейна был более чем в пять раз выше, чем в Азово-Кубанском, что и сказалось на степени уплотнения чокракских глин.

Плавное нарастание плотности в интервале чокрак-майкоп в Терско-Каспийском прогибе можно было бы объяснить сглаживанием аномальной плотности за счет большего гравитационного давления (в Терско-Каспийском прогибе граница между чокраком и майкопом залегает на 1300 м глубже, чем в Азово-Кубанском). Но, по данным О. А. Шванка (1948), «разглаживания» кривой, отражающей изменения плотности чокракских глин с увеличением давления, не происходит. Наоборот, по мере увеличения глубины их залегания дифференциация кривой плотности усиливается (см. рис. 48).

Сопоставление объемного веса пород в интервале 1000—2300 м, соответствующем глубинам верхней и нижней точек определения объемного веса в Азово-Кубанской скважине, показывает, что средневзвешенный объемный вес пород в Терско-Каспийском прогибе ( $2,34 \text{ г/см}^3$ ) на  $0,12 \text{ г/см}^3$  выше, чем в Азово-Кубанском ( $2,22 \text{ г/см}^3$ ), в то время как градиент объемного веса пород в Азово-Кубанском прогибе ( $0,029 \text{ г/см}^3$  на 100 м) на  $0,15 \text{ г/см}^3$  выше, чем в Терско-Каспийском ( $0,016 \text{ г/см}^3$  на 100 м). В данном случае объяснение этому следует искать в особенностях накопления осадков. В Терско-Каспийском прогибе высокий темп седиментации<sup>26</sup>, нарастающий по мере накопления более молодых отложений, обусловил и относительно высокое уплотнение и низкий градиент плотности пород. Медленное нарастание плотности пород в зоне максимального накопления осадков этого региона отмечено и Б. Н. Викторовым (1957).

Большими мощностями, а следовательно, и более высоким темпом седиментации, по сравнению с Горным Мангышлаком и Устюртом, обусловлены повышенные значения плотности мезозойских и кайнозойских отложений на Южно-Эмбенском поднятии (Галактионов, 1959). Нет сомнения, что высокий темп седиментации — главная причина и относительно стабильной плотности апшеронских и майкопских глин в Нижне-Куринском прогибе и Палантекианском синклинии (см. рис. 47, кривые 3, 5).

Анализируя плотностные характеристики разрезов по профилю опорных скважин Темиргое — Александрийская — Артезиан — Джанай (рис. 77), Б. Н. Викторов (1957), так же как О. А. Шванк (1948) и В. Д. Ломтадзе (1956), пытается объяснить все аномалии плотности пород только проявлением геодинамических напряжений и упускает из виду другую, не менее важную, сторону последствия фаз складкообразования — нарушение нормальной стратификации вследствие перерывов осадконакопления и эрозионные срезы толщ литифицированных осадков.

<sup>26</sup> В Терско-Каспийском бассейне сравниваемый интервал разреза (нижний апшерон — сармат + верхний мостис) накапливался около 3,5 млн. лет, в то время как в Азово-Кубанском (сармат — середина фораминиферового горизонта) — более 20 млн. лет (Проект рекомендации..., 1966, шкала Холмса; Зубаков, 1969).



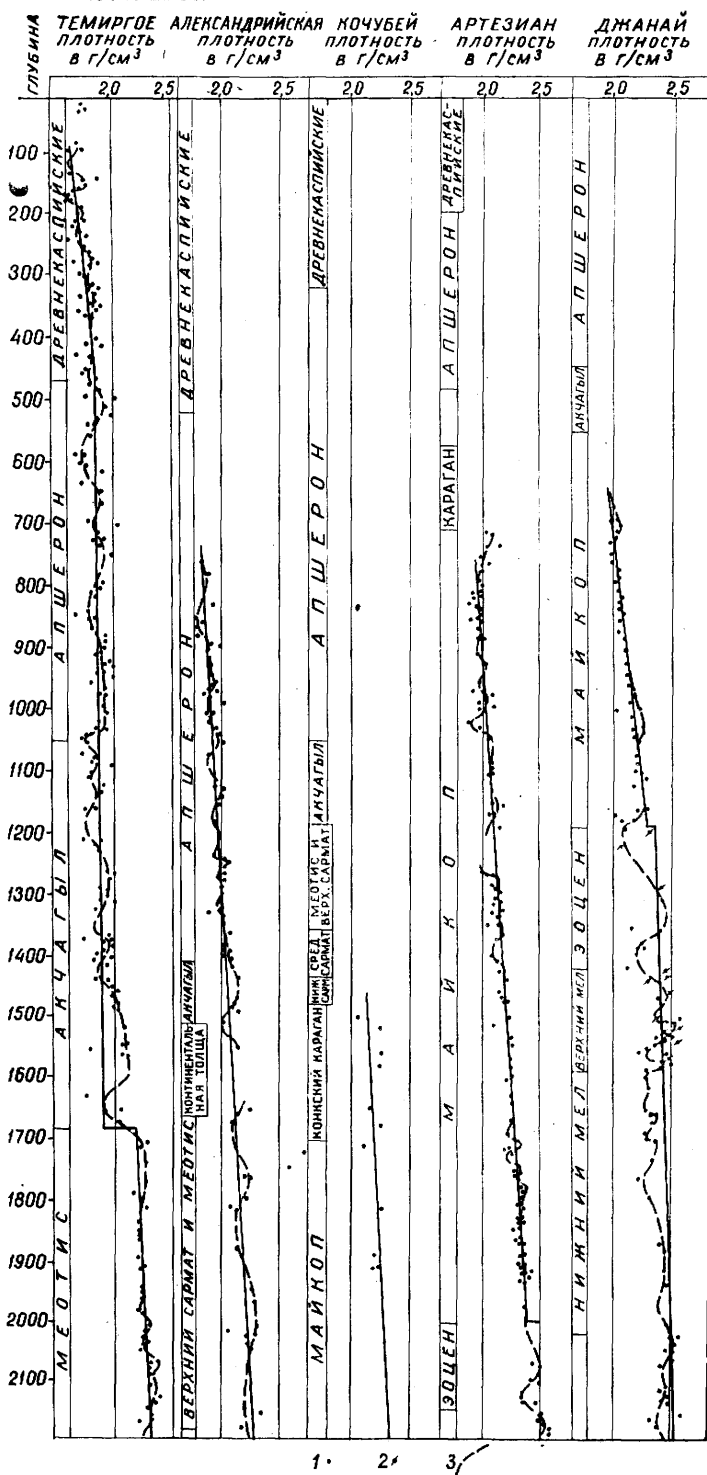


Рис. 77. Плотностные характеристики разрезов опорных скважин (Викторов, 1957). 1 — глины; 2 — известняки; 3 — изменение плотности в интерпретации автора

Как уже обращалось внимание, чем больше мощность эрозионного среза, тем больше вероятность скачка плотности на границе толщ, сохранившихся от эрозии, и перекрывающих отложений. Скачок может и не возникнуть, если в ходе возобновившейся седиментации ее темп и продолжительность будут не меньше темпа и времени накопления эродированных толщ. При этом необходимо не просто наращивание эквивалентной мощности, как это представляется Э. А. Прозоровичу (1956) и В. М. Тихомирову (1970), а возобновление такой же динамики седиментационного процесса, какой она была в период накопления эродированных толщ. Разумеется, молодые отложения не должны существенно отличаться от своих предшественников минеральным составом и характером минерализации седиментационных вод<sup>27</sup>.

Материалы, приведенные Б. Н. Викторовым, — наглядный пример возникновения плотностных аномалий вследствие эрозионных срезов, проявившихся в этом регионе в предакчагыльское и, в меньшей степени, в преддревнекаспийское время. Благодаря воздыманию и эрозионным срезам напластований, ранее глубоко залегавшие и уплотнившиеся в соответствии с темпом седиментации и глубиной погружения толщи оказались на иных, не свойственных степени их уплотнения, глубинах. Возникла ситуация, когда нижние, наиболее уплотненные части тех или иных толщ, оказались на одном гипсометрическом уровне с верхними, менее уплотненными частями отложений того же стратиграфического интервала на соседних площадях. Это и явилось главной причиной того, что к северу и югу от Александрийской скважины, расположенной в зоне максимального погружения, на одних и тех же глубинных интервалах фиксируется неодинаковая, нарастающая в сторону Джанайской и Темиргоевской скважин, плотность одновозрастных (в пределах того или иного стратиграфического интервала) пород (рис. 77, 78).

Проведенное автором осреднение плотностей, отраженное на рисунке прерывистой линией, свидетельствует о том, что для большей части разрезов Темиргоевской, Александрийской, Артезианской и Джанайской скважин, имеющих наиболее полные плотностные характеристики, строгая линейная зависимость плотности пород от гравитационного давления не проявляется. Особенно это характерно для Темиргоевской и Джанайской скважин, расположенных в зонах активных тектонических движений, обусловивших там наибольшую мощность эрозионных срезов и малую стабильность темпа седиментации, отразившихся на характере уплотнения пород.

Есть основания полагать, что плотностный минимум в интервале 1600—1700 м в Темиргоевской скважине возник не столько за счет особенностей отсортированности и примеси алевритовых фракций, как это полагает Э. А. Прозорович (1962), сколько за счет эрозионного среза меотических слоев (в результате которого в контакт с акчагылом вошли более уплотненные, по сравнению с эродированными, породы) и медленной седиментации в раннеакчагыльское время. Вместе с тем, если бы в раннеакчагыльское время темп седиментации был таким же, каким он был в среднем для всего акчагыла (1330 т/км<sup>2</sup>/год), то изменение плотности на границе меотиса с акчагылом было бы постепенным, таким, каким оно выглядит при экстраполяции изменения плотности выше и ниже аномальной зоны (табл. 14, рис. 77).

В Александрийской скважине отсутствие плотностной депрессии в интервале континентальная толща — акчагыл, отличающемся низким темпом седиментации, объясняется особенностями литологического состава (континентальная толща сложена преимущественно песчаниками, а акчагыл — песчано-известковистыми глинами с прослоями песка, пес-

<sup>27</sup> Судя по всему, такая ситуация имела место в Западном Предкавказье после предкелловейского перерыва осадконакопления (Шарданов, Кузьменко, 1966).

Исходные данные и результаты определения темпа накопления неогеновых отложений в пределах Темирговской и Александрийской опорных скважин<sup>1</sup>

Скважина, стратиграфическая единица	Мощность, м (h)	Плотность, г/см <sup>3</sup> (σ)	Продолжительность накопления, млн. лет (t)	Темп седиментации, т/км <sup>2</sup> /год (Q)
1	2	3	4	5
<b>Темирговская:</b>				
апшеронский ярус	580? <sup>*</sup>	1,87	0,35	>3100
акчагыльский ярус	663	1,90	0,20	1330
меотис	830? <sup>*</sup>	2,25	2,10	>890
сармат	516	2,45	2,10	600
<b>Александрийская:</b>				
апшеронский ярус	894? <sup>*</sup>	1,90	0,35	>4850
акчагыльский ярус	102	2,08	0,90	230
континентальная толща	132? <sup>*</sup>	2,12	3,75**	75
верхний сармат + нижний меотис	556? <sup>*</sup>	2,20	2,30	>530
средний сармат	74	2,22	0,70	230
нижний сармат	67	2,30	0,70	210
караганский горизонт	198	2,35	1,60	290
чокракский горизонт	174	2,38	1,60	200

Примечание: а) Мощность отложений и плотность пород (средняя) даны по Б. Н. Викторову (1957), табл. 1, фиг. 3) и Б. А. Алферову (1962, табл. 2).

б) Продолжительность накопления апшеронского и акчагыльского ярусов дана по В. А. Зубакову (1969).

\* Мощность не полная (вследствие эрозионного среза).

\*\* Продолжительность накопления дана как предполагаемому аналогу продуктивной толщи.

<sup>1</sup> Расчеты производились исходя из того, что  $Q = \frac{Sh\sigma}{t}$ , где: Q — темп

седиментации (т/км<sup>2</sup>/год); S — площадь 1 км<sup>2</sup> (10<sup>6</sup> м<sup>2</sup>); h — мощность стратиграфической единицы (м); σ — объемный вес (г/см<sup>3</sup>); t — продолжительность накопления осадков данного стратиграфического интервала (млн. лет).

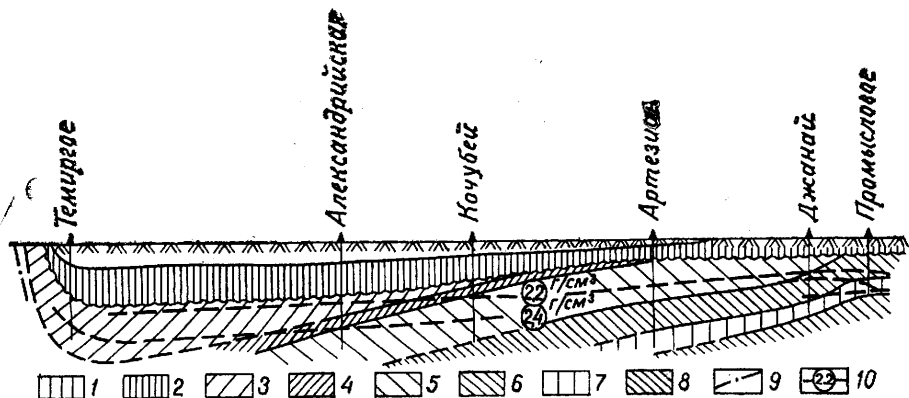


Рис. 78. Схематический разрез по линии опорных скважин (Викторов, 1957). 1 — древнекаспийские отложения; 2 — плиоцен; 3 — меотис; 4 — караган и чокрак; 5 — майкоп; 6 — эоцен и мел; 7 — юра; 8 — карбон; 9 — разрыв; 10 — линии равных плотностей

чаников и алевритов — Алферов, 1962) и интенсивным нарастанием гравитационного давления в период накопления апшеронского яруса. Высокий темп накопления апшеронских отложений в районе Александрийской скважины (4850 т/км<sup>2</sup>/год) — главная причина и большей уплотненности пород в интервале 900—1400 м, по сравнению с их уплотнением в этом интервале в Темиргоевской скважине.

Таким образом, при прочих равных условиях интенсивное компенсированное прогибание седиментационного бассейна — главная причина и высокого уплотнения пород, и малого нарастания плотности с увеличением глубины их залегания.

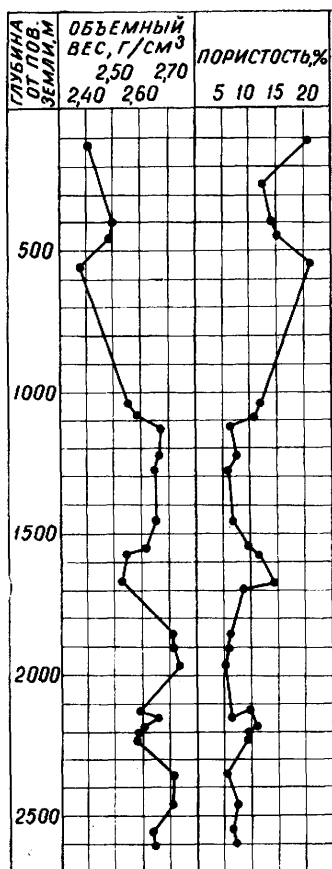


Рис. 79. Изменение пористости и плотности кунгурских глинистых пород с глубиной в одной из скважин Прикаспийской впадины (Ломтадзе, 1956)

Эрозионные срезы, затрудняющие определение истинных мощностей отложений, а также практически непреодолимые трудности в определении продолжительности накопления осадков в интервалах плотностных минимумов, фиксируемых в нерасчлененных частях разрезов, часто не позволяют произвести расчеты динамики седиментации и привести доказательства влияния роли темпа осадконакопления при образовании плотностных аномалий. В то же время нет сомнения, что в большинстве случаев возникновение плотностных минимумов обусловлено низким темпом седиментации, причем не только в существенно глинистых толщах, какими, например, являются нижнекунгурские глины восточной периферии Прикаспийской впадины (рис. 79), но и в полифациальных отложениях, так как изменение фаций, как правило, сопряжено с изменением темпа седиментации. Это довольно четко проявляется в осадочных толщах Саратовского Поволжья (Грицаенко, 1952), Устюрта (Галактионов, 1959), Западного Примуроджарья (Палиев, Трайнин, 1964), а также и в преимущественно карбонатных разрезах, вскрытых Лысковской и Глазовской скважинами (рис. 80).

При анализе изменения уплотнения пород по мере нарастания глубины их залегания привлекают внимание плотностные депрессии, характерные почти для всех стратиграфических границ и циклически повторяющиеся в пределах нерасчлененных частей разреза. Их возникновение вероятнее всего обусловлено спадами темпа накопления осадков при завершении формирования той или иной толщи или же медленной седиментацией в начале формирования перекрывающих ее отложений.

Основываясь на результатах исследований А. Б. Вистелиуса (1946), обнаружившего ритмичное изменение пористости в средне- и верхнепалеозойских карбонатных толщах Поволжья, А. Б. Ронов (1949) высказал предположение, что «колебательные движения и определяемый ими циклический процесс осадконакопления обуславливают в глинах такую же ритмичность в распределении пористости, какую А. Б. Вистелиус установил для палеозойских карбонатных толщ Поволжья». Поэтому «процессы уплотнения осадков также должны были носить ритмический характер» (стр. 41).

Предположение А. Б. Ронова подтверждается циклическим изменением плотности современных отложений шельфовой зоны Новой Шотландии (Denness, McQuillin, 1976) и пород, вскрытых опорными скважинами в Восточном Предкавказье (рис. 48, 75, 76). Циклично изменяется

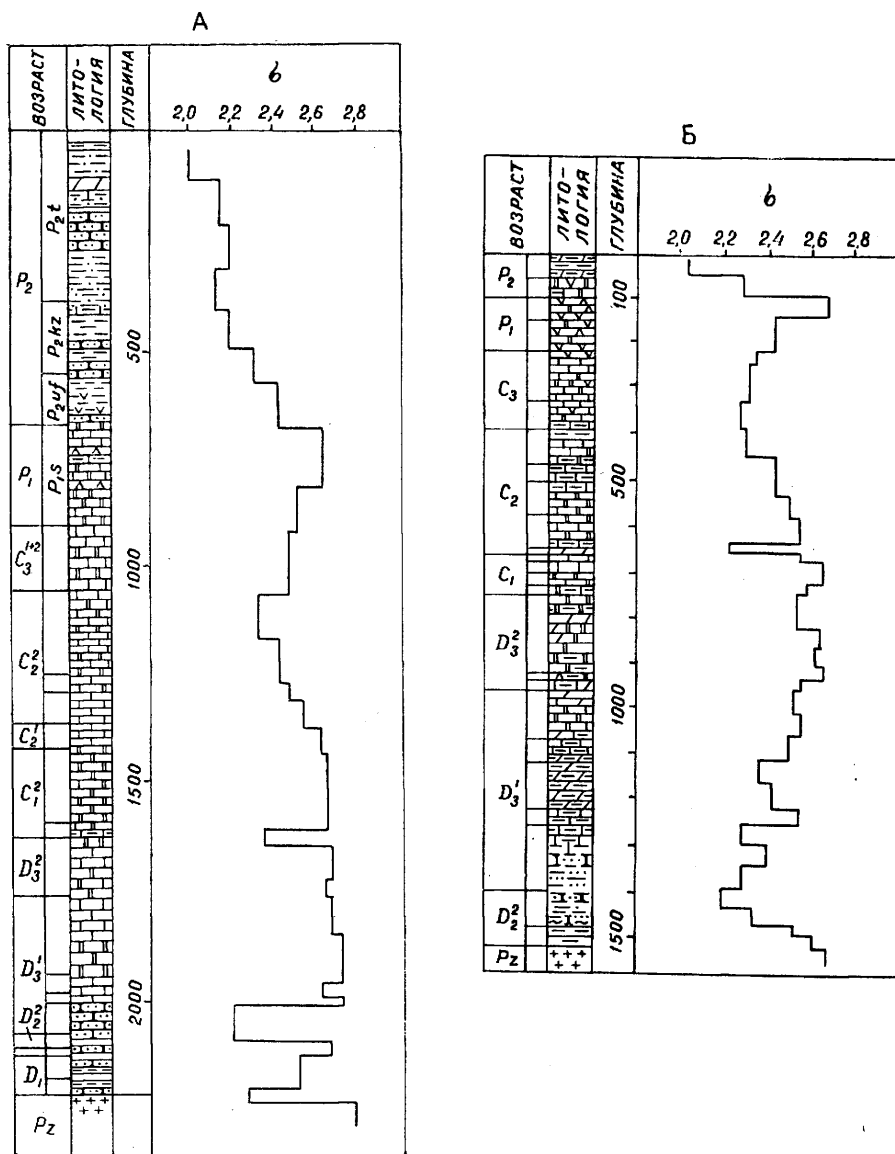


Рис. 80. Плотностные характеристики разрезов, вскрытых Глазовской (А) и Лысковской (Б) скважинами (Озерская, 1967)

плотность кунгурской глинистой толщи Прикаспийской впадины (рис. 79) и преимущественно глинистых неогеновых отложений, вскрытых на ряде площадей Азербайджана (рис. 47). Нет сомнения, что при детальном исследовании физических свойств разрезов оно найдет подтверждение и в других осадочных бассейнах. И объяснение этому следует искать в реакции процесса литификации на изменение динамики нарастания гравитационного давления на твердую фазу осадка, определяющейся колебаниями скорости седиментации.

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ОБРАЗОВАНИЕ СЛОИСТЫХ И СЛАНЦЕВАТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

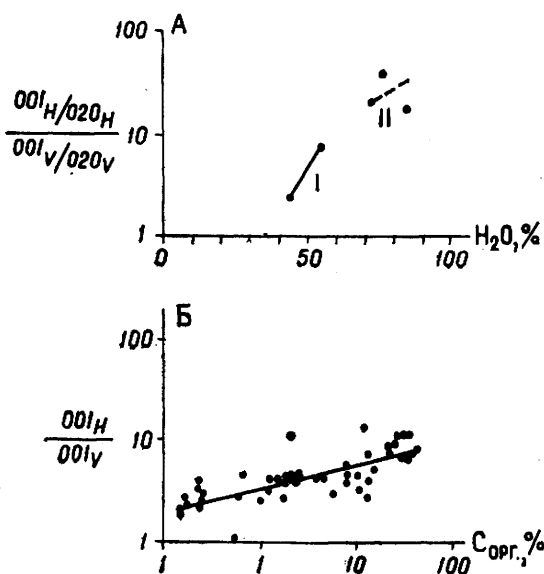
Обращая внимание на ошибочность толкования В. В. Белоусовым разделов между слоями только как следствия перерывов осадконакопления, Н. Б. Вассоевич (1950) подчеркивает, что «многие из них (разделов между слоями — Л. Н.) не только не связаны с перерывами в осадконакоплении, но, наоборот, порождаются в результате именно непрерывной положительной седиментации» (стр. 102). Последнее подтверждается как моделированием

слоенакопления, так и исследованиями природных объектов.

Результаты оригинальных экспериментов, проведенных под руководством Н. Я. Денисова (1948), подтвержденные Г. А. Смирновым и Г. Г. Федоровой (1959), убеждают в том, что образование слоистости в глинистых отложениях происходит главным образом вследствие вертикальной механической дифференциации минеральных компонентов осадка, которая возникает при неравномерном, преимущественно медленном темпе седиментации.

Это находит подтверждение в исследованиях Ф. Шепарда и Д. Мура (Shepard, Moore, 1955), подметивших, что осадки водоемов, расположенных в зонах влажного климата (где легче возникают высокие темпы седиментации), как правило, отличаются отсутствием слоистости.

Рис. 81. Зависимость предпочтительной ориентировки глинистых частиц от влажности глинистых паст (А) (I — паста приготовлена из каолинита и обжата под давлением 48 кг/см<sup>2</sup>, II — из каолинита и иллита и обжата под давлением от 0,02 до 0,2 кг/см<sup>2</sup>) и от содержания в глинах  $C_{орг}$  (Б) (Meade, 1966)



В аридных же зонах, где для лагунных отложений характерна медленная седиментация, слоистые осадки — обычное явление (Rusnak, 1960).

По мнению Ф. Шепарда (1969), слоистые осадки чаще встречаются в водоемах, отличающихся той или иной степенью проявления застойных условий, возникновение которых, опять-таки, легче всего происходит при медленном накоплении осадков. Вывод Ф. П. Шепарда созвучен с заключением Э. К. Демпlesa (1971), рассматривающего слоистость и сланцеватость кремнистых пород и кремнистых глинистых сланцев как следствие медленной седиментации на фоне спокойной гидродинамической обстановки. Медленная седиментация — одно из важнейших условий и для образования большинства преимущественно слабоуплотненных глинистых сланцев.

В 1936 г. Х. Гедберг (Hedberg, 1936) высказал предположение, что необходимой предпосылкой упорядоченного расположения глинистых частиц (и, как следствие, образования в ходе литогенеза глинистых сланцев) является высокая влажность осадка. В дальнейшем это нашло подтверждение при экспериментальных исследованиях особенностей ранних стадий уплотнения глинистых отложений (Meade, 1966). Было установ-

лено, что предпочтительная (по горизонтали) ориентированность глинистых частиц находится в прямой зависимости от влажности осадка (рис. 81, А), причем в одинаковых условиях у каолинита степень ориентированности частиц выше, чем у монтмориллонита (рис. 82, 83). В то же время обнаруживается четкая обратная зависимость предпочтительной ориентированности глинистых частиц от концентрации глинистой взвеси, обуславливающей темп седиментации. При этом частицы каолинита, осаждающиеся из менее концентрированной взвеси, слабее реаги-

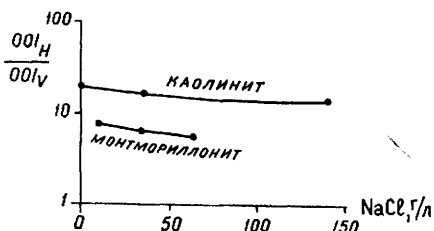


Рис. 82. Зависимость предпочтительной ориентировки частиц каолинита и монтмориллонита от концентрации электролита (NaCl) при обжати осажденных из растворов глин под давлением 160 кг/см<sup>2</sup> (для каолинита) и 800 кг/см<sup>2</sup> — для монтмориллонита (Meade, 1966). (Методика построения кривых и объяснение сути рентгенографических характеристик степени ориентированности глинистых частиц приведены под рис. 83)

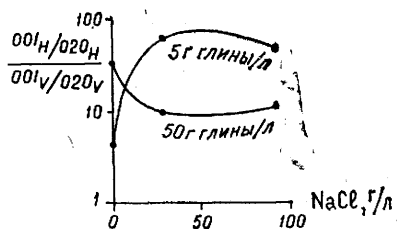


Рис. 83. Зависимость предпочтительной ориентировки частиц каолинита от концентрации электролита и взвеси при обжати осажденной из раствора глыны под давлением около 0,1 кг/см<sup>2</sup> (Meade, 1966). Концентрации NaCl, при которых производилось осаждение взвеси, на графике показаны точками.

$\frac{001_H/020_H}{001_V/020_V}$  — показатель предпочтительной ориентировки глинистых частиц, представляющий собой отношение амплитуд рентгенографических отражений от глинистых минералов, ориентированных перпендикулярно ( $n$ ) и параллельно ( $v$ ) примененному давлению, где трехзначные числа означают удельные отражения (Meade, 1961)

руют на увеличение концентрации электролита, сдерживающее процесс их ориентации. Аналогичные доказательства решающей роли темпа седиментации в формировании габитуса глинистых отложений приведены и А. Уайтом (White, 1961).

Подводя итоги анализу влияния различных факторов на предпочтительную ориентацию глинистых частиц, Р. Мид пришел к выводу, что *высокая влажность глинистых осадков — важнейшая предпосылка упорядоченного расположения глинистых частиц, проявляющегося в самую начальную стадию литогенеза.*

Результаты экспериментов получили подтверждение при исследованиях природных объектов, в ходе которых не было обнаружено какой-либо четкой зависимости ориентации глинистых частиц от глубины погружения глинистых толщ (White, 1961; Муравьев, 1962; Meade, 1968). В этой связи нельзя согласиться с Э. Гамильтоном (Hamilton, 1959; Гамильтон, 1964), когда он пытается постулировать глубину начала образования сланцев в интервале 150—700 м или даже более жесткими условиями — начиная с глубины 300 м.

Судя по результатам исследования В. И. Муравьева (табл. 15), влияние условий седиментации сказывается не только на степени предпочтительной ориентированности глинистых частиц, но и на пористости глин. Табличные данные свидетельствуют о том, что некоторая, незначительная, обратная зависимость пористости глин от степени ориентированности глинистых частиц, наблюдаемая между парами идентичных образцов, нарушается, если сравнение этих параметров провести в порядке

Таблица 15

## Зависимость ориентированности глинистых частиц от глубины залегания глин (Муравьев, 1962)

№ обр.	Глубина взятия образца, м	Коэффициент ориентирован.	Пористость, %
56/57	1510—1520	92	17
57/57		69	19
54/56	254—259	70	31
55/56		65	34
72/56	116—128	57	31
73/56		72	30

нарастания коэффициента ориентированности. Еще более отчетливо, нежели это наблюдается в изменении степени ориентированности глинистых частиц, проявляется неоднозначность зависимости пористости глин от глубины их залегания.

Анализируя эпигенетические изменения мезозойских глинистых отложений Саратовского Поволжья и северной части Прикаспийской впадины, В. И. Муравьев (1962) пришел к выводу, что «ориентированность частиц в глинистых породах, присущая самим породам, возникала при седиментации» (стр. 41).

Р. Мид (Meade, 1968) обращает внимание, что наиболее высокая степень ориентированности глинистых частиц характерна для озерных отложений. Ее уменьшение происходит в следующей последовательности типов осадков: осадки озер → отложения морского мелководья → отложения пойм → отложения конусов выноса. Последовательность в этом ряде типов отложений свидетельствует о том, что для возникновения оптимальных условий проявления сланцеватости необходим медленный темп накопления осадков. Доказательством медленного темпа седиментации в период формирования недоуплотненных сланцеватых отложений служит и их, как правило, высокая обогащенность органическим веществом, возникающая как следствие слабого разбавления его минеральным материалом.

Помимо медленного темпа седиментации, высокой влажности обогащенных органическим веществом глинистых осадков способствует также стабилизирующая роль коллоидной органики, тормозящей процесс коагуляции взвеси (Скопинцев, 1946). А это значит, что высокие концентрации органического вещества — одна из предпосылок упорядоченного расположения глинистых частиц (рис. 81, Б). Р. Инграмом (Ingram, 1953) эта зависимость прослежена при изучении шлифов глинистых пород ордовик-эоценового возраста из Колорадо, Айовы и Висконсина. Как отмечает Р. Мид (Meade, 1968), увеличение сланцеватости меловых и пенсильванских аргиллитов по мере обогащения их органическим веществом обнаружено А. Биллом и И. Одомом.

Анализируя зависимость накопления органического вещества от темпа седиментации минерального материала в волжском и валанжинском бассейнах Западной Сибири, А. Э. Конторович и соавторы (1971) пришли к выводу, что образование горючих сланцев происходит только при медленном темпе терригенного осадконакопления, отраженном восходящими ветвями кривых зависимости абсолютных масс органического вещества от темпа седиментации (рис. 37). Судя по положению перегибов кривых, верхний предел темпа накопления минерального материала при образовании волжских и валанжинских горючесланцевых толщ в Западной Сибири фиксируется в интервале 120—140 т/км<sup>2</sup>/год.

Как это следует из особенностей изменения литологии среднеордовикских (Прибалтика) и нижневолжских (Поволжье) горючесланцевых



толщ (Бауков, 1956), формирование горючих сланцев происходит в условиях медленной, циклически нарастающей седиментации на фоне стабилизации максимума трансгрессии. Об этом свидетельствует постепенное (вверх по разрезу) обогащение горючих сланцев минеральным, преимущественно карбонатным, материалом и замещение их известняками, мергелями или же известковистыми глинами. Выше они с резкими межпластовыми границами (как правило, со следами перерыва осадконакопления) сменяются обогащенными органикой типичными горючими сланцами, претерпевающими аналогичные изменения парциального состава органо-минеральных компонентов осадка.

Нет сомнения, что медленным накоплением исходных осадков обусловлено образование слабоуплотненных сланцеватых угленосных глин визейского яруса в Саратовском Поволжье (Грицаенко, 1952), обогащенных органическим веществом аптских сланцеватых глин района Саратовской ГЭС (Горькова и соавт., 1961), высокопористых сланцеватых оксфордских глин окрестностей Москвы (Котлов, 1957) и нижне-эоценовых горючих сланцев Южного Узбекистана (Нишанходжаев, 1972). Резкое замедление темпа седиментации в период накопления материнского для сланцев глинистого материала установлено Ф. Бродхестом и Д. Лорингом (Broadhurst, Loring, 1970) при исследовании особенностей формирования позднекаменноугольных отложений, вскрытых шахтами близ Асертон (Ланкашир, Англия). Медленное накопление материнских осадков — главная причина образования и черных, насыщенных органическим веществом, глинистых сланцев Чаттануга (нижняя часть нижнего карбона на Юге и Среднем Западе США), генезис которых привлек внимание многих исследователей (Шепард, 1969).

Таким образом, при прочих равных условиях характерной особенностью глинистых сланцев и сланцеватых глин платформенных областей должны быть: относительно пониженная плотность, повышенная пористость и обогащенность органическим веществом<sup>28</sup>. Аналогичные ситуации, по-видимому, возникают и в геосинклинальных зонах, если глинистые отложения не испытали геодинамических напряжений, а гравитационные нагрузки оказываются сопоставимыми с давлениями уплотнения в платформенных областях.

Предпочтительная ориентация глинистых частиц, а следовательно, и формирование сланцеватой текстуры породы, должна возникать и при «ураганном» темпе накопления осадков, обуславливающим высокую влажность гомогенных глинистых отложений в стадию диагенеза вследствие затрудненной эвакуации седиментационных вод. Примером того являются олигоцен-миоценовые сланцы Южной Луизианы, образовавшиеся в условиях высокой скорости накопления глинистого материала в прибрежной впадине дизъюнктивного происхождения (Otvos, 1970).

Таким образом, *сланцеватый габитус глинистых отложений может быть следствием как медленной, так и чрезвычайно быстрой седиментации*<sup>29</sup>. При этом *характерными особенностями сланцеватых пород, возникающих вследствие «ураганного» темпа седиментации, должны быть их высокая уплотненность* (если завершилось отжатие седиментационных вод) *и малые содержания органического вещества автохтонной природы* (вследствие сильного разбавления его глинистым минеральным материалом).

<sup>28</sup> Исключением будут нижнеледниковые ленточные глины, отличающиеся малым содержанием органического вещества, слабой минерализацией поровых вод и высоким уплотнением — вследствие больших уплотняющих нагрузок мощных толщ льда (Флинт, 1963).

<sup>29</sup> У глин сланцеватый габитус возникает также вследствие высоких геостатических давлений и геодинамических напряжений (так образуются филлиты, аспидные и кристаллические сланцы). Но он, как правило, отличается деформированностью глинистых частиц (на фоне проявления других индикаторов метазенеза).

По-иному трактуется роль динамики уплотнения в образовании сланцеватых отложений Дж. Уэллером (1961). Свой тезис «быстрое уплотнение не создает сланцеватую структуру» (стр. 101) он обосновывает тем, что «на медленное протекание процесса развития сланцеватости указывает чуть ли не постоянное наличие сланцеватой текстуры в мелкозернистых палеозойских породах и ее обычное отсутствие в третичных породах, где она еще не успела развиться» (стр. 101). Отсюда следует, что под быстротой уплотнения Дж. Уэллер понимает не столько величину гравитационной нагрузки, сколько продолжительность воздействия ее на породу.

Если бы механизм сланцеобразования был таким, каким его представляет Дж. Уэллер, то в настоящее время не было бы ни обширных полей нижневолжских сланцев в Европейской части СССР, ни нижеюрских (посидониевых) сланцев Германии, ни тоарских листоватых («бу-мажных») сланцев Парижского бассейна, ни келловейских (формация Чинитна) сланцев Южной Аляски, ни, тем более, менилитовых сланцев Предкарпатья, хадумских, майкопских, сарматских сланцев Предкавказья или же палеоценовых сланцев формации Грин-Ривер штата Колорадо и т. п. Не было бы и древнечерноморских тонкослоистых отложений, которые Г. Мюллер и Р. Блашке (Müller, Blaschke, 1969) рассматривают как современные аналоги посидониевых сланцев. Следовательно, сланцеватость не является «привилегией» только палеозойских отложений. И это не случайно, так как при прочих равных условиях сланцеватый габитус пород — функция темпа седиментации в период накопления исходных осадков, а не продолжительности их уплотнения, как это полагает Дж. Уэллер. (В противном случае палеозойские глинистые отложения были бы представлены исключительно только сланцами).

Изложенное выше подтверждается исследованиями роли геологического времени в уплотнении глинистых отложений, в ходе которых Ю. В. Мухиным (1965) установлено, что *продолжительность уплотнения не оказывает существенного влияния на степень уплотнения осадочных толщ*. Такую же оценку роли геологического времени в уплотнении осадочных пород дают Л. С. Полак (1956), И. А. Балабушевич (1958), В. Б. Соллогуб (1958), Б. А. Андреев и М. Г. Клушин (1965), Г. И. Петкевич (1963), Г. В. Карпова (1967), И. Г. Коробанова (1971), З. А. Кривошеева (1972) и другие исследователи. Так, например, при анализе влияния геологического времени на постдиагенетические преобразования каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины Г. В. Карпова обратила внимание, что «границы между породами, находящимися на различных стадиях изменения, в Большом Донбассе проходят на различных стратиграфических горизонтах... и на различной глубине и, связаны, таким образом, не с геологическим возрастом, а с мощностями осадочного чехла» (стр. 38). Аналогичная зависимость обнаружена и И. Г. Коробановой в глинистых отложениях мезозоя Курской магнитной аномалии, где «границы между областями пород с различной интенсивностью изменений физико-механических свойств не совпадают со стратиграфическими границами, — они соответствуют изолиниям равных мощностей и отражают качественные изменения пород» (стр. 197). Убедительные данные, отражающие отсутствие однозначной зависимости уплотнения глинистых отложений от их возраста, приведены З. А. Кривошеевой (табл. 16).

Об отсутствии однозначной зависимости уплотнения глинистых пород от их возраста свидетельствуют и результаты исследований А. Н. Шарданова и Ю. Д. Кузьменко (1966). На приведенном ими графике (рис. 84) четкая прямая зависимость пористости глин от их возраста в Западном Предкавказье проявляется только в интервале понтический ярус — майкопская свита и только на глубинах 1200—1400 м. Поэтому

остаётся неясной логическая суть их заключения о том, что рассмотренные ими материалы ставят под сомнение обоснованность выводов других авторов о неоднозначном влиянии геологического времени на уплотнение глинистых толщ.

Таблица 16

Характер изменения пористости глин  
в пределах центральной части Московской синклизы (Кривошеева, 1972)

Возраст пород	Глубина залегания, м										
	1100—1200	1300—1400	1500—1600	1600—1700	1700—1800	1800—1900	1900—2000	2000—2100	2100—2200	2200—2300	2300—2400
Девон	17—25	16—17	15—22	18—23	16—23	17—20	10—15	—	—	—	—
Ордовик	18—28	—	22	18	17	14—21	14—17	9—14	12—17	12	12
Кембрий	—	—	20	18	—	—	16	12—13	13—17	9—15	12—15
Венд	—	18	—	—	18—19	19	12—15	—	13	11—13	10—12

Не менее убедительные доказательства отсутствия однозначной зависимости степени уплотнения глинистых отложений от их возраста (а следовательно, как правило) и глубины залегания установлены И. А. Балабушевичем (1958) при анализе плотностных характеристик осадочных толщ Западного Донбасса (табл. 17). В данном случае резкие колебания плотности нельзя объяснить ни процессами динамометаморфизма, как это представляет себе И. А. Балабушевич, ни изменениями литологического состава пород, которые, по мнению В. И. Антипова (Антипов и соавт., 1969), во всех случаях должны обуславливать особенности изменения физических свойств осадочных толщ. Подтверждение этому содержится в исследовании А. П. Феофиловой (1952), установившей на примере донецких разрезов, что проявление метаморфизма не нарушает плотностных контрастов, возникающих в процессе образования осадков. Что же касается влияния литологического фактора, то большие контрасты в изменении плотности одновозрастных пород (в палеогеновых, юрских и верхнекаменноугольных глинистых отложениях изменения плотности превышают 100%) и отсутствие четкой закономерности в изменении плотности пород по мере увеличения их возраста не могут быть объяснены резким изменением литологии, так как колебания плотности собственно глинистых пород в 3—12 раз выше плотностных контрастов между глинами, песчаниками и известняками (см. табл. 17). Независимость степени уплотнения осадоч-

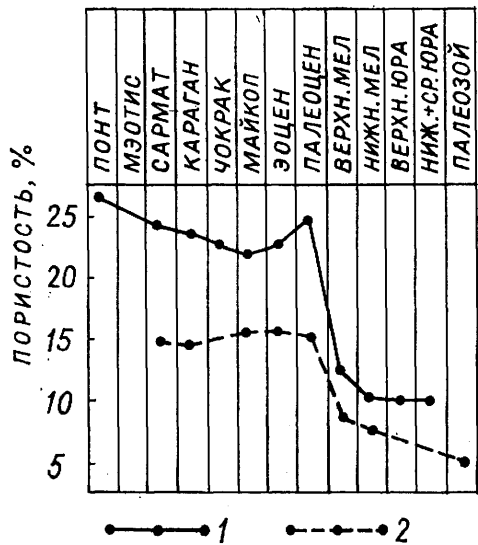


Рис. 84. График зависимости пористости глин, залегающих на равных глубинах, от их возраста в пределах Западного Предкавказья (Шарданов, Кузьменко, 1966). Глубины залегания, м: 1 — 1200—1400; 2 — 2200—2400

**Плотность пород Западного Донбасса**  
(по данным И. А. Балабушевича, 1958)

Возраст	Глинистые породы		Песчаники	Известняки
	Пределы изменения плотн., г/см <sup>3</sup> разность. г/см <sup>3</sup>	Средние значения плотности, г/см <sup>3</sup>	Средние значения плотн., г/см <sup>3</sup>	
			Отличие от средней плотности глин (разность), г/см <sup>3</sup>	
Q	1,40—2,28	1,90	2,08	—
	0,88		0,18	—
N	2,03—2,36	2,15	—	—
	0,33		—	—
P	1,25—2,56	1,92	1,76	2,47
	1,31		-0,16	0,55
K <sub>2</sub>	1,18—2,19	1,66	1,90	1,63
	1,01		0,24	-0,03
J	1,23—2,82	1,99	1,94	2,26
	1,59		-0,05	0,37
T	1,76—2,28	2,15	2,19	2,38
	0,52		0,04	0,23
P	1,90—2,54	2,24	2,29	2,42
	0,64		0,05	0,18
C <sub>3</sub>	1,59—3,22	2,44	2,23	2,49
	1,63		0,19	0,05
C <sub>2</sub>	1,50—2,82	2,43	2,41	2,49
	1,32		-0,02	0,06
C <sub>1</sub>	1,47—2,66	2,27	2,13	2,54
	1,19		-0,14	0,27
D	1,75—2,59	2,39	2,47	2,69
	0,84		0,08	0,30

ных пород от продолжительности их уплотнения установлена и А. Г. Габриэляном и соавторами (1974).

Таким образом, возраст отложений не может предопределить степень их уплотнения, как это представляется ряду исследователей (Субботин, 1955; Шерешевская, Климова, 1961; Озерская, Семенова, 1972; и др.). Влияние возраста осадочных пород на их уплотнение обнаруживается только при генерализации плотностных характеристик осадочной толщи. При этом нельзя не согласиться с Б. А. Андреевым и И. Г. Клушиным (1965), когда они обращают внимание на *косвенный характер зависимости степени уплотнения осадочных толщ от их возраста*, проявляющейся через гравитационный фактор, который определяется глубиной залегания пород, как правило, находящейся в прямой зависимости от времени их образования.

Как представляется автору, сланцеватость, часто встречающаяся в палеозойских отложениях, обусловлена не длительностью проявления уплотняющего фактора, а более благоприятными (по сравнению с мезозойско-кайнозойскими осадконакоплениями) условиями возникновения медленного темпа седиментации. В палеозойское, в особенности в раннепалеозойское время, главную роль в формировании осадочного чехла нередко играли процессы выветривания кристаллических пород, ограничивающие поставку в бассейны седиментации больших масс взвешенного, глинистого, материала в короткие временные интервалы. Помимо этого,

палеозойские глины имели бóльшую вероятность рассланцевания как в ходе регионального метаморфизма — за счет высокого геостатического давления молодых отложений, — так и вследствие бóльшей вероятности проявления геодинамических напряжений.

## О РОЛИ ДИНАМИКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В УПЛОТНЕНИИ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ

Исследуя послойное изменение плотности осадочных пород в Бугурусланском районе, Л. Н. Розанов (1947) и О. А. Шванк (1947) обнаружили, что в сводовой части Султангуловского поднятия наблюдается закономерное уменьшение плотности верхней (красноцветной) пачки верхнеказанского (конхиферового) подъяруса (табл. 18). Такое же изменение плотности эоцен-олигоценовых (на Лучинкинской, Покровской и Заводуковской структурах) и мезозойских (на Саргатской, Татарской, Завьяловской, Парабельской, Покровской, Березовской, Усть-Балыкской, Баклянской и других структурах) отложений в пределах Западно-Сибирской низменности установлено Д. Ф. Уманцевым (1958) и Н. А. Туезовой (1964; Туезова и соавт., 1975). Плотностная депрессия предполагается и в сводовой части Промысловской антиклинали на валу Карпинского (Викторов, 1957).

Анализируя данные, приведенные Л. Н. Розановым (1947), Б. А. Андреев (1957) обратил внимание, что плотностная депрессия в пределах свода Султангуловской структуры проявляется только по карбонатным породам и песчаникам, тогда как в прослоях глин в сводовой части отмечается незначительный плотностный максимум (0,2—0,3 г/см<sup>3</sup>). Главную причину возникновения дефицита плотности карбонатных пород в сводовых частях платформенных структур Б. А. Андреев видит в тектонической трещиноватости, наиболее существенно проявляющейся в зонах крутых изгибов пластов. Такое же объяснение природе присводовых плотностных депрессий (растяжение слоев при изгибании, возникновение трещиноватости) в терригенных породах дают Б. Н. Викторов (1957) и В. М. Тихомиров (1970). В. М. Тихомиров, к тому же, полагает, что образование порового пространства происходит также за счет разуплотнения пород, проявлявшегося, по его мнению, вследствие уменьшения гравитационных нагрузок при размыве отложений в сводах поднятий, хотя им же приведенные примеры демонстрируют не разуплотнение, а проявление гистерезиса уплотнения, выражающегося увеличением плотности пород на эродированных сводах (рис. 85).

В ряде случаев существенную роль в образовании присводовых плотностных депрессий играют и литофациальные изменения, обусловленные ростом локальных структур. Установлено, что для сводов нередко характерно «погрубение» терригенного материала (Каледа, 1972), а при карбонатной седиментации — развитие известняков, которые на периферии замещаются доломитами (Холодов и соавт., 1956, 1957). И в том, и в другом случаях в сводовых частях поднятий создаются более благоприятные условия для формирования менее уплотненных, нежели на крыльях, пород, так как погрубение терригенного материала может обусловить его слабое уплотнение, а замещение известняков доломитами — увеличение плотности одновозрастных отложений в крыльевых зонах<sup>30</sup>. В платформенных условиях присводовые плотностные депрессии могут быть также усилены и за счет перекристаллизации известняков (Каледа, Калистова, 1970).

<sup>30</sup> Плотность доломитов (1,95—3,04 г/см<sup>3</sup>), особенно плотнокристаллических, как правило, выше плотности известняков (1,53—3,0 г/см<sup>3</sup>) (Кобранова, 1962).



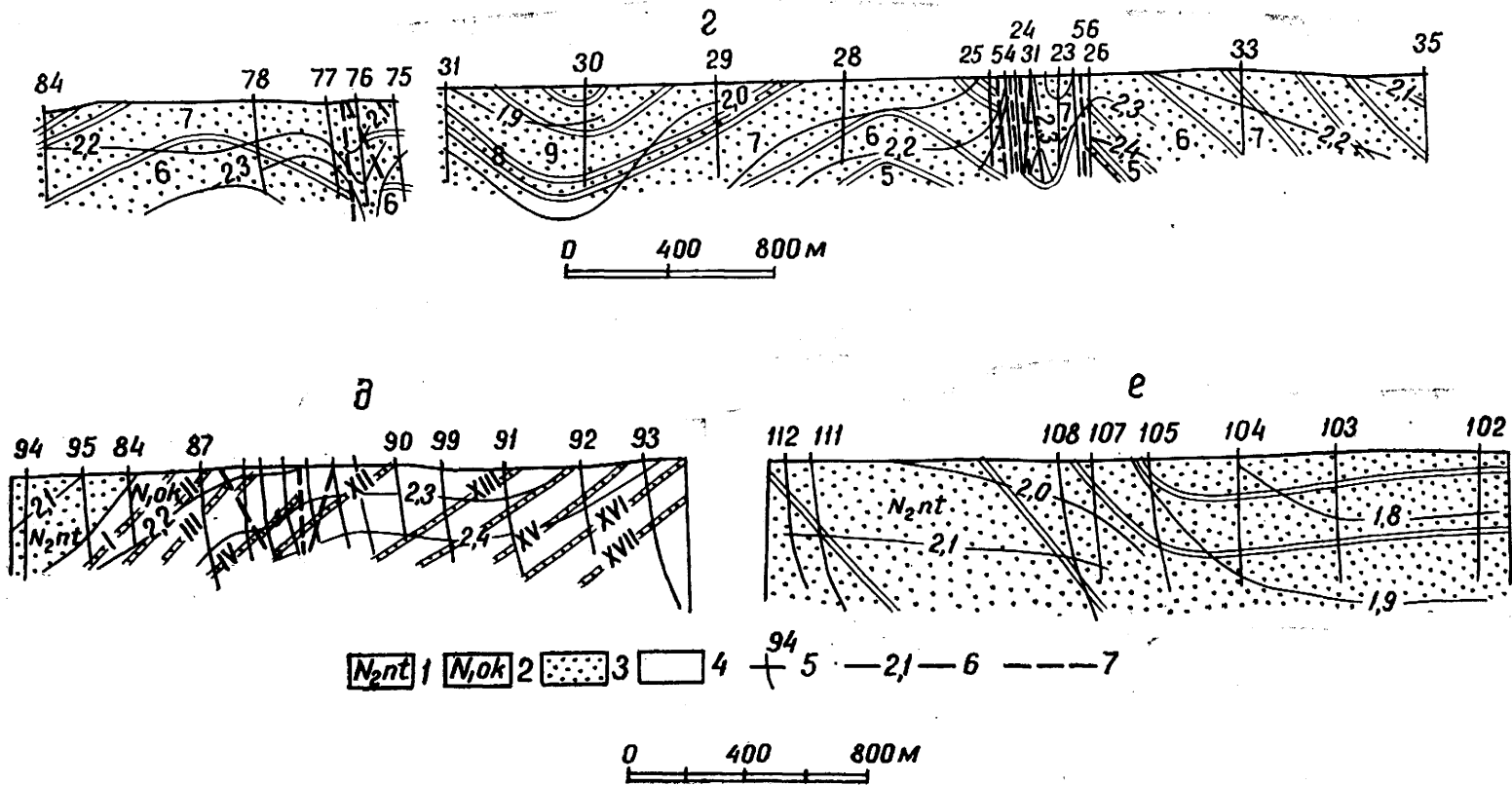


Рис. 85. Плотностные разрезы по профилям:  
 а, б — Постовая — Эри; в, г — Кадыланьинской площади; д — Восточное Эхаби — Тунгор; е — Тунгор — Гнялко — Абуан (Тихомиров, 1970).  
 1 — нутовская свита; 2 — окобыкайская свита; 3 — песок; 4 — глина; 5 — скважины структурного бурения; 6 — изоденсы; 7 — разрывы. Римскими цифрами обозначены горизонты, арабскими цифрами и русскими буквами — пакки

Нет сомнения, что трещиноватость, возникающая в компетентных породах вследствие изгибания пластов при тектонических процессах, играет важную, а в пластах постседиментационного деформирования — главную роль в образовании присводовых плотностных депрессий. Доказательства этому приведены А. Г. Милешиной (1953), установившей преимущественно трещинную природу порового пространства в карбонатных породах на сводах и крутых изгибах пластов ряда структур Самарской Луки и Саратовского района. Судя по характеру изменения мощности, такую же природу, по-видимому, имеют плотностные депрессии в нижнекаменноугольных и верхнедевонских карбонатных породах и пашийских песчаниках в сводовых частях ряда структур Татарии (Боронин, 1959). Постседиментационное деформирование слоев (Алексейчик и соавт., 1963) и вызванная им трещиноватость, видимо, главная причина плотностного минимума и в своде Некрасовской структуры (Сахалин) (табл. 18). При этом максимальный дефицит плотности ( $\Delta\sigma=0,22-$

Таблица 18

**Изменение плотности пород на локальных структурах**

Породы	Плотность пород, г/см <sup>3</sup>		Разность плотности пород между сводом и крыльями, г/см <sup>3</sup>
	на своде	на крыльях	

**Султангуловская структура (по данным Л. Н. Розанова, 1947)**

	№ 26 (+20) <sup>1</sup>	№ 29 (-10)	№ 24 (-50)	№№ 26—29	№№ 26—24
Скважины	2,15	2,26	2,07	-0,11	+0,08
Песчаники	2,18	2,15	2,11	+0,03	+0,07
Глины	2,07	2,26	2,15	-0,19	-0,08
Мергели	2,02	2,34	—	-0,32	—
Доломиты	2,32	2,30	2,24	+0,02	+0,08
Глины					

**Некрасовская структура (Озерская, 1967, по данным В. Н. Луговой)**

Песчаники	1,87	2,27		-0,40	
Алевролиты	2,21	2,28		-0,07	
Глины	2,22	2,30		-0,08	
Песчаники	2,18	2,40		-0,12	(-0,22) <sup>2</sup>
Алевролиты	2,39	2,40		-0,06	(-0,01) <sup>2</sup>
Глины	2,31	2,39		-0,08	

<sup>1</sup> В скобках — абсолютные отметки кровли средней пачки верхнеказанского подъяруса.

<sup>2</sup> Такой должна быть разность плотностей, если не допущены опечатки в графах величин плотности в сводовой и крыльевых скважинах.

0,40 г/см<sup>3</sup>) фиксируется у песчаников — наиболее компетентных из исследованных пород.

Вместе с тем, при анализе изменения степени уплотнения компетентных пород в пределах структур постседиментационного (и конседиментационного) формирования, следует иметь в виду, что в условиях, благоприятных для циркуляции высокоминерализованных растворов, трещинные поры в сводовых частях могут быть заполнены («залечены») минеральными новообразованиями и в сводах, как это, например, имеет место на ряде поднятий Канско-Тасеевской впадины (обрамление Енисейского кряжа), возникают плотностные максимумы (Воробьев, 1967).

По представлениям К. Магара (Magara, 1968), увеличение пористости неогеновых аргиллитов в сводах ряда структур в пределах равнинного района Нагаока — следствие расклинивающего действия воды, отжимающейся по напластованиям из опущенных зон периферийного обрамления. Но такие ситуации, если они и возникают, во времени «рас-



сасываются», так как при аномальных давлениях высокая пористость поддерживается не за счет высокой прочности минерального скелета глинистых пород, как это имеет место при литификации медленно накапливающихся отложений, а за счет эффекта гидрорасклинивания (гидроразрыва). Поэтому по мере оттока воды (за счет инфильтрации, диффузии), находящейся под аномально высоким давлением, породы будут уплотняться, а следовательно, будет исчезать и плотностная депрессия, как это наблюдается при разработках залежей нефти и газа с аномально высоким пластовым давлением (Новосилецкий, 1962; Терновой, Белов, 1965).

Если же обратиться к результатам исследования пористости верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых сланцев Южной Луизианы в зависимости от пластовых давлений, проведенных Э. Отвосом (Otvos, 1970), то они убеждают в том, что высокая пористость, возникающая вследствие аномального давления поровой воды, находится в прямой зависимости от мощности разновозрастных отложений и от глубины их погружения (рис. 86). Следовательно, предполагаемую К. Магара региональную миграцию флюидов в глинистых сланцах по восстанию пластов нельзя рассматривать как явление обычное, характерное для процесса уплотнения глинистых толщ.

Анализ влияния темпа седиментации на уплотнение глинистых и карбонатных пород убеждает в том, что в образовании плотностных депрессий в сводах структур конседиментационного формирования важную, а в некомпетентных породах — решающую роль должен играть градиент темпа седиментации между сводовыми и периферийными частями. В таких условиях величина плотностной депрессии за счет одновременной консолидации осадков будет находиться в прямой зависимости от разности между темпом седиментации на периферии и в своде структуры<sup>31</sup>. Объем же трещинных пор тектонического происхождения при прочих равных условиях должен увеличиваться с увеличением возраста пород, так как отложения, с которыми связано начало формирования конседиментационной структуры, в ходе дальнейшего ее роста испытывают деформирующие усилия всех последующих тектонических подвижек. Последнее находит отражение в характерном для конседиментационных структур увеличении крутизны крыльев по мере увеличения возраста напластований.

В этой связи нет сомнения, что на Султангуловском поднятии, фор-

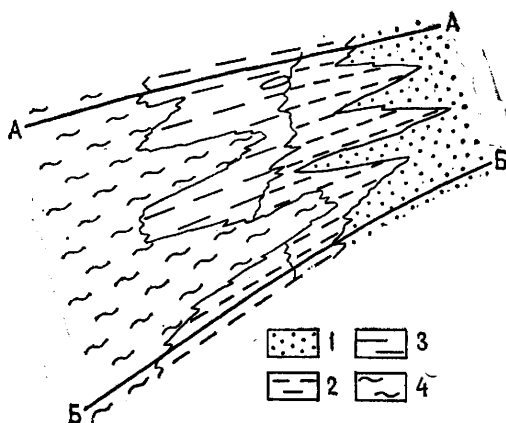


Рис. 86. Схема изменения давления в глинистых сланцах в зависимости от мощности разновозрастных отложений (Otvos, 1970).

1 — преимущественно песчаные отложения литорали; 2 — песчанистые глины с нормальным внутривещным давлением; 3 — глинистые сланцы с аномально высоким внутривещным давлением; 4 — глинистые сланцы с чрезвычайно высоким внутривещным давлением: А—А, Б—Б — границы стратиграфического горизонта

<sup>31</sup> Чем больше контрастность в темпе седиментации между сводовой и периферийной частями, тем больше амплитуда структуры. Поэтому выявленная Д. Ф. Уманцевым (1958) прямая зависимость величины сводовых плотностных депрессий от амплитуды поднятий функционально связана с контрастностью и продолжительностью конседиментационного формирования антиклинальных структурных форм.

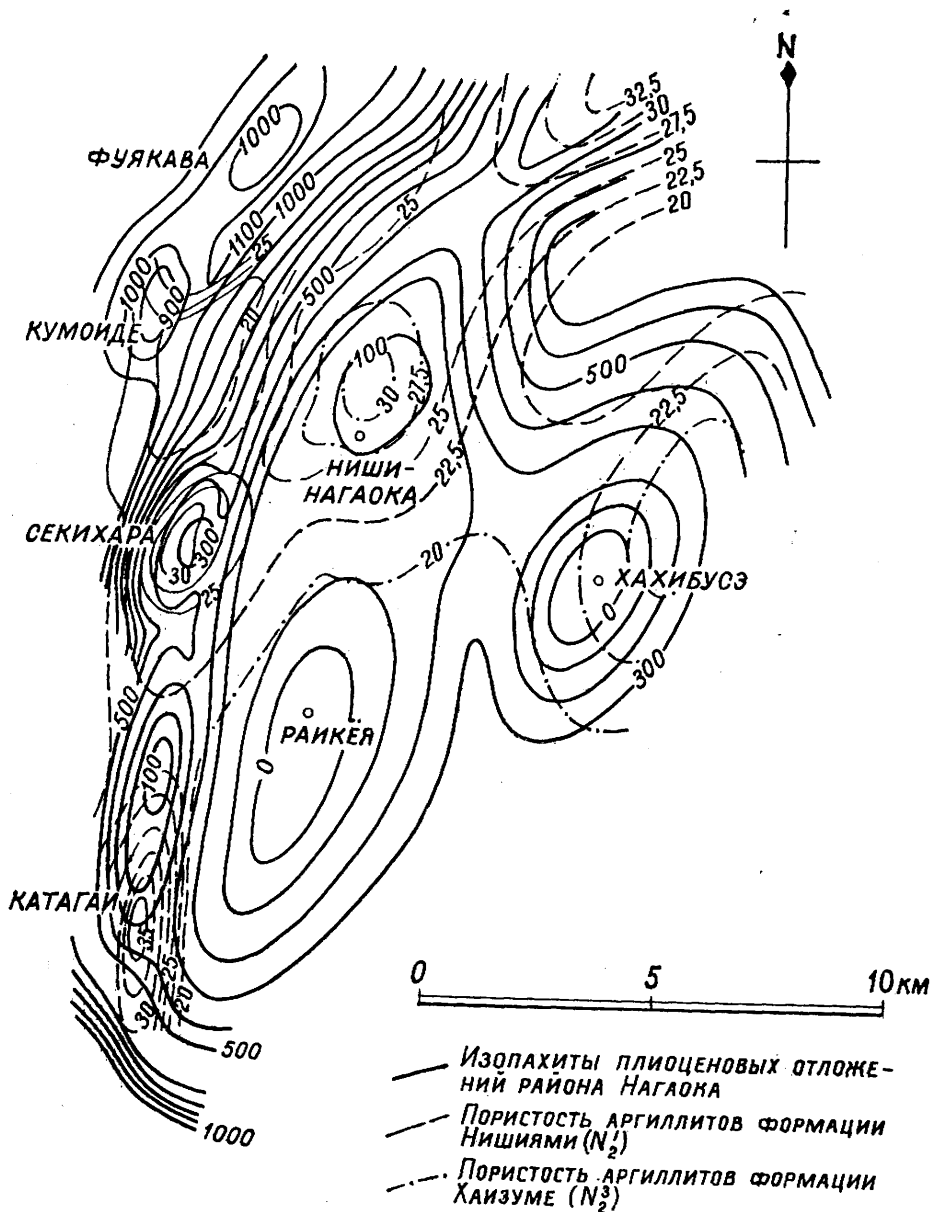
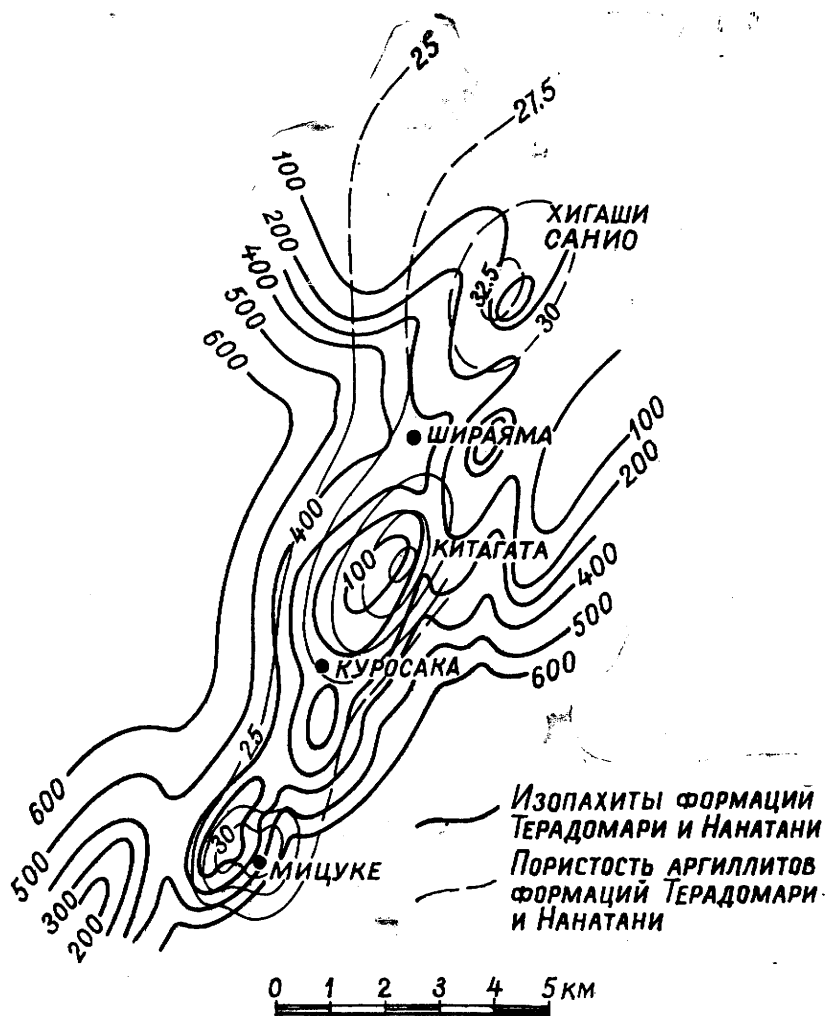


Рис. 87. Мощности и пористость аргиллитов формации Терадомари ( $N_1^3$ )

мирование которого происходило конседиментационно, сводовая плотностная депрессия в отложениях конхиферового подъяруса обусловлена как тектонической трещиноватостью, так и первичной пористостью за счет ранней консолидации осадков. Причем максимальная плотностная депрессия ( $\Delta\sigma = 0,32 \text{ г/см}^3$ ) фиксируется у доломитов (табл. 18) — наиболее компетентных из исследованных пород, отличающихся, по сравнению с другими карбонатными породами, наибольшей предрасположенностью к образованию трещиноватости вследствие их большой хрупкости (Handin, Nager, 1957). Это позволяет полагать, что в объеме порового пространства доломитов немаловажную роль играют трещины тектонического происхождения. Что же касается особенностей изменения плотности глин, то они могут быть обусловлены присводовым увеличением мощности их прослоев или же являются следствием отбора проб в сводовой скважине из наиболее уплотненных прослоев нижней части разреза.

О важности учета стратиграфического положения образцов пород,



и Нанатани ( $N_1^2$ ) района Мидзуки (по данным Магага, 1968).

отобранных с целью исследования послойного изменения их физических свойств, свидетельствуют плотностные характеристики пород сводовой скважины № 26 и скважины № 24, расположенных на южном крыле Султангуловской структуры. В отличие от остальных скважин, в которых плотности пород определялись преимущественно в нижней части красноцветной пачки, в скважине № 24 плотностные характеристики даны только для верхней ее части. Вместе с тем, при одинаковом гипсометрическом положении верхней части пачки в скважине № 24 и нижней ее части в периклинальной скважине № 29 (при мощности пачки около 100 м ее подошва в скважине № 24 залегает на 40 м ниже, чем в скважине № 29) плотности пород в скважине № 24, за исключением мергелей, на 0,7—0,8 г/см<sup>3</sup> ниже, чем в сводовой скважине № 26 (табл. 18).

Этот пример свидетельствует о том, что в отложениях, накапливающихся в период роста структур, присводовые плотностные депрессии в пластах глин возникли не только из-за разной глубины их погружения в сводовой и крыльевых частях, как это полагает Э. А. Прозорович (1962),

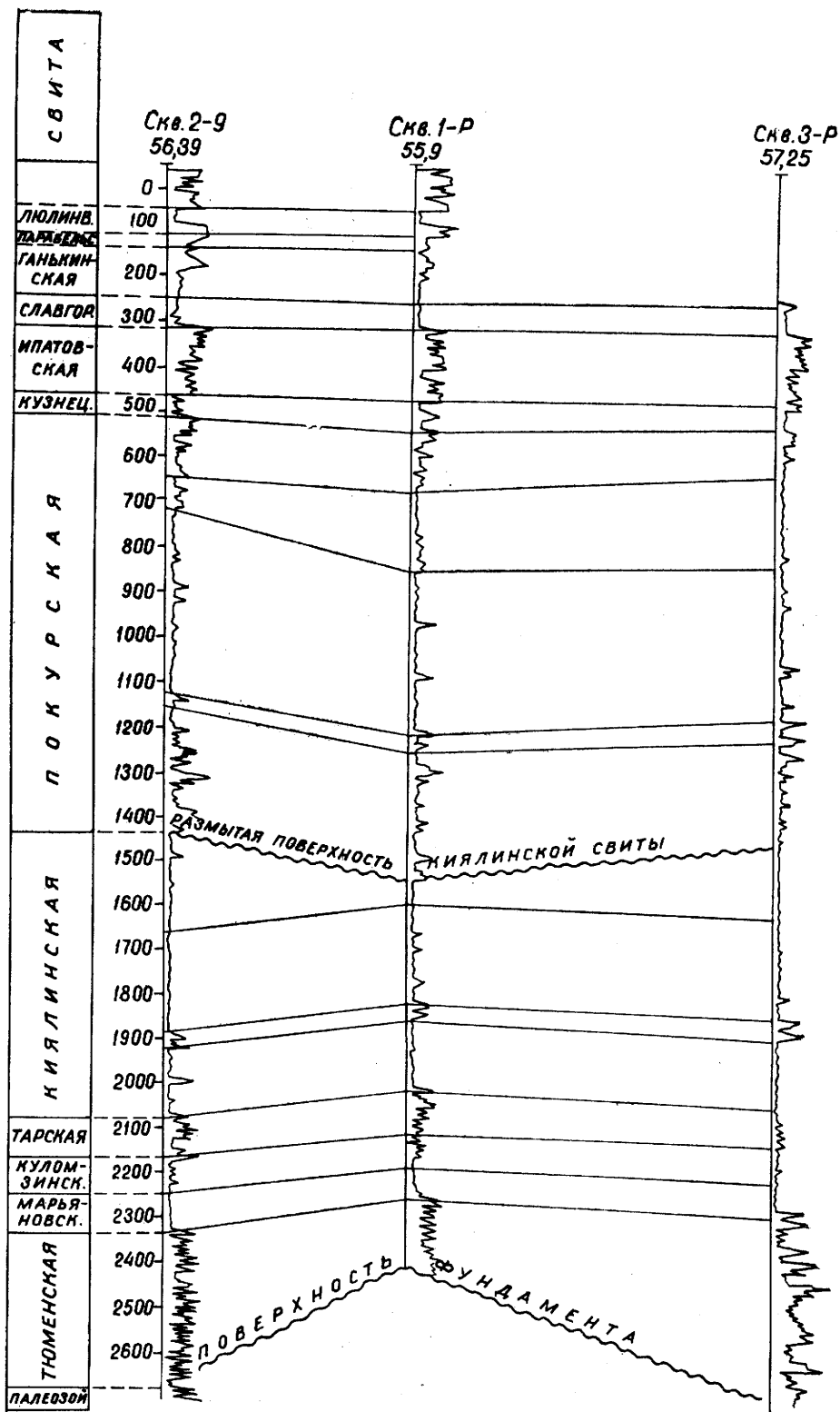


Рис. 88. Геологический профиль через Нарымскую структуру (Гурари, 1959)

но и из-за особенностей седиментогенеза, когда предопределяются многие индивидуальные особенности осадочной породы. Поэтому и в Бугурус-ланском районе, и в Западной Сибири, и в пределах вала Карпинского плотностные депрессии в сводах поднятий порождены не только трещиноватостью тектонического происхождения, но и более медленным, по сравнению с крыльевыми зонами, темпом накопления осадков, что выражается в уменьшении мощности отложений в приподнятых частях структур (Розанов, 1948; Лазарев, 1965; Старицкий, 1955). В рассмотренных примерах наиболее контрастно это проявляется на конседиментационных поднятиях северо-западного побережья о. Хонсю (рис. 87).

Особенностями осадконакопления объясняется и аномальное для Западной Сибири изменение плотности мезозойских отложений на Нарымском поднятии. Выявленный здесь присводовый плотностный максимум — следствие увеличенной (в своде) мощности покурской ( $K_{1a}$ —

Таблица 19

Особенности роста локальных структур в пределах Западной Сибири (Лазарев, 1965)

Структуры	Прирост за этап									
	J		$K_1$		$K_2$		$P_1=Q_1$		$Q_2-Q_4$	
	м	% от амплитуды	м	%	м	%	м	%	м	%
Сартыньинская (восточная)	75	60	30	24	10	8	5	4	5	4
Березовская	10	34	16	55	0	0	4	11	0	0
Устремская	17	13	57	84	2	3	0	0	0	0
Пахромская	24	24	83	93	-17	-17	0	0	0	0
Зимнекочевская	20	18	74	73	6	5	2,5	2	2,5	2
Неремовская	20	18	90	82	0	0	0	—	0	0
Чульская	40	67	18	30	18	30	-16	-27	0	0
Игримская (северная)	35	40	50	55	5	5	0	0	0	0
Перегребнинская	110	100	0	0	0	0	0	0	0	0
Шеркалинская	25	33	120	166	-45	-66	-25	-33	0	0
Каменная	96	60	59	37	3	2	2	1	0	0
Сургутская	78	45	75	44	21	11	0	0	0	0
Локозовская	176	61	70	24	26	9	14	6	0	0
Мегонская	108	110	12	12	-12	-12	-7	-7	-3	-3
Назинская	75	50	65	41	-5	-3	10	6	10	6
Усть-Сяльгинская			98*	90*	0	0	6	5	6	5
Парабельская	110	63	75	43	-15	-9	35	20	-30	-17
Нарымская	116	68	108	64	-51	-30	2	2	-7	-4
Сенькинская			170*	85*	10	5	20	10	0	0
Колпашевская	55	61	10	11	35	39	0	0	-10	-11
Горелоярская	0	0	90	49	25	13	35	19	35	19
Ипатовская			60*	48*	30	24	20	16	15	12
Тебисская	10	16	7	10	25	38	18	28	5	8
Татарская	47	79	-10	-17	18	31	0	0	5	7
Новологиновская	83	65	57	46	-4	-3	4	3	-14	-11
Завьяловская	110	55	88	42,2	3	1	2	0,8	3	1
Северо-Чебурулинская	56	37	80	54	6	4	6	4	2	1
Челноковская			170*	85*	20	10	10	5	0	0
Вяткинская	68	65	27	27	0	0	8	8	0	0
Яковлевская			40*	66*	12	20	4	7	4	7
Октябрьская			67*	79*	9	10	0	0	10	11
Саргатская	37	35	43	40	5	4	13	11	12	10
Камышловская	80	71	15	14	5	5	25	24	-15	-14
Заводоуковская	27	16	107	63	22	13	14	8	0	0
Покровская			111*	81*	11	8	16	11	0	0
Согринская			272*	77*	82	19	16	4	0	0
Тобольская	114	65	46	25	0	0	14	7	6	3
Бронниковская	133	62	51	23	0	0	34	15	34	0
Уватская	73	53	13	9	9	5	5	3	0	0

\* Прирост за этап J —  $K_1$

Плотность и пористость пород центральной зоны Прикаспийской впадины (Матвеев, 1967)

Породы	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup> количество определений						Средняя пористость, % количество определений					
	P		K		J		P		K		J	
	свод	мульда	свод	мульда	свод	мульда	свод	мульда	свод	мульда	свод	мульда
Глины	$\frac{1,80}{105}$	$\frac{1,83}{78}$	$\frac{1,94}{287}$	$\frac{2,26}{96}$	$\frac{2,06}{185}$	$\frac{2,46}{66}$	$\frac{36}{75}$	$\frac{35}{32}$	$\frac{27}{130}$	$\frac{19}{55}$	$\frac{24}{137}$	$\frac{5}{62}$
Аргиллиты	—	$\frac{2,03}{12}$	$\frac{2,01}{8}$	$\frac{2,22}{3}$	—	—	—	—	$\frac{25}{3}$	—	—	—
Пески	—	—	$\frac{1,97}{2}$	—	—	—	—	—	$\frac{23}{2}$	—	—	—
Алевролиты	—	—	$\frac{2,13}{7}$	$\frac{2,02}{14}$	$\frac{2,30}{22}$	$\frac{2,15}{1}$	—	—	$\frac{19}{2}$	—	—	—
Песчаники	$\frac{2,01}{3}$	$\frac{1,90}{11}$	$\frac{2,22}{10}$	$\frac{2,24}{20}$	$\frac{2,32}{44}$	$\frac{2,43}{13}$	$\frac{24}{3}$	$\frac{32}{7}$	$\frac{20}{8}$	$\frac{21}{19}$	$\frac{10}{43}$	$\frac{12}{13}$
Опоки	$\frac{1,19}{8}$	—	—	—	—	—	—	$\frac{52}{7}$	—	—	—	—
Мел	—	—	$\frac{2,02}{77}$	$\frac{1,87}{2}$	—	—	$\frac{46}{2}$	—	$\frac{25}{76}$	$\frac{30}{2}$	—	—
Мергели	$\frac{1,40}{2}$	—	$\frac{2,02}{70}$	$\frac{2,35}{2}$	$\frac{2,43}{3}$	—	—	—	$\frac{23}{47}$	—	$\frac{12}{3}$	—
Известняки	$\frac{2,63}{1}$	—	$\frac{2,30}{77}$	$\frac{2,38}{57}$	$\frac{2,52}{38}$	$\frac{2,60}{22}$	$\frac{3}{1}$	—	$\frac{16}{51}$	$\frac{14}{13}$	$\frac{8,0}{23}$	$\frac{4}{7}$
Вся толща	$\frac{1,76}{119}$	$\frac{1,88}{108}$	$\frac{2,02}{545}$	$\frac{2,29}{200}$	$\frac{2,17}{271}$	$\frac{2,48}{101}$	$\frac{37}{68}$	$\frac{33}{39}$	$\frac{23}{319}$	$\frac{19}{88}$	$\frac{19}{206}$	$\frac{6}{82}$

$K_2c$ ) свиты, возникшей на месте глубокого (165 м) размыва подстилающей ее киялинской ( $K_{1h}$ —br) свиты (Гурари, 1959). Глубокая эрозия киялинской свиты обусловила вывод в контакт с покурской свитой нижних, более уплотненных ее слоев, а более высокий, нежели в крыльевых частях, темп седиментации в своде структуры (в период накопления покурской свиты) явился главной причиной образования присводового плотностного максимума как в интервале самой покурской свиты, так, и вследствие ее высокого гравитационного давления, в нижележащих мезозойских отложениях (рис. 88).

Материалы по истории формирования структур в пределах Западной Сибири позволяют предполагать, что аналогом Нарымского поднятия в изменении плотности пород должно быть Шеркалинское и Парабельское, а также (с меньшими контрастами) Мегийское, Пахромское ( $K_2$ ) и Чуэльское ( $P_1$ — $Q_1$ ) поднятия (табл. 19). Плотностные максимумы следует ожидать и на соляных куполах типа Бешенколь (восточная окраина Прикаспийской впадины), где юрские отложения тоже выполняют мощный присводовый эрозионный врез (Дальян, Посадская, 1972).

Градиент темпа седиментации сыграл существенную роль при образовании плотностных депрессий на куполах центральной зоны Прикаспийской впадины (табл. 20), в сводах ряда структур Южно-Минусинской котловины (Брюзгина и соавт., 1967), в сводовой части Усть-Вилуйского поднятия (Тарасова, Зарайская, 1967) и на локальных поднятиях в Пермском Прикамье (Новоселицкий и соавт., 1972). Примером того —

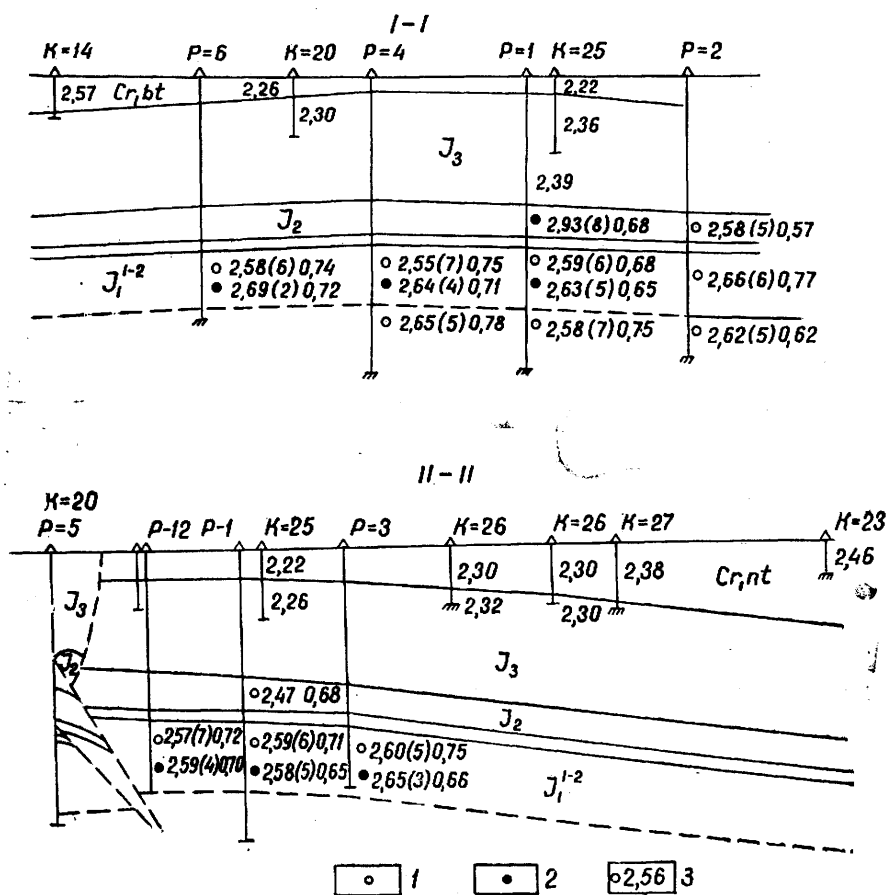


Рис. 89. Схематические разрезы Усть-Вилуйской структуры (Тарасова, Зарайская, 1967).

I—I — по простиранию; II—II — в перпендикулярном направлении; 1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — средняя плотность влажных пород

Усть-Вилуйское поднятие, где наибольшая разница плотности пород ( $\Delta\sigma = 0,35 \text{ г/см}^3$ ) между присводовой и крыльевыми частями наблюдается по нижнемеловым отложениям (рис. 89). И это не случайно, так как изменения мощности нижнемеловых толщ свидетельствуют о том, что в раннемеловую эпоху проявился главный этап в формировании этой структуры (Оксман, 1969). Контрастность темпа седиментации в ее сводовой и периферийной частях была настолько велика, что даже последующая частичная эрозия нижнемеловых отложений не сказалась на их площадной плотностной характеристике.

Четкая прямая зависимость уплотнения палеогеновых преимущественно глинистых отложений от их мощности на Тауз-Казахской складке конседиментационного формирования (северо-запад Кировобадской нефтегазоносной области) установлена Т. М. Салехли и Н. А. Ахмедовой (1972). Аналогичную ситуацию следует ожидать и на поднятии Южное (Бакинский архипелаг), отличающемся интенсивным конседиментационным формированием вплоть до среднеапшеронского времени (Тамразян, 1972).

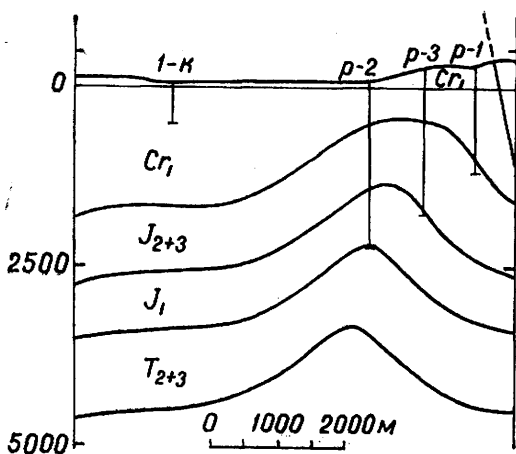


Рис. 90. Схематический геологический разрез Сангарской антиклинали (Черных, Сластенова, 1969)

В отличие от рассмотренных примеров, когда плотностные минимумы локализуются в сводах поднятий конседиментационного формирования, на Сангарской, Китчинской, Нижне-Градыжской структурах, расположенных в центральной части Предверхоанского прогиба, сводовые части отличаются плотностными максимумами (Тарасова, Зарайская, 1967). Как представляется автору, главной причиной такого изменения

плотности пород здесь являются мощные эрозионные срезы. Они обнажали в сводах нижние, более уплотненные, части разреза раннемеловых (Сангарская антиклиналь), триасовых, юрских и раннемеловых (Китчанская антиклиналь) отложений (рис. 90, 91). Увеличение плотности нижнемеловых и неогеновых пород к своду Нижне-Градыжской структуры, прослеженное по литологически однородным пачкам, обусловлено, с одной стороны, заметным увеличением мощности этих пачек в присводовой части, с другой, — эрозионным срезом свода структуры (рис. 92).

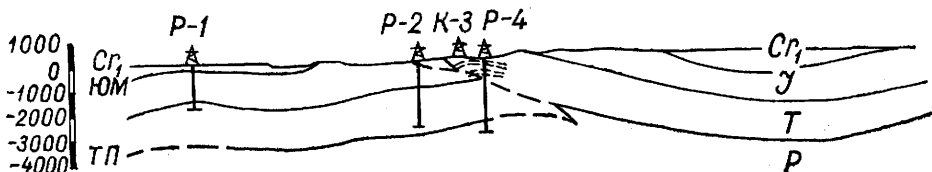


Рис. 91. Схематический разрез вкост Китчанской антиклинали по сейсмическим горизонтам (Черных, Сластенова, 1969). ТП — кровля палеозоя; ЮМ — кровля юры.

плотности пород здесь являются мощные эрозионные срезы. Они обнажали в сводах нижние, более уплотненные, части разреза раннемеловых (Сангарская антиклиналь), триасовых, юрских и раннемеловых (Китчанская антиклиналь) отложений (рис. 90, 91). Увеличение плотности нижнемеловых и неогеновых пород к своду Нижне-Градыжской структуры, прослеженное по литологически однородным пачкам, обусловлено, с одной стороны, заметным увеличением мощности этих пачек в присводовой части, с другой, — эрозионным срезом свода структуры (рис. 92).

По мнению Э. А. Прозоровича (1956), эрозионный срез — главная причина нарастающей по восстановлению плотности сарматских и караганских глин на Манаскентской моноклинали (рис. 93) и высокой плотности сарматских глин в сводах Махачкалинской, Кумторской и Калинской структур в Дагестане. Он полагает, что эрозионным срезом обусловлены



высокие плотности карагапских глин в своде Темиргоевской антиклинали (Шамхал-Булакский район Дагестана) и майкопских глин в предгорной части северо-восточного склона Большого Кавказа (районы Черных гор и Тангиалты). Такую же природу, по-видимому, имеет и плотностный максимум в глинах верхов продуктивной толщи на своде анти-

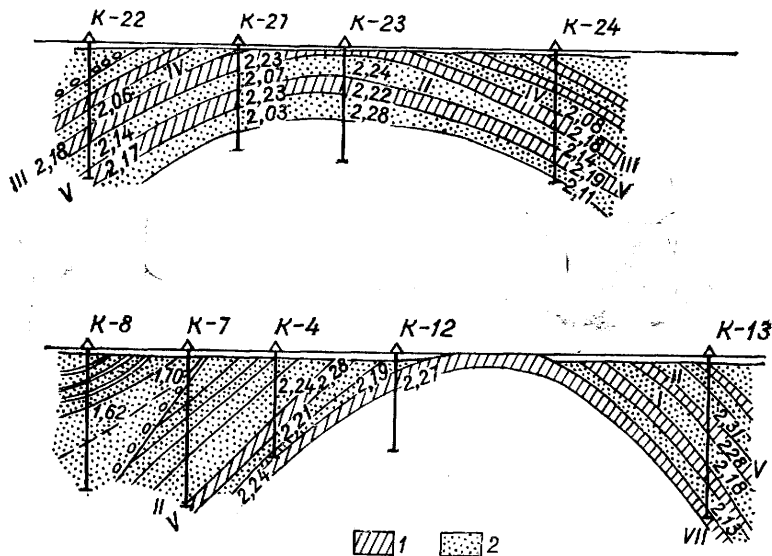


Рис. 92. Схематический разрез вкрест простирания Нижне-Градыжской структуры (Тарасова, Зарайская, 1967). 1 — пакчи алевролитов; 2 — про- слой песков, песчаников, глин, лигнитов и др.

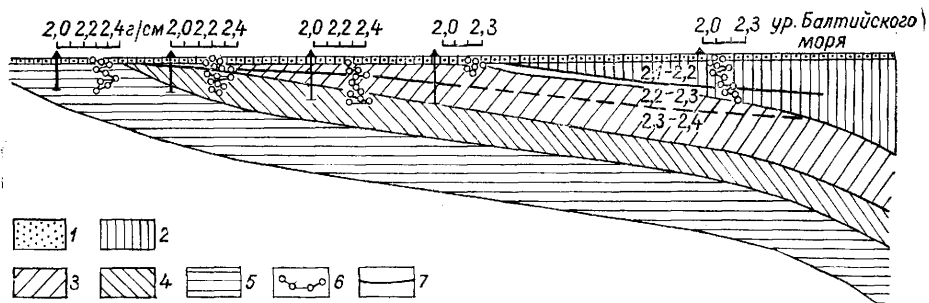


Рис. 93. Плотностный разрез Манаскентской моноклинали (Прозорович, 1962). 1 — древнекаспийские отложения; 2 — верхний сармат; 3 — средний сармат; 4 — нижний сармат; 5 — карагап; 6 — кривые изменения средней плотности глин по вертикали в 50-метровых интервалах; 7 — линии равных плотностей (изоденсы) глин

клинали Погорелая Плита (рис. 94). Плотностные максимумы следует ожидать и в сводах других антиклиналей Бакинского архипелага (Сангачалы-море, Дуванный-море, Хамамдаг-море, Свиной-море, банка К. Персианин — Путкарадзе, 1958, фиг. 30—34), где эрозионный срез иногда захватывает и пирсагатскую свиту продуктивной толщи. Такое же изменение плотности пород продуктивной толщи должно быть характерным для антиклинальных полос: Камни Григоренко — о. Жилой — Грязевая Сопка — Нефтяные Камни и банка Дарвина — о. Артема — Гюргяны, на сводах которых продуктивная толща иногда обнажается до подкирмакинской и калинской свит (Тамразян, 1972).

Но эрозионные срезы не всегда обуславливают присводовые плотностные максимумы. Примером того — антиклинали конседиментационного формирования банок Головачева и Апшеронской. Сводовые части этих структур характеризуются плотностными депрессиями во вскрытых эрозией отложениях нижнего апшерона (банка Головачева) и отложениях майкопской и диатомовой свит (банка Апшеронская), тогда как в

перекрывающих их на крыльях средне- и позднеапшеронских отложениях (банка Головачева) и продуктивной толще (банка Апшеронская) обнаружены более уплотненные породы. Такое же соотношение плотностей пород (в обратной зависимости от их возраста) обнаружено на Бинагадинской, Фатьманской и Дурандагской диапировых складках (Западный Апшерон и Кобыстан). В пределах сводов этих складок, сформировавшихся тоже конседиментационно, плотности глин майкопской и диатомовой свит на 0,19—0,25 г/см<sup>3</sup> (на Дурандагской антиклинали) ниже плотности продуктивной толщи, залегающей на крыльях.

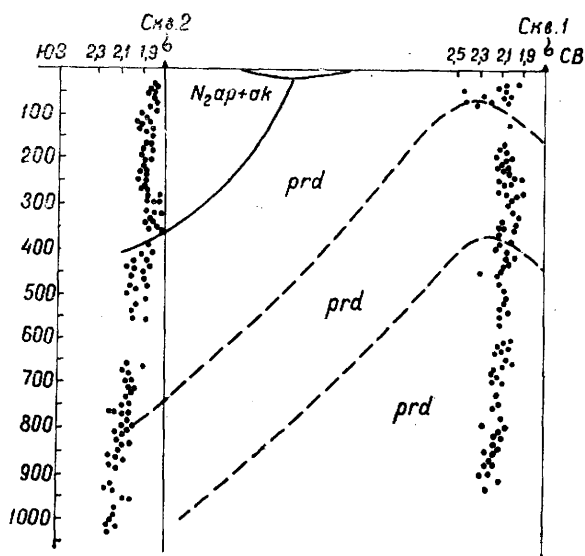


Рис. 94. Плотность глин по разрезу антиклинали банки Погорелая Плита (Мартиросова, 1968)

свит, а также в разуплотнении пластичных тонкослоистых глин диатомовой свиты вследствие их выжимания при проявлении складкообразования (на Бинагадинской, Фатьманской и Дурандагской антиклиналях).

Если бы уплотнение осадков и пород контролировалось только испытанным ими гравитационным давлением, то на своде антиклинали банки Головачева, освободившемся благодаря эрозии от больших, нежели крыльевые части, гравитационных нагрузок (вследствие продолжения роста складки на фоне регионального подъема в послеапшеронское время), нижеапшеронские глины должны бы иметь большее уплотнение по сравнению с залегающими на одинаковом гипсометрическом уровне глинами среднего апшерона. В действительности же средняя плотность нижеапшеронских глин первого 50-метрового интервала в сводовой скважине (№ 2) на 0,13 г/см<sup>3</sup> ниже плотности среднеапшеронских глин этого же интервала в крыльевой скважине № 1 (рис. 95). Аналогичную ситуацию

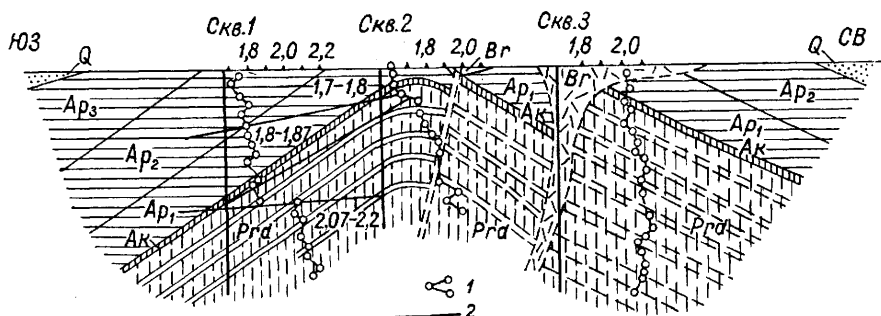


Рис. 95. Плотность глин по разрезу антиклинали банки Головачева (Прозорович, 1962). 1 — средняя плотность глин в 50-метровых интервалах; 2 — линии равных плотностей глин

следовало бы ожидать и на Бинагадинской, Фатьманшской и Дурандагской антиклиналях. При этом плотность майкопских глин, слагающих ядро Дурандагской антиклинали, испытавших, по представлениям Э. А. Прозоровича, наименьшее гравитационное давление, должна бы быть ниже, чем у глин диатомовой свиты, тогда как в действительности она на 0,6 г/см<sup>3</sup> выше, чем у окаймляющих их (в плане) глин диатомовой свиты.

Гравитационное давление — важнейший фактор уплотнения осадочных толщ, но, как уже подчеркивалось выше, уплотнение пород зависит не только от мощности перекрывающих их отложений, но и от динамики нарастания давления в период накопления исходных (для данных пород) осадков, и от изменения их гранулометрического состава. Поэтому в рассматриваемом случае объяснение более низкой плотности нижнеапшеронских глин по сравнению с плотностью глин из верхней части среднего апшерона следует искать (на фоне разной динамики накопления осадков в сводовой и крыльевых частях антиклинали) в неодинаковом темпе седиментации и разной гранулометрии осадков в раннеапшеронское и среднеапшеронское время. Судя по сильному опесчаниванию среднеапшеронских отложений (Путкарадзе, 1965), в среднеапшеронское время имело место усиление скорости осадконакопления и, как следствие, большее уплотнение осадка как за счет высокого темпа седиментации, так и за счет увеличения его песчаности<sup>32</sup>.

Неодинаковым темпом седиментации в сводовой и крыльевых частях в период накопления майкопской и диатомовой свит и продуктивной толщи объясняются и плотностные депрессии в сводах Бинагадинской, Фатьманшской и Дурандагской антиклиналей. Причем, судя по плотности пород, в сводовой части Дурандагской антиклинали майкопская свита ( $\sigma=2,0$ ) накапливалась быстрее, нежели диатомовая ( $\sigma=1,94$ ). О медленном накоплении диатомовой свиты свидетельствует и тонкая слоистость слагающих ее глин. Относительно низкая плотность глин диатомовой свиты, по-видимому, возникла и за счет ее высокой кремнистости, благодаря обилию панцирей диатомей<sup>33</sup>. Что же касается высокой уплотненности глин продуктивной толщи, то она обусловлена не только наличием в них песчаных прослоев, облегчавших эвакуацию отжимаемой при уплотнении воды, как это объясняется Э. А. Прозоровичем, но и интенсивным осадконакоплением, характерным для времени формирования этой толщи.

Особенностями уплотнения осадочных толщ — когда на фоне закономерного уменьшения плотности пород к сводам структур конседиментационного формирования присводовые плотностные депрессии проявляются и при эрозионных срезах, вскрывающих менее уплотненные (по сравнению с продуктивной толщей) породы майкопской и диатомовой свит, — по-видимому, объясняются и гравитационные минимумы, обнаруженные И. О. Цимельзоном (1956), И. Г. Медовским, Г. М. Комаровой (1959) в сводовых частях ряда локальных структур в пределах Апшеронского полуострова. Их возникновение обусловлено не только явлением «разуплотнения пород в ядрах складок», как это полагает И. О. Цимельзон, и не столько разуплотняющим влиянием залежей углеводородов<sup>34</sup>, как это представляется И. Г. Медовскому и Г. М. Комаровой, но и меньшей, нежели у продуктивной толщи (в той или иной степени эродированной в сводах), уплотненностью подстилающих ее отложений, что стави-

<sup>32</sup> По мнению А. Л. Путкарадзе, банка Головачева в средне-апшеронское время находилась в пределах дельты крупной реки.

<sup>33</sup> Обилие панцирей диатомей можно рассматривать и как следствие слабого разбавления их минеральным материалом при медленном темпе седиментации.

<sup>34</sup> Наибольшее разуплотнение коллекторов должно быть характерным для газовых залежей с аномально высоким пластовым давлением.

лось под сомнение как И. О. Цимельзоном, так и И. Г. Медовским и Г. М. Комаровой.

Более сложная, по сравнению с рассмотренными регионами, обстановка возникла в восточной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины (Кенкияк).

На куполе Кенкияк изменение плотности позднепермских отложений происходит так же, как и в эоценовых и мезозойских отложениях на большинстве структур Западно-Сибирской низменности или же в верхней части верхнеказанского подъяруса на Султангуловской площади. Вместе с тем, в залегающих выше раннетриасовых и среднеюрских отложениях характер изменения плотности иной: в приподнятой части структуры они отличаются повышенной уплотненностью пород. Приуроченную к своду плотностную депрессию в верхнепермских отложениях Г. И. Палиев и Л. П. Трайнин (1964) объясняют их растяжением и дизъюнктивными разрывами, а сводовые максимумы плотности в раннетриасовых и среднеюрских отложениях — давлением поднимающейся соли. Но это не увязывается с основными положениями механики твердого тела.

Рассматривая варианты приложения сил при изгибании пластов с различным положением точек опоры с целью выявления особенностей уплотнения пород вследствие динамических напряжений, Б. Н. Викторов (1957) пришел к обоснованному выводу, что в случае приложения деформирующего усилия в ядре складки, как это имеет место при формировании солянокупольных структур, при прочих равных условиях изменение плотности пород в сводовой части должно быть равномерным. Во всяком случае, ни один вариант изгибания бруска-пласта не подтверждает возможность образования в сводовой части структуры плотностных депрессий в основании деформируемой осадочной толщи. Наоборот, так легче возникает переуплотнение. Поэтому, если бы уплотнение пород в своде купола происходило преимущественно за счет периодически появляющегося давления соляного штока, то наибольшее уплотнение должны были бы получить наиболее древние, в данном случае пермские, отложения, испытавшие, по сравнению с молодыми толщами, максимум динамических напряжений.

На Кенкияке все выглядит иначе. И это, опять-таки, порождено особенностями тектонической истории: неоднократные подъемы и опускания в прикупольной зоне явились здесь причиной серии размывов, характерных практически для каждой стратиграфической границы (Долицкий, 1962; Калинин, 1963). Вследствие этого в сводах куполов сохранились только нижние, наиболее уплотненные части раннетриасовых и среднеюрских отложений. Эта особенность, характерная для многих солянокупольных структур, привлекла внимание Л. С. Полака (1956). Исследуя закономерности гравитационного уплотнения осадочных пород, он пришел к выводу, что при анализе плотностных характеристик глинистых отложений необходимо учитывать проявление гистерезиса уплотнения, особенно часто наблюдающегося в солянокупольных областях, отличающихся динамичной тектонической историей.

Судя по изменению плотности позднепермских отложений, на Кенкиякском куполе мощность их эрозионного среза была незначительной, вследствие чего они и отличаются нормальным изменением плотности, характерным для толщ, накапливавшихся в период роста структур и не испытавших в последующем сильных размывов.

Анализируя особенность формирования складок в пределах Западно-Туркменской низменности, Т. В. Шварц (1961) обращает внимание на мощные эрозионные срезы, наиболее ярко проявившиеся в постмиоценовое время, вследствие чего в сводах Челекенской, Небит-Дагской, Монжуклинской и Боя-Дагской складок обнажились породы красноцветной толщи и низов апшеронского яруса. Это было обусловлено высоким темпом роста структур в постплиоценовое время, когда он в ряде случаев

опережал темп прогибания периферийных зон (табл. 21). Это значит, что плотностные максимумы в красноцветной свите в сводах Небит-Дагского, Урунджукского, Кара-Тепинского поднятий и в апшеронском ярусе на Кызыл-Кумском поднятии, скорее всего, порождены эрозионными срезами (предакчагыльским, постплиоценовым) и, как следствие, проявлением гистерезиса уплотнения, а не «сложными тектоническими напряжениями», как это полагает Н. А. Туезова (1959). При этом, чем крупнее складка, тем больше мощность эрозионного среза, тем большая плотность сохранившихся от эрозии отложений фиксируется в сводах. В этом заключается суть зависимости, подмеченной, но не объясненной Н. А. Туезовой.

В этой связи можно полагать, что помимо Небит-Дагской складки высокие плотностные максимумы в породах красноцветной свиты и апшеронского яруса будут характерны также и для сводов Челекенской, Монжуклинской и Боя-Дагской складок (табл. 21). А на Изат-Кулинской складке, где, как указывает Т. В. Шварц, в своде эродированы палеогеновые и меловые отложения (судя по данным таблицы, — результат мощного предакчагыльского эрозионного среза), такие же плотностные контрасты будут наблюдаться в палеогеновых и меловых отложениях.

По-иному изменяются плотностные характеристики акчагыльского яруса. В отличие от красноцветной свиты и апшеронского яруса, акчагыльские отложения в этом регионе накапливались в сравнительно спокойных тектонических условиях (табл. 21), поэтому и наибольшее уплот-

Таблица 21

**Динамика формирования складок Западно-Туркменской низменности (Шварц, 1961)**

Складки	Скорости прогибания и роста <sup>1</sup> , см в столетие			
	красноцветн.	акчагыл	апшерон	постплиоцен
Челекен	4,6 (0,39)	0,28 (0,10)	2,1 (2,1)	(∞ 11,3)
Котур-Тепе	3,1	0,4 (0,06)	5,3 (1,4)	10,0 (3,8)
Небит-Даг	4,4 (0,62)	1,2 (0,6)	3,0 (1,1)	12,8 (>12,8)
Монжуклы	3,9	1,9 (0,7)	4,6	1,8 (∞ 15,3)
Урунджук	2,8	1,5 (0,6)	4,0 (1,8)	1,84 (1,39)
Худай-Даг	2,0	1,7 (0,41)	2,5 (0,6)	4,57 (3,2)
Кум-Даг	2,2 (0,66)	1,8 (0,28)	1,8 (0,46)	7,2 (2,0)
Кызыл-Кум	1,6	1,6 (0,39)	2,6 (0,24)	9,8 (0,78)
Кобек	1,6	1,5	1,0	1,21 (1,0)
Боя-Даг	2,4 (0,58)	1,1 (0,9)	2,0	1,84 (9,0)
Окарем	3,6	1,35 (0,1)	1,9 (0,6)	4,85 (1,23)
Камышджа	3,4	0,35 (0,07)	1,9 (0,45)	4,78 (0,97)
Кеймир	2,1	0,35 (0,07)	2,3 (0,6)	6,7 (0,24)
Изат-Кули	—	0,5 (0,4)	2,7 (2,6)	5,5 (4,97)

<sup>1</sup> Скорость роста поднятия (показана в скобках) определяется как  $\frac{H_{\max} - H_{\min}}{t}$ , где  $H_{\max}$  и  $H_{\min}$  — максимальное и минимальное значения мощности комплекса пластов, а  $t$  — продолжительность его образования; скорость прогибания равна  $\frac{H_{\max}}{t}$ .

нение акчагыльских глин на Кум-Дагском поднятии зафиксировано в наиболее опущенных блоках, где акчагыльские отложения испытали дополнительное уплотнение за счет гравитационного давления более мощных, по сравнению с соседними участками поднятия, неогеновых толщ.

В свете изложенного нельзя не согласиться с Э. А. Прозоровичем, когда он обращает внимание на то, что по нарастающую плотности в не-

согласно перекрытых напластованиях можно судить о местоположении эродированного свода погребенной складки. Поэтому контроль изменения плотности подвергшихся эрозии отложений может быть одной из составляющих комплекса методов поисков погребенных структур. Данные об изменениях плотности пород окажутся полезными и при поисках погребенных структур с неэродированным сводом. Только в таких случаях их сводовые части будут характеризоваться пониженной плотностью осадочных пород.

Опыт построения плотностных карт ряда площадей Сахалина (Тихомиров, 1970) убеждает в том, что подобные исследования, особенно в районах развития мощных, сравнительно однородных, толщ, существенно облегчают решение таких важных задач, как построение структурно-тектонического плана, определение мощности сохранившихся и эродированных отложений, послонная корреляция разрезов, восстановление геологической истории района.

### О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА УПЛОТНЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Рассматриваемые в данной главе материалы свидетельствуют о том, что аномальные явления в уплотнении осадочных толщ (плотностные депрессии и максимумы в разрезах и на сводах поднятий, и т. п.), наблюдающиеся практически в каждом седиментационном бассейне, нередко интерпретируются как следствие уплотняющего (или разуплотняющего) воздействия тектонического фактора. При этом подавляющее большинство исследователей, прибегающих к помощи тектонического фактора при объяснении тех или иных плотностных аномалий, как правило, не касаются сути механизма тектонического воздействия на уплотнение осадочных толщ, особенно когда идет речь о платформенных условиях литогенеза.

Л. Н. Розанов (1947), один из немногих исследователей, обративших внимание на эту проблему, полагает, что в платформенных условиях «движение вещества слоев и их уплотнение в результате эпизодического сжатия приближает этот процесс (колебательные движения — Л. Н.), по своему характеру, к складчатому процессу и, возможно, совпадает по времени с эпохой складкообразования в геосинклиналях» (стр. 179). Вместе с тем он соглашается и с М. М. Тетяевым в том, что «колебательные движения... не производят деформации слоев и проявляются в форме движения участков земной коры, а не в форме изменения физических свойств слоев» (там же).

Наиболее ортодоксальную позицию в оценке тектонического фактора при уплотнении осадочных толщ занимает В. С. Вышемирский (1963). По его мнению, «...тектоническое сжатие во всех геологических обстановках, по-видимому, превосходит гравитационное. Последнее, вероятно, вообще не имеет самостоятельного значения даже на платформах» (стр. 146). Такую оценку роли тектонического фактора в развитии седиментационных бассейнов В. С. Вышемирский обосновывает гипотезой В. А. Магницкого (1946) о сжатии осадочных толщ за счет тангенциальных напряжений, возникающих при прогибании земного сфероида до уровня стягивающей его хорды<sup>35</sup>.

Наиболее обстоятельное обоснование этой гипотезы приведено в публикациях Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого (1948) и К. Ф. Дэллмеса (1961). Во вводной части статьи Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий

<sup>35</sup> По своей сути предполагаемый механизм тектонического процесса напоминает локальную модель контракционной гипотезы.

обращают внимание, что основное содержание их исследования обсуждалось в Геологическом институте АН СССР и его принципиальные положения признаны дискуссионными. Существенные критические замечания вызвали и результаты исследования энергетической стороны этой гипотезы, выполненного К. Ф. Дэллмесом. Во «Введении» к сборнику «Распространение нефти», в котором опубликована статья К. Ф. Дэллмеса, И. О. Брод и В. Б. Оленин присоединяются к мнению Л. Уикса<sup>36</sup>, изложенному в обзорной статье к американскому изданию сборника, об ошибочности вывода К. Ф. Дэллмеса о возникновении тангенциального сжатия осадочных толщ при прогибании седиментационных бассейнов.

Автору не известна суть критических замечаний, высказанных при обсуждении доклада Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого в Геологическом институте АН СССР, поэтому излагаемое ниже может оказаться и не новым. Что же касается замечаний Л. Уикса (Weeks, 1958), то они прежде всего обосновывают ошибочность утверждений К. Ф. Дэллмеса о возможности опускания дна бассейна ниже уровня хорды, стягивающей изгиб поверхности Земли, и о стабильном положении границ седиментационного бассейна в процессе прогибания его дна — необходимого условия возникновения тангенциальных напряжений. Л. Уикс также подчеркивает, что «...погружение — не обычное явление, сопутствующее тангенциальному сжатию: история бассейнов свидетельствует о совершенно противоположном. Эпизодически проявляющееся тангенциальное сжатие стремится прекратить погружение, или же фактически обусловить периоды поднятия» (стр. 9, разрядка моя — Л. Н.).

В объяснениях механизма деформаций, возникающих при прогибании седиментационного бассейна, Ю. А. Косыгин, В. А. Магницкий и К. Ф. Дэллмес обращают внимание, что максимальные тангенциальные напряжения возникают в центре прогибания. Краевые же части бассейна оказываются вне сферы влияния бокового сжатия. В этой связи вызывает сомнение логическая основа, заложенная в принципиальную схему гипотезы, согласно которой длина хорды регламентирует энергетическую сторону процесса (табл. 22), в то время, как ее концы — упоры (крае-

Таблица 22

Предполагаемое соотношение напряжений, возникающих в осадочных толщах седиментационных бассейнов (Дэллмес, 1961)

Диаметр бассейна, км	Расстояние от уровня моря до стягивающей хорды в центральной части бассейна, м	Вертикальная нагрузка, кг/см <sup>2</sup>	Минимальное тангенциальное напряжение, кг/см <sup>2</sup>
1° = 111,3	242	50	120
2° = 222,6	971	215	310
3° = 333,9	2185	515	660
4° = 445,3	3885	960	1455
5° = 556,3	6070	1540	2240

вые части зон прогибания) — оказываются индифферентными к процессу, напряженность которого находится в прямой зависимости от расстояния между этими упорами.

Еще большие сомнения вызывает энергетическая база процесса тангенциального сжатия, возникающего при прогибании дуги — сфероида. Согласно результатам энергетических расчетов, приведенных в таблице 22, вертикальная нагрузка (гравитационное давление) при диамет-

<sup>36</sup> Л. Уикс — руководитель проведенного в 1955 г. Американской ассоциацией геологов-нефтяников симпозиума, посвященного закономерностям скопления нефти и газа в осадочных бассейнах, и редактор американского издания его материалов.

ре бассейна 111,3 км в 2,4 раза меньше минимальных тангенциальных напряжений, возникающих при прогибании сфероидальной толщи осадков. Но в таком случае остается неясным, какие же силы вгоняют дугу — сфероид в «прокрустово ложе», ограниченное длиной хорды, и за счет каких сил возникают напряжения, в 1,5—2,4 раза превышающие величину гравитационного давления?

О нереальности представлений сторонников решающей роли тангенциальных напряжений в уплотнении осадков платформенных и не затронутых интенсивной складчатостью геосинклинальных областей можно судить и по габитусу глинистых пород, как правило, свидетельствующему о напряжениях, испытанных уплотнявшимися осадками, направленными по нормали к плоскости напластования.

Таким образом, роль, которая отводится В. С. Вышемирским тектоническому фактору при уплотнении осадочных пород, не находит подтверждения как со стороны энергетического баланса предполагаемого процесса, так и со стороны «улик», которые должны были сохраниться в породах вследствие воздействия на них тангенциальных напряжений.

Преимущественно гравитационный контроль уплотнения осадков и пород платформенных и геосинклинальных областей находит подтверждение во всех седиментационных бассейнах, сложенных нормальными (неметаморфизованными) осадочными породами. При этом вес осадочных толщ нередко контролирует не только региональное уплотнение пород, но и играет решающую роль в формировании структурных ловушек вследствие дифференцированного уплотнения осадочных образований (Бобров, 1968; Labute, Gretener, 1969; O'Connor, Gretener, 1974; и др.).

Веские доказательства отсутствия принципиальной разницы в условиях уплотнения глинистых отложений в платформенной и геосинклинальной областях приведены Э. А. Прозоровичем (1956). Он сопоставил физические свойства (пористость и плотность) разновозрастных глин, залегающих примерно на одинаковых глубинах, из трех скважин, пробуренных в платформенной области, и одной (Кировабадской) — в геосинклинальной (Средне-Куринский прогиб). Согласно его данным (табл. 23), плотность глин в типично платформенных условиях (Шар-

Таблица 23

Физические свойства глинистых пород в ряде скважин платформенной и геосинклинальной областей  
(Прозорович, 1956)

Скважина, место ее расположения	Стратиграфический интервал	Глубина залегания, м	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Средняя пористость, %
Шарбинская (Костромская область)	пермь — девон	420—2130	2,30	16
Старицкая (Калининская область)	девон — кембрий <sup>1</sup>	730—1540	2,28	17
Тимашевская (Краснодарский край)	киммерийский ярус — майкопская свита	440—2130	2,12	23
Кировабадская (Азербайджан)	майкопская свита	700—2150	2,13	23

<sup>1</sup> Силурийские глины не изучались.

бинская и Старицкая опорные скважины) даже несколько выше, а пористость ниже, чем в Кировабадской скважине, расположенной в геосинклинальной области. При этом разновозрастные отложения (майкопская свита) имеют практически одинаковую пористость. Следовательно, воз-



раст отложений и их региональное геоструктурное положение не всегда определяют физические свойства осадочных пород.

Анализируя зависимость качества углей Донецкого бассейна от глубины их залегания и от мощности вмещающих их разновозрастных отложений, В. Ф. Ткаченко (1969) пришел к выводу, что решающую роль в метаморфизме углей играет мощность вмещающих их отложений. Такое же объяснение особенностям метаморфизма донецких углей дается Ю. И. Белоцерковцем (1969), Ю. Н. и В. Н. Нагорными (1972, 1973) (рис. 131), А. К. Михалевым (1972) и М. Л. Левенштейном (1975). В. Ф. Ткаченко установлено, что увеличение метаморфизма углей нередко происходит по простиранию разновозрастных отложений по мере увеличения их мощности, в то время как по падению пластов, несмотря на изменение глубины залегания от +100 до -1500 м, содержание летучих компонентов в них остается практически неизменным.

Но метаморфизм углей находится в прямой зависимости и от степени уплотнения вмещающих их пород. Исследуя физические свойства осадочных толщ Донбасса и других угленосных бассейнов, А. Т. Донабедов (1943) и В. В. Гречухин (1970) обнаружили, что с увеличением средней плотности песчано-глинистых пород от 2,15 до 2,75 г/см<sup>3</sup> сопряжено увеличение метаморфизма углей от бурых до антрацита. Высокий положительный коэффициент корреляции (>0,90) между плотностью вмещающих пород и метаморфизмом углей Западного Донбасса получен Ю. И. Белоцерковцем (1969). Поэтому однозначная реакция степени метаморфизма углей и уплотнения вмещающих пород на увеличение мощности разновозрастных угленосных толщ являются следствием одной причины — увеличения темпа накопления этих толщ.

Примером проявления прямой зависимости уплотнения (а следовательно, и метаморфизма) глинистых отложений раннего карбона в пределах Западного Донбасса от их мощности служат и материалы И. А. Балабушевича (1958), приведенные им в качестве доказательства отсутствия однозначной зависимости уплотнения осадков от глубины их залегания (табл. 24).

Таблица 24

Плотность глинистых отложений нижнего карбона  
Западного Донбасса (Балабушевич, 1958)

Участок	Интервал (глубина) отбора проб, м	Мощность С <sub>1</sub> , м <sup>1</sup>	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>
Новомосковский	79—600	540	2,09
Павлоградский	79—643	1030	2,30
Петропавловский	41—604	1810	2,45
Хут. Морозовский	162—600	—	2,32

<sup>1</sup> По М. Л. Левенштейну (1963).

Таким образом, и в Донецком бассейне, рассмотренном Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948) в качестве примера реализации механизма складкообразования в процессе прогибания дуги-сфероида, при прочих равных условиях главную роль в формировании физических свойств осадочных пород играл гравитационный фактор, контролируемый темпом седиментации разновозрастных отложений. Что же касается обнаруженного А. Т. Донабедовым (1940) повышения плотности пород в сторону свода Главной антиклинали Донбасса, истолковываемого В. С. Вышемирским (1963) как следствие максимального проявления

геодинамических напряжений в центральной, наиболее погруженной, части бассейна, то объяснение этому следует искать не в вертикальных напряжениях, вызванных внедрением интрузии (так как при господстве тангенциальных напряжений в сводах должны бы образоваться плотностные депрессии), как это представляется В. С. Вышемирскому, а в мощном послеинверсионном эрозионном срезе (Попов, 1963), обнажившим в ядрах антиклиналей более уплотненные породы нижнего и среднего карбона.

Судя по всему, *геодинамические напряжения, возникающие в зонах интенсивного складкообразования* (где происходит уплотнение пород за счет динамометаморфизма), *за пределами этих зон быстро амортизируются рыхлыми отложениями, вследствие чего и не происходит их регионального воздействия на уплотнение пород.* Поэтому малые градиенты плотности (и пористости), высокая уплотненность и, как следствие, высокая акустическая жесткость отложений *внутриплатформенных впадин*, краевых частей платформ и предгорных прогибов, по сравнению с отложениями платформенных бассейнов, отличающихся большим различием физических свойств верхних и нижних частей разреза, объясняются не столько разной интенсивностью геодинамических напряжений, как это представляется М. Л. Озерской и С. Г. Семеновой (1971), сколько неодинаковой динамикой накопления осадков в пределах прогибов и типично платформенных водоемов.

В качестве основного доказательства проявления тектонического сжатия К. Ф. Дэллмес приводит факты, свидетельствующие о большей уплотненности глинистых отложений в центральных частях бассейнов по сравнению с залегающими на тех же глубинах одновозрастными толщами их периферийных зон.

Такие ситуации обычно возникают вследствие инверсии тектонических движений, когда отложения центральных частей седиментационного бассейна оказываются на одном гипсометрическом уровне с менее уплотненными осадками краевых зон. Примером того являются особенности геологического строения Восточного Предкавказья (рис. 77, 78). Подобная историко-геологическая обстановка имела место и в северной части Рейнских Сланцевых гор, где в пределах инверсионных (постседиментационных) эродированных структур, образовавшихся в зонах наибольшего прогибания седиментационного бассейна, органическое вещество девонских и раннекаменноугольных отложений выделяется низким содержанием летучих компонентов (Dvořák, Škoček, 1975). В таких случаях усиление метаморфизма органического вещества, по-видимому, происходит и за счет фокусировки теплового потока в приподнятые части воздымающихся структур.

Чаще всего увеличение уплотнения одновозрастных отложений в центральных частях осадочных бассейнов возникает вследствие более быстрого (по сравнению с их периферией) нарастания гравитационного давления, обусловленного высоким (при компенсированном прогибании) темпом седиментации. Последнее характерно и для Восточно-Венесуэльского и Маракайбского бассейнов (Ренц и соавт., 1961; Миллер и соавт., 1961), рассмотренных К. Ф. Дэллмесом в качестве доказательства преимущественно тектонического уплотнения осадочных толщ.

Как уже отмечалось, поводом для отведения тектоническому фактору главной роли в уплотнении осадочных толщ наиболее часто служат явления аномального уплотнения отдельных интервалов или же большей части разрезов, а также плотностные аномалии, обнаруживающиеся при анализе изменения физических свойств одновозрастных отложений в региональном или локальном структурных планах.

Анализ природы этих явлений не оставляет сомнения в том, что все они, как правило, следствие не прямого, а косвенного воздействия тектонического фактора. В одних случаях, когда фиксируются плотност-

ные ступени в разрезе и плотностные максимумы в сводах структур, — это следствие эрозионных срезов, в других, — когда возникают плотностные депрессии (в разрезе или же в сводовых частях структур конседиментационного формирования), — это следствие неравномерного темпа седиментации. Прямое же воздействие тектонического фактора на формирование физических свойств осадочных пород в платформенных и, сходных с ними по тектонической активности, геосинклинальных областях возникает при изгибании пластов компетентных пород. В таких случаях в сводах антиклинальных структур постседиментационного и, в меньшей степени, конседиментационного формирования образуются плотностные депрессии за счет возникновения трещиноватости. И, разумеется, у истоков всех этих явлений — тектоническая история седиментационных бассейнов. Различен только механизм воздействия тектонического фактора на уплотнение пород. И это характерно как для платформенных, так и для геосинклинальных областей.

В геосинклинальных областях в периоды складкообразования, с одной стороны, происходит «переуплотнение» пород за счет динамометаморфизма, с другой, — замедление (или же прекращение) седиментации, способствующее формированию высокой пористости молодых отложений. Как только затухает складкообразование и происходит усиление (или же возобновление) седиментации, — действие геодинамического фактора ослабевает. В то же время, вследствие быстрого нарастания гравитационного давления накапливающихся отложений, уменьшается влияние цементации на стабилизацию порового пространства в осадках и их плотность закономерно увеличивается по мере погружения напластований.

Таким образом, при прочих равных условиях, в платформенных и геосинклинальных (в периоды затухания складкообразования) областях главным фактором уплотнения осадочных толщ является скорость и продолжительность их накопления.

## ОСНОВЫ ТЕОРИИ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ рассмотренных выше материалов, отражающих особенности уплотнения глинистых отложений, позволяет выделить ряд факторов, контролирующих этот процесс в ходе литогенеза.

В стадию седиментогенеза поступающие в придонную часть преимущественно глинистые минеральные и органо-минеральные компоненты взвеси и несорбированное ОБ до выпадения в осадок некоторое время оказываются в суспензионном состоянии. Продолжительность пребывания твердой фазы в состоянии суспензии находится в обратной зависимости от степени дисперсности глинистых минералов и валентности их обменных ионов, а также от широты интервала дисперсности частиц и концентрации электролита в дисперсной среде.

Наиболее существенное прямое воздействие на процесс агрегатирования (флоккуляции) суспензии и выпадения в осадок твердой фазы оказывает температура среды и плотность (концентрация) суспензии. Замедлению седиментации способствует высокая диффузная гидратированность глинистых частиц и присутствие коллоидных и растворенных органических соединений (Скопинцев, 1946; Фигуровский, 1948; Meade, 1964; и др.). Установлено, что флоккуляция зависит от количества и качества органического вещества, так как низкие его концентрации, а также преобладание аллохтонной, глубоко преобразованной, органики ослабляет влияние температурного фактора на процесс агрегатирования, а следовательно, и седиментации (Berthois, Pacheco, 1968).

Выпавшие в осадок гидратированные минеральные и органоминеральные агрегаты и органический детрит попадают в сферу спонтанно возникающих процессов старения и синерезиса коллоидной системы, которые вследствие пока еще ослабленного (из-за проявления закона Архимеда) действия гравитационного фактора оказываются главной причиной начала дегидратации осадка. Экспериментально установлено, что скорость синеретического уплотнения глинистого осадка увеличивается по мере увеличения темпа седиментации (концентрации дисперсной фазы) и температуры дисперсионной среды. Сдерживают этот процесс повышение концентрации валентно-активного электролита, высокая гидрофильность глинистых минералов и наличие в осадке органического вещества, способствующих образованию относительно прочных высокопористых структур (Серб-Сербина, Ребиндер, 1947; Липатов, 1948; Горькова, 1957; Воюцкий, 1964).

Прямая зависимость синеретической дегидратации осадков от концентрации дисперсной фазы находит отражение в динамико-седиментационном контроле их уплотнения. При прочих равных условиях в пределах типично морского диапазона темпа седиментации *увеличение скорости накопления глинистых осадков оказывает прямое воздействие на их уплотнение уже на самых ранних этапах диагенеза.*

Прекращение гидравлического выталкивания твердой фазы осадка, ослабляющего гравитационное уплотнение, предполагавшееся Н. Б. Васоевичем (1960) в виде резкого уменьшения влажности илов, обнаруживается во всех современных водоемах, где вскрыты достаточно мощные (десятки, сотни метров) толщи глинистых отложений. Исходя из основных положений гидродинамики поровых пространств, прекращение гидравлической связи, а следовательно, и прекращение действия закона Архимеда, происходит вследствие уменьшения диаметра поровых каналов, когда капилляры лишаются гравитационной воды и в их полостях остается только связанная вода. Поэтому в системе осадок — водный столб полная изоляция осадка от бассейновых вод (прекращение их гидравлической связи) происходит в условиях, когда уплотнение осадка приводит к отжатию из капилляров, открытых в сторону водного столба, воды, способной перемещаться под действием силы гравитации.

В пределах морских (и иных) бассейнов и океанического шельфа главным фактором, регламентирующим время прекращения действия закона Архимеда в преимущественно глинистых отложениях, а следовательно, и глубину от поверхности осадка, на которой в процесс уплотнения включается давление водного столба, является синеретическая дегидратация осадков. *Прекращение гидравлического выталкивания твердой фазы осадка и сопряженное с ним скачкообразное ее уплотнение по своей природе представляет собой явление гидростатического стресса, возникающее вследствие резкого увеличения гравитационного давления за счет веса водного столба.*

В природных условиях процесс синерезиса происходит чрезвычайно медленно (Горькова и соавт., 1959). Поэтому глубина (от поверхности осадка), на которой проявляется гидростатический стресс, находится в зависимости от сочетания факторов, контролирующих скорость синерезиса. При прочих равных условиях в морских бассейнах и шельфовых зонах глубина проявления скачкообразного уменьшения влажности глинистых илов должна находиться в прямой зависимости от темпа нарастания осадка. При этом чем больше мощность водного столба, тем контрастнее плотностный скачок, вызываемый гидростатическим стрессом, тем больше уплотнение осадков.

В условиях чрезвычайно медленного темпа седиментации, характерного для пелагических областей океана, уплотнение осадков сдерживается замедлением скорости синерезиса (из-за низких температур поровых вод), явлением цементационного упрочения межчастичных связей (за

счет, как правило, обильного содержания в осадке аморфного кремнезема и карбонатов) и усилением эффекта взвешивания вследствие увеличения плотности придонных вод. В такой обстановке главную роль в уплотнении осадков играет медленно нарастающее гравитационное давление. Поэтому «критическая» глубина, на которой происходит изоляция осадка от взвешивающего влияния воды, в пелагических областях находится в прямой зависимости как от мощности водного столба, так и от темпа седиментации. Об этом свидетельствуют материалы сейсмического и акустического зондирования и глубоководного бурения (Ewing, 1959; Francis, 1971; Davies, Supko, 1973; Соколов, Конюхов, 1975; Геолого-геофизический атлас..., 1975; и др.).

Следовательно, первый (от поверхности осадка) плотностный скачок в глубоководных океанских отложениях вероятнее всего имеет гидрострессовую природу. При этом мощность верхнего (слабоуплотненного) слоя находится в зависимости не только от давления водного столба, сдерживающего уплотнение осадков, как это полагают Б. П. Жиждченко (1974), а также Б. А. Соколов и А. И. Конюхов (1975), но и от темпа накопления глубоководных осадков, оказывающего прямое влияние на скорость наращивания (а следовательно, и на мощность) одновозрастных слабоуплотненных толщ.

Как представляется автору, в спокойной сейсмической обстановке и в условиях непрекращающейся седиментации действие гидростатического уплотнения осадков происходит непрерывно. В случаях же возникновения сейсмических колебаний, с той или иной частотой и силой проявляющихся (и проявлявшихся) практически во всех акваториях Земли, последние должны инициировать уплотнение осадков за счет скачкообразного возникновения гидростатического стресса. Это, по-видимому, одна из причин микроритмичности уплотнения глинистых, а может быть, и карбонатных отложений, так как на фоне стабильного темпа седиментации сейсмические колебания, инициирующие гидрострессовое уплотнение илов, вызывают такой же эффект уплотнения, какой возникает и при резком увеличении темпа седиментации.

При прочих равных условиях *после проявления гидростатического стресса уплотнение осадков находится в прямой зависимости от скорости их накопления, определяющей темп нарастания гравитационного давления. Чем выше скорость седиментации, тем большей потенциальной энергией уплотнения обладает осадок.* Вместе с тем, при накоплении дисперсно-гомогенных отложений, в особенности если они обогащены гидрофильными глинистыми минералами, с увеличением темпа седиментации проявляется постепенное увеличение отставания темпа отжатия седиментационных вод от темпа нарастания гравитационных нагрузок, как это, например, имеет место в пределах авандельты Миссисипи (рис. 57). В таких случаях прямая пропорциональная зависимость темпа инфильтрации воды от перепада давления, вытекающая из закона Дарси, нарушается низкой проницаемостью гомогенных глинистых толщ, которая в значительной степени ослабляется эффектом «замуровывания уплотнением» — большей уплотненностью их подошвенной и кровельной частей (Charman, 1972), что обуславливает ослабление реакции отжатия флюидов на нарастание давления. Последнее оказывается главной причиной возникновения аномально высоких пластовых давлений (АВПД), механизм образования которых наиболее полно рассмотрен в работах М. Хабберта и В. Руби (Hubbert, Rubey, 1959; Rubey, Hubbert, 1959).

Согласно выводам В. Руби и М. Хабберта, скорость нарастания аномального давления ( $\frac{dPa}{dt}$ ) определяется исходя из того, что  $\frac{dPa}{dt} = \frac{ds}{dt} - \frac{Pa}{T}$ , где  $\frac{ds}{dt}$  — скорость увеличения гравитационного давления, завися-

шая от темпа седиментации, а  $\frac{Pa}{T}$  — темп отжатия воды, где  $T$  — фактор пропорциональности, отражающий время, требуемое для полного снятия аномального давления при начальной скорости уменьшения давления.

М. Хаббертом и В. Руби обоснована принципиальная схема образования аномально высоких пластовых давлений для мгновенного проявления гравитационной нагрузки. Влияние же на процесс образования и поддержания АВПД темпа и продолжительности седиментации рассмотрено Р. Е. Гибсоном (Gibson, 1958), Д. Д. Бредхоуфтом и Б. Б. Хеншоу (Bredehoeft, Hanshaw, 1968; Hanshaw, Bredehoeft, 1968), Г. Х. Рике и Г. В. Чилингаряном (Rieke, Chilingarian, 1974). Ими установлено, что при прочих равных условиях величина и продолжительность существования АВПД ( $Pa$ ) находится в прямой зависимости от темпа седиментации, контролирующего скорость нарастания гравитационного давления, и продолжительности седиментации, определяющей его энергетическую основу. Практически к тому же выводу о роли темпа седиментации, скрывающегося на мощности одновозрастных глинистых толщ, в длительности существования АВПД (но без ссылок на названных выше авторов, еще в конце 50-х годов обосновавших явление отставания скорости отжатия седиментационных вод от темпа нарастания гравитационного давления) пришел и А. Г. Дурмишьян (1973). Прямая зависимость величины АВПД в чокракско-майкопских и верхнесарматских глинистых толщах от их мощности установлена и Б. Л. Александровым и соавторами (1975).

В соответствии с представлениями Р. Гибсона, Д. Бредхоуфта и Б. Хеншоу, Г. Рике и Г. Чилингаряна при  $\frac{ds}{dt}$  и  $\frac{Pa}{T}$  (const.) максимальное аномальное давление —  $Pa$  (max), — возникающее в глинистой толще после завершения седиментации, будет определяться:  $Pa$  (max) =  $= \Delta t \left( \frac{ds}{dt} - \frac{Pa}{T - \Delta t} \right)$ , где  $\Delta t$  — продолжительность седиментации, а  $T - \Delta t$  — фактор пропорциональности, отражающий время, необходимое для полного снятия аномального давления при начальной скорости его уменьшения, до достижения гидравлического равновесия, когда  $\frac{Pa}{T - \Delta t} = \frac{ds}{dt}$  и в поровом пространстве устанавливается гидростатическое давление. При  $\frac{Pa}{T - \Delta t} = \frac{ds}{dt}$ , время, необходимое для реализации этого условия ( $T - \Delta t$ ), можно рассматривать как *продолжительность проявления инерционного эффекта уплотнения* глинистой толщи после завершения ее накопления, а  $\Delta t \frac{ds}{dt}$  — как ее *энергетическую основу (массу)*, которые находятся в прямой зависимости от темпа и продолжительности седиментации. Отсюда, в соответствии с законом сохранения инерции (движения) и при прочих равных условиях *темп и продолжительность седиментации предопределяют продолжительность и степень уплотнения глинистых отложений, а следовательно, градиент плотности между подошвой и кровлей уплотнившейся толщи. Чем выше темп седиментации и чем она продолжительнее, тем длительнее процесс уплотнения, тем выше уплотнение, тем ниже градиент плотности в уплотнившихся отложениях.*

В 1967 г. М. Пауэрсом (Powers) обоснована возможность возникновения аномально высоких давлений и за счет высвобождения межслоевой воды аномальной плотности (1,4 г/см<sup>3</sup>) при гидрослюдизации монтмориллонита, начинающейся на глубинах от 6 до 12 тыс. футов. Взгляды

М. Пауэрса на процесс дегидратации глинистых отложений, обуславливающих возникновение и поддержание аномально высоких пластовых давлений, разделяются многими исследователями (Hanshaw, Bredehoeft, 1968; Burst, 1969; Perry, Hower, 1972; Johns, Shimoyama, 1972; Бурштар, Назаров, 1973; Новосилецкий, Романюк, 1975; и др.).

Иного мнения о роли межслоевой воды как фактора АВПД придерживается К. Магара (Magara, 1975). Он пришел к выводу, что высвобождающаяся при конверсии монтмориллонита межслоевая вода в образовании аномально высоких пластовых давлений не может иметь самостоятельного значения. Ее следует рассматривать лишь как небольшой резерв пополнения пластовой энергии резервуаров с АВПД, возникающим за счет быстрого накопления глинистых толщ.

Согласно расчетам Б. Хеншоу и Д. Бредхоуфта (Hanshaw, Bredehoeft, 1968), при соотношении скорости высвобождения межслоевой воды в процессе гидрослюдизации монтмориллонита со скоростью ее оттока соответственно  $5,1 \cdot 10^{-10}$  и  $10^{-12}$  см/сек геостатическое давление в поровом пространстве возникает через  $10^6$  лет после начала межслоевой дегидратации только за счет уменьшения плотности межслоевой воды. Следовательно, если в минеральном составе быстро накапливающихся глинистых толщ содержатся значительные количества монтмориллонита, то на конечном этапе «рассасывания» АВПД за счет оттока элизонных вод, когда начинается уплотнение, а следовательно, и конденсация глинистых частиц с выделением межслоевой воды при гидрослюдизации монтмориллонита, аномальное давление может быть поддержано (и увеличено) вследствие увеличения объема межслоевой воды<sup>37</sup>.

В суммарном аномальном давлении ( $\Sigma Pa$ )<sup>38</sup> преобладающей становится энергия увеличивающегося удельного объема высвобождающейся межслоевой воды, которая после отжатия остатков избыточного объема седиментационных вод становится единственным источником  $Pa$ <sup>39</sup>. В случае возникновения  $\Sigma Pa$ , оно будет определяться:  $\Sigma Pa = \Delta t_1 \left( \frac{ds}{dt} - \frac{Pa}{T - \Delta t_1} \right) + \Delta t(m) \left( \frac{ds}{dt}(m) - \frac{Pa(m)}{T(m) - \Delta t(m)} \right)$ , где  $\Delta t_1$  — продолжительность от-

тока седиментационных вод с начала накопления глинистых толщ,  $\Delta t(m)$  — продолжительность выделения межслоевой воды,  $\frac{ds}{dt}(m)$  — ско-

рость увеличения давления в поровом пространстве за счет увеличения удельного объема межслоевой воды,  $Pa(m)$  — аномально высокое пластовое давление, возникшее при увеличении удельного объема межслоевой воды, а  $T(m)$  — время, необходимое для полного снятия аномального давления, возникшего при увеличении удельного объема межслоевой воды, в условиях постоянной скорости уменьшения давления в поровом пространстве вследствие оттока флюидов.

Будучи слабоминерализованной (Бунеев и соавт., 1947; Ломтадзе, 1953, 1956, 1959 и др.; Крюков и соавт., 1958; Крюков, Жучкова, 1963;

<sup>37</sup> Б. Хеншоу и Д. Бредхоуфт полагают, что при плотности межслоевой воды  $1,4 \text{ г/см}^3$ , но из-за неполного ее удаления из зоны реакции, эффект расширения до нормальной плотности ( $1 \text{ г/см}^3$ ) приводит к увеличению удельного объема воды на 28,5%.

<sup>38</sup> Х. Хедберг (Hedberg, 1974) полагает, что в энергетическом балансе аномально высоких пластовых давлений существенная роль принадлежит и метану, образующемуся в глинистых отложениях в ходе литогенеза. В изолированных пластах существенное увеличение давления может быть также вызвано повышением температуры и осмотическими явлениями (Чекалюк, 1965; Overton, Timko, 1969; Barker, 1972; Magara, 1975; Кучерук, Шендерей, 1975; Bradley, 1975; и др.).

<sup>39</sup> По мнению Р. М. Новосилецкого и А. Ф. Романюк (1975), возникновение аномально высокого пластового давления за счет увеличения удельного объема «связанной» воды происходит после установления в поровом пространстве коллекторов давления, близкого к гидростатическому.

Cillingar, Knight, 1960; Engelhardt, Gaida, 1963; Rosenbaum, 1976; и др.), межслоевая вода, внедряясь в поровое пространство коллекторов, растворяет базальный и пленочный цемент. В соответствии с представлениями Н. А. Минского (1975), это может привести к скачкообразному<sup>40</sup> наращиванию давления на поровые флюиды вследствие разрушения каркасной основы коллектора, ослабленной растворением цемента, весом осадочных толщ, перекрывающих коллектор. По физико-механическому смыслу это явление — пример возможного возникновения геостатического стресса на катагенетической стадии литогенеза. И его проявление, продляющее состояние АВПД, вызванного увеличением удельного объе-

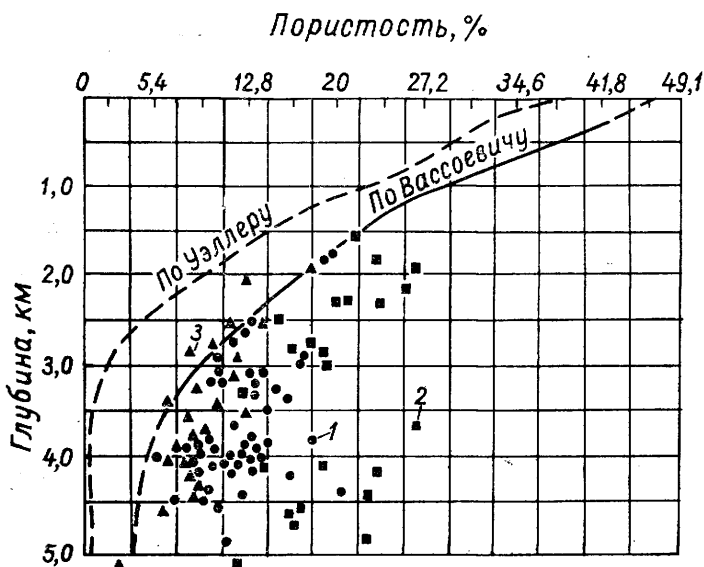


Рис. 96. Изменение пористости глины продуктивной толщи Бакинского архипелага с глубиной (Дурмишьян, Халилов, 1973).

1 — в глинистых толщах мощностью до 500 м; 2 — в глинистых толщах мощностью от 500 до 1500 м и более (Булла-море); 3 — глины, контактирующие с коллекторами

ма внедряющихся в коллектор межслоевых вод, в период катагенетической стадии литогенеза может быть неоднократным — в зависимости от количества пластов-коллекторов и степени синхронности возникновения в них геострессовых ситуаций.

Следовательно, при прочих благоприятных условиях чем выше темп седиментации, чем выше обогащение отложений монтмориллонитом и чем продолжительнее время седиментации, тем ближе к геостатическому аномальное давление в поровом пространстве глинистой толщи и в «запечатанных» в ней коллекторах, тем вероятнее возникновение геострессовой ситуации в коллекторах, тем продолжительнее время существования АВПД и, обусловленной им, аномально высокой, не свойственной глубинам залегания, пористости<sup>41</sup> (рис. 96).

Судя по материалам, отражающим стратиграфическую локализа-

<sup>40</sup> Исходя из конфигурации кривых, отражающих изменение плотности пород с глубиной, Н. А. Минский назвал этот процесс ступенчатым уплотнением, что не отражает физико-механическую суть явления.

<sup>41</sup> В этой связи есть все основания полагать, что «поразительное несоответствие данных о плотности» (пористости) глубинам погружения тех или иных осадочных толщ Мексиканской впадины, отличающихся, как правило, контрастными темпами седиментации, обусловлено не столько литологическими различиями и разными методами определения физических свойств, как это представляется П. Дики (Dickey, 1975), сколько различиями в скорости накопления осадков и во времени проявления, продолжительности и степени завершения инерционного уплотнения.



цию аномально высоких давлений, питающая их энергия инерционного уплотнения реализуется в течение первых десятков миллионов лет, так как подавляющее большинство месторождений нефти и газа с АВПД обнаружено в кайнозойских отложениях (Dickinson, 1953; Тхостов, 1966; Rieke, Chilingarian, 1974; и др.). Величина же аномальных давлений находится в обратной зависимости от степени переслаивания глинистых отложений коллекторами (Harkings, Baugher, 1969; Charman, 1972; Magara, 1972, 1975; Дурмишьян, 1973; Александров и соавт., 1975; и др.) и в прямой — от темпа седиментации, о чем свидетельствует приуроченность подавляющего большинства месторождений нефти и газа с АВПД к геосинклинальным областям. И это обусловлено не их высокой сейсмической активностью и подтоком эндогенных флюидов, как это полагают К. А. Аникиев (1964), К. А. Аникиев и А. Я. Введенская (1975) и П. Н. Кропоткин и Б. М. Беляев (1976), а характерными для геосинклинальных зон высокими темпами седиментации, обеспечивающими необходимую энергетическую основу процесса уплотнения (Dickinson, 1953; Gibson, 1958; Hubbert, Rubey, 1959; Тхостов, 1966; Magara, 1971; 1975; Charman, 1972a; Дурмишьян, 1973; Дурмишьян, Халилов, 1972, 1973; Rieke, Chilingarian, 1974; и др.).

Что же касается энергии сейсмических колебаний, то ее роль в возникновении аномально высоких давлений сводится к *иницированию* уплотнения<sup>42</sup>, вызывающего и поддерживающего АВПД, а не к созданию упругих напряжений независимо от хода процесса уплотнения, как это представляется К. А. Аникиеву. Энергия же инъекций эндогенных флюидов как главный фактор образования аномально высоких пластовых давлений — явление не реальное. Прежде всего — из-за особенностей геологических условий ее проявления. В этом убеждают материалы дискуссий о генезисе нефти и содержание настоящего исследования.

В этой связи нельзя согласиться и с А. Ф. Берри (Berry, 1969), объясняющим возникновение АВПД в мощных (около 18 тыс. м) толщах пластичных глинистых пород эвгеосинклинальной зоны в районе Сан-Франциско и Грейт-Валли сжатием глин между гранитными блоками Сиерра-Кламат и Салинос, так как тангенциальные напряжения в пластичных массах прежде всего реализовались бы в деформациях складкообразования.

Особенно велика роль инерции уплотнения в дельтовых зонах, где нередко накапливаются (и накапливались) мощные толщи глинистых отложений. Так, вследствие постепенного уплотнения мощных глинистых толщ в настоящее время существенное погружение земной поверхности наблюдается в пределах дельт Миссисипи (Shepard, 1956), Нигера (Weber, 1971) и других дельтовых зон с интенсивным накоплением преимущественно глинистых толщ (Бадюкова, Лукьянова, 1976). А в дельтовой зоне реки По, где только в четвертичное время накопилось более 2400 м глинистых осадков (данные Даль Пиаса, приведены В. Энгельгартом, 1964), отдельные участки опускаются со скоростью 20—30 см в год (Ferguson, 1965).

В соответствии с основными положениями теории литогенеза, при прочих благоприятных условиях диагенетическое преобразование осадков лимитируется их влажностью, так как «для диагенеза характерно сочетание глубокой химико-минералогической переработки многих реакционноспособных веществ осадка со слабо выраженным его уплотнением» (Страхов, 1960, стр. 81, разрядка моя. — Л. Н.). Поэтому в тех случаях, когда с реализацией инерции уплотнения завер-

<sup>42</sup> Примером того служит байкальское землетрясение 1861 г., вызвавшее быстрое (более 3,6 см/год) оседание поверхности мощной осадочной толщи в приустьевой части р. Селенги (Цаганская степь), что привело к образованию мелководного залива Провал площадью 200 км<sup>2</sup> (Леонтьев, Айбулатов, 1956).

шается отжатие седиментационных вод, прекращение инерционного уплотнения глинистых толщ можно рассматривать как завершение последнего этапа их диагенетического преобразования.

Уплотнение глинистых отложений контролируется структурной прочностью их минерального каркаса, возникающего уже на ранней стадии литогенеза. Образование порового пространства глинистых илов происходит главным образом за счет пленочной воды, которая, с одной стороны, разуплотняет осадки, с другой (вследствие действия ван-дер-ваальсовых сил), — проявляет себя как связующий (цементирующий) материал. В ходе литогенеза пленочная вода выполняет роль временного скрепляющего материала, который при благоприятных условиях может быть заменен твердым минеральным или же органо-минеральным пленочным цементом, сохраняющимся и после дегидратации глин.

Возникновение прочных долговременных структурных связей прежде всего зависит от темпа седиментации, регламентирующего скорость нарастания гравитационного давления. При быстром нарастании гравитационного давления в осадке не успевает сформироваться прочный минеральный каркас, способный выдержать давление вышележащих слоев (Денисов, 1946, 1947, 1956 и др.; Полак, 1956; Горькова, 1959, 1965; Meade, 1964, 1966; и др.).

Упрочение структурных связей зависит от минерального состава отложений, концентрации электролитов в поровых водах и от температуры среды. Чем больше содержат осадки многовалентных обменных ионов, что характерно для преимущественно монтмориллонитовых илов, чем больше электролита в их поровых водах и чем выше температура среды, тем выше агрегатированность осадка, тем легче возникает в нем процесс образования жесткого минерального каркаса.

Примером влияния названных факторов на структурную прочность глинистых отложений могут служить результаты исследования физических свойств ядра скважин, пробуренных в авандельте Миссисипи (Fisk, McClelland, 1959) и в пределах Бакинского архипелага (Коробанова и соавт., 1965). Не отличаясь от каспийских темпом седиментации (около 0,3 см/год), но представленные преимущественно монтмориллонитом, современные глинистые отложения авандельты Миссисипи (в районе острова Евгения), несмотря на несколько меньшую минерализацию бассейновых вод, характеризуются четко выраженным увеличением их прочности по мере углубления в толщу осадков (рис. 64). Современные же (и более древние) четвертичные отложения Бакинского архипелага, отличающиеся преимущественно гидрослюдистым составом глинистого материала, практически не обладают механической прочностью до глубины 75 м, где фиксируется граница между позднечетвертичными отложениями и бакинским ярусом (рис. 63). Скачкообразно обозначившееся упрочение бакинских и туркьянских отложений, скорее всего, — следствие ослабления темпа седиментации во время накопления бакинского яруса и туркьянского горизонта (Пашалы, 1965).

В данном случае первопричиной резкого различия в степени консолидации осадков является неодинаковый минеральный состав глин и, как следствие, различная активность глинистых минералов в образовании минерального каркаса (рис. 97). Важную роль при этом играет и более высокая (более чем в два раза превышающая придонные температуры в пределах Бакинского архипелага), и стабильная температура придонных, а следовательно, и седиментационных вод авандельты Миссисипи (Зенкевич, 1947; Thomas, Simmons, 1960). Влияние этих факторов оказывается решающим и при темпе седиментации, в 18 раз превышающем таковой в Бакинском архипелаге. Пример того — осадки, вскрытые скважиной № 9, пробуренной в авандельте в районе острова Большого, накопление которых происходит со скоростью 5,4 см/год (рис. 64).

Динамико-седиментационный контроль консолидации глинистых от-

ложений наиболее четко проявляется при прочих равных условиях, как это в значительной степени характерно для скважин № 6, 9, 12, вскрывших в авандельте Миссисипи преимущественно монтмориллонитовые глины. По мере нарастания скорости седиментации (соответственно 0,3; 5,4; 21,7 см/год) на одинаковых глубинах от поверхности осадка в них наблюдается заметное уменьшение структурной прочности, а в скважине № 12, где скорость седиментации достигает 21,7 см в год, существенное упрочнение осадка начинается только с глубины 95 м (рис. 64). Такую же зависимость отражает и график, построенный Д. Муром (Moore, 1964) (рис. 60).

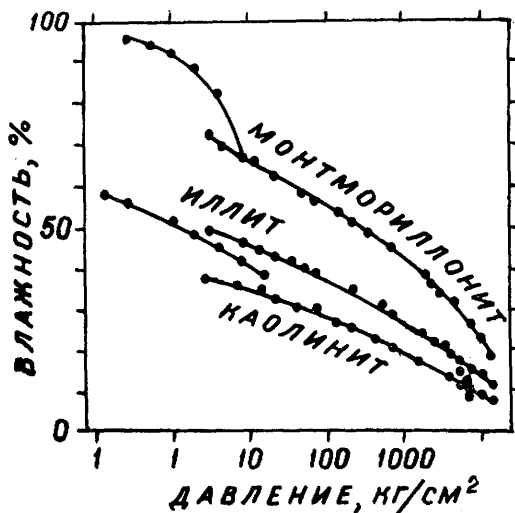


Рис. 97. Зависимость уплотнения глин от их минерального состава (Meade, 1966)

Замедление темпа седиментации порождает благоприятные условия для образования структурированного осадка, в котором благодаря медленному нарастанию гравитационного давления происходит упрочнение межчастичных связей, позволяющее нейтрализовать механическое воздействие гравитационного давления и, тем самым, стабилизировать на определенное время объем порового пространства. Упрочнение межчастичных связей формирующегося минерального каркаса происходит за счет их цементации гелями кремнекислоты, органическими (легче всего гуматами) и органо-минеральными соединениями, карбонатами и силикатами кальция и другими минеральными образованиями (Денисов, 1947, 1947а, 1951; Ребиндер, Сегалова, 1952; Бочарова, 1963; Hamilton, 1964; Горькова, 1965; и др.). Чаще всего жесткий каркас глинистых отложений цементируется пленками гелей кремнекислоты и коллоидов органических соединений, которые по мере старения и дегидратации необратимо теряют эластичность и приобретают высокую прочность. Консолидированные пленочным цементом глинистые породы отличаются высокой механической прочностью, слабой уплотненностью и, как правило, обогащенностью органическим веществом, возникающим вследствие медленного темпа накопления минерального материала.

Низкая плотность обогащенных органикой глинистых отложений обычно истолковывается только как следствие разуплотняющего разбавления минеральной части осадка органическим веществом. К сожалению, автор не располагал достаточными данными для определения количественных характеристик роли органического вещества в формировании плотности глинистых отложений. Очень близки к правильному объяснению роли органического вещества в уплотнении глинистых отложений Т. Э. Баранова, С. Н. Белецкая, С. Г. Неручев и соавторы (1976). Они установили, что открытая и закрытая пористость глинистых пород находится в прямой зависимости от степени их обогащения органическим веществом. При этом «...в противоположность общей и открытой пористости закрытая пористость глинистых пород не зависит от глубины погружения отложений, ведет себя автономно, подчиняясь иным законам» (стр. 107, курсив мой — Л. Н.). Органическое вещество рассматривается ими как цементирующий материал, изолирующий поры,

Конкретные данные, отражающие истинную роль органического вещества в процессе уплотнения кремнистых пород, содержатся в исследовании М. Я. Кац и И. В. Хворовой (1970). Они обратили внимание на то, что при содержании  $C_{орг} > 1\%$  истинная плотность фтанитов оказывается заметно ниже плотности средневзвешенной, отражающей только механическое смешение органического вещества с минеральной частью породы. Так, при однопроцентном содержании органического вещества средневзвешенная плотность фтанита составляет около  $2,622 \text{ г/см}^3$ , тогда как истинная плотность фтанита с таким содержанием органики определена  $2,571 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, в данном случае *органическое вещество выступает не столько в роли инертного разуплотнителя кремнистых отложений, но прежде всего — в роли иницилирующей компоненты процесса стабилизации порового пространства и является индикатором этого процесса*. Если же иметь в виду, что фтаниты отличаются тонкой слоистостью (вследствие чего их иногда называют кремнистыми сланцами), а также и то, что тонкая слоистость кремнистых отложений — индикатор медленного темпа седиментации (Депплес, 1971), то станет очевидным, что пониженная плотность тонкослоистых отложений, обогащенных органическим веществом, — характерная особенность не только глинистых, но и кремнистых пород. Высокие концентрации органического вещества в таких породах являются следствием слабого разбавления его минеральным материалом. Поэтому при прочих равных условиях *содержание автохтонного органического вещества в глинистых и кремнистых толщах можно рассматривать в качестве индикатора темпа их седиментации. Чем выше концентрации органического вещества, тем медленнее накапливались содержащие его глинистые и кремнистые отложения*.

Необходимой предпосылкой возникновения сланцеватости является высокая влажность осадков в начальную стадию седиментогенеза, способствующая упорядоченному, ориентированному по горизонтали, расположению глинистых частиц (Hedberg, 1936; Meade, 1966, 1968). Степень проявления этого процесса зависит от габитуса глинистых минералов. Поэтому наиболее совершенной ориентированностью глинистых частиц отличаются осадки, представленные преимущественно каолинитом. Отсюда, при прочих равных условиях осадки с совершенной сланцеватостью должны отличаться и большей уплотненностью, что и подтверждается исследованиями физических свойств глинистых отложений.

Установлено, что ориентированность глинистых частиц находится в обратной зависимости от минерализации поровых вод, способствующей процессу агрегатирования твердой фазы осадка, а также от темпа седиментации, регламентирующего динамику отжатия седиментационных вод при наличии дренажных (проницаемых) прослоев. В тех же случаях, когда в условиях быстрой седиментации накапливаются гомогенные, практически лишенные проницаемых прослоев, толщи глин, последние длительное время оказываются аномально увлажненными, так как быстро нарастающее гравитационное давление не балансируется оттоком флюидов. Такая обстановка тоже способствует образованию сланцеватых пород, однако по сравнению со сланцами, образующимися вследствие медленной седиментации, они будут отличаться большей уплотненностью и малым содержанием автохтонного органического вещества — из-за сильного его разбавления минеральным материалом.

Высокие концентрации автохтонного органического вещества — характерная особенность сланцеватых пород, образующихся, как правило, в седиментационных бассейнах с застойными гидродинамическими условиями. В такой обстановке органическое вещество (автохтонного и аллохтонного<sup>43</sup> происхождения), с одной стороны, обладая высокой гидро-

<sup>43</sup> В гумидных зонах при благоприятных ландшафтных условиях медленно накапливающиеся осадки обогащаются органическим веществом и аллохтонной природы.

фильностью, способствует поддержанию высокой влажности осадка, необходимой для возникновения процесса сланцеобразования, с другой, — выступает в роли иницирующего фактора при образовании межплоскостного порового пространства. Оно же выступает и в роли разуплотнителя породы.

Затухание инерции уплотнения начинается в нижней части гомогенной глинистой толщи. Снизу вверх происходит и уменьшение уплотнения глин, причем резкое увеличение градиента плотности проявляется на гипсометрических уровнях, где гравитационное давление на еще не уплотнившиеся отложения уравнивается прочностью межчастичного сцепления, стабилизирующего объем порового пространства. Отсюда, *чем выше темп и продолжительность седиментации, тем выше относительные и абсолютные величины прироста гравитационного давления, тем больше мощность отложений с предельным (для данных условий седиментации) уплотнением, тем больше стратиграфические интервалы с малым градиентом плотности.*

В условиях одинакового проявления других факторов литогенеза продолжительность уплотнения преимущественно глинистых толщ контролируется темпом седиментации, количеством и равномерностью распределения в разрезе дренажных прослоев. Продолжительность уплотнения тем больше, чем меньше в глинистой толще пластов-коллекторов, дренирующих уплотняющиеся глины, чем меньше равномерность их распределения.

Периоды резкого замедления или же прекращения седиментации обуславливают замедление или же прекращение нарастания гравитационного давления, а следовательно, и замедление или же прекращение пополнения энергией процесса уплотнения. Поэтому при прочих равных условиях, *чем длительнее перерыв (резкое замедление) седиментации, тем больше вероятность реализации инерции уплотнения до возобновления или же усиления седиментации, тем больше вероятность стабилизации порового пространства глин, возникающей благодаря цементационному упрочению их минерального каркаса.*

При возобновлении или же резком усилении седиментации нарастающее гравитационное давление может превысить структурную прочность консолидировавшегося осадка, вследствие чего возникают скачкообразные просадки уплотнения, которые могут быть инициированы и сейсмическими явлениями. При этом уплотнение происходит в интервалах разреза, где структурная прочность пород ниже критического давления, при котором разрушается их каркасная основа. В тех же интервалах, где структурная прочность пород превышает критическое давление, уменьшение порового пространства не происходит.

Каждая просадка уплотнения — проявление геостатического стресса. С ней может быть сопряжено как возникновение в поровом пространстве аномально высокого пластового давления, так и увеличение прочности каркасной основы за счет усиления сцепления — после завершения уплотнения вследствие «рассасывания» аномального давления из-за оттока флюидов. Поэтому повторные уплотнения возникают уже при несравненно более высоких критических давлениях (Полак, 1956), масштабы просадок уменьшаются, а периодичность их проявления увеличивается. С уменьшением объема порового пространства пород, являющегося резервом их уплотнения, величины просадок в глинистых толщах уменьшаются, что находит отражение в увеличении крутизны кривых изменения плотности и уменьшении нарастания плотности (градиента плотности) по мере увеличения глубины залегания отложений, а также и в уменьшении частоты и амплитуд плотностных аномалий. Последнее подтверждается статистической обработкой многих тысяч определений пористости пород осадочного покрова 28 районов мира, проведенной

Н. А. Минским (1975) <sup>44</sup>. Им установлено, что 82,3% аномалий с повышенной пористостью пород проявляется в глубинном интервале 1,0—3,5 км. Наиболее же часто (50,9%) они возникают на глубине 1,5—2,5 км.

Величина и количество просадок при уплотнении преимущественно глинистой толщи зависят от минерального состава глинистых отложений <sup>45</sup>, характера и степени минерализации поровых вод, количества, мощности и степени раскрытости переслаивающих ее пластов-коллекторов, а также от динамики и продолжительности седиментации в период накопления перекрывающих ее отложений. Отсюда, при прочих равных условиях, *чем однороднее минеральный состав глинистых отложений и механический состав коллекторов, чем ритмичнее колебания темпа седиментации и чем ритмичнее переслаивание их пластами-коллекторами, тем ритмичнее проявление просадок*, что находит отражение в циклическом изменении плотности (и пористости) глинистых толщ. С другой стороны, на этом фоне, *чем медленнее темп седиментации, тем реже просадочные явления, тем положе кривая нарастания плотности пород с глубиной, тем выше градиент плотности*. И наоборот, *чем выше темп седиментации, тем чаще просадки уплотнения, тем выше уплотнение пород, тем круче кривая изменения плотности пород, тем меньше градиент плотности осадочной толщи*.

В свете изложенного становится понятной природа более пологого погружения изоденс по сравнению с наклоном плоскостей напластования, обнаруженного в пределах структур конседиментационного формирования (Прозорович, 1962) (см. рис. 78, 93, 95). Если бы это явление было обусловлено только разуплотнением воздымающихся пород, как это представляется В. М. Тихомирову (1970), то оно было бы характерно не только для складок с неэродированным сводом, но и для складок со срезанными эрозией отложениями в присводовых частях, что, как правило, не обнаруживается при анализе изменения плотности пород в пределах структур такого типа. В тех же случаях, когда плотностные депрессии выделяются и на сводах эродированных структур, то их возникновение объясняется или незначительностью эрозионного среза (верхнепермские отложения купола Кенкияк), или же низким темпом накопления вскрытых эрозией отложений (Бинагадинская, Фатьмаинская и Дурандагская антиклинали).

Судя по всему, главная причина и отставания изоденс от темпа погружения напластований, и увеличения градиента плотности по восстанию пластов, функционально связанного с первой закономерностью, — в неодинаковом темпе седиментации в сводовых и периферийных частях структур во время их формирования. Последнее и обуславливает разновременную стабилизацию порового пространства синхронных отложений. Поэтому при прочих равных условиях, *чем больше контрастность темпа седиментации между сводовыми и периферийными частями структур, тем больше разрыв во времени «схватывания» синхронных отложений, тем больше отставание изоденс от темпа погружения напластований по*

---

<sup>44</sup> Исходя из разработанных им положений о контроле оптимальных свойств коллекторов с термо-барической и физическо-химической устойчивостью породообразующих и цементирующих их минералов, Н. А. Минский полагает, что скачкообразные просадки уплотнения нефтематеринских отложений происходят только за счет ослабления прочности каркасной основы коллекторов, разрушающейся из-за возникновения «феномена возрастания пористости и проницаемости» вследствие растворения цемента на глубине 1,5—2 км, а также при гидрослюдизации монтмориллонита глинистых толщ.

<sup>45</sup> Так, с уплотнением монтмориллонитовых глин (в отличие от глин гидрослюдистых и каолинитовых) сопряжен отток больших объемов не только элизонных, но и межслоевых (при их гидрослюдизации) вод, что выражается в увеличении масштабов и количества просадок.

мере нарастания темпа седиментации, тем больше выполаживание изоденс<sup>46</sup>.

В зависимости от тектонического режима, палеографических условий и особенностей литологического состава пород в областях сноса, седиментация глинистых отложений нередко сменяется накоплением различной мощности песчаных и иных проницаемых прослоев, имеющих региональное распространение. Проницаемые прослои выполняют функции дренажа отжимающихся флюидов и тем самым способствуют резкому уплотнению приконтактных зон вмещающих их глинистых отложений. Это, например, довольно четко проявляется в скв. 9 (см. рис. 64), пробуренной в авандельте Миссисипи, где полутораметровый слой илистого песка (интервал 13—14,5 м) обусловил воронкообразный изгиб кривой влагонасыщения, причем конфигурация «воронки» подтверждает результаты расчетов Ю. В. Мухина, свидетельствующие о том, что в раннюю стадию уплотнения осадков отжатие флюидов происходит преимущественно в сторону кровли пластов. Иллюстрацией этому служит и слабый дренажный эффект, проявляющийся в названной скважине в зоне контакта 35-метровой толщи глин с подстилающими их песками. Аналогичная обстановка наблюдается в современных и верхнеплиоценовых отложениях Бакинского архипелага (рис. 63).

При исследовании пористости глинистых отложений Западного Предкавказья А. Н. Шарданов и Ю. Д. Кузьменко (1966), так же как и П. Ф. Тесленко и Б. С. Коротков (1966), обратили внимание на высокую пористость средних частей мощных глинистых толщ, по сравнению с более уплотненными прикровельными и приподошвенными их частями, тогда как при частом переслаивании глин с коллекторами уплотнение глин происходит равномернее. Объяснение этому они видят в более благоприятных условиях для быстрого и равномерного отжатия седиментационных вод в глинистых толщах, дренируемых часто переслаивающимися проницаемыми прослоями. Такое же объяснение этим явлениям дает К. Магара (Magara, 1972, 1975) при анализе особенностей уплотнения меловых глин Западной Канады и А. Г. Дурмишьян и Н. Ю. Халилов (1973) — при аналогичных исследованиях продуктивной толщи в пределах Бакинского архипелага (рис. 96).

Нет сомнения, что эффект дренирования является главной причиной сильного уплотнения кровли и подошвы глинистых толщ, обнаруженного К. Б. Ашировым, М. Д. Кулагиной и Л. Г. Югиным (1970) при рассмотрении материалов опорных скважин, пробуренных на территории Ульяновской, Куйбышевской и Оренбургской областей.

По мнению Р. Чэпмена (Chapman, 1972), разделяемому автором, раннее уплотнение, а следовательно, и понижение проницаемости подошвенной и кровельной частей глинистых отложений большой мощности — один из важнейших факторов возникновения и поддержания в них АВПД, так как при этом происходит «замуровывание» седиментационных вод под давлением перекрывающих осадочных толщ. Последнее неизбежно сказывается на продолжительности процесса уплотнения глинистых отложений. Поэтому, если в процессе быстрой седиментации происходит частое переслаивание глинистых и песчаных (песчанистых, карбонатных) отложений, то уплотнение таких глинистых толщ вследствие их хорошей дренируемости происходит с минимальным инерционным эффектом. В таких случаях (как это, например, имело место в период накопления продуктивной толщи и ее аналогов) глинистые отложения отличаются особенно высокой уплотненностью и низким градиентом

---

<sup>46</sup> Внесение поправки на проявление этой закономерности позволило бы А. А. Горелову (1972), Ф. З. Хафизову (1972), М. С. Бурштару и Д. А. Назарову (1972) еще больше приблизиться к истине в познании особенностей формирования локальных структур на базе анализа палеомощностей.

плотности. Уплотнение же быстро накапливавшихся мощных гомогенных глинистых толщ происходит длительное время в прямой зависимости от темпа и продолжительности седиментации и дисперсности глинистых минералов.

В свете изложенного целесообразно остановиться на толковании одного из важнейших аспектов теории уплотнения глинистых толщ Ю. П. Бобровым (1968). Основываясь на расчетах Л. Эйзи (Athy, 1930) и Дж. Уэллера (1964), он пришел к выводу, что «длительность послеформационного уплотнения того или иного горизонта при прочих равных условиях пропорциональна его мощности» (стр. 48).

По своей сути такое понимание процесса уплотнения было бы строго справедливо, если бы в расчетах Л. Эйзи и Дж. Уэллера учитывалась динамика нарастания гравитационного давления. Что же касается мощности глинистых толщ, то сами по себе, даже при прочих равных условиях<sup>47</sup>, но без учета темпа седиментации, они не могут быть надежным критерием продолжительности уплотнения глинистых отложений, так как, имея одинаковые мощности ко времени завершения седиментации, быстро накапливавшиеся гомогенные толщи обладают большей инерцией уплотнения по сравнению с толщами такой же мощности, но накапливавшимися длительное время. Причиной того (о чем уже шла речь) — цементационная стабилизация порового пространства в медленно накапливавшихся глинистых отложениях уже на ранних стадиях литогенеза. Поэтому незначительные просадки, возникающие в процессе накопления таких глин, могут прекратиться сразу же после завершения седиментации. Если в ходе дальнейшего накопления осадков происходит замедление или же периодическое прекращение седиментации — у глин создаются благоприятные условия для упрочения минерального каркаса, препятствующего их дальнейшему уплотнению. Такая обстановка, по-видимому, и возникла в процессе уплотнения старооскольских глин на Соколовогорском поднятии, где, как установлено Ю. П. Бобровым, имело место прекращение их уплотнения в период накопления пачек Б и А пашийско-кыновских слоев.

При резком замедлении темпа накопления перекрывающих отложений медленно накапливавшиеся глины с цементационно стабилизированным объемом пор могут реализовать свою возможность уплотнения только после длительного покоя, пока медленно нарастающее гравитационное давление не превысит прочности их жесткого минерального каркаса. При этом уплотнение может осуществиться в короткий временной интервал. Быстро же накапливавшиеся мощные гомогенные глинистые толщи от начала своего отложения уплотняются непрерывно в течение десятков миллионов лет — в прямой зависимости от продолжительности седиментации. Примером служат кайнозойские отложения Мексиканской впадины. Если же мощные толщи быстро накапливавшихся глин дренируются проницаемыми прослоями, как это имеет место в неогеновых отложениях Азербайджана, то возможности их уплотнения почти полностью реализуются уже в самый ранний период литогенеза. Таким образом, *при оценке продолжительности уплотнения глинистых толщ следует иметь в виду не только время прекращения уплотнения, но и абсолютную продолжительность их уплотнения.*

Замедление или же прекращение седиментации, обуславливающее стабилизацию порового пространства глинистых отложений путем цементационного упрочения межчастичных связей, вследствие инверсии тектонических движений может смениться процессом субаквальной или же субаэральной эрозии. Это приводит к тому, что, в зависимости от

<sup>47</sup> К сожалению, ни условия накопления глин, ни степень их уплотнения Ю. П. Бобровым не анализируются. А это помогло бы выявлению истинной роли атектонического фактора в истории формирования структур-ловушек для нефти и газа.



продолжительности перерыва осадконакопления и ландшафтных условий, консолидированные толщи лишаются той или иной части (мощности) отложений. Если при возобновлении седиментации ее темп и продолжительность, а также минеральный состав осадков оказываются такими же, как в период накопления эродированной толщи, то кривая, отражающая изменение плотности пород, не «уловит» поверхность эрозионного среза, так как она будет отражать нормальный ход уплотнения осадков.

В тех же, наиболее часто встречающихся, случаях, когда возобновляющаяся седиментация отличается от предшествующей меньшим (или большим) темпом и меньшей (или большей) продолжительностью или же иным минеральным составом отложений, способствующим формированию прочных пористых структур, — кривая изменения плотности пород фиксирует плотностный скачок, отражающий проявление гистерезиса уплотнения сохранившихся от эрозии и выветривания пород. Следовательно, *чем больше продолжительность и мощность эрозионного среза и чем больше контрастность в темпе и продолжительности возобновившейся седиментации по сравнению с условиями накопления эродированных толщ, тем больше амплитуда плотностного скачка на границе эрозионного среза.*

Явление гистерезиса уплотнения осадочных пород, впервые обнаруженное Х. Хедбергом (Hedberg, 1926) и А. Казагранде (Casagrande, 1932), наблюдается и на самых ранних стадиях литогенеза. На это обращают внимание Г. Фиск и Б. Мак-Клелланд (Fisk, McClelland, 1969) при объяснении аномально высокой прочности четвертичных глин, вскрытых подводной эрозией в южной части авандельты Миссисипи. Наиболее же четко это явление наблюдается в древних, литифицированных отложениях, что нашло подтверждение в исследованиях Н. Б. Вассоевича (1955), В. А. Приклонского (1956), Э. А. Прозоровича (1956), Л. С. Полака (1956), Э. Э. Фотиади (1957), А. Н. Шарданова и Ю. Д. Кузьменко (1966), Г. Лабутэ и П. Гретнера (Labute, Gretener, 1969), В. А. Тюремова (1971), Л. А. Буряковского и Р. Д. Джеваншира (1975) и других авторов. Согласно расчетам Л. А. Буряковского и Р. Д. Джеваншира, гистерезис уплотнения (коэффициент необратимого уплотнения, коэффициент консолидации) находится в прямой зависимости от геологического времени, глинистости разреза и от мощности (а следовательно, и темпа седиментации) одновозрастных отложений.

Наглядным дополнением к рассмотренным выше примерам необратимого уплотнения глин могут служить четкие плотностные ступени вследствие глубоких предмиоценовых эрозионных срезов в разрезах скважин, пробуренных в дельте Ориноко (рис. 98). Убедительные доказательства реальности этого явления на примере глинистых осадков нижнего лейаса на ряде площадей северо-западной Германии приведены и В. Энгельгардтом (1964). Анализируя геологическую историю региона, он пришел к выводу, что высокая, не свойственная современным глубинам их залегания, уплотненность глин в пределах Хелена, Хохенасселя, Кальберлаха и Абензена — следствие поднятия этих площадей при образовании соляных штоков (рис. 99).

В отличие от исследователей, объясняющих скачкообразные изменения плотности пород только проявлением геодинамических напряжений, К. Б. Аширов и М. Д. Кулагина (1970) полагают, что скачкообразноступенчатое изменение плотности пород возникает из-за появления в разрезе пластичных, преимущественно глинистых пород.

Нет сомнения, что изменение литологического состава пород сказывается и на их физических свойствах. Вместе с тем, если обратить внимание на названные К. Б. Ашировым и М. Д. Кулагиной временные интервалы проявления плотностных скачков (граница палеозоя и мезозоя, граница между верхней и нижней пермью, средняя часть среднего кар-

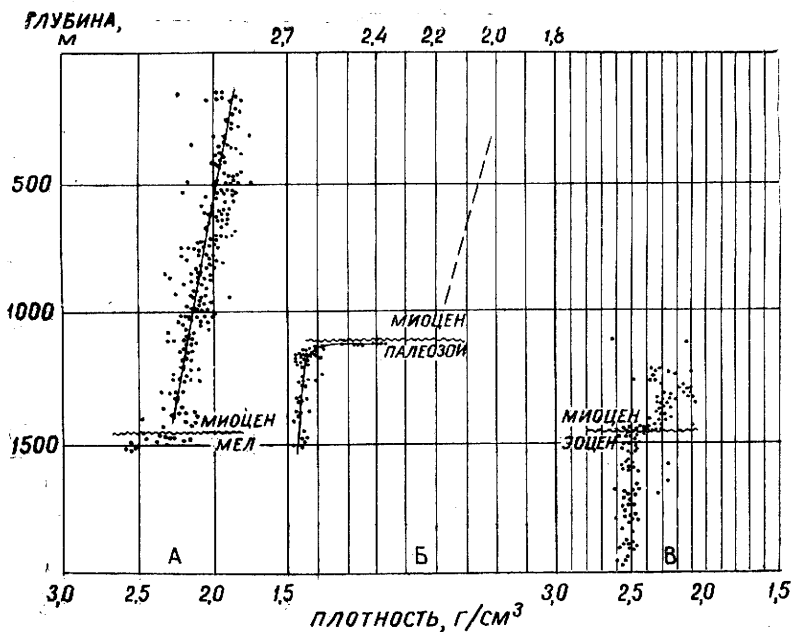


Рис. 98. Изменение плотности глин в разрезах ряда скважин, пробуренных в дельте Ориноко (Дэллмес, 1961).

А — месторождение Моррокой; Б — скважина Карризаль — I; В — скважина VL — I

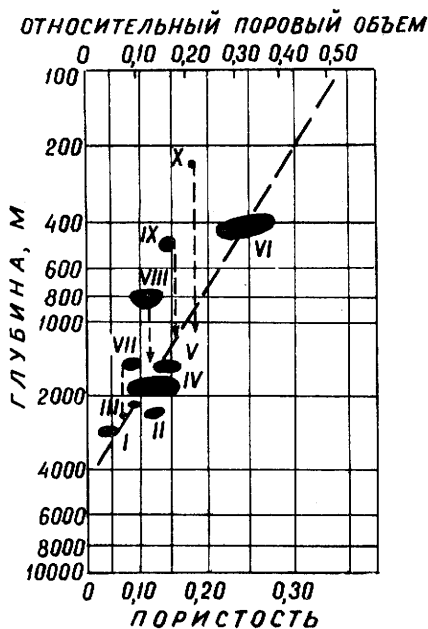


Рис. 99. Пористость и относительный поровый объем глинистых осадков дейаса —  $\alpha$  в зависимости от современной глубины их залегания (Энгельгардт, 1964).

Места отбора проб: I — Харзехрух; II — Ветенбостель; III — Бокель; IV — Хоне, Везендорф, Глинде, Глюкштадт, Хельмеркамф, Унтерлюсс; V — Эльдингген; VI — Везендорф; VII — Хелен; VIII — Хохепассель; IX — Кальберлах; X — Абзенен

бона, граница между карбоном и девонем, граница между средним и верхним девонем), то станет очевидным, что в образовании плотностных скачков в пределах рассмотренных ими стратиграфических границ важную роль играли и эрозионные срезы, которые в пределах Русской платформы нередко предшествовали смене литологического состава отложений (Наливкин, Форш, 1964; Познер, 1964; Тихий, 1964).

В областях проявления контрастных темпов седиментации последние контролируют не только процесс уплотнения осадков, но и формирование структурного плана региона. Веские доказательства решающей роли больших градиентов скорости седиментации в образовании дизъюнктивных дислокаций и иных структурных форм приведены Ф. и Т. Гардинами (Hardin, Hardin, 1961), В. Пейном и соавторами (Paine et al., 1968), Д. Шелтоном (Shelton, 1968), К. Вебером (Weber, 1971), Р. Кларком и Д. Раузе (Clark, Rouse, 1971), М. О. Коннором и П. Гретнером (O'Connor, Gretener, 1974), Д. Бушем (Busch, 1975) и другими авторами.

Дифференцированное уплотнение осадочных толщ как основная причина возникновения атектонических структурных форм наиболее обстоятельно исследовано Ю. П. Бобровым (1968). К выводам Ю. П. Боброва о природе этого явления следует добавить, что неодинаковое уплотнение разновозрастных глинистых отложений в зонах больших градиентов темпа седиментации — следствие различия во времени проявления структурного упрочения глинистых отложений, возникающих из-за неодинакового нарастания гравитационных нагрузок в зонах контрастных темпов седиментации.

Наиболее четко гравитационный тектогенез проявляется в бортовых зонах впадин типа Мексиканской, отличающихся ступенчатым погружением консолидированного субстрата. Для таких зон характерен контрастный темп седиментации в приподнятых и опущенных частях террас ступеней и, как следствие, неодинаковый темп уплотнения осадков. Высокие темпы седиментации, наблюдающиеся в пределах крутых скло-

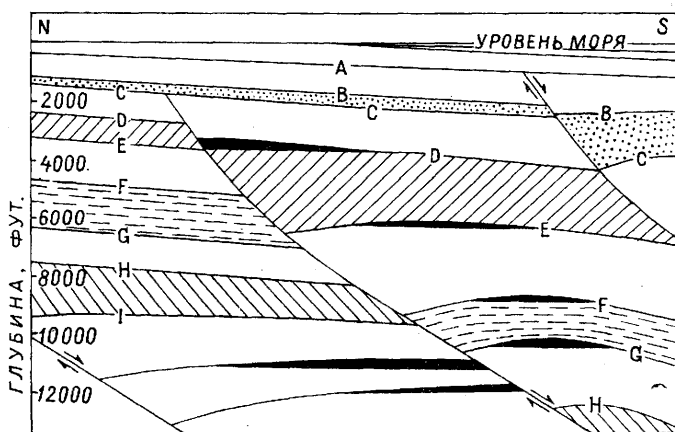


Рис. 100. Схематический профиль вкосте простирания осадочных толщ прибрежной зоны Южной Луизианы, иллюстрирующий образование конседиментационных сбросов и связанных с ними ловушек для углеводородов (Paine et al., 1968)

нов и нарастающие по мере понижения гипсометрического уровня ступеней, способствуют возникновению в поровом пространстве глин аномально высоких давлений. Последние, судя по расчетам М. Хабберта и В. Руби (Hubbert, Rubey, 1959), препятствуют образованию в глинах прочных структурных связей, что является основной причиной проявления деформаций скола, происходящих из-за гравитационного оползания (обрушения) глинистых толщ по мере их накопления<sup>48</sup>. В тектонически активных областях, для которых, как правило, и характерны большие контрасты темпа седиментации, инициирование деформаций обрушения происходит главным образом вследствие сейсмических колебаний (Francis, 1971).

К. Вебер (Weber, 1971) обращает внимание, что образование атектонических дизъюнктивных нарушений фокусируется в местах резкого увеличения темпа седиментации, характерных для зон скачкообразного углубления прибрежных областей, тяготеющих к дельтам крупных рек. Они возникают и в периферийных зонах структур конседиментационного формирования, образуя концентрическое дизъюнктивное обрамление присводовой части. Особенностью таких дизъюнктивных нарушений является постепенное выполаживание плоскости сброса по мере его затухания (рис. 100).

<sup>48</sup> Д. Шелтон (Shelton, 1968), назвал их сбросами конседиментационного формирования.

Как в пределах Мексиканского залива, где впервые были обнаружены атектонические дизъюнктивные дислокации (Hardin, Hardin, 1961; Belcher, Schepis, 1965; Shelton, 1968; Clark, Rouse, 1971; Busch, 1975; и др.), так и в дельте Нигера (Weber, 1971) линии сбросов и связанные с ними структурные формы трассируются вдоль древних и современных побережий. Как полагает К. Вебер, серии таких сбросов могут обусловить ступенчатое погружение морского дна, причем их амплитуда нередко превышает 1000 м. Это обстоятельство имеет принципиальное значение, так как позволяет применить иной подход к анализу природы дизъюнктивных дислокаций в пределах древних береговых линий, подобных бортовым зонам Мексиканской и Прикаспийской впадин, где большие градиенты мощности могут явиться главной причиной образования залежей нефти и газа<sup>49</sup> (Чарыгин, Васильев, 1958; Борисов, 1961; Соколин и соавт., 1970; и др.). Есть основания полагать, что в зонах резких изменений темпа седиментации, характерных для ступенчатого погружения консолидированного субстрата прибрежных областей, образование дизъюнктивных дислокаций в значительной степени (а иногда и полностью) обусловлено дифференциальным уплотнением глинистых отложений, а возникающие при этом мощные разрывные нарушения не имеют «корней» в кристаллическом фундаменте<sup>50</sup>. При прочих равных условиях крутизна плоскостей сбросов обрушения и их амплитуда находятся в прямой зависимости от величины градиента синхронного темпа седиментации и от продолжительности стабилизации контрастной динамики накопления осадков.

После 1930 г., когда Л. Эйзи (Athy, 1930) было положено начало построения кривых изменения плотности глинистых толщ по мере их погружения, аналогичные построения были выполнены Х. Хедбергом (Hedberg, 1936), Дж. Уэллером (1964), В. М. Тихомировым (1970) и другими исследователями. Сравнение этих кривых, проведенное Н. Б. Вассоевичем (1960), Г. М. Авчяном и М. П. Озерской (1968), В. М. Тихомировым (1970), Г. Х. Рике, Дж. В. Чилингаряном (Rieke, Chilingarian, 1974), П. Дики (Dickey, 1975) и другими авторами публикаций, в той или иной мере затрагивающих рассматриваемую проблему, свидетельствует о том, что ожидаемого их совпадения, исходя из тезиса Л. Эйзи, согласно которому «в пределах любого района относительно чистые глины имеют на одной и той же глубине одинаковые значения плотности и пористости» (стр. 12), не наблюдается. Не обнаруживается не только совпадение, но, как правило, и подобие кривых, хотя в них и вносятся совершенно необходимые поправки на эрозионные срезы (см. рис. 47, 50, 67, 101, 102). Разумеется, не могут быть универсальными и расчетные формулы для определения степени уплотнения глинистых толщ в зависимости от глубины их погружения (Прозорович, 1961; Дж. Уэллер, 1961; Стетюха, 1964; Мухин, 1965; Нестеров, 1965; Авчян, Озерская, 1968; Белоусов, Тимергазин, 1972; Perrier, Quiblier, 1974; и др.), даже если применять их только в пределах регионов, где исследовались физические свойства эталонных разрезов.

В свете изложенного уместно обратить внимание на предостережения Дж. Уэллера (1961) и, в согласии с ним, Н. Б. Вассоевича (1960) о за-

<sup>49</sup> Одним из первых важность роли больших градиентов мощности в нефтеносности осадочных толщ подмечена В. Е. Ханним (1954).

<sup>50</sup> Анализируя материалы высокоточной гравирезки и сейсмического профилирования, М. Ф. Мирчинк и соавторы (1973) пришли к выводу, что в пределах бортовой зоны Прикаспийской впадины разломы отсутствуют не только в кристаллическом фундаменте, но и в подсолевом палеозое. Собственно бортовой уступ фиксируется только в верхней, надверейской, части осадочного чехла. Это подтверждается и исследованиями В. М. Алешина и В. А. Ермакова (1975), установившими, что зона бортового уступа Прикаспийской впадины имеет эрозионно-денудационную природу, а его амплитуда нередко превышает 1200 м.



манчивости кажущейся простоты процесса уплотнения глинистых толщ, на самом деле отличающегося сложностью закономерностей изменения их пористости. В этой связи Н. Б. Вассоевич подчеркивает слабую изученность «сущности явления уплотнения глинистых осадков (пород), в частности, влияния состава осадков, скорости их отложения, солености воды в бассейне седиментации, поведения различных типов воды (различаемых по степени связности с минеральными частицами)» (стр. 12). А. И. Г. Коробанова (1970), принимая во внимание всю сложную гамму факторов, оказывающих влияние на уплотнение терригенных отложений, в особенности темпа седиментации и продолжительности уплотнения, пришла к выводу, что неповторимость сочетаний и сложность взаимодействий этих факторов «превращает детальное выяснение закономерностей формирования инженерно-геологических свойств пород в пределах каждого отдельно взятого региона в индивидуальную проблему» (стр. 102).

Справедливость этих предостережений нашла наглядное подтверждение в изложенных выше результатах анализа особенностей уплотнения глинистых толщ ряда седиментационных бассейнов, являющихся как о неповторимости условий накопления и уплотнения осадочных толщ во времени и пространстве, так и о решающей роли в процессе уплотнения глинистых толщ динамики их накопления.

Различиями в условиях седиментации обусловлено и несовмещение кривых, отражающих уплотнение глинистых осадков. Поэтому все попытки построения типовых и, тем более, эталонных кривых уплотнения путем «сращивания» отдельных фрагментов, отражающих особенности уплотнения глинистых отложений в разобщенных бассейнах, напроceedает стремление создать «идеальный образ» по способу одной из гоголевских героинь. *Кривая, отражающая уплотнение глинистых отложений, не стала бы типовой, даже если характеризовала бы стабильный (от начала до конца) темп седиментации, так как она не может быть эталоном для суждения о динамике уплотнения тех или иных толщ вследствие возможных временных различий в проявлении факторов, влияющих на уплотнение осадков.*

## Выводы

Анализ влияния темпа седиментации на уплотнение глинистых отложений позволил получить новую информацию о роли этого фактора в процессе литогенеза. Она может быть сформулирована следующими положениями:

1. При прочих равных условиях темп накопления осадков оказывает прямое воздействие на их уплотнение уже на самой ранней стадии литогенеза. Это характерно не только для глинистых, но и для карбонатных отложений.

2. В диагенетическую стадию литогенеза важную роль в уплотнении осадков играет гидростатический стресс, возникающий при прекращении действия закона Архимеда, инициирующем резкое увеличение гравитационного давления на уплотняющиеся отложения за счет веса водного столба.

В пелагических областях, отличавшихся большими глубинами и стабильностью медленной седиментации, гидростатический стресс — одна из наиболее вероятных причин возникновения первого плотностного скачка, а следовательно, и первого отражения сейсмических волн от поверхности уплотненных им отложений, подстилающих мощные слабоуплотненные толщи океанских осадков. При прочих равных условиях мощность слабоуплотненных глубоководных отложений находится в прямой зависимости от темпа седиментации.

3. При прочих благоприятных условиях в бассейнах с темпами седиментации, характерными для большей части морских акваторий, прояв-

ление гидростатического стресса может обусловить прекращение микробиального этапа диагенеза.

В условиях чрезвычайно медленной седиментации, свойственной для океанского пелагического глубоководья, фактическое завершение диагенеза происходит задолго до гидрострессового уплотнения осадков. Поэтому в истории литогенеза таких осадочных толщ в интервале между нижней границей диагенетически активного этапа и верхней границей проявления катагенеза, начинающегося при высоком уплотнении отложений, выделяется длительный этап относительного геохимического покоя, продолжающегося десятки миллионов лет.

4. При нарушении пропорциональности между нарастанием гравитационного давления и отжатием седиментационных вод в процессе уплотнения возникает **инерционный эффект уплотнения** и аномально высокое пластовое давление. Длительность их проявления, а следовательно, и длительность существования неуплотненного состояния глинистой толщи, находится в прямой зависимости от гомогенности осадков, дисперсности (гидрофильности) глинистых минералов, а также от темпа и продолжительности седиментации. Если с реализацией инерции уплотнения завершается и отжатие седиментационных вод, то прекращение инерционного уплотнения глинистых толщ может знаменовать завершение последнего этапа диагенеза.

В глинистых толщах со значительным содержанием монтмориллонита аномально высокое пластовое давление, создаваемое в дренирующих их коллекторах при отжатии седиментационных вод, в ходе катагенеза может быть поддержано (и увеличено) как за счет увеличения удельного объема внедряющихся в их поровое пространство межслоевых вод, так и за счет геостатического стресса, возникающего вследствие ослабления прочности каркаса коллектора высокой агрессивностью слабоминерализованных межслоевых вод.

В зависимости от количества и мощности пластов-коллекторов и в условиях ослабления их прочности по причине растворения базального и пленочного цемента, проявление геостатических стрессов как факторов возникновения аномально высоких пластовых давлений и скачкообразного уплотнения коллекторов в процессе катагенетической стадии литогенеза может быть неоднократным.

5. Медленная седиментация способствует образованию структурированного высокопористого осадка с жестким минеральным каркасом, возникающим из-за цементационного упрочения межчастичных связей. Это может обусловить длительную стабилизацию объема порового пространства и при нарастании гравитационного давления.

6. Быстро накапливавшиеся осадки имеют большее уплотнение по сравнению с их медленно накапливавшимися аналогами, залегающими на тех же гипсометрических уровнях. Чем выше темп седиментации и чем она продолжительнее, тем больше уплотнение глинистых толщ, тем ниже у них градиент плотности, тем больший интервал глинистых толщ характеризуется крутым наклоном кривой, отражающей изменение их плотности.

Высокая пористость глинистых отложений может быть следствием как медленного, так и быстрого накопления глинистых осадков. Но, в отличие от недоуплотненных медленно накапливавшихся глинистых отложений, нередко сохраняющих высокую пористость в ходе всей их геологической истории, высокая пористость быстро отложенных глинистых толщ — явление временное, реализующееся по мере того, как из неконсолидированных отложений отжимаются седиментационные и межслоевые воды.

8. Высокая влажность как медленно, так и быстро накапливающихся глинистых илов — необходимая предпосылка образования сланцеватого габитуса глинистых отложений. Глинистые сланцы и сланцеватые

Глины, возникающие вследствие медленной седиментации, отличаются слабой уплотненностью и высоким содержанием органического вещества автохтонной природы, тогда как их быстро накопившиеся аналоги, как правило, сильно уплотнены и бедны автохтонной органикой. В этой связи концентрация автохтонного органического вещества в глинистых сланцах может быть использована в качестве индикатора темпа седиментации.

9. Органическое вещество в глинистых отложениях выступает не только в роли инертного разуплотнителя, но и как активный структурообразователь при формировании минерального каркаса и как цементирующий материал при стабилизации порового пространства.

10. При прочих равных условиях по изменению степени уплотнения пород можно судить о тенденции изменения относительного темпа седиментации, что может оказаться полезным при выявлении зон обогащения осадочных толщ теми или иными рудными минеральными компонентами за счет слабого их разбавления основной массой твердой фазы осадка. Последнее проявляется и при образовании гомогенных скоплений органического вещества (Кулиненко, 1976).

11. Периодически изменяющаяся плотность глинистых и карбонатных пород — новое доказательство ритмичности изменения скорости осадконакопления, поэтому изучение плотностных характеристик осадочных толщ следует рассматривать как один из важных методов познания условий их формирования.

12. Динамико-седиментационный (динамико-гравитационный) контроль уплотнения глинистых отложений проявляется как в разновозрастных осадочных комплексах, так и в пределах распространения разновозрастных толщ. Эта закономерность может быть использована для стратиграфической корреляции, а также при поисках литологически экранированных залежей нефти и газа, так как тенденция в изменении плотности глинистых пород может быть индикатором изменения мощности не только глинистых, но и песчаных отложений, что облегчает поиски зон выклинивания, а также сводов погребенных структур конседиментационного формирования.

13. Эрозионные срезы, обуславливающие при возобновлении седиментации вывод в контакт с молодыми отложениями пород, уплотненных в соответствии с давлением эродированных толщ, — одна из главных причин возникновения в разрезах плотностных ступеней. При прочих равных условиях они возникают в тех случаях, когда темп и продолжительность возобновившейся седиментации оказываются ниже скорости и продолжительности накопления эродированных толщ. Плавное изменение плотности в пределах эрозионных срезов может возникнуть только при идентичности условий накопления и продолжительности уплотнения эродированных толщ и перекрывающих их молодых отложений.

14. Различие во времени стабилизации порового пространства в глинистых отложениях при формировании конседиментационных структур, увеличивающееся по мере нарастания контрастности в темпе накопления осадков в их сводовых и периферийных частях, — главная причина «отставания» изоденс от наклона плоскостей напластований, нарастающего в сторону увеличения мощности разновозрастных отложений.

15. Гистерезис уплотнения, проявляющийся аномальными, не свойственными современным глубинам залегания, плотностями пород, позволяет, с одной стороны, выявлять зоны древних эрозионных срезов, с другой, — по характеру изменения плотности пород — устанавливать местоположение эродированных и неэродированных сводов погребенных структур. При прочих равных условиях, чем выше аномальное увеличение плотности пород, обнажающихся на поверхности или же трансгрессивно перекрытых молодыми отложениями, тем больше мощность эрозионного среза.



16. В областях проявления резкого изменения темпа седиментации различия в структурной прочности быстро и медленно накапливающихся отложений обуславливают неравномерное их уплотнение, что приводит к возникновению обрушений в зонах резкого увеличения темпа накопления осадков (в зонах больших градиентов мощности одновозрастных отложений) и, как следствие, к образованию конседиментационных дизъюнктивных дислокаций. Их формирование происходит как в процессе контрастного темпа седиментации, так и после его выравнивания. Оно может иметь место и после прекращения седиментации — пока не реализуется инерционный эффект уплотнения быстро накапливавшихся глинистых отложений, а их дальнейшее уплотнение (вследствие давления вышележащих толщ) не будет приостановлено упрочением межчастичных связей.

17. Динамика гравитационного давления со всеми ее неповторимыми особенностями, характерными только для того или иного седиментационного бассейна, — основной фактор уплотнения глинистых отложений как в платформенных областях, так и в геосинклинальных зонах со слабым проявлением геодинамических напряжений. Пространственная и временная неповторимость условий накопления осадков ставит под сомнение целесообразность попыток построения универсальных типовых и эталонных кривых и выводы расчетных формул уплотнения для суждения об особенностях литогенеза на том или ином гипсометрическом уровне, даже если их применять в пределах седиментационных бассейнов, послуживших основой для составления эталонных разрезов. Построение таких кривых может быть оправдано только при учете всех важнейших факторов, контролирующих уплотнение глинистых толщ. Поэтому, имея в виду многообразие условий осадконакопления, выявление аналога для той или иной седиментационной обстановки может быть осуществлено только построением серии кривых (выводом соответствующего количества расчетных формул), отражающих различные сочетания факторов, влияющих на уплотнение глинистых отложений.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ  
И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОСТРУКТУРНОГО ПЛАНА  
НА ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

---

Решающая роль прогрева осадочных толщ в процессе генерации УВ из фоссилизованного ОВ не вызывает сомнения ни у кого из сторонников осадочно-миграционного происхождения нефти. При этом одни исследователи полагают, что нефтеобразование может идти только при температурах, характерных для зон магматических инъекций, обеспечивающих пиролиз (термолиз) ОВ (Туаев, 1967 и др.; Ивкин и соавт., 1972; Кудельский, Лукашев, 1974; и др.), или же — как следствие воздействия на органическое вещество «глубинных магматических эманаций» (Педашенко, 1959). О. Г. Сорохтин и соавторы (1974), исходя из положений новой глобальной тектоники, полагают, что нефтегазообразование может происходить при термолизе и возгонке ОВ океанских пелагических осадков во время их поддвига вместе с литосферными плитами в зону Бени-оффа, отличающуюся высокими температурами, возникающими за счет диссипации энергии вязкого трения в пограничных слоях — между поддвигаемой и надвигаемой литосферными плитами. Подавляющее же большинство сторонников происхождения нефти из биогенной органики видит главный источник энергии процесса нефтегазообразования в глубинном, стационарном, тепловом потоке. Поэтому неравномерность прогрева осадочного чехла интерпретируется только как результат влияния на стационарный тепловой поток особенностей геологического строения регионов (мощность и литология осадочных толщ, их возраст, геоструктурные условия и т. п.).

Эндогенная природа теплового режима осадочного чехла положена в основу и расчетов влияния на стационарный тепловой поток темпа и продолжительности накопления осадков (Grossling, 1959; Карслоу, Егер, 1964; Кутас, 1965; Jaeger, 1965; Череменский, 1972; Макаренко и соавт., 1972; и др.). Накапливающиеся осадки рассматриваются только как поглотители тепла, так как, согласно расчетам Р. И. Кутаса, при мощности генерации радиогенного тепла  $35 \cdot 10^{-14}$  кал/см<sup>2</sup>·сек. в самой 10—15-километровой осадочной толще через 100 млн. лет его доля в тепловом балансе не превышает 20%<sup>1</sup>.

Анализируя влияние темпа и продолжительности седиментации на становление теплового режима в осадочном чехле и подстилающих его слоях земной коры и мантии, Б. Гросслинг (Grossling, 1959) пришел к

---

<sup>1</sup> Это согласуется и с результатами исследования роли теплового эффекта распада долгоживущих изотопов в осадочных толщах Дагестана, проведенного А. С. Джамаловой (1969).

выводу, что за первые 15 млн. лет после накопления 6—13-километровой толщи со скоростью 1,3 км в млн. лет ее прогрев составляет 80—70% от температуры, приобретаемой ею после завершения становления теплового поля, причем наиболее быстрый прогрев происходит в первые 20 млн. лет после завершения седиментации. Р. И. Кутас же полагает, что при мощности кристаллического основания земной коры 30 км (25 км слоя базальта и 5 км слоя гранита) и переменной (5, 10, 15 км) мощности осадочного чехла, при начальном поверхностном тепловом потоке  $1,2 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек «наиболее интенсивное нарастание температуры происходит в первые несколько миллионов лет... По истечении 100 млн. лет температура в осадочном чехле все еще отличается от стационарного состояния на 15—20%» (стр. 113). При этом, чем выше темп седиментации, тем продолжительнее период становления теплового поля в осадочной толще (рис. 103).

Исходя из конвективной неустойчивости осадочных толщ с аномальным изменением плотности, установленной Е. В. Артюшковым (1963) на примере особенностей залегания четвертичных отложений, Е. А. Любимова (1968) полагает, что нормальный ход становления теплового поля в осадочных толщах может быть нарушен за счет погружения в прогретые зоны верхних, более плотных, но менее прогретых, и поднятия легких, но более прогретых, слоев осадочных пород.

Вместе с тем анализ энергетики геологических явлений нередко ставит исследователей перед проблемой выявления дополнительного источника энергии, так как выясняется, что стационарный тепловой поток не может обеспечить тепловой энергией ряд энергоемких процессов литогенеза. Так, согласно термодинамическим расчетам Дж. Ферхугена (1961), только региональный метаморфизм требует в 2—3 раза большего подтока глубинного тепла. Дополнительная тепловая энергия необходима и для эндотермического в своей основе процесса нефтеобразования. Это обстоятельство нередко обосновывается контрастными положительными тепловыми аномалиями над подавляющим большинством нефтяных и газовых месторождений, обнаруженными И. И. Чеботаревым (Chebotarev, 1952), В. В. Суетновым (1968), Ш. Ф. Мехтиевым и соавторами (1971), С. Г. Думанским и соавторами (1971), Ф. А. Макаренко и С. И. Сергиенко (1974), Л. И. Ровниным и соавторами (1977) и другими исследователями. В этой связи Ш. Ф. Мехтиев и соавторы (1971) пришли к выводу, что «для процессов нефтеобразования недостаточно тепла естественного теплового поля, необходимы более высокие температуры, необходимо действие локального теплового очага» (стр. 190).

Дополнительные источники тепловой энергии в осадочном чехле могут возникнуть за счет окисления органического вещества и неорганических соединений, при растворении (выщелачивании) хорошо растворимых горных пород (кальцита, доломита, гипса, ангидрита), при реакциях гидратации. Они могут также возникать за счет теплового эффекта геодинамических напряжений при тектогенезе и при магматических инъекциях и связанной с ними гидротермальной деятельности.

В. П. Зверев и Б. Г. Поляк (1970) полагают, что экзотермиче-

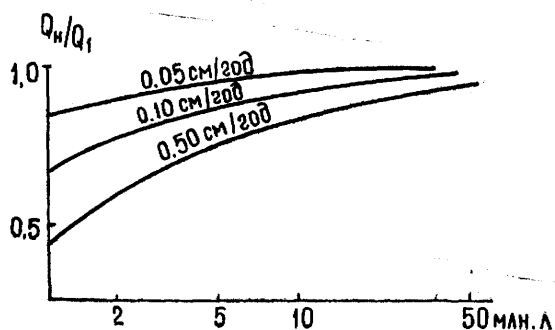


Рис. 103. Изменение теплового потока в зависимости от темпа седиментации после отложения 5-километровой толщи (Кутас, 1965)

ский эффект химических реакций (за исключением окисления спорадически встречающихся концентрированных форм органического вещества и сульфидных руд) на тепловом режиме недр практически не сказывается. По мнению же Н. А. Минского (1975), в условиях высоких скоростей компенсированного погружения осадочных толщ экзотермический эффект возникающих в них термохимических реакций может быть соизмерим с глубинным тепловым потоком. Что же касается геотермического эффекта тектонических явлений, то приведенные ниже материалы не позволяют выделять их в качестве ощутимого теплового источника. Из-за спорадичности проявления не может играть самостоятельной роли в формировании теплового поля осадочного чехла и вулканизм.

Как представляется автору, существенное пополнение энергетического баланса осадочного чехла может быть осуществлено только за счет экзотермических процессов, возникающих в самих осадочных толщах на определенных этапах литогенеза при преобразованиях основных минеральных компонентов осадочных пород. К такому выводу он пришел после знакомства с идеями и теоретическими обоснованиями ряда исследователей, объясняющих экзотермические процессы литогенеза как следствие высвобождения солнечной энергии, аккумулируемой тонкодисперсными минеральными компонентами осадка в зонах дезинтеграции и химического выветривания.

В 1953 г. П. Н. Панюков высказал парадоксальную на первый взгляд идею о том, что эндотермичные по своей сути процессы денудации являются энергетической основой энергоемких процессов регионального метаморфизма, магматизма и тектонических движений. По его мнению, «процесс дезинтеграции горных пород следует рассматривать как своеобразную форму аккумуляции солнечной энергии в виде свободной поверхностной энергии терригенных частиц» (Панюков, 1959, стр. 23). Последнее согласуется с основными положениями теории о поверхностной энергии твердых тел (Кузнецов, 1954), согласно которой поверхностная энергия, определяющаяся площадью поверхности твердых тел, по мере конденсации минеральных частиц в процессе литогенеза высвобождается и становится энергетическим источником геологических процессов осадочных бассейнов.

В отличие от П. Н. Панюкова, полагающего, что «энергетическая зарядка» терригенных частиц происходит только в процессе дезинтеграции горных пород, В. И. Лебедев (1946, 1954) и Н. В. Белов (1952) предложили гипотезу о накоплении солнечной энергии дисперсными минералами в ходе химического выветривания алюмосиликатов магматических пород. При этом они исходят из особенностей строения гипергенно измененных алюмосиликатов, выражающихся в увеличении расстояния между атомами алюминия и кислорода (на 0,2—0,4 Å больше, чем в магматогенных минералах) и изменении координационного числа (алюминий из тетраэдрического окружения атомами кислорода переходит в октаэдрическое окружение). В геосинклиальных условиях осадочные толщи, обогащенные минеральными компонентами — геохимическими аккумуляторами солнечной энергии, — при погружении на глубины 10—12 км оказываются в зонах высоких температур и давлений, что инициирует их «разрядку» вследствие перекристаллизации алюмосиликатов, сопровождающуюся экзотермическим эффектом перехода атомов алюминия в тетраэдрическое окружение атомами кислорода. При этом, как полагает Л. В. Пустовалов (1956), положительно воспринявший основные положения гипотезы, выделяющаяся тепловая энергия может обеспечить все многообразие магматической деятельности.

Защищая основные положения гипотез об аккумуляции солнечной энергии в осадочных бассейнах в процессе седиментогенеза, С. П. Горшков (1975) приводит результаты своих расчетов, согласно которым один грамм глин, в зависимости от их дисперсности, аккумулирует от 70 до 180

300 кал. Это соизмеримо с предлагаемыми энергетическими затратами на прогрессивный региональный метаморфизм (125 кал/г, по В. П. Звереву, 1972).

Гипотеза о геохимической аккумуляции солнечной энергии, к сожалению, не нашла должной поддержки и развития у исследователей, занимающихся проблемами энергетики геологических процессов. Мнения Д. С. Коржинского (1955) о несостоятельности ее термодинамической основы, как это ни странно, для них оказалось достаточно, чтобы не вникать ни в суть аргументированного ответа В. И. Лебедева (1956) на замечания Д. С. Коржинского, ни в результаты дальнейшей разработки гипотезы (Лебедев, 1957, 1964; Лебедев, Сеницын, 1968; Горшков, 1975). Вместе с тем, по мнению В. М. Сеницына (1964) — одного из сторонников гипотезы геохимической аккумуляции солнечной энергии, — энергия, аккумулированная дисперсными минералами, снимает затруднения в объяснении энергетических источников ряда геологических процессов, так как глобальная равномерность радиогенного теплового потока не позволяет «объяснить многих основных закономерностей геологического развития земной коры, как, например, дифференциацию ее на отдельные геоструктурные области: подвижные пояса и платформы, цикличность в развитии геологических процессов, последовательную миграцию геосинклинальных зон от первичных центров движений и т. д.» (стр. 53). Важная роль в энергетике тектонических процессов геосинклинальных областей отводится аккумулированной осадками солнечной энергии В. Е. Хапином (1961) и Н. М. Фроловым (1966).

Аккумуляция солнечной энергии поверхностью дезинтегрирующихся пород положена в основу и литификационной гипотезы генерации тепла, разрабатываемой П. Ф. Швецовым (1966, 1971, 1973, Shvetsov, 1973; 1974 и др.). Так же, как и П. Н. Панюков, П. Ф. Швецов в своих расчетах ориентируется на нарастание энергетического потенциала дезинтегрированных пород по мере увеличения суммарной поверхности кластогенного материала<sup>2</sup>. Но, в отличие от П. Н. Панюкова, В. И. Лебедева, Н. В. Белова и В. М. Сеницына, полагающих, что разрядка геохимических аккумуляторов солнечной энергии происходит на большой, характерной для геосинклинальных зон глубине (10—12 км), П. Ф. Швецов, исходя из экзотермического эффекта конденсации дисперсных частиц вследствие проявления вандерваальсовых сил при уменьшении толщины межчастичных пленок воды (до  $10^{-5}$ — $10^{-8}$  Å), обладающих расклинивающим давлением (Ребиндер, 1956; Дерягин, 1956; Нерпин, Дерягин, 1961; и др.), пришел к выводу, что выделение тепловой энергии при уменьшении удельной поверхности частиц глинистой породы происходит на глубине 1—5 км, когда гравитационное давление достигает критических величин, при которых происходит инициирование процесса конденсации. Согласно расчетам П. Ф. Швецова, 1500-метровая толща существенно недоуплотненных майкопских глин<sup>3</sup>, будучи погруженной на глубины от 1000 до 2500 м, могла стать мощным источником тепловой энергии, способной увеличить плотность теплового потока на одну микрокалорию. По его мнению, этого тепла вполне достаточно, чтобы нагреть майкопские глины до 100°C и более.

П. Ф. Швецов (1974) полагает, что экзотермический эффект литогенеза начинает проявляться на глубинах от 100 до 500—600 м за счет адиабатного процесса компрессионной консолидации и трения частиц

<sup>2</sup> Согласно данным, приведенным П. Ф. Швецовым (1973), свободная энергия поверхности у кальцита составляет 0,23 Дж/м<sup>2</sup>, у аморфного кремнезема — около 0,26 Дж/м<sup>2</sup>, а у мусковита и гидрослюда — более 4 Дж/м<sup>2</sup>.

<sup>3</sup> По данным А. Н. Шарданова и Ю. Д. Кузьменко (1966), пористость майкопских глин в интервале 2852—2861 м достигает 21% (рис. 83).

осадка в процессе уплотнения. Вторая стадия выделения литогенного тепла проявляется на глубинах от 500—600 до 1000—1200 м, когда на фоне продолжающейся компрессионной консолидации начинает проявляться экзотермический эффект «физико-химической конденсации пылевато-глинистых частиц». Третья, завершающая и главная, стадия выделения литогенного тепла происходит на глубинах от 1000—1200 до 3000—3500 м в процессе катагенеза, когда за счет гравитационной энергии осуществляется главная фаза физико-химической конденсации минеральных частиц породы<sup>4</sup>.

На примере седиментационных бассейнов Среднего и Южного Каспия П. Ф. Швецов пришел к выводу о прямой зависимости экзотермического эффекта литогенеза от темпа седиментации. Высокий темп седиментации в Дербентской впадине (35 см/1000 лет) обусловил накопление «огромных запасов поверхностной энергии солнечного происхождения. Эта энергия, превращаясь под действием потенциальной гравитационной энергии в тепловую... значительно, иногда в 1,5—2 раза увеличивает плотность потоков глубинного тепла» (Швецов, 1974, стр. 124).

Обратив внимание на прямую зависимость геотермического режима осадочных толщ от темпа их накопления при анализе геотермических условий Средне- и Южнокаспийского седиментационных бассейнов, П. Ф. Швецов почему-то не учитывает влияние этого фактора на становление геотермического поля в пределах Западной Сибири. Вместе с тем, если бы он определил средний темп накопления литифицированных толщ осадочного чехла этого региона ( $J - Q$ ), то обнаружил бы, что при его максимальной мощности, достигающей в центральной части низменности 4000 м (Геология СССР ..., 1964; Геология нефти..., 1968), и продолжительности седиментации около 192 млн. лет, средний темп накопления литифицированных толщ в Западной Сибири (1 см/480 лет) в 16 раз медленнее, чем в Дербентской впадине. Что же касается позднечурско-валанджинских и турон-палеогеновых глинистых отложений, выделяемых П. Ф. Швецовым в качестве основных «теплотворных» толщ, то темп их накопления (соответственно 460 м/38 млн. лет и 1140 м/68 млн. лет) оказывается соответственно в 27 и 20 раз ниже, чем в период накопления неоген-четвертичных толщ Дербентской впадины. Поэтому, будучи слабоуплотненными (рис. 74), эти толщи не могли быть основными источниками литогенного тепла. Их прежде всего следует рассматривать как мощные региональные теплоизоляторы. Высокое тепловое сопротивление регионально распространенных слабоуплотненных глинистых и глинисто-кремнистых толщ в мезозойском и кайнозойском разрезах Западной Сибири, — по-видимому, одна из главных причин аномально высокого прогрева недр этого седиментационного бассейна. Подток же дополнительного тепла мог возникнуть вследствие теплоинерционного эффекта эрозионного среза осадочных и изверженных образований ложа посттриасового седиментационного бассейна, а также за счет экзотермических процессов в сохранившихся от эрозии осадочных толщах при их погружении во время накопления мезозойских и кайнозойских отложений.

В отличие от П. Ф. Швецова, полагающего, что начало «расконсервации» солнечной энергии происходит при погружении осадков на глубину 100 м, Л. В. Пустовалов, впервые (1940) обративший внимание на терригенные осадки как на возможные аккумуляторы солнечной энергии, в дальнейшем, после публикации высоко оцененных им работ

<sup>4</sup> Конденсационный эффект уплотнения глин находит подтверждение в исследованиях постдиагенетических изменений удельного веса терригенных пород, проведенных Ю. И. Белоцерковцем и Л. В. Орловой (1975). Они установили, что в процессе постдиагенетических изменений наибольшее увеличение удельного веса (в среднем на 0,12 г/см<sup>3</sup>) обнаруживается у глин.

В. И. Лебедева и Н. В. Белова, пришел к выводу, что выделение аккумулярованной осадками солнечной энергии начинается в ранние стадии диагенеза. Так же, как и П. Н. Панюков (1953), он полагает, что аккумуляция солнечной энергии в осадочных образованиях происходит как за счет поверхностной энергии частиц и потенциальной энергии кристаллических решеток гипергенных минералов, так и за счет потенциальной химической энергии осадочных толщ и фотосинтетической энергии фоссилизованного ОВ.

Поэтому Л. В. Пустовалов (1956) считает, что «изменение энергетического режима в осадочных образованиях на прямо противоположное должно по времени совпадать со стадией раннего диагенеза; именно с момента начала раннего диагенеза, сейчас же после того, как непосредственное влияние на осадок солнечной энергии и различных ее проявлений сильно снижается, а затем и вовсе прекращается, в осадке происходит энергетический сдвиг в обратную сторону: осадок как бы начинает «излучать», выделять ту энергию, которую до этого накапливал; этот «спад» энергии все более усиливается по мере того, как осадочные породы все далее уходят от поверхности Земли» (стр. 35).

Судя по материалам, приведенным Ш. Г. Чихрадзе (1972), такое же объяснение природы нестационарной составляющей теплового потока дается и Е. А. Любимовой. При анализе причин роста геотермического градиента по мере углубления в осадочную толщу Колхидской низменности Ш. Г. Чихрадзе привлекает внимание к суждению по этому поводу Е. А. Любимовой, полагающей, что «на глубине 1—3 км под давлением вышележащих слоев происходит непрерывное выделение тепла конденсирующимися песчано-глинистыми осадками. Если это тепло выделяется даже в течение десятков тысяч лет, то оно должно составить, по мнению Е. А. Любимовой, существенную добавку к тепловому потоку» (стр. 56)<sup>5</sup>.

А. И. Хребтов (1959, 1965) полагает, что существенную роль в вариациях теплового поля осадочного чехла должен играть экзотермический эффект адиабатной компрессии газо- и водоносных тонкодисперсных толщ в ходе их гравитационного уплотнения. Однако, как представляется автору, при оценке этого фактора следует иметь в виду обоснованные выводы П. Ф. Швецова (1966, 1973) о его малой энергетической мощности вследствие медленного нарастания давления, а также из-за больших энергетических затрат на дегидратацию дисперсной фазы.

Если обратить внимание на резкую контрастность положительных тепловых аномалий в пределах нефтяных и газовых залежей с аномально высокими пластовыми давлениями (Аникиев, 1964), то станет очевидным, что наибольший тепловой эффект адиабатного сжатия флюидов в осадочных толщах возникает при быстром нарастании гравитационного давления, характерного для зон интенсивного накопления преимущественно гомогенных глинистых отложений. И не «гидропрорывами и мгновенными скачкообразными расширениями глубинного газоконденсата», сопровождающимися «при понижениях давления... выделением тепловой энергии из конденсирующейся фазы» обусловлены положительные тепловые аномалии на месторождениях с аномально высокими пластовыми давлениями, как это полагает К. А. Аникиев (стр. 127, 128), а надежной герметичностью недр, сохраняющей термодинамическое равновесие, поддерживаются в них аномальные термобарические условия. Поэтому *нарушение герметизации пластов с аномально высоким пласто-*

<sup>5</sup> По-видимому, о таком механизме тепловыделения в осадочной толще Ш. Г. Чихрадзе узнал из устного сообщения Е. А. Любимовой, так как в публикациях Е. А. Любимовой, цитируемых им в монографии, об этом не упоминается. Не говорится об этом и в других, известных автору, публикациях Е. А. Любимовой.

вым давлением — начало деградации тепловых аномалий, а не их становления.

Что же касается термодинамически парадоксального явления повышения температуры в газо-конденсатных залежах с аномально-высоким пластовым давлением в начале их эксплуатации (Tharp, Bailey, 1956), положенного К. А. Аникиевым в основу его выводов, то явление это временное, продолжающееся до тех пор, пока давление в залежи не понизится до гидростатического. В дальнейшем, из-за преобладания эндотермического эффекта дросселирования, залежь начинает охлаждаться. И обусловлено это, как представляется автору, не выделением тепловой энергии при скачкообразных расширениях глубинного газоконденсата, противоречащих основам термодинамики, а положительными тепловыми эффектами Джоуля — Томсона при дросселировании (инфильтрации) конденсата (Griffith, Millér, 1954; Чекалюк, 1965; Богомолов и соавт., 1975) и уплотнения коллекторов<sup>6</sup> (тепловой эффект трения «камень по камню»<sup>7</sup> — Огильви, 1959), находившихся до этого в разуплотненном состоянии из-за расклинивающего действия аномально высокого пластового давления (Hubbert, Rubey, 1959; Новосилецкий, 1962; Новоселов, 1975; и др.).

Опыт эксплуатационных работ свидетельствует о том, что с начальным периодом извлечения флюидов может быть сопряжено не только временное повышение призабойной температуры, но и синхронное повышение давления. Такой ход изменения этих пластовых параметров установлен при эксплуатации нефтяной залежи на Дагаджикском участке Челекенского месторождения. К. К. Тумарев и П. Е. Шувалов (1968) полагают, что это порождено прорывом углеводородов по разлому вследствие увеличения перепада давления между разрабатываемой залежью и продуктивным пластом, залегающим под 350-метровой толщей глин.

Как представляется автору, синхронное увеличение пластового давления и температуры в начальный период разработки нефтяной залежи в пачке 1а на Дагаджикском участке скорее всего обусловлено не прорывом флюидов из нижележащего пласта, маловероятным из-за «запечатывания» полости разлома мощной толщей пластичных плиоценовых глин, а уплотнением пачки 1а вследствие разрушения минерального каркаса коллектора весом вышележащих толщ при уменьшении порового давления в ходе отбора флюидов. Это явилось причиной увеличения и пластового давления, и температуры. Последняя повышалась как за счет нагрева пласта вследствие межчастичного трения, так и из-за адиабатного сжатия флюидов. В призабойной же зоне увеличение температуры, четко реагирующее на темп отбора нефти, связано с экзотермическим эффектом трения инфильтрации.

Исходя из основных положений рассмотренных гипотез, мощность теплоэнергетического эффекта разрядки солнечной энергии, аккумулярованной в осадках удельной поверхностью терригенного материала и геохимическими процессами гипергенеза, находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности седиментации, контролирующей динамику и продолжительность нарастания гравитационного давления. Особен-

---

<sup>6</sup> Повторным нивелированием установлено, что при понижении пластовых давлений вследствие извлечения флюидов над залежами возникают просадки земной поверхности (Агаев и соавт., 1973). При форсированном отборе флюидов они иногда проявляют себя как землетрясение (Сухарев, 1976). Уплотнение коллектора происходит и при понижении давления в залежах с нормальным начальным пластовым давлением (Добрынин, 1970; Авчан, 1972; Мирчик и соавт., 1975; и др.). Особенно же велики просадки при разработке залежей с аномально высоким давлением (Терновой, Белов, 1965).

<sup>7</sup> Генерация тепла за счет межчастичного трения, а также вследствие адиабатного сжатия поровых флюидов происходит и при геострессовых, по характеру проявления, уплотнениях коллекторов, когда из-за растворения порового и пленочного цемента прочность их каркаса оказывается ниже критической (Минский, 1975).



но четко этот фактор должен проявляться при реализации энергетической схемы литификационной (конденсационной) гипотезы П. Ф. Швецова, приемлемой не только для геосинклинальных, но и для платформенных седиментационных бассейнов, что весьма важно для познания энергетики процесса нефтеобразования.

Одним из доказательств прямого воздействия темпа седиментации на степень проявления экзотермического процесса конденсации минеральных частиц являются различия степени конверсии монтмориллонита и гипсометрических интервалов ее проявления в отложениях, резко отличающихся темпом накопления. Это вытекает из результатов исследования особенностей гидрослюдизации монтмориллонита в разрезах двух скважин, пробуренных на побережье Техаса (скв. Е) и Луизианы (скв. С) в олигоценовых (скв. Е) и миоценовых (скв. С) отложениях (Реггу, Новег, 1972), отраженных на рис. 104, 126. Они иллюстрируют как четкую обратную зависимость гипсометрического положения зон гидрослюдизации монтмориллонита от темпа седиментации, так и прямое влияние темпа седиментации на степень проявления этого процесса (рис. 126). Последнее подмечено и при исследованиях особенностей проявления конверсионных процессов в глинистых отложениях Предкарпатского прогиба, Предкавказья и Днепровско-Донецкой впадины (Еременко и соавт., 1975).

Пример, приведенный Н. А. Еременко и соавторами (рис. 127), наглядно иллюстрирует прямое влияние темпа осадконакопления (мощности разновозрастных отложений) на степень проявления конверсионных процессов не только в разновозрастных глинистых толщах, но и при сравнении разновозрастных (в данном случае триасовых и меловых) глинистых образований. На фоне четкой прямой зависимости степени конверсионных преобразований от мощности толщ, проявляющейся как в триасовых, так и в меловых глинах, конверсионная преобразованность триасовых глин, накапливавшихся быстрее<sup>8</sup>, существенно выше.

Большинство авторов, касающихся проблемы гидрослюдизации монтмориллонита в ходе литогенеза, считают, что главную роль в иницировании

этого процесса играет температура. При этом имеется в виду, что нагрев глинистых толщ происходит только за счет подтока глубинного тепла (Powers, 1967; Hanshaw, Bredehoeft, 1968; Burst, 1969; Минский, 1975; Магара, 1975; и др.). Вместе с тем, согласно расчетам Б. Хеншоу и Д. Бредхофта (Hanshaw, Bredehoeft, 1968), при дегидратации 1 см<sup>3</sup> глинистых пород, содержащих 2 г

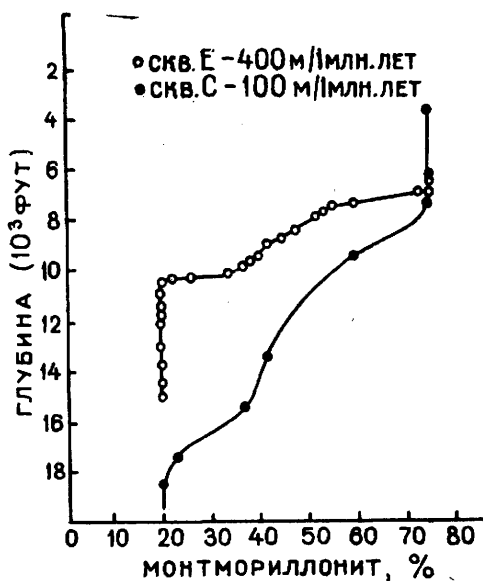


Рис. 104. Изменение содержания монтмориллонита в смешанно-слоистых иллит-монтмориллонитовых комплексах в разрезах двух скважин, пробуренных в области Голф-Кост Мексиканской впадины в зависимости от темпа седиментации (по данным: Реггу, Новег, 1972; Бакрив и соавт., 1971; Проект . . . , 1966).

<sup>8</sup> Продолжительность триасового периода (33 млн. лет) более чем в 2 раза меньше, нежели мелового — 71 млн. лет (Проект рекомендации..., 1966, шкала Холмса, 1964).

монтмориллонита, выделение 0,33 г межслоевой воды сопряжено с поглощением 178 кал. тепла. Поэтому, если бы возникновение и поддержание конверсионной дегидратации контролировалось только глубинным теплом, то при прочих равных условиях глинистые толщи, в которых прошла конверсия монтмориллонита, были бы менее прогретыми по сравнению с толщами, в которых гидрослюдизация монтмориллонита не проходила, а зоны гидрослюдизации монтмориллонита локализовались бы в их нижних, наиболее прогреваемых частях. В природе же наблюдается прямая связь этого процесса с толщами, отличающимися (отличавшимися) аномально высоким прогревом (Burst, 1969; Perry, Hower, 1972; Schmidt, 1973; и др.).

Как представляется автору, затраты тепла на высвобождение межслоевой воды могут восполниться экзотермическим эффектом резкого нарастания пластового давления вследствие увеличения удельного объема высвобождающейся межслоевой воды (если затруднен ее отток) и конденсации глинистых частиц после оттока межслоевой воды. При этом выделяющегося тепла оказывается достаточно не только для выполнения тепловой энергии, затраченной на дегидратацию, но и на нагрев осадочной толщи, в которой происходила гидрослюдизация монтмориллонита.

Реальность такого хода изменения температуры преимущественно глинистых толщ с АВПД, возникающим за счет высвобождения межслоевой воды, подтверждается материалами исследования Р. М. Новосилецкого и А. Ф. Романюк (1975). Они установили, что при уплотнении глинистых толщ в зонах возникновения АВПД такой природы пластовая температура повышается на 15—25°C.

Несоответствие гипсометрического положения зон гидрослюдизации монтмориллонита логической схеме, вытекающей из представлений о прогреве осадочного чехла только глубинным теплом, и обратная корреляция глубин завершения этого процесса с темпом седиментации, определяющим степень уплотнения (конденсации) глинистых частиц — свидетельство реальности экзотермичности процесса конденсации в связи с гидрослюдизацией монтмориллонита, на что обращают внимание И. Д. Зхус (1962, 1966; Зхус и соавт., 1977 и др.) и Е. В. Белов и соавторы (1971). В то же время это и доказательство важной роли в тепловом режиме осадочных толщ экзотермических процессов конденсации минеральных частиц, контролируемых динамикой нарастания гравитационного давления. В рассмотренном примере (рис. 104, 126) последнее подтверждается более высоким (9,4 °C/10<sup>3</sup> фут.) геотермическим градиентом в скв. Е, по сравнению со скв. С, где он составляет 7,4 °C/10<sup>3</sup> фут.

Экзотермический эффект резкого повышения пластового давления вследствие увеличения удельного объема высвобождающейся межслоевой воды и конденсации глинистых частиц — в зонах отжатия межслоевых вод — подтверждается сопряженным проявлением АВПД, резкого уменьшения минерализации поровых вод и повышения пластовых температур. На примере нефтегазоносных бассейнов Украины это установлено Р. М. Новосилецким и А. Ф. Романюк, а в пределах ряда антиклинальных зон Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна (увеличение прогрева отложений с уменьшением минерализации пластовых вод) и двух месторождений Луизианы — В. К. Рядинской и С. Г. Колесниковой (1973) и Г. Шмидтом (Schmidt, 1973).

Причина этого — не инъекции обогащенных углеводородами слабоминерализованных щелочных вод «из глубоких недр», как это представляется И. А. Лагуновой (1975) при объяснении геотермии грязевого вулканизма в связи со степенью минерализации пластовых вод, а экзотермические процессы конденсации глинистых отложений. Об этом свидетельствует литологический и глубинный (гравитационный) контроль проявления названной триады пластовых параметров: Р. М. Новосилец-

кий и А. Ф. Романюк обнаружили, что *уменьшение минерализации поровых вод и сопряженное с ней увеличение давления и температуры во вмещающих слабоминерализованные воды пластах происходит только на глубинах более 4000 м и в осадочных толщах, обогащенных сильно уплотненными глинистыми породами*<sup>9</sup>.

Поэтому появление в пределах грязевых вулканов прогретых слабоминерализованных вод на глубинах, «не показанных» для их образования, так же, как и возникновение самих грязевых вулканов — следствие прорывов по дизъюнктивным нарушениям (преимущественно атектонической природы) флюидов и глин, разуплотненных АВПД до текучего состояния (Hedberg, 1974). А пласты-реакторы с аномально высоким давлением, возникающим как за счет замедленной реакции оттока элизонных вод на прирост гравитационного давления, так и за счет увеличения удельного объема межслоевой воды (Powers, 1967; Burst, 1969; Johns, Shimooyama, 1972; Бурштар, Назаров, 1973; Magara, 1975; и др.) и образования метана (Hedberg, 1974), проявляются на глубинах, контролируемых темпом седиментации. По мнению А. А. Якубова и И. С. Атакишиева (1973), в пределах Апшеронской зоны грязевого вулканизма «корни» устремляющихся вверх прогретых слабоминерализованных вод находятся в более чем восьмикилометровой преимущественно глинистой толще юрских и меловых отложений (Успенская, Табасаранский, 1966).

Положительный термобарический эффект высокого темпа нарастания гравитационных нагрузок проявляется и в Западно-Туркменской впадине, где в плиоценовое и постплиоценовое время накопилось 4—6 км преимущественно глинистых отложений, а температура и давление в глубинном интервале 0,5—4 км соответственно изменяется от 35 до 110°C и от 60 до 600 и более атм. (Калятин, Кучерук, 1975). При этом возникновение высоких давлений может быть порождено высоким темпом седиментации и увеличением удельного объема межслоевой воды, высвобождающейся при гидрослюдизации монтмориллонита, а не только повышением температуры, как это полагают О. А. Калятин и Е. В. Кучерук и Е. В. Кучерук и Л. П. Шендерей (1975). В данном случае повышение температуры — не причина, а следствие увеличения давления. Аномальный рост температуры обусловлен и адиабатным сжатием, и экзотермическим эффектом конденсации минеральных частиц, который в условиях относительного постоянства объема оказывает прямое влияние на рост пластового давления.

Об обратной зависимости гипсометрического положения зон конверсий монтмориллонита от темпа седиментации свидетельствует и исследование этого явления К. Магара (Magara, 1975). Являясь сторонником идеи о преимущественно динамико-седиментационном контроле возникновения (и величины) аномально высокого пластового давления, он полагает, что гипсометрическое положение зон дегидратации монтмориллонита за счет высвобождения межслоевой воды контролируется началом интенсивного обводнения, а следовательно, и разуплотнения глинистых толщ, находящегося в прямой зависимости от величины АВПД. При этом К. Магара, в согласии с К. Луисом и С. Роузе (Lewis, Rose, 1970), пришел к выводу, что аномально высокая прогретость разуплотненных глинистых отложений — следствие втрое меньшей, нежели у минеральных компонентов пород, теплопроводности воды<sup>10</sup>. Прогрев же глинистых толщ в предконверсионную стадию литогенеза и после выделения меж-

<sup>9</sup> Последнее свидетельствует об отжати межслоевых («связанных», по Р. М. Новосилекому и А. Ф. Романюк) вод в коллекторы.

<sup>10</sup> К. Р. Луис и С. К. Роузе полагают, что по положительным аномалиям на термограммах глинистых толщ можно выделять обводненные зоны с аномально высокими пластовыми давлениями и устанавливать их мощность.

слоевой воды К. Магара так же, как и названные выше авторы, связывает только с глубинным тепловым потоком.

Как и при анализе исследования и выводов Р. И. Кутаса (1965; Кутас, Гордиенко, 1971) (рис. 103), впервые обстоятельно рассмотревшего влияние темпа седиментации на прогрев осадочных образований, во взглядах К. Магара на процесс прогрева осадочных толщ привлекает внимание различие в продолжительности прогрева глубинным теплом, а следовательно, и в теплоемкости быстро и медленно накапливающихся разновозрастных отложений. При прочих равных условиях быстро накапливающиеся осадочные толщи прогреваются медленнее. И не столько из-за низкой теплопроводности (в случае их высокой гидратированности), которая, как правило, характерна и для медленно накапливающихся отложений вследствие слабого их уплотнения, сколько за счет более быстрого наращивания их объема. Чем выше темп седиментации, тем больше тепла необходимо для прогрева накопившихся осадочных толщ до наступления равновесия между притоком и оттоком (рассеиванием) тепла, тем продолжительнее их прогрев. В этой связи естественно полагать, что после завершения накопления синхронных, но с разным темпом седиментации, осадочных толщ медленно накапливавшиеся отложения оказываются прогретыми больше, нежели толщи, накапливавшиеся быстро, а температурные контрасты будут тем выше, чем больше разница в темпе седиментации и чем моложе сопоставляемые аналоги (так как продолжительность их прогрева увеличивается по мере приближения к подошве отложений).

Таким образом, при высоком темпе накопления глинистых толщ, особенно когда это сопряжено с возникновением аномально высоких пластовых давлений, оптимальные для конверсии монтмориллонита температуры возникают позже и гипсометрически ниже, нежели у их медленно накапливавшихся возрастных аналогов. В дальнейшем же, по мере прогрева за счет глубинного тепла и вследствие экзотермических процессов конденсации при уплотнении, фронт оптимальных для гидрослюдизации монтмориллонита температур перемещается вверх и ко времени завершения уплотнения занимает более высокое по сравнению с медленно накапливавшимися отложениями стратиграфическое и гипсометрическое положение. Поэтому при анализе природы различий гипсометрических уровней и степени проявления конверсионных процессов следует обращать внимание как на темп и продолжительность накопления сопоставляемых осадочных толщ, так и на продолжительность времени после завершения их накопления, что практически не принимается во внимание при интерпретации результатов исследования этого явления и М. Пауэрсом (Powers), и Д. Барстом (Burst), и Э. Перри, и Д. Хоувером (Perry, Hower).

До завершения длительного прогрева и в не менее длительный период остывания быстро и долго накапливавшиеся толщи — это колоссальные аккумуляторы тепла, определяющего «судьбы» всех эндотермических процессов литогенеза.

Динамико-гравитационный контроль энергетики литогенеза подтверждается и фактами прямой зависимости степени катагенетического преобразования концентрированного и рассеянного ОВ от темпа накопления вмещающих его отложений, рассмотренными в следующей главе. И это не случайно: если бы роль самих осадочных толщ в энергетическом балансе литогенеза была пассивной, то, в соответствии с расчетами Р. И. Кутаса (1965), медленно накапливавшиеся толщи вследствие более быстрого их прогрева (рис. 103), а также благодаря большому теплоинерционному эффекту — из-за низкой теплопроводности, обусловленной более высокой, нежели у быстро накапливавшихся отложений, пористостью, — должны бы отличаться и большим метаморфизмом заключенного в них ОВ, тогда как их быстро накапливавшиеся, а следовательно,

и более уплотненные (и более теплопроводные), аналоги прогревались бы хуже<sup>11</sup>.

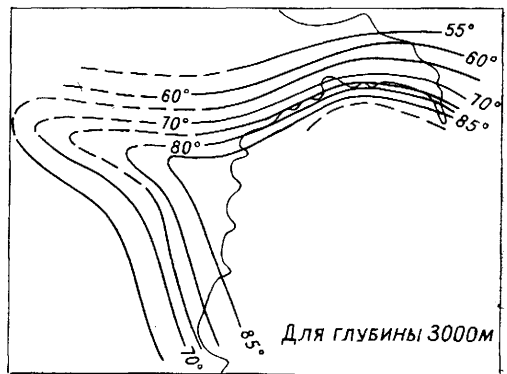
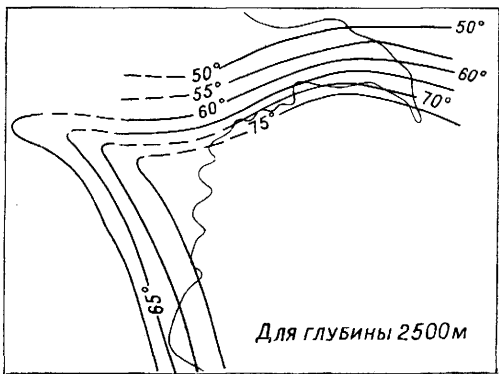
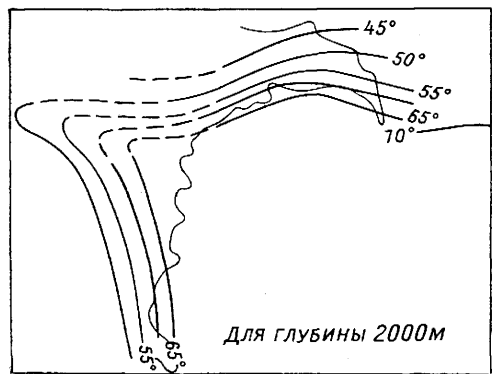
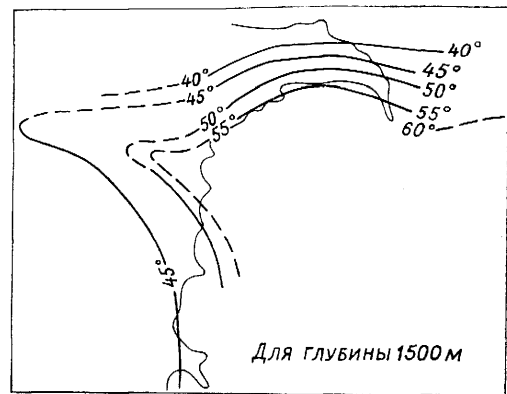
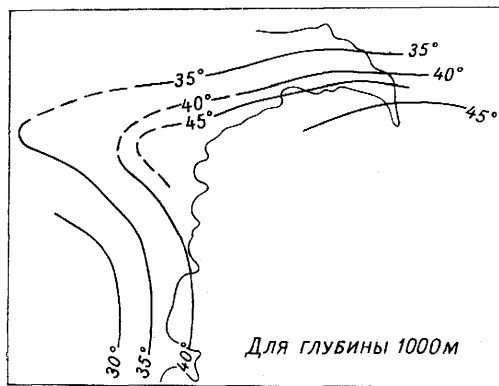
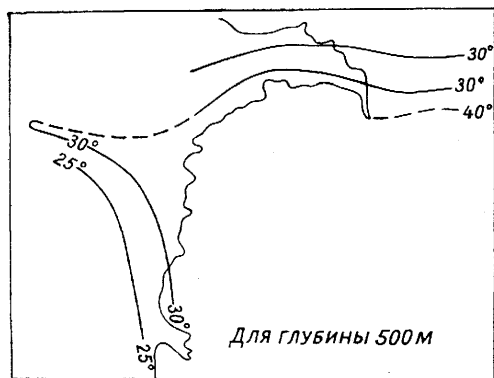
Исходя из сути гипотезы о генерации тепла в ходе литогенеза, при прочих равных условиях степень прогрева осадочных толщ за счет литогенного тепла должна находиться в прямой зависимости от темпа и продолжительности накопления разновозрастных толщ. В этом отношении показателен пример западного борта Южно-Каспийской впадины, где резкое увеличение мощности неогеновых отложений в сторону центральной части Южного Каспия (Дурмишьян, Халилов, 1973; Геодекян, 1968) обусловили усиление в этом же направлении и прогрева осадочных толщ (рис. 105; Мехтиев и соавт., 1971, рис. V.5.4). Судя по особенностям гущения и перемещения изотерм (в глубь суши), положительный тепловой эффект выделения литогенного тепла нарастает по мере увеличения глубины среза, а следовательно, по мере нарастания гравитационного давления. При этом резкое увеличение температуры пород в сторону наиболее погруженной части впадины, фиксирующееся на глубине 2000 м, по-видимому, вызвано началом главной фазы выделения литогенного тепла, инициирующегося гравитационным давлением. Нет сомнения, что существенными выделениями литогенного тепла в связи с резким увеличением мощности майкопской свиты и перекрывающих ее отложений (рис. 47), а не только теплоизоляционной ролью майкопской свиты (Сухарев, Тарануха, 1962) или же близостью молодых вулканогенных образований и генераций радиогенного тепла в майкопской свите (Мехтиев, Алиев, 1960), обусловлена низкая геотермическая ступень (18 м/°C) и в Кировабадской нефтегазоносной области Азербайджана.

Четкая прямая зависимость степени нагрева осадочных толщ от мощности разновозрастных отложений проявляется при сравнении геотермических условий Московской синеклизы и прогиба Большого Донбасса (рис. 106). Более чем втрое большая мощность примерно разновозрастных осадочных толщ в пределах прогиба стала причиной намного большей, нежели в Московской синеклизе, прогретости недр. При этом разность температур на одинаковых гипсометрических уровнях возрастает с глубиной (от 7°C на глубине — 500 м до 35°C на глубине — 1900 м), по мере нарастания контраста в темпе накопления каменноугольных и девонских отложений.

Сходные с прогибом Большого Донбасса геотермические условия проявляются в Причерноморской впадине. Несколько меньшая по сравнению с прогибом прогретость осадочных толщ в пределах ее северного борта скорее всего возникла вследствие еще не завершившегося уплотнения преимущественно терригенных отложений, относительно быстро заполнявших впадину в мезозойское и кайнозойское время. Прямая зависимость степени прогретости недр от мощности осадочного чехла проявляется и в других регионах (Покровский, 1962).

Усиление прогрева осадочных толщ по мере нарастания их мощности порождает выпуклость геоизотерм над зонами наибольшего прогиба ложа седиментационного бассейна, как это, например, имеет место в Западной Сибири (рис. 107). Это также проявляется в западной части Южно-Каспийской впадины (рис. 105) и вдоль побережья Мексиканского залива (Jam et al., 1969), где на глубине 3048 м наиболее прогретые зоны проецируются на центральную часть прибрежного прогиба, отличающегося резким нарастанием мощности кайнозойских отложений (Кинг, 1961; Paine et al., 1968). Эта закономерность характерна для всех седиментационных бассейнов с контрастным темпом седиментации (Борзасеков, 1969; Рахимов, Пашковский, 1970; Рыжков, Зуев, 1970; Богомолов и соавт., 1972; Кутас, Гордиенко, 1971; Жеваго, 1972; Буачидзе и

<sup>11</sup> При прочих равных условиях увеличение плотности пород на 15—20% почти в 2 раза уменьшает их тепловое сопротивление (Дьяконов, 1958).



Р и с. 105. Геотермические схемы — срезы западного бор та Южно-Каспийской впадины (Мехтiev и соавт., 1971)

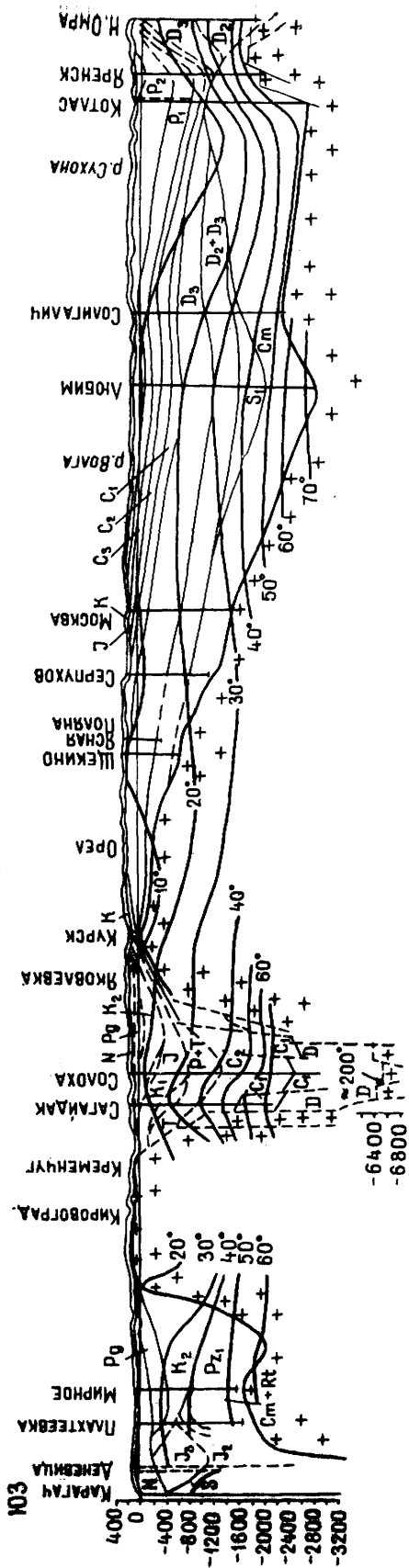


Рис. 106. Схематический геолого-геотермический профиль по линии Караган — Москва — Нижняя Омра (Покровский, 1962)

соавт., 1972; Шурубор, Захарова, 1975; и др.). И обусловлена она опять-таки не столько нарастанием теплоизолирующей роли осадочного чехла по мере увеличения его мощности, как это полагают Ю. Г. Зимин и соавторы (1967), сколько генерацией литогенного тепла в зонах максимального нарастания гравитационного давления. При этом тепловые контрасты между центральными и периферийными частями седиментационных бассейнов будут уменьшаться с увеличением временного интервала после завершения уплотнения осадков во всем стратиграфическом диапазоне.

При прочих равных условиях существенное влияние на геотермический режим осадочных толщ оказывает время консолидации складчатого основания осадочных бассейнов. Чем раньше консолидирован фундамент, тем длительнее время его остывания, тем меньше его прогретость ко времени возобновления седиментации (Смирнов, 1968; Любимова, 1968; Поляк, Смирнов, 1970; и др.), тем больше литогенного тепла затрачивается на его прогрев после перекрытия осадочными толщами, тем меньше прогретость самих осадочных толщ. Характерным примером проявления этого фактора является Западно-Сибирский нефтегазовый бассейн, в котором вариации теплового поля в значительной степени контролируются временем консолидации отдельных зон фундамента (Зимин и соавт., 1967; Сергиенко, 1977). Такая же зависимость подмечена и Э. Т. Кудашевым и Н. Рахимовым (1971) при анализе теплового режима в пределах Центрально-Устюртской зоны поднятий.

Она проявляется и в угленосных бассейнах Центральной и Западной Богемии и Центральных Судет, где ослабление метаморфизма углей и углистого детрита Я. Дворжак и В. Скочек (Dvořák, Skoček, 1975) объясняют большей уплотненностью

пород ложа седиментационных бассейнов. В данном случае высокая теплопроводность уплотненных пород ложа угленосных бассейнов явилась причиной и их охлаждения (до возобновления седиментации), и отбора ими тепла у прогреваемых их отложений.

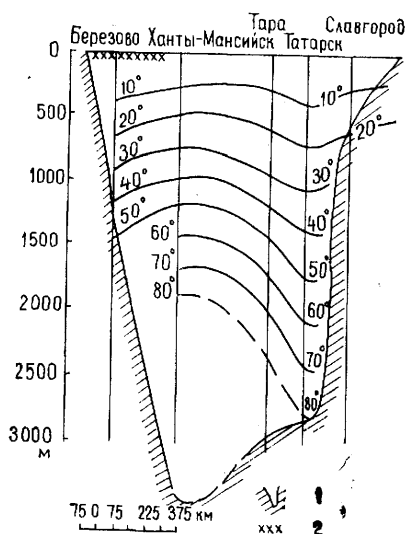


Рис. 107. Геотермический профиль по линии Березово — Ханты-Мансийск — Тара — Татарск — Славгород (Череманский, 1959). 1 — кровля дислоцированного фундамента; 2 — зона вечной мерзлоты

отмечается А. Я. Дубинским (1959), Ф. А. Макаренко (1961), В. П. Крымовым (1961), В. С. Вышемирским (1963), В. А. Магницким (1965), Е. А. Любимовой (1968), Я. Б. Смирновым (1968), В. С. Жеваго (1972) и другими исследователями.

Ряд авторов (А. Я. Дубинский, Е. А. Любимова, Я. Б. Смирнов и др.) рассматривают тектонические явления как следствие воздействия на земную кору глубинного (радиогенного) тепла, определяющего как энергетическую основу тектонических процессов, так и особенности теплового поля в пределах тектонических деформаций. Ф. А. Макаренко, В. П. Крымов, В. С. Жеваго и ряд других исследователей видят в тектоническом факторе только один из источников тепловой энергии, возникающей вследствие тангенциальных и вертикальных напряжений и за счет трения при деформациях складкообразования, а В. С. Вышемирский рассматривает его в качестве главной энергетической основы литогенеза как в геосинклинальных, так и в платформенных областях.

На основе анализа теплового режима в пределах достоверных и предполагаемых магматических внедрений Ф. А. Макаренко, В. С. Вышемирский и Б. Г. Поляк пришли к выводу, что магматическое тепло не может обусловить региональные тепловые аномалии не только в платформенных, но и в геосинклинальных областях. Согласно расчетам Б. Г. Поляка (Кононов, Поляк, 1970), тепло магматического очага при кондуктивной теплопередаче может существенно проявить себя только в радиусе 15—20 км.

Проведенный В. П. Зверевым и Б. Г. Поляком (1970) анализ результатов исследований энергетики тектонических процессов, изложенных в публикациях ряда авторов (Огильви, 1959; Рихтер, 1963; Гзовский, 1967; и др.), убеждает в том, что тепловая энергия, выделяющаяся при деформациях земной коры, в становлении регионального теплового

Таким образом, образование осадочного покрова земной коры сопряжено не только с поглощением глубинного кондуктивного теплового потока, но и с генерацией тепла в самих осадочных толщах в процессе литогенеза, обусловленной гравитационным давлением. При этом, чем выше начальная дисперсность осадочной толщи и чем выше темп и больше продолжительность ее накопления, тем больше и длительнее ее прогрев за счет литогенного тепла. А степень прогрева тем выше, чем раньше происходит возобновление осадконакопления после консолидации ложа седиментационного бассейна.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

Прямая зависимость теплового режима осадочных толщ от степени проявления тектонического фактора



поля не может иметь самостоятельного значения. Это довольно четко проявляется при сравнении энергетического баланса тектонических процессов, достигающего около  $3 \cdot 10^{25}$  эрг/год с потерями тепла Землей за счет теплопроводности и лучистого теплопереноса. Согласно данным ряда авторов, приведенным Е. А. Любимовой (1966, табл. 3), и ее расчетам, потеря тепла Землей во время ее существования (4,5 млрд. лет) составляет  $(0,1-0,8) \cdot 10^{38}$  эрг, что в 75—590 раз превышает энергоем-

$E, \mu \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$

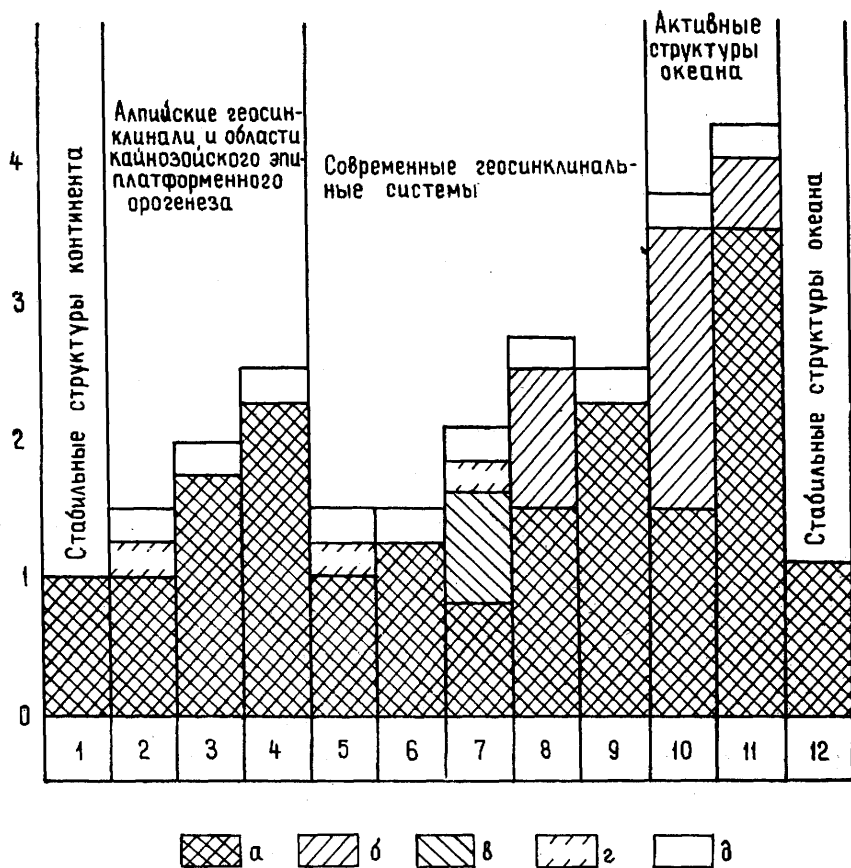


Рис. 108. Модель общей энергетики тектонически активных поясов (Смирнов, 1972).

Составляющие энергии: *a* — тепловой поток, *б* — конвективный вынос энергии (вулканизм и гидротермальная деятельность), *в* — сейсмическая энергия, *г* — метаморфизм и нестационарное нагревание, *д* — прочие виды энергии (тектоническая и другие виды энергии).

Структуры стабильных и активных поясов: 1 — докембрийские и герцинские структуры; 2 — краевые прогибы и межгорные и неотектонические впадины; 3 — мегантиклинории и неотектонические орогены; 4 — эвгеосинклинальные зоны и вулканические провинции области кайнозойского эпиплатформенного орогенеза; 5 — миогеосинклинальные впадины окраинных и внутренних морей; 6 — краевые океанические желоба (внешняя зона); 7 — краевые океанические желоба (внутренняя зона) и геоантиклинальные поднятия островных дуг (внешняя зона); 8 — геоантиклинальные поднятия островных дуг (внутренняя зона); 9 — эвгеосинклинальные впадины окраинных и внутренних морей; 10 — тектонически активные глыбовые хребты (Гавайский хребет); 11 — рифтовая зона срединноокеанических хребтов; 12 — глубокие океанические впадины (плиты)

<sup>12</sup> Колебания величины множителя обусловлены различиями расчетных моделей теплопереноса: минимальная величина характеризует теплопотери только за счет теплопроводности, максимальная — учитывает и величину лучистой составляющей, находящейся в прямой зависимости от температуры пород.

кость тектонических процессов. А по мнению Я. Б. Смирнова (1972), «...глобальный расход энергии при различных геологических, геофизических и геохимических процессах примерно в 10—20 раз меньше кондуктивного теплового потока» (стр. 52—53) (рис. 108).

Еще более контрастные данные о соотношении мощностей кондуктивного теплового потока и тектонических процессов получены М. В. Гзовским и А. В. Михайловой (1972). Применяя различные методы энергетической оценки тектонических явлений, они пришли к выводу, что тепловой поток оказывается соизмеримым с мощностью тектонических процессов только в сильно деформирующихся областях и только в первый 10-летний промежуток времени. В более продолжительные периоды ( $10^3$ ,  $10^7$  лет) средняя мощность тектонических процессов оказывается на 1—3 порядка ниже кондуктивного теплового потока. На подавляющей же части земной поверхности кондуктивный тепловой поток на 2—4 порядка выше, нежели энергоемкость тектонических процессов.

Ограниченное воздействие геодинамических напряжений на процесс углефикации органического вещества выявлено во всех угленосных бассейнах СССР (Челебаева, 1960; Калмыков, 1960; Погребницкий, 1964; Скок, 1965; Иванов, 1967; и др.). Несущественность роли дислокационного тепла в энергетике литогенеза установлена при термических исследованиях органического вещества из пород с различной геологической историей (Алексеев, Красавина, 1975). Это нашло подтверждение и при исследованиях отражательной способности пермских углей Австралии (Shibaoka, Bennet, 1976).

Положительные термоаномалии в осадочном чехле нередко истолковываются как следствие усиленного подтока радиогенного тепла по выступам кристаллического фундамента (Беляков, 1949; Дьяконов, 1958; Арабаджи и соавт., 1968; Буачидзе и соавт., 1973; и др.). Но это не согласуется как с фактами практически одинакового и преимущественно стационарного теплового потока на континентах и в океанических впадинах (соответственно  $1,17$  и  $1,19 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек — Смирнов, 1966, 1967), так и с фиксацией самых малых значений теплового потока в пределах кристаллических щитов (Любимова, 1966-а, 1968; Смирнов, 1968; Поляк, Смирнов, 1968, 1970; и др.). Геологические ситуации в зонах проявления положительных тепловых аномалий в отложениях, перекрывающих выступы кристаллического фундамента, свидетельствуют о том, что усиление теплового потока в выступах кристаллических и иных, как правило, плотных, пород обусловлено не подтоком эндогенного тепла, а их прогревом вмещающими осадочными толщами, аккумуляировавшими как эндогенное, так и литогенное (нестационарное) тепло. Обладая высокой теплопроводностью, выступы кристаллического фундамента так же, как и эрозионные выступы плотных осадочных пород, соляные штоки и рифогенные массивы выполняют роль теплоотводников, что и проявляется положительными тепловыми аномалиями в перекрывающих их отложениях<sup>13</sup>.

Н. Н. Корытникова (1943), впервые давшая теоретическое обоснование особенностям теплопереноса в телах, заключенных в материалах (породах) с иной теплопроводностью<sup>14</sup>, обращает внимание, что «тело хорошей теплопроводности как бы притягивает к себе тепло... и тепловой поток внутри такого тела будет больше, чем он был бы в этом месте, если бы тело не существовало и все пространство было заполнено одним материалом. Для тела плохой теплопроводности получается обратное: ли-

<sup>13</sup> Примером является Байрамалийская структура, где высокие значения геотермического градиента обнаружены в неоген-антропогенных отложениях, перекрывающих останцы палеоценовых известняков (Борзасеков, 1969). Это характерно и для Каратюбинского поднятия, где аномальный прогрев мезозойских отложений происходит за счет усиленного теплопереноса по соляному потоку (Дальян и соавт., 1976, рис. 2).

<sup>14</sup> Логическое обоснование им впервые было дано М. Стронгом (Strong, 1930).

ний теплового потока, приближаясь к телу, стремятся его обойти, и величина потока внутри тела будет уменьшаться» (стр. 128).

Согласно выводам, полученным при теоретических исследованиях особенностей формирования теплового поля в условиях гетерогенного строения осадочного чехла (Ковнер, 1941, 1945, 1947 и др.; Корытникова, 1943; Guyod, 1946; Дьяконов, 1958<sup>15</sup>; и др.), нашедшим подтверждение при анализе геотермических наблюдений на природных объектах (Ковнер, 1949; Беляков, 1949а; Ван-Орстранд, 1949; Джангирьянц, 1965; Жеваго, 1972; и др.), контрастность положительных термоаномалий над выступами пород с высокой теплопроводностью при прочих равных условиях находится в обратной зависимости от их размеров (диаметра) и мощности перекрывающих отложений и в прямой — от крутизны склонов и от их амплитуды (рис. 109). И проявление этой закономерности проис-

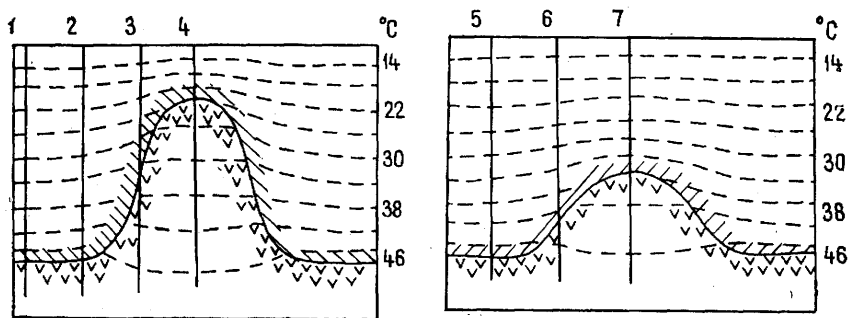


Рис. 109. Модели геотермических профилей соляных куполов в зависимости от их формы и глубины залегания (Дьяконов, 1958, — по данным лаборатории МНИ)

ходит до тех пор, пока отток тепла через утончающуюся покрывку-теплоизолятор не сбалансируется с его притоком по теплопроводящему выступу (массиву). В тех же случаях, когда выступы (массивы)-теплоотводы лишаются теплоизоляционных покрывшек, рассеивание тепла начинает намного превышать его приток и над обнаженными породами высокой теплопроводности фиксируются отрицательные тепловые аномалии, как это, например, имеет место в пределах обнаженных массивов кристаллических пород и соляных штоков, протыкающих всю толщу вмещающих отложений (рис. 110). В таких геологических ситуациях возникают благоприятные условия для быстрого охлаждения осадочных толщ, что может сказаться и на динамике литогенеза. По мнению В. С. Соболева и Г. М. Парпаровой (1975) и И. Б. Дальяна и соавторов (1976), охлаждение недр за счет высокой теплопроводности соляных штоков — основная причина увеличения глубины проявления главной фазы нефтеобразования (4—7 км) в Прикаспийской впадине и во впадине Голф-Кост.

Материалы, отражающие влияние выступов пород с высокой (или же с низкой) теплопроводностью на формирование теплового поля осадочного покрова в зависимости от сочетания рассмотренных выше факторов, содержатся практически во всех исследованиях, освещающих как глобальную, так и региональную геотермию (Покровский, 1962; Щербаков, Смирнова, 1967; Застежко и соавт., 1967; Verma et al., 1967; Любимова, 1966, 1968 и др.; Борзасек, 1969; Макаренко и соавт., 1970, 1970а; Кутас, Гордненко, 1971; Богомолов и соавт., 1972; Амирханов и соавт., 1972, 1975; Зорькин и соавт., 1975; и др.).

<sup>15</sup> Д. И. Дьяконовым приведены результаты оригинальных исследований лаборатории электромоделирования и промышленной геофизики Московского нефтяного института (МНИ).

## О ПРИРОДЕ ТЕПЛОВЫХ АНОМАЛИЙ НАД ПОЛОЖИТЕЛЬНЫМИ СТРУКТУРНЫМИ ФОРМАМИ

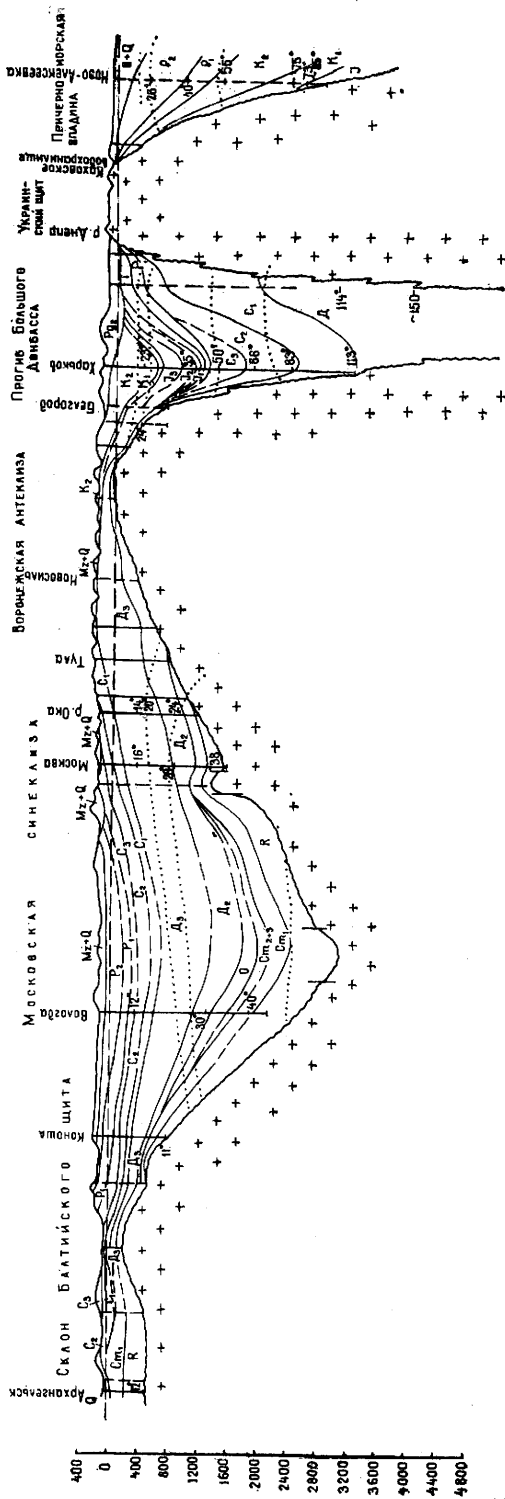


Рис. 110. Геотермический профиль по линии Архангельск — Москва — Ново-Алексеевка (Шербаков, 1967)

Наличие положительных структурных элементов, будь то перекрытые осадочными толщами выступы кристаллического фундамента, эрозионные останцы плотных осадочных пород, рифогенные массивы, соляные штоки, или же тектонические и атектонические складки и структурные формы, образованные дизъюнктивными дислокациями, — необходимая предпосылка образования подавляющего большинства обнаруженных к настоящему времени нефтяных и газовых месторождений. Поэтому выяснение природы тепловых аномалий над положительными структурными формами в зависимости от сочетания и соотношения флюидов, заполняющих коллекторы, имеющее принципиальное значение как для установления нефтегазопроисковых критериев, так и для познания генезиса углеводородов, привлекает внимание многих исследователей.

Если в структурах с ядрами из пород с повышенной (или пониженной) теплопроводностью природа присводовых тепловых аномалий, как правило, объясняется однозначно, то тепловые аномалии в пределах антиклиналей, лишенных «корней» из пород с аномальной теплопроводностью, — наиболее широко распространенных структурных форм, — в особенности если они нефтегазоносны, истолковываются по-разному. Высказываются предположения, что положительные тепловые аномалии в пределах залежей нефти и газа могут быть обусловлены экзотермическим эффектом естественного преобразования

мальной теплопроводностью, — наиболее широко распространенных структурных форм, — в особенности если они нефтегазоносны, истолковываются по-разному. Высказываются предположения, что положительные тепловые аномалии в пределах залежей нефти и газа могут быть обусловлены экзотермическим эффектом естественного преобразования

нефти (Григорьев, 1954; Рамазанзаде, Ростомян, 1958, 1960; Непримеров и соавт., 1968; Рыжков, Зуев, 1970; Мехтиев и соавт., 1971; Лялько, Митник, 1975 и др.), адиабатическим сжатием газа (Хребтов, 1965), переносом тепла флюидов по разломам и при латеральной миграции (Чекалюк, 1965; Рахимов, Пашковский, 1970; Мехтиев и соавт., 1971; Богомолов и соавт., 1972; Кротова, 1975; и др.), анаэробными микробиальными процессами (Мехтиев, 1945; Огильви, 1959), экзотермическим эффектом дросселирования при миграции углеводорода в залежь (Богомолов и соавт., 1975), тепломассопереносом из материнских пород при миграции флюидов в залежи (Макаренко, Сергиенко, 1974), конвективной циркуляцией в пределах залежей (Амирханов, Ровнин, Суетнов и соавт., 1975) и другими факторами.

Вместе с тем, положительные и отрицательные (вследствие проявления дроссельного эффекта при утечке газа из залежей) аномалии характерны не только для ловушек, содержащих промышленные скопления углеводородов, но и для сводовых и дизъюнктивных структур, не содержащих залежей нефти и газа. При этом в ряде случаев водоносные структуры оказываются более прогретыми, нежели нефтегазоносные (Матвиенко, 1972). Последнее может быть подтверждением представлений Ф. А. Макаренко и С. И. Сергиенко о природе положительных термоаномалий над сводами нефтегазоносных структур. Обладая наибольшей (для пластовых флюидов) теплоемкостью, вода порождает более контрастные термоаномалии.

Объяснение положительным тепловым аномалиям в пределах приподнятых частей тектонических структур, прежде всего, следует искать в не вызывающей никакого сомнения большей теплопроводности осадочных толщ вдоль напластований, обусловленной проявлением тепловой анизотропии<sup>16</sup>. В случаях же структур конседиментационного формирования при прочих равных условиях контрастность тепловых аномалий может и усиливаться. Это происходит как за счет уменьшения теплопроводности пород вследствие понижения их плотности в присводовых частях, в особенности если породы слабо насыщены элизонными водами (рис. 111) или же при заполнении пор углеводородами, так и за счет увеличения теплопроводности пород в периферийных частях структур в направлении, перпендикулярном напластованиям, вследствие увеличения плотности пород по мере увеличения мощности одновозрастных отложений.

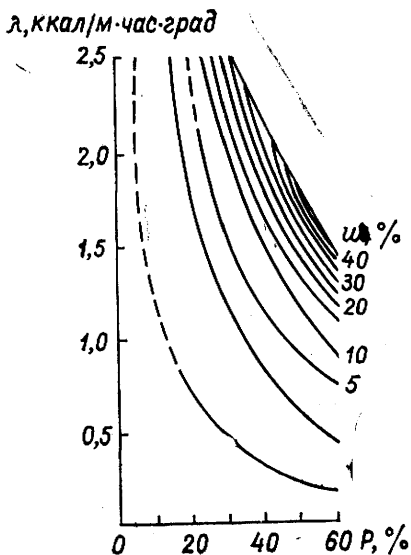


Рис. 111. Зависимость теплопроводности от пористости при разных влажностях (Любимова и соавт., 1964а)

<sup>16</sup> Коэффициент анизотропии ( $\frac{\lambda_{\parallel}}{\lambda_{\perp}}$ ) кварцевого песчаника, доломита, углистого известняка и глинистого сланца составляет соответственно: 1,05; 1,05; 1,24; 1,32 (Дьяконов, 1958).

## ЭРОЗИОННЫЕ СРЕЗЫ КАК ФАКТОР ТЕПЛОвого ПОЛЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

При воздымании тех или иных участков земной коры и, как следствие, активизации эрозионных процессов происходит перемещение и обнажение пород, находившихся в доинверсионный период в более прогретых глубинных интервалах.

Одной из первых попыток оценить влияние эрозии воздымающихся осадочных толщ на становление их теплового поля были исследования Х. Костера (Coster, 1947) о возможных геотермических последствиях эрозионного среза километровой толщи преимущественно карбонатных пород верхнего миоцена (формация бахтиар) на антиклинали Масжид-Сулейман (Иран). Согласно его расчетам, при одномоментной (разовой) эрозии 1000-метровой толщи спустя 500 тыс. лет после ее воздымания и через такой же интервал времени после ее среза тепловой поток в пределах свода антиклинали мог увеличиться на 10%.

Применяя более совершенную методику расчета, в отличие от методики Х. Костера, учитывающую непрерывность эрозионного процесса, когда прогретые на иных, больших, глубинах породы с одинаковой скоростью поднимаются к постоянно обнажающейся и сохраняющей одинаковую температуру поверхности, А. Бенфильд (Benfield, 1949) на примере антиклинали Масжид-Сулейман показал, что после эрозии километровой толщи в течение 1 млн. лет тепловой поток в ее сводовой части должен увеличиться не на 10, как это полагает Х. Костер, а на 20%.

Особую важность для познания природы теплового поля осадочного чехла имеют приведенные А. Бенфильдом расчеты изменения геотермических условий в зависимости от продолжительности воздымания и скорости денудации массивов горных пород. На примере плоского однородного гранитного массива А. Бенфильдом установлено, что величина геотермического градиента находится в прямой зависимости от продолжительности воздымания и от скорости эрозии, причем влияние скорости эрозии оказывается большим, нежели влияние продолжительности подъема (табл. 25).

Согласно табличным данным, при компенсированном эрозией воздымании в течение 1 млн. лет и скорости эрозии 0,35; 0,92; 3,07 м/1000 лет на глубине 2 км температура в эродированном гранитном массиве увеличивается соответственно на 1,97; 6,10; 22,82°C, а при некомпенсированном эрозией воздымании — на 5,08; 9,32; 26,44°C, что на 3,11; 3,22; 3,62°C выше, нежели при постоянном гипсометрическом уровне эродируемой поверхности.

На первый взгляд геотермический эффект эрозии воздымающегося массива не так-то уж и велик. Вместе с тем, когда эрозия оказывается мощной, как это, например, имеет место на Кальмиус-Еланчикском гранитоидном массиве (восток Приазовской части Украинского щита), где вследствие 8—10-километрового эрозионного среза (Кармазин, 1971) температура на глубине 1000 м (40°C) в 2 раза выше, нежели на той же глубине в центральной части Украинского щита (Покровский, 1962, рис. 2), воздействие эрозионных срезов на тепловое поле (которое в данном случае, по-видимому, усиливается также прогревом и теплоизоляцией гранитного массива осадочными толщами Азово-Кубанской и Причерноморской впадин, рис. 110) становится существенным даже в пределах практически обнаженных гранитных массивов<sup>17</sup>. Поэтому осо-

<sup>17</sup> В этой связи можно полагать, что эрозионный срез в пределах Воронежского массива, отличающегося от Украинского щита ( $0,8 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек) почти в 2 раза большим тепловым потоком ( $1,4 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек) (Любимова, 1966, 1968 и др.), достигал 15—20 км. Еще большим эрозионный срез был, по-видимому, на Балтийском щите, который, в отличие от Украинского и Воронежского кристаллических массивов, на протяжении почти всего фанерозоя был лишен осадочного чехла (Атлас..., 1960) и характеризуется относительно высоким тепловым потоком ( $0,89 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек).

Таблица 25

Зависимость температуры в поднимающемся гранитном массиве с начальным геотермическим градиентом  $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$  от продолжительности воздымания и скорости эрозии ( $V$ ) при компенсированном (А) и некомпенсированном (Б) <sup>1</sup> эрозией чодъеме (по данным А. Benfield, 1949)

	$h, \text{ km}$	$V = 1 \cdot 10^{-6} \text{ см/сек}$				$V = 3 \cdot 10^{-6} \text{ см/сек}$				$V = 10 \cdot 10^{-6} \text{ см/сек}$			
		продолжительность непрерывного поднытия, лет											
		$0,3 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^6$	$10,0 \cdot 10^6$	$0,3 \cdot 10^6$	<b><math>1,0 \cdot 10^6</math></b>	$3,0 \cdot 10^6$	$10,0 \cdot 10^6$	$0,3 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^6$	
А	1	20,54 <sup>2</sup>	21,08	21,92	23,68	—	23,29	—	—	—	32,52	—	
	2	40,95	41,97	43,67	47,18	—	46,10	—	—	—	62,82	—	
	3	61,25	62,74	65,28	70,50	—	68,48	—	—	—	91,24	—	
	4	81,47	83,40	86,75	93,67	—	90,47	—	—	—	118,07	—	
	5	101,62	103,95	108,08	116,67	—	112,14	—	—	—	143,58	—	
Б	1	23,40	22,73	22,93	24,26	24,57	25,03	27,25	33,21	29,02	34,50	47,29	
	2	45,96	45,08	45,62	48,31	47,99	49,32	53,84	65,67	55,53	66,44	91,16	
	3	67,86	67,08	68,07	72,17	70,49	72,95	79,80	97,39	80,14	96,19	131,98	
	4	89,21	88,79	90,31	95,84	92,26	96,00	105,19	128,42	103,30	124,11	170,10	
	5	110,17	110,22	112,35	119,32	113,49	118,54	130,04	158,80	125,43	150,49	205,86	

<sup>1</sup> При подъеме на 2000 м.

<sup>2</sup> Здесь и во всех колонках температура в  $^{\circ}\text{C}$ .

бенности теплового поля Украинского щита, проявляющиеся в увеличении теплового потока на его склонах (рис. 112), могут быть объяснены как увеличением теплоинерционного эффекта по мере нарастания эрозионного среза от центра к периферии воздымающегося массива, усиливающегося нарастанием теплоизоляционной мощности осадочного чехла, так и подогревом кристаллических пород осадочными толщами в зонах резкого погружения поверхности массива.

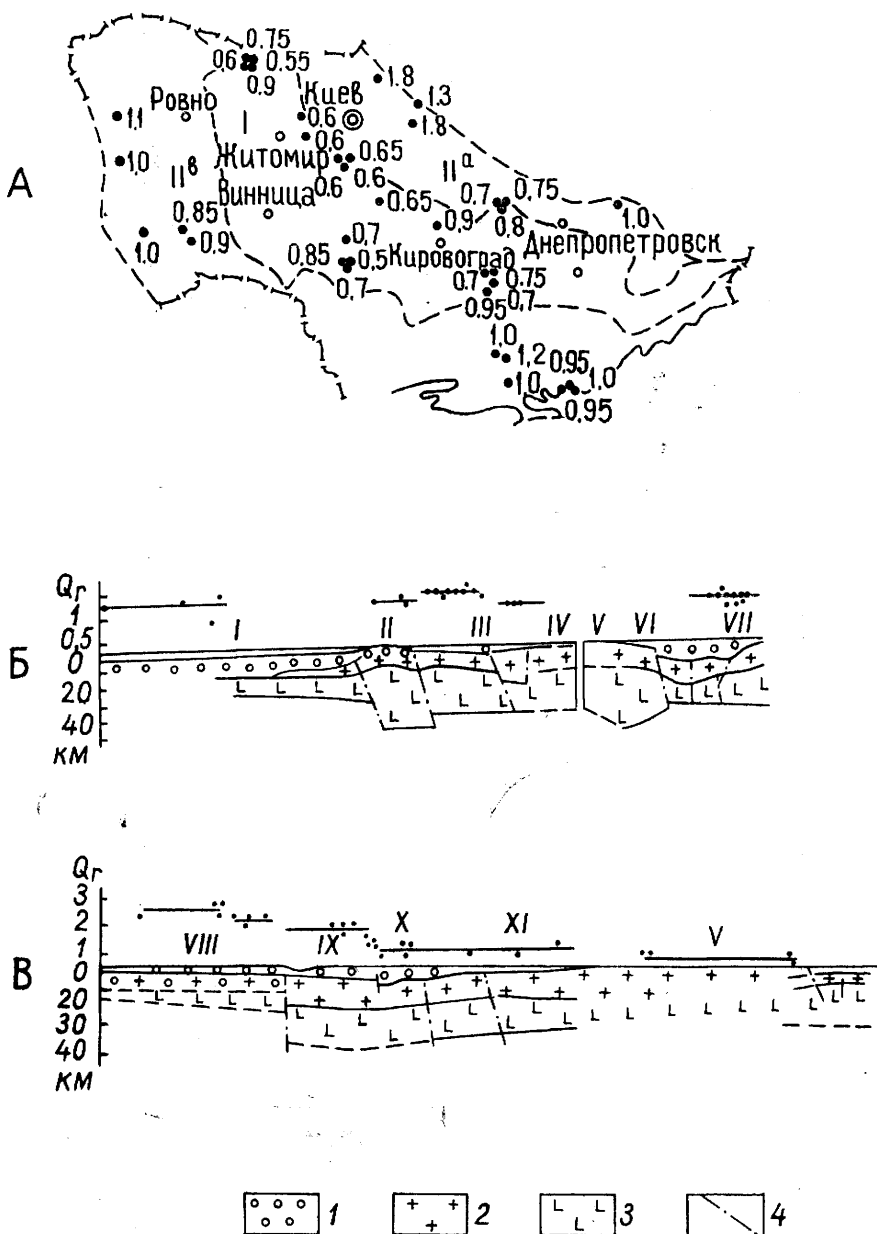


Рис. 112. Распределение глубинного теплового потока в пределах Украинского щита (А) и по профилям: Б — Черное море — Воронежский массив и В — Закарпатский прогиб — Украинский щит (Кутас, Гордиенко, 1971). I — впадина Черного моря; II — Горный Крым; III — Скифская плита; IV — южный склон Украинского щита; V — Украинский щит; VI — северо-восточный склон Украинского щита; VII — грабен Днепровско-Донецкой впадины; VIII — Закарпатский прогиб; IX — Складчатые Карпаты; X — Предкарпатский прогиб; XI — юго-западный склон Украинского щита. 1 — осадочный чехол; 2 — гранит; 3 — базальт; 4 — глубинные разломы



В тех случаях, когда приподнятые и частично эродированные массивы изверженных или осадочных пород с высокой теплопроводностью (эрозионные выступы, сохранившие тепло больших глубин вследствие проявления теплоинерционного эффекта) оказываются быстро перекрываемыми толщами пород с большим тепловым сопротивлением, они становятся причиной аномального прогрева перекрывающих их отложений. При этом прогрев перекрывающих отложений происходит не только за счет тепла, накопленного самими массивами, но и за счет прогрева основания выступов (и переноса тепла в их приподнятую часть) вмещающими их осадочными толщами.

Влияние древних эрозионных поверхностей на формирование теплового поля в перекрывающих их отложениях, наглядно иллюстрирующееся геотермическими профилями через Центрально-Каракумский свод (рис. 113), сказывается практически в каждом седиментационном бассей-

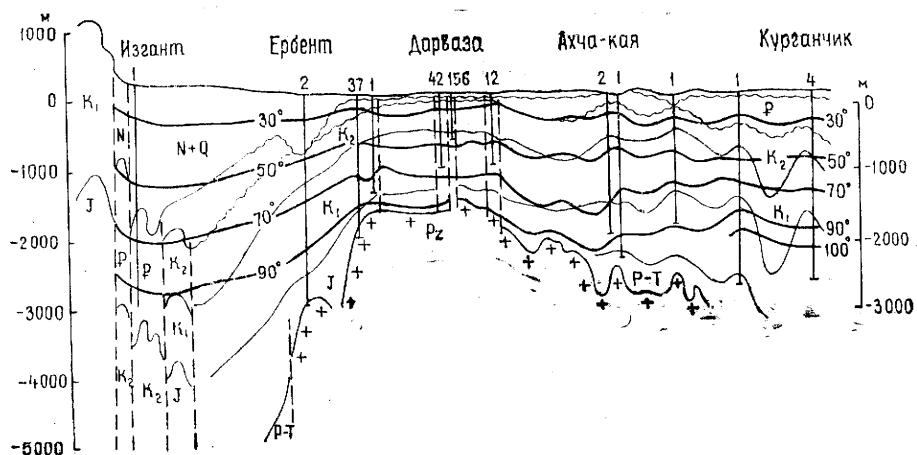


Рис. 113. Схематический геотермический профиль через Центрально-Каракумский свод (Борзасев, 1969)

не со сложной геологической историей. При прочих равных условиях оно тем сильнее, чем контрастнее последствия эрозионного процесса. В этой связи можно полагать, что аномально высокая, не свойственная для осадочных бассейнов с отрицательным градиентом вертикальных тектонических движений прогретость недр Венгерской впадины (Boldizsár, 1964) обусловлена не столько проявлением кайнозойского вулканизма (Смирнов, 1965), ограниченного как продолжительностью, так и радиусом теплового воздействия<sup>18</sup>, сколько сильной расчлененностью поверхности складчатого основания этой впадины (амплитуды гипсометрических отметок достигают 3000 м), представленного мощными, преимущественно карбонатными отложениями триаса (до 2500 м), верхнего мела (до 1100 м), эоцена (до 3000 м) и сланцами и туфогенными породами олигоцена (до 2000 м), быстро перекрытого мощными (до 5000 м) теплоизолирующими толщами неогена (Вадас, 1964).

Величину теплового потока нередко ставят в прямую зависимость от мощности кристаллического основания земной коры, в особенности от мощности ее гранитной части, наиболее обогащенной радиоактивными элементами. Однако анализ этой зависимости на глобальном материале не подтверждает ее однозначность (Смирнов, 1968). А примеры, приведенные Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко (1971), наглядно иллюстрируют

<sup>18</sup> Согласно расчетам Н. А. Огильви (1959) и Б. Г. Поляка (1966), влияние вулканического тепла ощущается только в течение 1 млн. лет. Поэтому Н. А. Огильви пришел к выводу, что на современное тепловое поле может оказывать влияние только магматическая деятельность четвертичного времени.

обратную зависимость, особенно характерную для профиля Закарпатский прогиб — Украинский щит (рис. 112). На приведенных профилях величина теплового потока усиливается по мере уменьшения мощности гранитного слоя и подстилающего его базальта. Как представляется автору, это может быть объяснено и увеличением теплоинерционного эффекта от эрозионного среза гранитного слоя, и увеличением теплопроводности земной коры в связи с уменьшением мощности гранитного слоя, обладающего относительно низкой теплопроводностью (Тихонов и соавт., 1972).

Аналогичные геотермические условия имеют место и в пределах Кураминского хребта (северо-западное обрамление Ферганской впадины), где уменьшение мощности слоя гранита в основании осадочного чехла Е. А. Любимова и соавторы (1973) так же, как и В. И. Попов (1964), рассматривают в качестве «ядерной зоны» роста материков, для которых, как они полагают, характерен напряженный тепловой режим. По их мнению, «ядерная зона» Кураминского хребта «характеризуется большой насыщенностью кислыми магматогенными образованиями, возникшими в верхнем палеозое в условиях повторного разогревания, в оздымания и размыва коры» (Любимова и соавт., стр. 85, разрядка моя — Л. Н.).

Вследствие резкого воздымания кристаллического основания подошва палеозойского осадочного комплекса Кураминского хребта залегает на глубине 4—5 км, тогда как в Алайском хребте, где мощность кристаллического основания коры выше, она — на глубине 14 км. Это обусловило как проявление теплоинерционного эффекта, так и подток тепла в приподнятые части выступов кристаллических пород за счет их прогрева уплотняющимися осадочными толщами Ферганской и Приташкентской впадин, и, скорее всего, явилось главной причиной напряженности геотермических условий в Кураминском хребте<sup>19</sup>.

Эрозионные выступы, сложенные породами высокой теплопроводности, как правило, становятся ядрами поднятий перекрывающих их осадочных напластований, что также усиливает тепловой сигнал в сводовую часть складок и за счет тепловой анизотропии перекрывающих отложений. Если же в ходе геологической истории эрозионные срезы затрагивают и перекрывающие выступы осадочные толщи, то на тепловое поле может оказать большое влияние теплоинерционный эффект сохранившихся от эрозии теплоемких осадочных пород<sup>20</sup>, усиливающийся подтоком тепла к эродированной поверхности по восстанию приподнятых пластов и уменьшением теплопроводности эродированных и перекрывающих их пород за счет повышения их температуры (Любимова и соавт. 1964; Кутас, Гордиенко, 1971; Яковлев, Васильев, 1975; и др.) (рис. 114). При этом на результирующую тепловую потока существенное влияние оказывает возраст эродированных пород (чем он больше, тем меньше их прогретость — Любимова, 1968; Смирнов, 1968, 1972 и др.; Кутас, Гордиенко, 1971; и др.), быстрота и мощность их теплоизоляции и генерация тепла в экранирующей осадочной толще в ходе литогенеза.

Судя по всему, это обстоятельство явилось главной причиной контрастной положительной тепловой аномалии, обнаруженной Д. И. Дьяконовым (1958) в неогеновых отложениях Зыбза-Глубокоярского нефтяного месторождения, моноклинално залегающих на изогнутых в анти-

<sup>19</sup> Среднее значение теплового потока в Кураминском хребте ( $2,55 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек) на 70% выше, чем в Алайском.

<sup>20</sup> Расчеты А. Бенфильда базируются на плоский гранитный массив. Согласно данным Д. И. Дьяконова (1958) и Е. А. Любимовой и Г. Н. Стариковой (1966), температуропроводность гранита в 2—3 раза выше, чем у песчаников и в 2,5—4 раза выше, нежели у глин. Возможные последствия влияния эрозионных срезов осадочных толщ на ход становления их теплового режима отражены на номограмме, составленной Ф. А. Макаренко и соавторами (1972, рис. 1).

клинальную складку и эродированных палеогеновых толщах (рис. 115). Контрастные положительные тепловые аномалии получены и при геотермическом картировании погребенных структур с эродированными позднеюрскими и с частично эродированными среднеюрскими и поздне-меловыми отложениями (Судариков, 1964) в Сухокумском нефтегазоносном районе и в восточной части Прикумского вала в Северном Дагестане (Амирханов и соавт., 1972, 1975). Такие же аномалии выявлены и над сводами погребенных поднятий с эродированными терригенными отложениями девона в Нижнем Поволжье (Машкович и соавт., 1973).

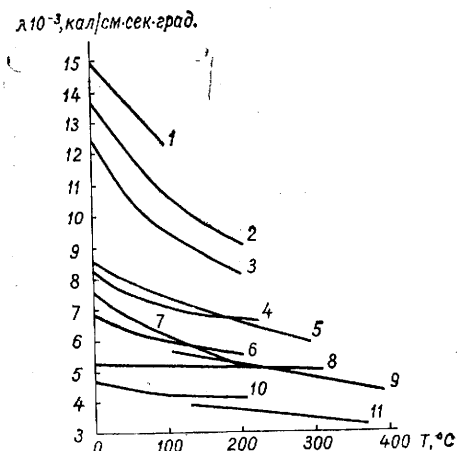


Рис. 114. Зависимость теплопроводности ряда горных пород от их температуры (Любимова и соавт., 1964).

1 — кварцит; 2 — кварцевый песчаник; 3 — дунит; 4 — известняк; 5, 6 — гранит; 7 — мрамор; 8 — диабаз; 9 — гранит; 10 — сланец; 11 — известняк доломитизированный

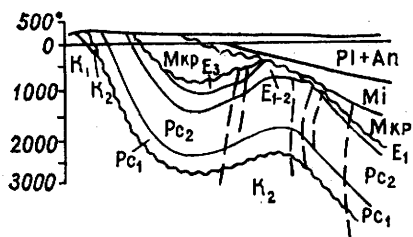


Рис. 115. Геологический профиль через Зыбза-Глубокоярскую площадь (Шарданов, Пекло, 1959)

Материалы по геотермии Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна позволяют обратить внимание на то, что мощные эрозионные срезы, имевшие место в этом регионе в постплиоценовое время на Челекенской, Небит-Дагской, Монжуклинской, Боя-Дагской и ряде других структур, проявили себя не только присводовыми плотностными максимумами (табл. 21), но и контрастными положительными тепловыми аномалиями (Джибути, 1962). Такую же природу имеют тепловые аномалии в неогеновых отложениях ряда площадей Центрального Предкавказья, где они перекрывают эродированные толщи майкопских глин. В этом регионе в пределах Ставропольского поднятия фиксируется аномально высокий (в среднем  $2,0 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек — Любимова, 1968) тепловой поток, намного превышающий его среднее значение ( $1,3 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек — Макаренко и соавт., 1970) для герцинских областей.

Одни исследователи объясняют это прогревом майкопских глин водами хадумского горизонта, приносящими тепло из расположенных к западу и востоку глубоких депрессий как за счет конвекции (Корценштейн, 1954), так и вследствие термодиффузионного процесса (Покровский, 1962), другие — хорошими теплоизоляционными качествами и большой мощностью майкопской свиты (Тарануха, 1961; Воробьева, Мирошников, 1964), третьи полагают, что аномальная прогретость Ставропольского поднятия обусловлена усиленным подтоком глубинного радиогенного тепла (Дубинский, 1959; Любимова, 1968; Макаренко и соавт., 1970б; Гришина, Ермаков, 1970).

В отличие от мнения большинства исследователей, отводящих осадочному чехлу только роль теплоизоляционного экрана, А. И. Хребтов

(1959, 1965), В. С. Вышемирский (1963) и П. Ф. Швецов (1966, 1973) объясняют ставропольскую тепловую аномалию генерацией тепла в самой осадочной толще. А. И. Хребтов полагает, что нагрев майкопской свиты, особенно ее нижней части, происходит за счет адиабатического сжатия газа, выделяющегося в процессе преобразования органического вещества, П. Ф. Швецов рассматривает его как следствие экзотермического эффекта уменьшения удельной поверхности глинистых частиц в ходе литификации глин, а В. С. Вышемирский пришел к выводу, что напряженный геотермический режим Ставропольского поднятия возник при уплотнении пород тектоническими напряжениями и тектоническим трением.

Обилие гипотез в объяснении того или иного явления природы обычно свидетельствует или о многообразии причин, порождающих данное явление, или же обусловлено непознанностью главного фактора, регламентирующего это явление. Как представляется автору, в рассматриваемом случае многообразие в объяснениях тепловой аномалии на Ставрополье — следствие недооценки роли тектонического фактора в консервации тепла, накопленного осадочными толщами в ходе литогенеза, эрозионными срезами, неоднократно проявлявшимися в этом регионе при инверсиях тектонических движений (Безбородов и соавт., 1958; Бурштар, 1960; Табасаранский, 1960; Судариков, 1964).

Нет сомнения, что толща майкопских глин в тепловом режиме этого региона играет важнейшую роль. Они отличаются и хорошими теплоэкранирующими свойствами (из-за низкой теплопроводности —  $3,27\text{--}3,79 \cdot 10^{-3}$  кал/см·град·сек) и высокой теплоемкостью, способствующей накоплению глубинного и литогенного, генерированного в самой толще, тепла. Существенную роль при этом, по-видимому, играет и подток тепла из Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин. Это может быть следствием как высокой теплопроводности подстилающих майкопскую свиту карбонатных пород палеогена и мезозоя, так и конвекционного переноса тепла водами хадумского горизонта.

Вместе с тем сопоставление результатов исследования геотермических условий этого региона путем построения геотермических карт-срезыв (Покровский, 1962), схемы гипсометрического положения геоизотермической поверхности  $+50^\circ\text{C}$  (Дубинский, 1959) и карты теплового потока (Макаренко и соавт., 1970) с материалами палеогеографических исследований (Безбородов и соавт., 1958; рис. 35—38; Бурштар, 1960; Атлас..., 1960) иллюстрируют прямую зависимость напряженности теплового режима от степени эродированности отдельных составляющих разреза в приподнятых зонах осадочного чехла. Особенно четко такая зависимость проявляется в майкопской свите — наиболее мощной и гомогенной глинистой толще разреза — при совмещении схемы ее мощности<sup>21</sup> со схемой изменения в ней геотермических ступеней (рис. 116), что не согласуется с выводами М. В. Мирошникова и Ю. К. Таранухи о прямой зависимости геотермического режима Ставрополья от мощности майкопской свиты.

В данном случае важную роль в формировании геотермического режима сыграли эрозионные срезы, обнажившие более прогретые части разреза майкопской свиты, характеризовавшиеся до этого высокими геотермическими ступенями вследствие относительно равномерной прогретости нижних частей глинистых толщ с малым градиентом плотности. Остывание обнаженных эрозией глин обусловило постепенное уменьшение геотермической ступени. Этот процесс находится в прямой зависимости от мощности эрозионного среза, так как при прочих равных условиях геотермическая ступень в эродированных отложениях тем выше,

<sup>21</sup> В пределах зон эрозионного среза уменьшение мощности майкопской свиты сопряжено с увеличением мощности эродированных отложений,

чем выше была степень и равномерность их прогрева до начала эрозий и чем меньше была продолжительность перерыва в осадконакоплении. Поэтому при определении палеогеотермических условий следует иметь в виду не только современные мощности осадочного чехла (Власова, Тарануха, 1967), но и масштабы эрозионных процессов.

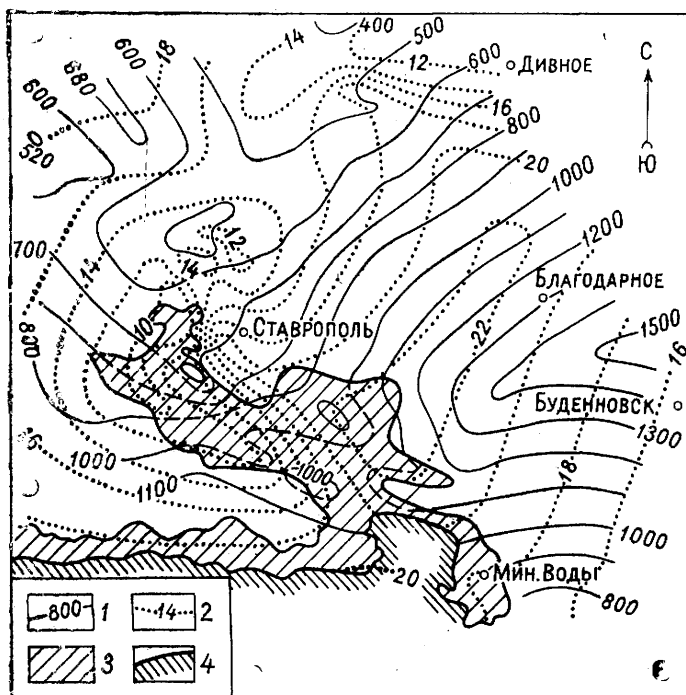


Рис. 116. Схема мощностей и геотермической ступени майкопских отложений Центрального Предкавказья (по данным А. И. Хребтова, 1961).

1 — изолинии равных мощностей; 2 — изолинии геотермической ступени,  $m^{\circ}C$ ; 3 — выходы на поверхность майкопских отложений; 4 — выходы на поверхность пород хадумского горизонта

Восходящие тектонические движения, вызывающие эрозионные срезы воздымающихся напластований, изменяют гипсометрическое положение разновозрастных толщ. Более прогретые и, как правило, более уплотненные отложения оказываются на одном гипсометрическом уровне с менее прогретыми (и менее уплотненными) отложениями. При этом следует иметь в виду, что в отличие от плотностных контрастов, возникающих в таких ситуациях на одинаковых гипсометрических уровнях и практически не изменяющихся во времени (вследствие проявления гистерезиса уплотнения), температурные контрасты между приподнятыми и опущенными зонами постепенно сглаживаются по мере остывания эродированных толщ как во время перерыва осадконакопления, так и после перекрытия их молодыми отложениями, вследствие увеличения теплового потока по восстанию пластов за счет тепловой анизотропии слоистых образований. По мнению А. Я. Дубинского (1959), такую природу имеет сглаживание температурных контрастов в эоценовых, хадумских и майкопских отложениях между приподнятым районом расположения Ипатовской и Невинномысской скважин и скважинами, пробуренными в относительно погруженной части Предкавказья, не испытавшей мощных эрозионных срезов (табл. 26).

При прочих равных условиях мощные эрозионные срезы глинистых толщ и их остывание при длительном перерыве осадконакопления могут явиться главной причиной аномального (для плотных пород) увеличения

Соотношения между глубиной залегания пород, их плотностями и современными глубинными температурами в ряде скважин Предкавказья (Дубинский, 1959)

Скважина	Эоцен			Хадум и майкоп		
	интервалы глубин (Н), м	плотность ( $\sigma$ ), г/см <sup>3</sup>	температура (Т), °С	Н	$\sigma$	Т
Новомиинская	993—1234	1,88	38	638—993	1,98	36
Выселковская	1428—2037	2,17	63	—	—	—
Песчанокопская	760—1251	1,85	39	—	—	—
Ипатовская	598—1135	2,2	43—50	573—740	2,0	37—48
Невинномысская	123—820	2,42	35—50	до 123	2,43	17—27

геотермического градиента во вскрытых эрозией уплотненных глинистых породах. Как представляется автору, проявление этого фактора обусловило и резкое увеличение температуры в миоценовых и майкопских отложениях, фиксируемое термограммами ставропольских скважин (Дьяконов, 1958). Судя по геологической истории, этот фактор проявился также в Западно-Кубанском и Восточно-Кубанском прогибах, где геотермические градиенты, а следовательно, и температура увеличиваются в пределах бортовых зон (Бедчер, 1959; Котов, 1961; Матвиенко, 1966, 1972), характеризующихся наличием эрозионных срезов в мезозойских и кайнозойских отложениях (Жабрев, 1959; Шарданов, Пекло, 1959; Ростовцев, Буряк, 1959; Бурштар, 1960; и др.)<sup>22</sup>.

Прямое влияние внутрiformационного эрозионного среза на тепловой режим послеприформационных отложений подмечено в региональном плане и на локальных структурах Апшеронской нефтегазоносной области. Ш. Ф. Мехтиевым и соавторами (1973) установлено, что прогретость отложений, перекрывающих продуктивную толщу, находится в прямой зависимости от мощности эрозионного среза продуктивной толщи. Причина этого — не только уменьшение глубины залегания теплоемких палеоген-плиоценовых глинистых отложений в зонах мощного эрозионного среза продуктивной толщи, как это представляется Ш. Ф. Мехтиеву и соавторам, но и выделение тепла за счет теплоинерционного эффекта самой незэродированной части продуктивной толщи, аномально прогревающей перекрывающие ее отложения. Нет сомнения, что такую же природу имеют положительные тепловые аномалии и в пределах Невинномысского вала, Тимашевской ступени и Ейско-Березанской зоны Скифской платформы (Шарданов, Никифоров, 1959; Бурштар, 1960; Судариков, 1964; Матвиенко, 1966).

Таким образом, геотермический режим палеоседиментационного бассейна контролируется не только мощностью глин в заполняющей его осадочной толще, как это полагают Г. М. Сухарев и Ю. Н. Тарануха (1962), но и степенью его раскрытости эрозионными процессами и продолжительностью перерывов осадконакопления. Поэтому правы В. С. Вышемирский (1963), В. И. Горшков (1972) и другие исследователи, когда они обращают внимание на необходимость учета при оценке геотермических условий недр возможности остывания осадочных толщ

<sup>22</sup> Нарушения однозначной зависимости теплопроводности терригенных пород от их уплотнения побудили А. З. Бедчера искать объяснение этому явлению главным образом в изменениях дисперсности и отсортированности минеральных компонентов осадков, что не согласуется с его же данными по ряду месторождений Западно-Кубанской впадины (Ново-Дмитриевскому, Калужскому, Ключевскому), имеющим одинаковый разрез майкопских отложений, залегающих на примерно одинаковых глубинах (1830—1915 м), но существенно отличающихся геотермическими условиями).

при инверсиях тектонических движений, что весьма важно для познания генезиса УВ и для решения прикладных задач. Разумеется, что при прочих равных условиях эволюция теплового поля и современные температуры в осадочных толщах прежде всего определяются их возрастом. Чем древнее осадочные породы, тем они, как правило, менее нагреты вследствие длительного остывания.

### О ВЛИЯНИИ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ НА ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

Неоднородность теплового поля, наблюдающаяся в зонах проявления дизъюнктивных дислокаций, обычно объясняется гидротермальной деятельностью или же генерацией тепла в зонах сколов при перемещении блоков горных пород. Вместе с тем в ходе исследований природы тепловых аномалий в дизъюнктивных зонах было установлено, что тепловые аномалии, связанные с гидротермальной деятельностью и теплотой трения при перемещениях блоков «живут» недолго (около 1 млн. лет — White, 1957; Огильви, 1959). Поэтому реальность проявления таких аномалий в пределах дизъюнктивных дислокаций, возникших в дочетвертичное время, маловероятна.

Если обратить внимание на особенности теплового поля в пределах разрывных нарушений, то станет очевидным, что обнаруживаемые там тепловые аномалии возникли прежде всего по причине теплоинерционного эффекта приподнятых блоков, усиливающегося эрозионными срезами. Последнее и предопределяет асимметрию возникающих при этом положительных тепловых аномалий, так как они порождаются только приподнятыми крыльями (блоками) дислоцированных пород. Такая конфигурация тепловых аномалий характерна не только для открытых, но и для погребенных поднятий. Например, палеозойские погребенные поднятия в Нижнем Поволжье, где, как и в других регионах, асимметрия тепловых аномалий обусловлена большей прогремостью приподнятых блоков, что и породило линейную вытянутость геозотерм вдоль основных направлений дизъюнктивных перемещений осадочных толщ (Машкович и соавт., 1973).

В региональном плане показателен пример положительной тепловой аномалии в пределах Жигулевской дислокации (рис. 117, 118), неоднократно и по-разному истолковываемой в публикациях. М. Ф. Беляков (1949) и В. А. Магницкий (1953) объясняют ее как следствие подъема

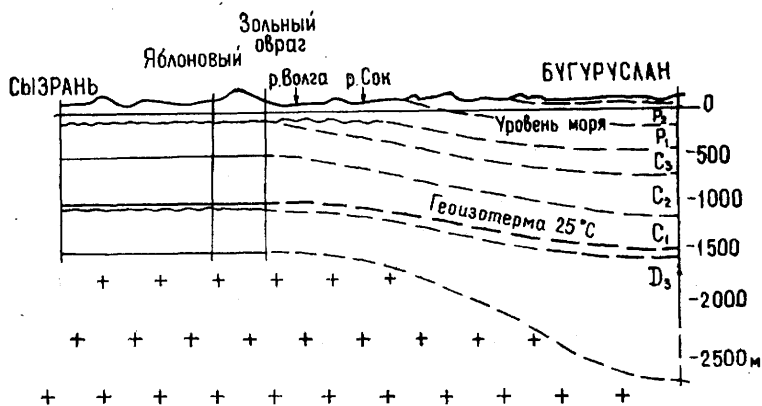


Рис. 117. Схематический геолого-геотермический профиль по линии Сызрань—Яблоновый овраг—Зольный овраг—Бугуруслан (Беляков, 1949). Положение стратиграфических границ дано по материалам Д. И. Дьяконова (1958)

фундамента, А. В. Дружинин (1961) — дробностями петрографического состава пород мическими процессами в земной коре, В. И. Н (1962) — подтоком глубинных флюидов по ра ский (1963) пришел к выводу, что тепловая ан тектонического сжатия.

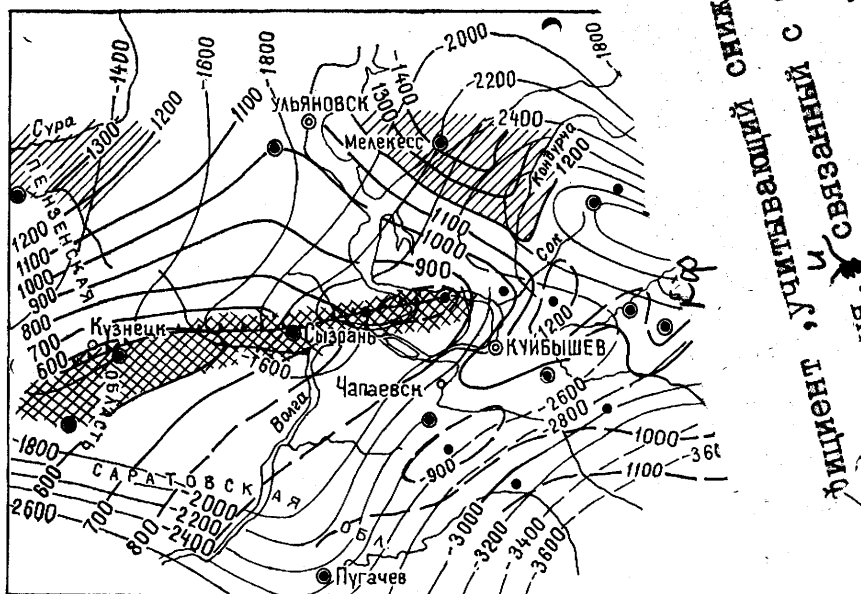


Рис. 118. Схема гипсометрического положения изотермической поверхности 25°C в пределах Куйбышевского Поволжья (Дружинин, 1961). 1 — точечный замер; 2 — замер геотермического градиента; 3 — стратозигипсы кровли кристаллического фундамента; 4 — изолинии гипсометрического положения геозотермы 25°C; 5 — положительная термоаномалия; 6 — отрицательная термоаномалия

Как представляется автору, ближе всех к истине в объяснении природы Жигулевской тепловой аномалии находятся М. Ф. Беляков и В. А. Магницкий, полагающие, что она возникла вследствие воздымания массива кристаллических пород фундамента. Если при этом иметь в виду теплоинерционный эффект эрозионного среза кристаллических пород и неоднократных эрозионных срезов осадочных толщ, проявлявшихся здесь в позднефранское, фаменское и неоген-четвертичное время (Тихий, 1964; Олли, Вышемирский, 1951), перенос тепла по воздымающимся пластам благодаря их тепловой анизотропии, а также подток тепла к поверхности выступа фундамента за счет прогрева его нижней части прилегающими осадочными толщами, то решающая роль этих факторов в образовании Жигулевской положительной тепловой аномалии, приуроченной к южному приподнятому крылу разлома (рис. 118), станет очевидной. Что же касается подмеченного А. В. Дружининым увеличения прогретости недр в западном (от Жигулевска) направлении, то объяснение этому следует искать в тепловой изоляции вскрытых эрозией палеозойских отложений толщей слабоуплотненных мезозойских и палеогеновых пород.

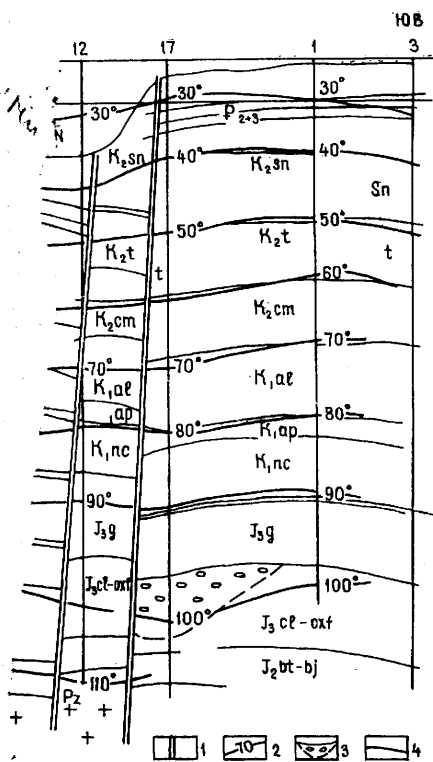
Тепловые контрасты, вызванные дизъюнктивными дислокациями, наглядно иллюстрируются геолого-геотермическими профилями через Фарабскую и Шуртепинскую площади (рис. 119, 120). При этом уменьшение тепловой контрастности между приподнятыми и опущенными



крыло  
ное д  
логи

*О положительных  
тепловых аномалиях  
с приотраженными  
блоками.*  
ср. 205

ния глубины замера<sup>23</sup>, характер-  
ных дизъюнктивных дислокаций,  
меньшением геотермического гради-



ский профиль через Фарабское газовое  
ждение (Борзасеков, 1969)

ента при  
род с гл.  
уменьшением.  
сброса, как э  
ляется И. Ха  
(1971), или же  
нием плотности т.  
потока «от близко  
гающего фундаме  
как это полагае  
М. С. Арабаджи и соавто  
ры (1973), так как умень  
шение амплитуд сбросов с  
глубиной — явление не по  
всеместное, а прогрев  
толщ от единого источни  
ка тепла прежде всего за  
висит от их теплопровод  
ности.

Дизъюнктивную природу имеют многие положительные тепловые аномалии, обнаруженные в региональном плане и в пределах локальных нефтегазоносных структур Азербайджана, Туркмении и других, изобилующих разрывными на-

<sup>23</sup> На профиле через Фарабскую площадь в нижней части разреза нормальный ход изменения температуры пород нарушен дроссельным эффектом газовой залежи.

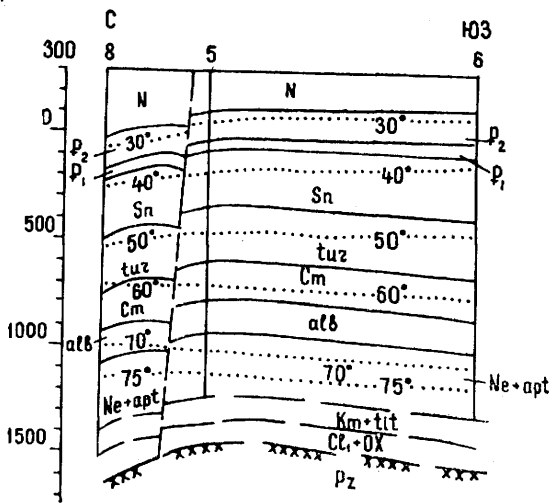


Рис. 120. Геолого-геотермический профиль Шуртупинского поднятия (Халисмагов, 1971)

рушениями, регионов. При этом тепловые контрасты здесь, как правило, обусловлены не столько проявлением диапиризма и не «циркуляцией восходящих термальных вод по разрывам»<sup>24</sup>, как это полагают Ш. Ф. Мехтиев и соавторы (1973) и А. А. Якубов и И. С. Атакишиев (1973), сколько теплоинерционным эффектом приподнятых и опущенных блоков (рис. 121).

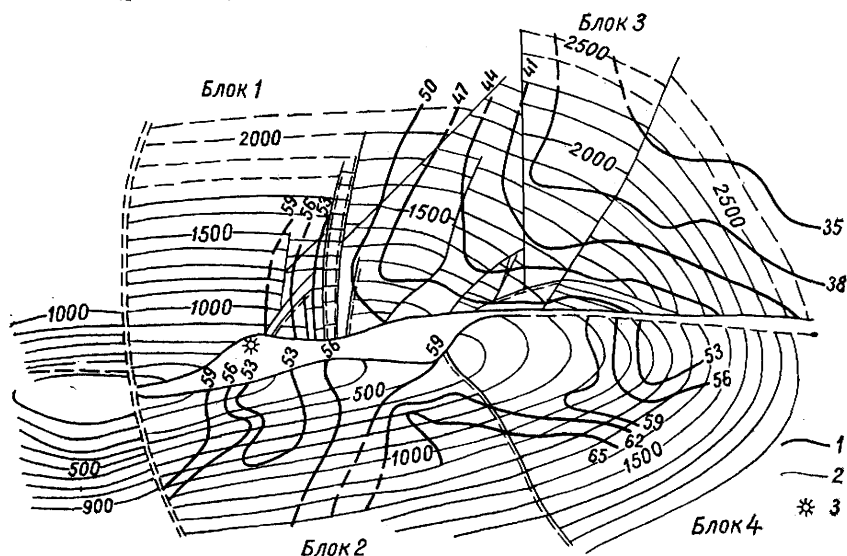


Рис. 121. Схематическая геотермическая карта-срез месторождения Нефтяные Камни для глубины 1000 м (Мехтиев и соавт., 1973). 1 — изотермы; 2 — изогипсы по кровле ПК; 3 — грязевый вулкан

При интерпретации природы тепловых аномалий, сопряженных с дизъюнктивными дислокациями, следует иметь в виду, что при прочих равных условиях положительные аномалии на приподнятых (и в той или иной степени эродированных) крыльях проявляются только в тех случаях, когда перемещение крыльев (блоков) произошло после образования осадочных толщ. Если же сбросы (разломы) формируются непрерывно, конседиментационно, то положительные тепловые аномалии должны возникать на опущенных крыльях (крупных блоках) — в зонах больших мощностей разновозрастных отложений, а следовательно, и более высокого темпа седиментации. Это наглядно иллюстрируется рассматриваемыми в следующей главе результатами исследований Ю. Н. и В. Н. Нагорных (1972, 1973), установивших прямую зависимость степени метаморфизма углей от мощности вмещающих отложений в Донецком бассейне (рис. 132). Согласно материалам, отражающим геотермические условия (Арабаджи и соавт., 1973) и геологическое строение (Мирчинк и соавт., 1972), прямая зависимость прогретости разновозрастных отложений от их мощности проявляется в зонах разломов непрерывного (конседиментационного) развития в пределах Арало-Каспийского региона. Особенно это характерно для Северо-Карабогазского и Арстановского разломов, отличающихся большим градиентом мощности разновозрастных отложений между опущенными (опускавшимися) и приподнятыми (относительно стабилизированными) крыльями.

<sup>24</sup> Если бы положительные тепловые аномалии возникали за счет прогрева осадочных толщ термальными водами, то в скважинах на месторождении Сулутепе, пробуренных в пределах дизъюнктивных нарушений на приподнятом (скв. № 1669) и опущенном (скв. № 1668) крыльях, на одних и тех же глубинах должны бы фиксироваться одинаковые температуры. Однако геотермические исследования этих скважин показали, что в скв. 1669 породы прогреты на 5–7°С выше, нежели в скв. 1668 (Мехтиев и соавт., 1973, рис. 26, 27, табл. 18).

Как подмечено С. Г. Думанским и Д. И. Кульчицким (1967), температурные контрасты в пределах дизъюнктивных дислокаций находятся в прямой зависимости от амплитуд сбросов. При этом существенную роль играет время завершения дислокаций (Дьяконов и соавт., 1973; Арабаджи и соавт., 1973). При прочих равных условиях, *чем продолжительнее период после затухания перемещений блоков, тем меньше между ними тепловые контрасты на одинаковых гипсометрических уровнях вследствие остывания приподнятого блока.*

## О ПРЕДПОЛАГАЕМОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Бесспорность важной роли гравитационного фактора в образовании нестационарной составляющей теплового потока, убедительно обоснованная теоретически и подтверждающаяся геотермическими исследованиями, побудила автора рассмотреть логическую схему эволюции геотермического режима осадочных толщ преимущественно глинистого состава, исходя из основных положений теории уплотнения глинистых отложений.

Нагрев накапливающихся толщ начинается с их подошвенной части, так как, с одной стороны, она ближе к источнику стационарного теплового потока, с другой, с нее начинается процесс уплотнения, инициирующий экзотермические реакции литогенеза. В нижней части осадочной толщи, как правило, полнее реализуются потенциальные возможности уплотнения, а следовательно, она раньше и полнее реализует свой литогравигенный теплоэнергетический потенциал. Поэтому при прочих равных условиях *количество тепловой энергии литогенной природы, выделяемой осадочной толщей, и продолжительность генерации тепла должны находиться в прямой зависимости от темпа и продолжительности накопления этой толщи, содержания в ней тонкодисперсных глинистых минералов и от темпа и продолжительности накопления перекрывающих ее отложений*, так как все эти факторы оказывают прямое влияние на продолжительность инерционного уплотнения.

Если глинистая толща заключает в себе проницаемые прослой, облегчающие ее уплотнение за счет дренирования отжимающейся воды, то мощность литогенного тепловыделения, а следовательно, и быстрота нагрева толщи при прочих равных условиях будет находиться в прямой зависимости от равномерности распределения дренирующих прослоев и, до известных пределов, от их числа. При этом максимальный нагрев осадочной толщи должен быть более быстрым, нежели при длительном уплотнении гомогенных глинистых толщ, хотя абсолютное количество тепла гомогенные толщи выделяют больше и прогреваются они выше, нежели гетерогенные.

Следовательно, при суждениях о палеотемпературах в осадочных толщах по степени уплотнения глинистых пород необходимо иметь в виду, что наиболее достоверная информация о максимальном прогреве недр по уплотнению глин может быть получена только в гомогенных глинистых толщах, не отличавшихся резким изменением темпа седиментации. В тех случаях, когда глинистые отложения содержат большие объемы пластов проницаемых пород, тепло, выделяемое при их быстром и сильном уплотнении, в значительной степени расходуется на прогрев слабоуплотняющихся проницаемых пород и циркулирующих в них вод<sup>25</sup>.

<sup>25</sup> Примером служат неогеновые отложения Апшеронского полуострова и Бакинского архипелага, где высокая песчаность разреза, обусловившая сильное уплотнение глин (Прозорович, 1956, 1961; Коробанова и соавт., 1965) (рис. 63), явилась и главной причиной относительно слабой прогретости недр (Сухарев, Тарануха, 1962)

Поэтому их максимальный нагрев оказывается ниже, нежели у прослоев слабоуплотненных (вследствие цементационного упрочения минерального каркаса) медленно накапливавшихся глин в гомогенных толщах, прогреваемых так же, как и вмещающие их плотные глины.

В отличие от гомогенных глинистых толщ, продолжительность остывания которых при прочих равных условиях находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности седиментации<sup>26</sup>, гетерогенные

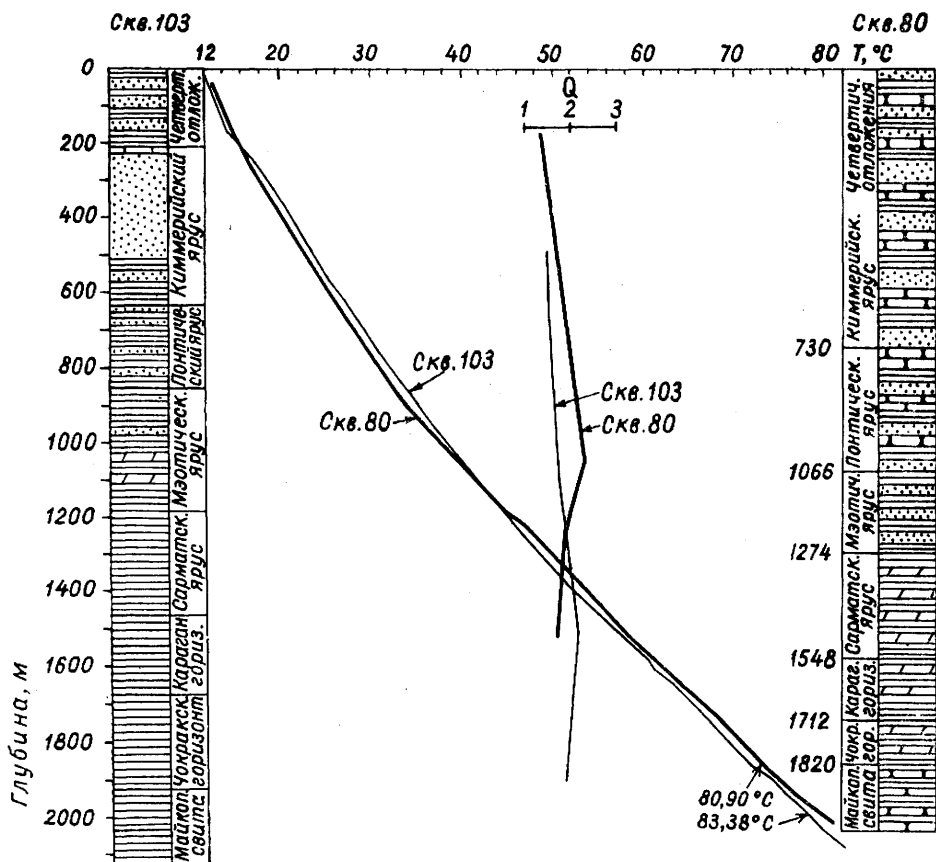


Рис. 122. Изменения температуры и теплового потока в разрезе скважин 103 и 80 Ново-Дмитриевского месторождения (Любимова и соавт., 1964; Любимова, 1966а)

образования, как правило, остывают быстрее, так как они обычно отличаются большей уплотненностью, а следовательно, и большей теплопроводностью, и в них нередко возникает конвекционный отток тепла по проницаемым прослоям. Подтверждением проявления этой зависимости могут быть результаты термических исследований в пределах Ново-Дмитриевского месторождения (Западно-Кубанский прогиб), где в скв. 103 преимущественно глинистый состав разреза в интервале майкопская свита — понтический ярус и некоторое увеличение мощности (на 296 м) интервала чокрак-меотис обусловили большую прогретость отложений на одинаковых гипсометрических уровнях на 1—4°C, по сравнению со скв. 80 (рис. 122). Быстрое остывание недр в районе скв. 80 сказалось и на мощности теплового потока. Он постепенно уменьшался и к настоящему времени стал несколько ниже ( $1,2 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек), чем в районе скв. 103 ( $1,3 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек) (Любимова, 1966 а).

<sup>26</sup> Остывание гомогенных глинистых толщ будет также «тормозиться» прослоями слабоуплотненных глинистых пород, образующимися в периоды замедления темпа седиментации, сдерживающими отток тепла из нижних частей разреза.

В период максимального нагрева нижней части осадочной толщи за счет литогенного тепла, происходящего к началу спада уплотнения слагающих ее отложений, когда начинается отжатие пленочной (связанной) влаги, тепловой поток в седиментационном бассейне уменьшается по мере подъема к поверхности осадков. При кондуктивном переносе тепла оно теряется на разогрев вышележащих отложений, поглощается эндотермическими процессами, возникающими в ходе литогенеза, а также может быть «перехвачено» циркуляционными водами — если глинистая толща разобрана пластинами-коллекторами.

По мере завершения уплотнения в нижней части осадочной толщи постепенно уменьшается величина нестационарной составляющей теплового потока, возникающей за счет литогенного тепла, и увеличивается теплопроводность отложений за счет их уплотнения. Поэтому при возникновении отрицательного теплового баланса, когда отток тепла превысит его пополнение, нижняя, наиболее нагретая часть разреза начинает остывать. Так как нижние части уплотнившихся глинистых толщ отличаются низким, постепенно нарастающим вверх градиентом плотности, то в них, как следствие, устанавливаются и низкие геотермические градиенты (рис. 123), что сказывается на дальнейшем становлении теплового поля.

При уплотнении глинистых толщ после завершения седиментации гипсометрический уровень относительной стабилизации объема их порового пространства (пока не возобновится седиментация) во времени постепенно перемещается в верхние части разреза. Но перемещающаяся вверх зона временной стабилизации уплотнения при прочих благоприятных условиях может проявить себя в качестве генератора литогенного тепла. Поэтому, по представлению автора, она должна сопровождаться фронтом тепловой волны, возникающей как за счет генерации тепла в зоне уплотнения вследствие конденсации твердой фазы, так и за счет стационарного (и инерционного) теплового потока из нижних горизонтов вследствие его «торможения» слабоуплотненными породами, экранирующими тепловой фронт.

По мере перемещения фронта тепловой волны в верхние горизонты осадочной толщи подток тепла из нижних ее частей постепенно ослабевает, при этом его мощность уменьшается книзу — в направлении постепенного ослабления тепловой инерции за счет тепла, накопленного при уплотнении нижних горизонтов. Выше же фронта тепловой волны мощность теплового потока уменьшается по мере приближения к поверхности отложений.

Геотермическая обстановка, характерная для надфронтальной части тепловой волны, противоречащая, с точки зрения Ш. Г. Чихрадзе (1972), «общим принципам геотермии», обнаружена в неогеновых глинистых отложениях Колхидской низменности (рис. 124). Оговаривая трудность объяснения этого явления, Ш. Г. Чихрадзе, в согласии с мнением Е. А. Любимовой, упомянутым им при анализе изменения геотермическо-

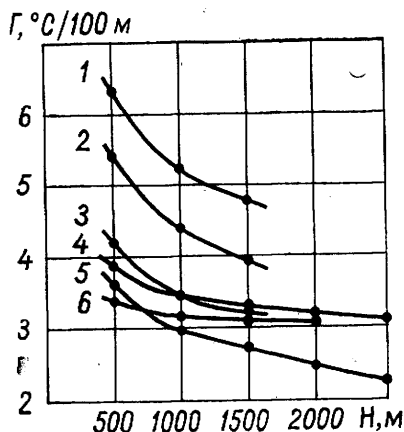


Рис. 123. Изменение усредненных значений геотермического градиента с глубиной в песчано-глинистых отложениях (Дьяконов, 1958).

- 1 — Центральное Предкавказье;  
 2 — месторождение Махач-Кала;  
 3 — районы Эмбы; 4 — Апшеронский полуостров; 5 — юго-западная Туркмения; 6 — Астраханское Поволжье

го градиента, дает ему правильное по своей сути толкование. Он полагает, что оно связано «с поглощением и рассеянием тепла в вышележащих влажных средах, с выделением тепла при уплотнении глинистых пород нижних горизонтов» (стр. 90). В данном случае, однако, следует иметь в виду и прогрев низов миоценовой толщи инерционным теплом погребенных эродированных структур, сложенных преимущественно карбонатными отложениями мелового возраста (Буачидзе, Чихелидзе, 1961), прогреваемых также и вмещающими их отложениями в зонах глубоких эрозионных врезов.

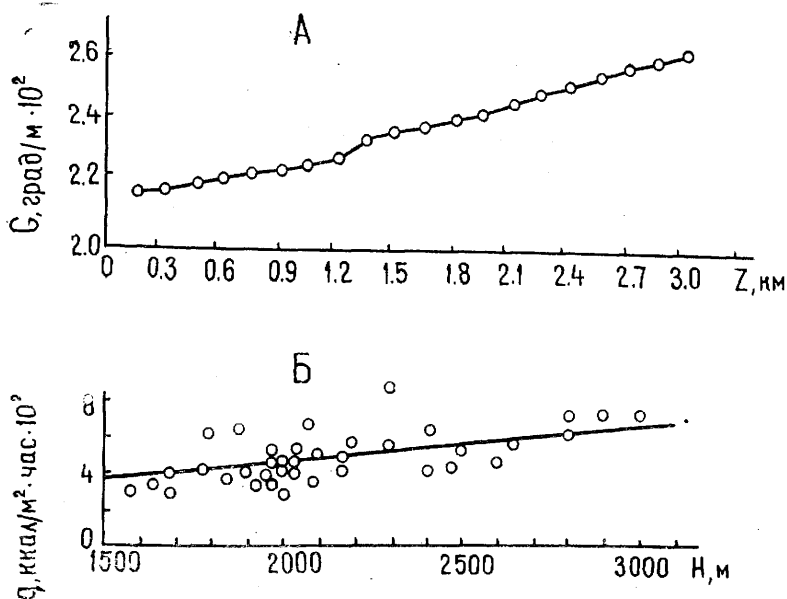


Рис. 124. Зависимость среднего геотермического градиента (А) и величины теплового потока (Б) от глубины для центральной части Колхидской низменности (Чихрадзе, 1972)

При прочих равных условиях гипсометрическое положение фронта тепловой волны должно контролироваться темпом нарастания гравитационного давления. Чем выше темп седиментации, тем на меньших глубинах затухает «тепловой фронт». И, наоборот, чем ниже темп седиментации, тем гипсометрически глубже, а следовательно, и при больших гравитационных давлениях происходит конденсация дисперсных компонентов породы вследствие разрушения ее минерального скелета, тем на больших глубинах затухает и фронтальная зона тепловой волны. Поэтому в региональном плане седиментационного бассейна фронтальная поверхность тепловой волны имеет форму выпуклости, фокусирующей на наиболее погруженную зону бассейна.

Перемещающийся вверх фронт тепловой волны теряет энергетическую емкость и затухает, так как на фоне постепенного уменьшения подтока тепла снизу ослабевает его генерация и во фронтальной, уплотняющейся, части разреза вследствие уменьшения тепловыделения за счет конденсации глинистых частиц по мере уменьшения гравитационного давления.

Просадки уплотнения в ходе нарастания гравитационного давления возникают неоднократно. Поэтому и возникновение тепловых волн, контролируемое просадочными явлениями, должно быть многократным, а их периодичность и число находится в прямой зависимости от темпа, продолжительности и стабильности седиментации. По мере уплотнения гли-

нистой толщи периодичность возникновения тепловых волн должна увеличиваться, а их мощность — уменьшаться из-за понижения экзотермического потенциала литогенеза вследствие выделения тепловой энергии в предшествующие просадки уплотнения. При этом по мере реализации потенциальных возможностей уплотнения нижних частей разреза вновь возникающие тепловые волны будут занимать все более высокое гипсометрическое положение.

При замедлении или же при возобновлении седиментации гравитационные нагрузки, вызывающие возобновление уплотнения, должны быть большими, нежели при непрерывном стабильном осадконакоплении, так как прекращение или же замедление седиментации способствует цементационному упрочению минерального каркаса пород. Отсюда, чем длительнее период перерыва или же замедления осадконакопления, тем больше вероятность увеличения структурной прочности глинистых (и иных) пород осадочной толщи, тем большие гравитационные нагрузки необходимы для возобновления уплотнения, тем больший экзотермический эффект могут вызывать просадочные явления как за счет конденсации дисперсных частиц, так и за счет межчастичного трения при просадках.

Региональный тепловой режим осадочной толщи может быть нарушен спорадически возникающими эндо- и экзотермическими процессами, такими как: охлаждение за счет эффекта дросселирования газа из залежей в зонах дизъюнктивного дробления, нагрев вследствие адиабатического сжатия газов при тектонических стрессах (Аникиев, 1964), экзотермические процессы в рудных месторождениях (Byerly, 1965; Лахтионов, Тархов, 1967) или же тепловыделение при окислении органического вещества, как это, например, имеет место в пределах горы Янгантау (Башкирия), где нижнепермские битуминозные мергели на глубине 20—120 м от земной поверхности прогрелись до 300°C и более (Пилипенко, 1966).

При завершении уплотнения (как за счет предельного сокращения порового пространства, так и за счет отжатия межслоевой и пленочной воды) дальнейшее увеличение гравитационных нагрузок вызывает выделение тепла вследствие адиабатического сжатия пород, которое поглощается энергоемкими эндотермическими реакциями регионального метаморфизма<sup>27</sup>. Исходя из аргументации В. И. Лебедева (1946, 1954, 1956 и др.) и Н. В. Белова (1952), есть основания полагать, что в геосинклиальных зонах с мощным осадочным покровом в поздние стадии регионального метаморфизма, после того, как завершатся эндотермические реакции дегидратации и декарбонатизации, сопровождающие образование серицитовых, хлоритовых и других метаморфогенных сланцев, происходит высвобождение тепловой энергии, аккумулированной в гипергенных минералах, способной вызвать образование магмы с присутствием ей породами и минеральными комплексами.

После достижения гравитационного равновесия — положения, при котором в данных геологических условиях реализуется максимум потенциальной энергии силы тяжести, инициирующей экзотермические процессы катагенеза и регионального метаморфизма, — в осадочной толще начинается процесс остывания, продолжающийся в прямой зависимости

---

<sup>27</sup> В процессе регионального метаморфизма, продолжающегося, по мнению Дж. Ферхугена (1961),  $10^6$ — $10^7$  лет, километровая толща осадочных пород поглощает от  $2,5 \cdot 10^7$  (Зверев, Поляк, 1970) до  $5,6 \cdot 10^7$  (при прогреве породы до 300°C — Белоусов, 1966) калорий на каждый см<sup>2</sup> площади.

от ее мощности, объема, теплоемкости и литогенной зрелости сотни миллионов лет<sup>28</sup>.

При прочих равных условиях литогенетическая зрелость осадочных толщ находится в прямой зависимости от их возраста. Поэтому естественно полагать, что ослабление теплового потока вследствие уменьшения запасов эндогенного и литогенного тепла в ходе геологического развития палеоседиментационного бассейна должно в какой-то степени компенсироваться за счет увеличения теплопроводности пород. Последнее усиливает отток тепла и, как следствие, остывание осадочной толщи, начинающееся от ее подошвы. Чем больше возраст пород, тем, как правило, выше их литогенная зрелость, тем выше их теплопроводность (табл. 27), тем больше они охлаждаются. Исходя из расчетных графиков Д. Джекобса и Д. Аллена (Jacobs, Allan, 1956), Г. В. Богомоллов и соавторы (1975) оп-

Таблица 27

**Изменение теплопроводности пород (в  $10^{-3}$  кал/см·сек·град.) в процессе литогенеза (Тимарева и соавт., 1970)**

Породы	Эпигенез		Метагенез	Региональный метаморфизм
	начальный	глубинный		
Глинистые	Глины 2,5—4,5	Аргиллиты 3,5—5,5	Глинист. сланцы 3,5—6,5	Филлиты 7,0
	Пески и песчаники 0,1—6,5			Кварцитопесчаники 8,5
Песчаные	Известняки и доломиты 4,5—6,5		Известковые сланцы 5,0—8,5	Мрамор 5,0—8,9

Таблица 28

**Зависимость температуры в подошвенной части 10-километровой осадочной толщи от времени ее нагревания глубинным радиогенным тепловым потоком (Джеффрис, 1960)**

Необходимое время, млн. лет	Возрастание температуры, °С
1,3	23
2,0	35
3,6	58
8,1	100
32,0	175
130,0	225
∞	380

<sup>28</sup> Согласно расчетам Г. Джеффриса (1960), для нагрева до 225°С подошвенной части 10-километровой толщи осадков за счет усиленного подтока радиогенного тепла из подстилающего осадочную толщу 15-километрового «радиоактивного слоя» необходимо 130 млн. лет (табл. 28). Когда же прогрев такой толщи происходит только за счет стационарного теплового потока, то максимальный нагрев ее подошвенной части достигает всего 90°С, на что уходит 13 млн. лет. Наступающее после этого остывание происходит намного медленнее, так как за 130 млн. лет температура понижается только до 25°С. Следовательно, остывание осадочной толщи может занять сотни миллионов лет, так как помимо радиогенного тепла она аккумулирует и тепло экзотермических процессов литогенеза.



ределили, что 50-километровый поверхностный слой земной коры в постсреднепротерозойский, постпротерозойский и постпалеозойский временные интервалы за 1 млн. лет остывал соответственно на 0,07, 0,06 и 0,05°C.

После реализации запасов эндогенного тепла и тепла, генерированного в осадочном покрове, тепловые потоки в остывающих толщах постепенно оказываются в зависимости только от притока эндогенного тепла, что, как следствие, приводит к их относительному выравниванию. Примером может служить дорифейский складчатый фундамент восточной части Русской платформы, где на фоне изменения его вещественного состава и возраста (в пределах 1 млрд. лет) и независимо от глубины залегания фиксируется практически постоянный тепловой поток, составляющий  $1,05 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек (Смирнов и соавт., 1970). Это наглядно иллюстрируется и материалами, отражающими изменение теплового потока в зависимости от возраста геологических структур (Verma et al., 1967; Любимова, 1968; Смирнов, 1968; Hamza, Verma, 1969; Кутас, Гордиенко, 1971; и др.) (рис. 125).

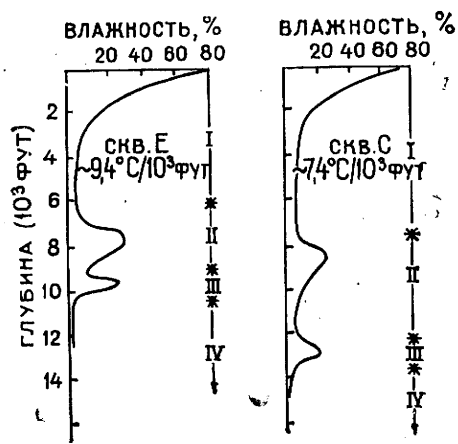
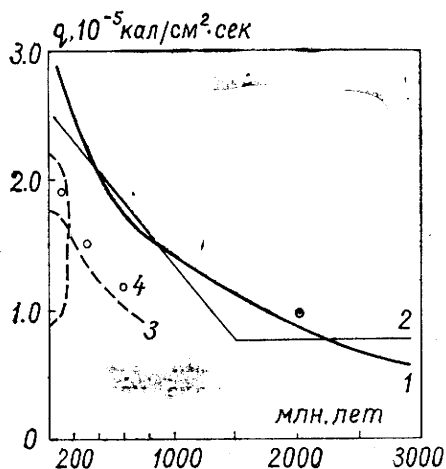


Рис. 125. Зависимость теплового потока от возраста геологических структур (Любимова, 1968). По данным: 1 — К. К. Verma et al.; 2 — Е. А. Любимовой; 3 — Ф. А. Макаренко и соавт.; 4 — W. H. Lee, S. Ueda

Рис. 126. Ход дегидратации глинистых отложений в зависимости от геотермического градиента (Perry, Nowey, 1972, с дополнениями автора) и темпа седиментации (см. рис. 104). I—IV — стадии дегидратации

Разумеется, рассмотренная выше предполагаемая модель эволюции теплоэнергетического режима осадочного бассейна, позволяющая объяснить возможные причины подмеченного Б. Г. Поляком и Я. Б. Смирновым (1968) неоднозначного «изменения величины потока в вертикальном направлении — постепенное возрастание теплового потока с увеличением глубины исследования или обратное явление» (стр. 6), — во всех деталях может проявляться только в условиях накопления гомогенных глинистых толщ.

К сожалению, автор не располагал представительными данными, позволяющими проиллюстрировать на природных объектах эволюцию теплового режима так, как это предполагается в рассмотренной выше схеме. (Не было необходимой информации о термических условиях в разновозрастных молодых, преимущественно кайнозойских глинистых толщах). Известные же автору материалы геотермических исследований, как правило, отражают геотермическую обстановку гетерогенных (полифациальных) осадочных толщ со сложной геологической историей, сказавшейся и на эволюции их теплового режима.

Наиболее близки к отражению сути рассматриваемого явления ре-

зультаты исследования Э. Перри и Д. Хоувера (Perry, Hower, 1972) особенностей дегидратации глинистых отложений олигоценового (скв. Е) и миоценового (скв. С) возраста в области Голф-Кост (рис. 126). После отжатия седиментационных вод (стадия I) они фиксируют еще две существенных стадии дегидратации (II и III), но уже за счет высвобождения межслоевой, «возрожденной» (по А. А. Карцеву и С. Б. Вагину, 1973), воды, практически завершающие процесс дегидратации, так как в последнюю (IV) стадию отжимаются оставшиеся 5% воды (межслоевой и пленочной).

Выше уже обращалось внимание, что время начала и завершения гидрослюдизации монтмориллонита и сопряженной с ней дегидратации за счет высвобождения межслоевой воды находится в прямой зависимости

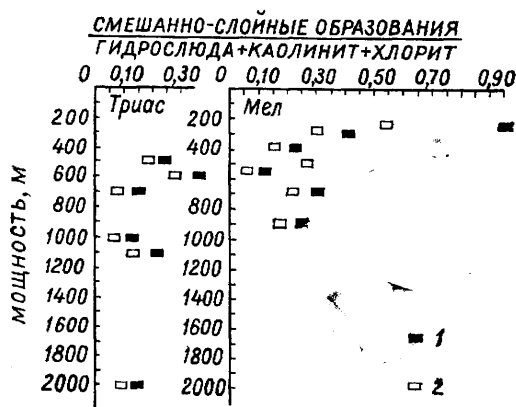


Рис. 127. Зависимость трансформации смешанно-слоистых образований от мощности осадков (Еременко и соавт., 1975).

1 — отношение содержаний смешанно-слоистых образований и гидрослюд; 2 — отношение содержания смешанно-слоистых образований и гидрослюда + каолинит + хлорит

скв. С, темп седиментации. Другая причина — большая продолжительность процесса (на 11 млн. лет), обусловившая перемещение вверх фронта конденсации глинистых частиц и сопряженной с ней конверсионной дегидратации. Судя по всему, конденсационное тепло — одна из причин и более высокого геотермического градиента в скв. Е.

Аналогичная зависимость трансформации монтмориллонита от темпа осадконакопления проявляется и в рассмотренных выше (стр. 185) результатах исследования Н. А. Еременко и соавторов (1975) (рис. 127).

В региональном плане обратная зависимость гипсометрического положения начала гидрослюдизации монтмориллонита от мощности одновозрастных отложений (с учетом эрозионных срезов) в пределах побережья Мексиканского залива довольно четко проявляется при сопоставлении схемы расчетной глубины начала конверсионной дегидратации, составленной Д. Барстом (Burst, 1969), со схемой мощностей кайнозойских отложений (Муррей, 1959; Paine et al., 1968).

Все это свидетельствует о том, что обнаруживаемое на тех или иных гипсометрических уровнях обогащение глинистых толщ смешанно-слоистыми образованиями и гидрослюдой имеют катагенную, а не аллотигенную природу, как это представляется В. Ф. Линецкому (1975). А различия в гипсометрических уровнях проявления конверсионных процес-

<sup>29</sup> Согласно данным Г. А. Черемского (1972), при давлении  $24,5 \cdot 10^6$  т/м<sup>2</sup> кубический метр глинистых пород выделяет энергию, равную 502,8 дж.

сов — следствие различий в темпе седиментации и продолжительности литогенеза.

Некоторая аналогия с предполагаемой схемой эволюции теплового режима проявляется на генерализованных графиках изменения теплового потока с глубиной, выполненных Е. А. Любимовой (1966 а, рис. 2—23), часть из которых приведена автором (рис. 122, 128). Вместе с тем, судя по литологическим особенностям исследованных разрезов (Любимова и соавт., 1964), «гребни тепловых волн» в них обусловлены не столько проявлением экзотермического процесса литогенеза (особенно это касается уже стабилизировавшихся объем порового пространства палеозойских и мезозойских отложений), сколько последствиями уплотнения, сказывающимися на теплоемкости и теплопроводности пород, или же особенностями циркуляции подземных вод. Поэтому в отличие от тепловых волн, перемещающихся во времени вверх по мере уплотнения более молодых глинистых отложений, «гребни» максимумов тепловых потоков в отложениях с завершившимся (или приостановившимся) уплотнением имеют фиксированное, стабилизированное во времени стратиграфическое положение. И их контрастность будет уменьшаться по мере остывания осадочной толщи.

Исходя из основных положений предполагаемой эволюции теплового режима преимущественно глинистых толщ, накапливающихся в типично морском диапазоне темпа седиментации, при прочих равных условиях до завершения уплотнения изменение плотности и температуры пород происходит однонаправленно, так как в период катагенеза, особенно в поздние его стадии, температура пород зависит от степени их уплотнения. Поэтому до завершения уплотнения геоизотермы, так же, как и изоденсы, несколько отстают от погружающихся поверхностей напластований. Ко времени завершения уплотнения геоизотермы приобретают выпуклую форму, фокусирующуюся (так же, как и поверхность фронта тепловой волны) на наиболее погруженную часть седиментационного бассейна — область максимальной генерации гравигенного тепла. В «противофазе» к прогнутой части напластований оказываются и изоденсы.

В тех же случаях, когда темп седиментации в активно прогибающейся части бассейна аномально высок, то из-за проявления инерционного эффекта уплотнения геоизотермы и изоденсы опережают погружающиеся поверхности напластования. По мере реализации инерции уплотнения геоизотермы и изоденсы выполаживаются, а затем так же, как и в палеоседиментационных бассейнах с нормальной скоростью накопления осадков, куполовидно поднимаются над прогнутой частью напластований.

В дальнейшем, по мере остывания, проявляющегося после завершения уплотнения, изотермические поверхности начинают постепенно опускаться и выпрямляться вследствие большей, нежели на периферии осадочного бассейна, теплопроводности более уплотненных пород в центральной, наиболее погруженной части бассейна и из-за оттока тепла по восстанию пластов. Уплотнение же пород, а следовательно, и положение

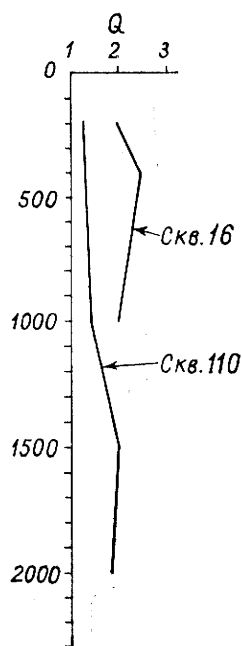


Рис. 128. Изменения теплового потока с глубиной в скв. 110 (Мошкаревка, Крым) и в скв. 16 (Расшеватская площадь, Ставрополье) (Любимова, 1966а)

изоденс остается практически неизменным. В этом проявляется принципиальное различие последствия уплотнения на сохранение плотности и температуры пород (отраженное на рис. 129), объясняющееся необратимостью процесса уплотнения вследствие проявления гистерезиса и остыванием пород вследствие их теплопроводности.

Таким образом, влияние гравитационного фактора на тепловой режим земных недр характерно не только для ранней истории Земли, ког-

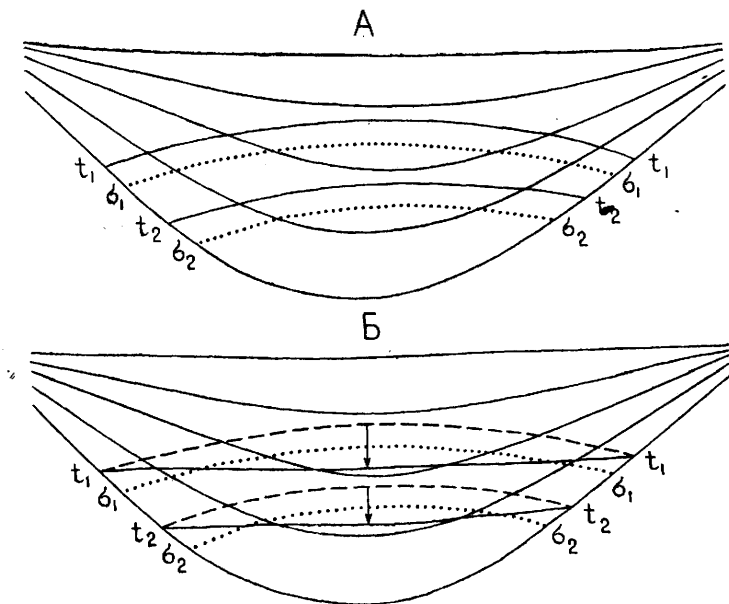


Рис. 129. Модель геотермического режима седиментационного бассейна во время завершения (А) и после завершения (Б) уплотнения осадочных толщ

да гравигенное тепло было основным источником ее нагрева (Фесенков, 1957), но и для периода формирования осадочного покрова земной коры.

Важнейшую роль в формировании теплового режима осадочных толщ играют эрозионные срезы, проявляющиеся практически в каждом осадочном бассейне. При проявлении эрозионных срезов, возникающих в ходе инверсий тектонических движений, происходит обнажение более прогретых и, как правило, более теплопроводных пород, что обуславливает увеличение теплового потока, обычно фиксируемое в тектонически активных зонах. Поэтому увеличение теплового потока в горно-складчатых сооружениях следует объяснять не только эндогенными инъекциями и генерацией тепла в ходе орогенеза, как это полагают У. Файф и соавторы (1962), М. В. Гзовский (1967), Е. А. Любимова (1968), Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко (1971), Г. В. Богомолов и соавторы (1972) и другие исследователи, но и раскрытием эрозией нижних, более прогретых и более теплопроводных (по причине большого уплотнения) частей разреза, на что обратили внимание Х. Костер (Coster, 1947), А. Бенфильд (Benfield, 1949), Ф. Берч (Birch, 1950), Ф. А. Макаренко (1961), Н. А. Минский (1975) и другие авторы и что нередко недооценивается (или же не принимается во внимание вообще) при интерпретации как региональных, так и локальных тепловых аномалий.

Величина теплового потока в раскрытых эрозией складчатых (и не только в складчатых) областях будет тем больше, чем моложе слагающие их уже уплотнившиеся отложения и чем выше и продолжительнее был темп их накопления.

Подмеченная многими авторами прямая корреляция между восходящими тектоническими движениями и положительными геотермическими аномалиями (Любимова и соавт., 1964; Меньшиков, Сейфулин, 1965; Шушпанов, 1966; Гордиенко, 1975; и др.) будет тем явственнее, чем моложе эти движения, чем мощнее и быстрее происходит эрозия и чем больше теплопроводность вскрываемых эрозией отложений. Продолжительность же существования тепловой аномалии за счет проявления инерционного эффекта остывания при прочих равных условиях будет находиться в прямой зависимости от мощности и теплоемкости неэродированных отложений.

Будучи перекрытыми молодыми отложениями при возобновлении седиментации, более прогретые эродированные толщи проявляют себя скачкообразным нарастанием температуры. При прочих равных условиях тепловые контрасты между эродированными и перекрывающими их осадочными образованиями будут тем выше, чем выше начальный максимальный прогрев сохранившихся от эрозии толщ, чем быстрее и глубже они эродированы, чем меньшей была продолжительность перерыва в осадконакоплении, контролирующая длительность охлаждения эродируемых толщ, и чем моложе перекрывающие отложения.

Аномально высокие тепловые потоки в пределах эрозионных срезов сказываются и на тепловом режиме более молодых отложений, перекрывающих их при возобновлении седиментации. Чем выше тепловой поток через эрозионную поверхность, тем больше аномальный прогрев нижней части перекрывающих отложений. При прочих равных условиях *величина положительных тепловых аномалий в перекрывающих отложениях будет тем больше, чем быстрее и мощнее был эрозионный срез в подстилающих отложениях (и магматогенных породах), чем меньше был перерыв в осадконакоплении, регламентирующий остывание обнаженных эрозией пород.* Со временем, по мере остывания эродированных толщ, тепловые контрасты в зонах эрозионных срезов сглаживаются и в «геологической летописи» они проявляют себя контролирующей температурой среды различной катагенетической преобразованностью органического вещества (Аммосов, Горшков, 1971), свидетельствующей о «палеогеотермических несогласиях», имевших место в геологической истории древних осадочных бассейнов (Гречишников, 1975).

В тех случаях, когда глубокие эрозионные срезы развиваются по породам высокой теплопроводности, положительные тепловые аномалии в нижних частях молодых отложений, перекрывающих эрозионные выступы, возникают не столько за счет теплоинерционного эффекта последних, сколько за счет теплопереноса эрозионными останцами, нагреваемыми вмещающими их уплотняющимися отложениями, в которых происходят (или происходили сравнительно недавно) экзотермические процессы литогенеза.

### О ПРИРОДЕ ТИПА ТЕРМОГРАММ

Как представляется автору, предполагаемая схема эволюции температурного режима осадочных толщ открывает путь к познанию природы неоднозначности изменения геотермического градиента по мере нарастания глубины замеров температуры.

Б. Г. Поляк (1962), впервые наиболее обстоятельно рассмотревший вероятные причины возникновения геотермических условий, характеризующихся выпуклыми и вогнутыми (по отношению к оси глубин) термограммами разреза, обратил внимание, что наиболее распространенное мнение о преобладании осадочных толщ с убывающим книзу геотермическим градиентом, отражающимся выпуклыми термограммами, не подтверждается материалами геотермических исследований. Проведенная им статистическая обработка 262 термограмм скважин, пробуренных на

Европейской части СССР, показала, что 53% кривых имеет вогнутый, 25% — выпуклый и 22% — линейный вид.

Линейная зависимость температуры недр от глубины обычно характерна для пород с постоянной теплопроводностью, легче всего возникающей в кристаллических щитах, массивах хемогенных и гомогенных карбонатных пород. По мнению Б. Г. Поляка, разделяемому Г. А. Черемным (1972), геотермические условия, отражающиеся выпуклыми и вогнутыми термограммами, могут быть следствием увеличивающейся (кривые выпуклые) или же уменьшающейся книзу (кривые вогнутые) теплопроводности пород, направленности инфильтрации подземных вод (восходящие потоки обуславливают выпуклые, нисходящие — вогнутые термограммы), а также экзотермических (кривая выпуклая) и энергоемких (кривая вогнутая) процессов.

Преимущественно гидрогеологическим и отчасти литологическим факторами объясняется различие в типах кривых С. И. Сергиенко (1971). Такое же объяснение природе этого явления, но с умеренной акцентацией на динамику водообмена, дается и Д. А. Джангириянцем (1975).

Если обратиться к составленной Б. Г. Поляком схеме распределения типов термограмм в пределах Европейской части СССР (рис. 130), то, как это подмечено В. С. Вышемирским (1963), станет очевидным, что названные выше факторы, определяющие термические условия недр, в равной мере проявляются и там, где разрезы характеризуются преимущественно выпуклыми термограммами, и там, где они чаще всего имеют вогнутую форму. Вместе с тем схема иллюстрирует четкую прямую зависимость частоты встречаемости вогнутых термограмм от возраста исследуемых отложений, что находится в согласии с предполагаемой автором эволюцией теплового режима осадочного покрова.

Если иметь в виду, что нагревание осадочных толщ начинается с их подошвенной части, то они должны характеризоваться геотермическим градиентом, уменьшающимся к поверхности отложений, а следовательно, и вогнутой термограммой. Остывание же, начинающееся также с нижних частей разреза (после завершения их уплотнения), влечет за собой постепенное уменьшение геотермического градиента в глубинных зонах осадочной толщи, прогрессирующее по мере перемещения вверх фронта последней контрастной тепловой волны. Это продолжается до тех пор, пока не иссякнет тепло, накопленное осадочной толщей в начальных этапах литогенеза за счет стационарного теплового потока, и тепло экзотермических процессов литогенеза. Поэтому в мощных толщах молодых, еще не остывших отложений, широко развитых на юге Европейской части СССР, преобладают термограммы выпуклого типа. Особенно это характерно для неогеновых, преимущественно глинистых, отложений. Термограммы же вогнутого типа, характеризующие некоторые осадочные толщи этого региона, скорее всего обусловлены эрозивными срезами, обнажившими литифицированные отложения (и охладившими их верхние части), которые в дальнейшем были перекрыты осадками возобновившейся седиментации (Ставропольское поднятие, Азово-Кубанская впадина, Западно-Кубанский прогиб, Колхидская низменность и т. п.).

По мере уменьшения величины нестационарной составляющей теплового потока, особенно после того, как полностью иссякнет резерв тепла, генерированного в ходе литогенеза, в осадочной толще начинается становление теплового режима только за счет эндогенного тепла. С началом этого этапа термической истории осадочный чехол выступает только в роли потребителя тепловой энергии, расходующейся по мере перемещения теплового потока к земной поверхности на подземное испарение, прогрев подземных вод, растворение, химическое выветривание и т. п., что и фиксируется при термических исследованиях вогнутыми (по отно-

шению оси глубин) термограммами. Поэтому *вогнутую термограмму следует рассматривать не частным случаем геотермии, как это представляется Д. И. Дьяконову (1958), противоречащим, с точки зрения Ш. Г. Чихрадзе (1972), «общим принципам геотермии», а как закономерное следствие эволюции теплового режима осадочного покрова.*

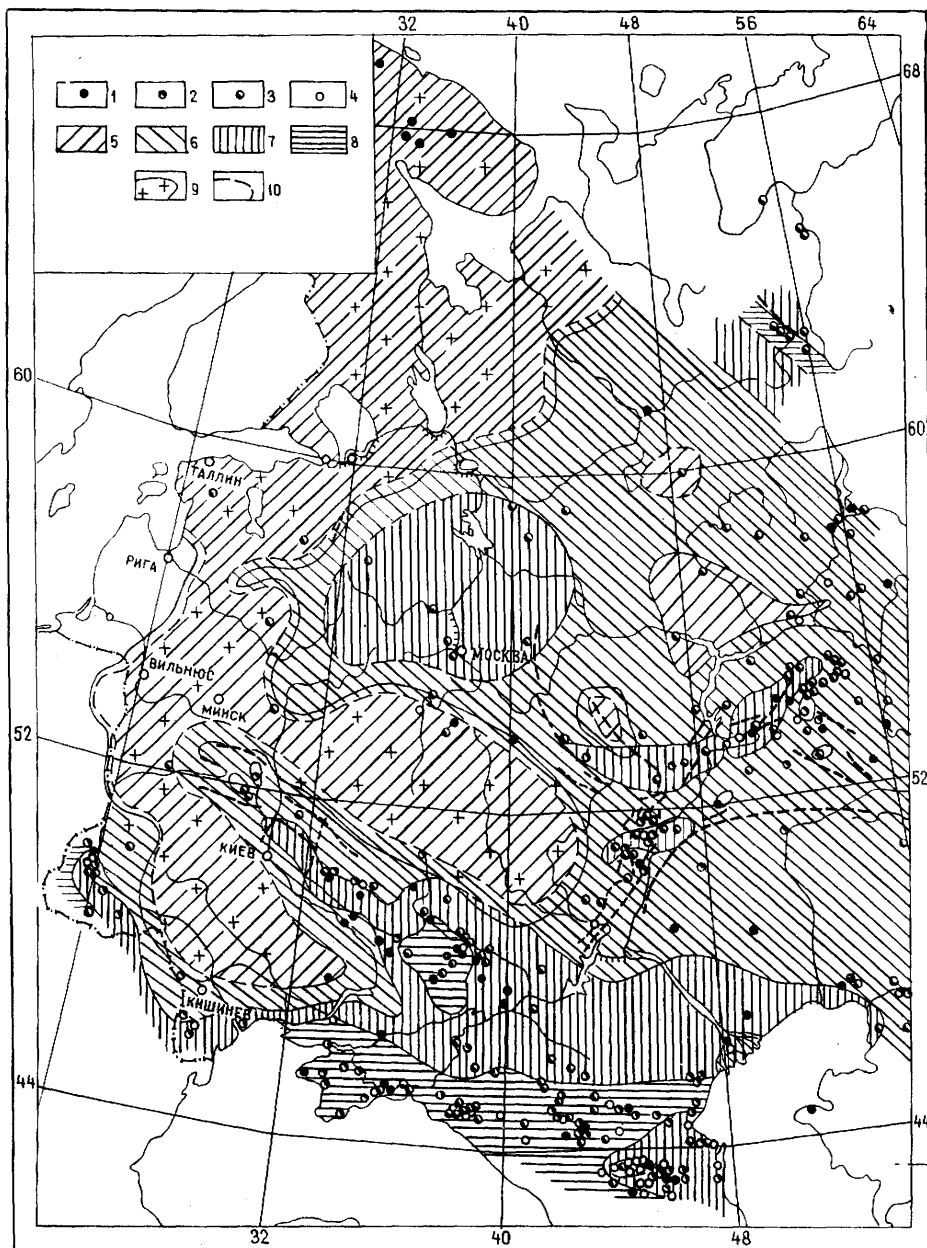


Рис. 130. Схема распределения геотермического градиента и типов термограмм в пределах Европейской части СССР, 1960 г. (Поляк, 1962). Форма термограмм по отношению к оси глубин: 1 — линейная; 2 — выпуклая; 3 — вогнутая; 4 — не выясненная.

Значения геотермического градиента в интервале глубин 1000—1250 м: 5 — менее  $1 \cdot 10^{-4} \text{°C/см}$ ; 6 — от 1 до  $2 \cdot 10^{-4} \text{°C/см}$ ; 7 — от 2 до  $3 \cdot 10^{-4} \text{°C/см}$ ; 8 — свыше  $3 \cdot 10^{-4} \text{°C/см}$ ; 9 — области с глубиной залегания кристаллического фундамента менее 1000 м; 10 — тектонические нарушения

Следовательно, вогнутая термограмма характерна как для начального (первого), так и для конечного (третьего) этапов тепловой истории осадочной толщи. Разделяющий их (второй) этап отличается мощными экзотермическими процессами, обеспечивающими не только тепловые потребности эндотермических реакций литогенеза, но и нагрев уплотняющихся отложений. *Выпуклая термограмма, отражающая термические условия осадочного покрова во второй этап его геотермической истории — веское доказательство существенной роли в тепловом балансе осадочных толщ нестационарных источников тепла.* К такому же выводу о важности роли тепловыделения в процессе уплотнения осадочных толщ пришел и В. С. Вышемирский (1963). Но только с позиций решающей роли в процессе уплотнения тектонического фактора, что, как это показано выше, не соответствует установленным закономерностям, а поэтому не позволяет правильно интерпретировать природу геотермических особенностей осадочного чехла.]

Таким образом, *различия термограмм, характеризующих температурные условия осадочного покрова, обусловлены степенью геотермической зрелости осадочных толщ, определяющейся многообразием особенностей геологической истории седиментационных бассейнов.*

### Выводы

Анализ природы геотермических явлений убеждает в следующем:

1. В тепловом балансе осадочных бассейнов существенную роль играют экзотермические процессы конденсации минеральных частиц, на что впервые обратил внимание П. Ф. Швецов. Это подтверждается обратной зависимостью гипсометрического положения зон конверсии монтмориллонита от скорости накопления осадков и большей прогремостью мощных быстро накапливающихся преимущественно глинистых толщ по сравнению с их маломощными возрастными аналогами.

2. Из-за низкой теплопроводности конверсионной и седиментационной воды и большой теплоемкости быстро накапливавшихся глинистых толщ, насыщенных этими флюидами, последние являются емкими аккумуляторами эндогенного и литогенного тепла. При прочих равных условиях, чем выше темп седиментации, и чем она продолжительнее, тем больше тепла аккумулируется в осадочных толщах во времени, тем продолжительнее время сохранения накопленного тепла, тем продолжительнее проявление тепла как важнейшего фактора литогенеза.

3. При прочих равных условиях в быстро накапливавшихся глинистых отложениях вследствие их большей теплоемкости и замедленного отжатия элизонных вод конверсионные процессы конденсации в связи с их уплотнением и прогревом возникают позже, нежели у медленно накапливавшихся аналогов.

После возникновения конверсионных процессов и по мере прогрева глинистых отложений за счет глубинного и литогенного тепла фронт гидрослюдизации монтмориллонита (с иных экзотермических конденсационных процессов) и сопряженный с ними фронт тепловой волны в быстро накапливавшихся отложениях ко времени завершения уплотнения поднимаются (и стабилизируются) на более высоком, нежели у медленно накапливавшихся аналогов, гипсометрическом уровне.

4. Энергетический потенциал экзотермических реакций литогенеза и продолжительность генерации литогенного тепла находятся в прямой зависимости от обогащения осадочных толщ тонкодисперсным минеральным материалом и от продолжительности их уплотнения. Чем выше темп и больше продолжительность седиментации, чем больше в осадках тонкодисперсных компонентов, тем продолжительнее уплотнение, тем больше выделяется литогенного тепла, тем продолжительнее остывание осадочной толщи за счет оттока литогенного тепла.



5. Роль тепла, выделяющегося при деформациях земной коры вследствие тектонических процессов, в становлении регионального теплового поля не существенна. Тектонические процессы — важнейший фактор перераспределения и сохранения эндогенного и литогенного тепла, аккумуляруемого осадочными толщами.

6. Дизъюнктивные дислокации, разобщающие однородные по теплопроводности массивы горных пород, и, как правило, сопряженные с ними эрозионные срезы поднимающихся (поднимавшихся) крыльев (блоков) обуславливают положительные тепловые аномалии как за счет теплоинерционного эффекта незэродированной части отложений, так и за счет усиления теплового потока вследствие наклона напластований.

7. Положительные тепловые аномалии в отложениях, перекрывающих эрозионные (и иные) выступы пород-теплопроводов, — следствие отбора этими породами тепла у вмещающих их прогретых толщ и переноса его в верхней части выступов, аномально прогревающих перекрывающие их отложения.

Отток тепла по выступам-теплопроводам может стать причиной аномального охлаждения вмещающей их осадочной толщи и, как следствие, уменьшения скорости категенетических процессов и понижения гипсометрического уровня их проявления.

8. Тепловые аномалии в сводах (и иных приподнятых частях) структур постседиментационного формирования обусловлены фокусировкой теплового потока в приподнятые части напластований из-за проявления тепловой анизотропии.

В структурах конседиментационного формирования большая прогретость сводовых частей сопряжена также с уменьшением теплопроводности пород вследствие увеличения их пористости. Тепловые контрасты усиливаются при заполнении пор углеводородами, сдерживающими отток тепла из-за их низкой теплопроводности.

9. При прочих равных условиях увеличение мощности эрозионного среза и продолжительности перерыва осадконакопления — главная причина аномального увеличения геотермического градиента во вскрытых эрозией породах и, как следствие, аномального выноса тепла.

10. Аномальная прогретость приподнятых частей региональных массивов и локальных структур может быть усилена теплоинерционным эффектом вскрытых эрозией осадочных и кристаллических пород, перекрываемых осадочными образованиями при возобновлении седиментации. Степень прогрева отложений, залегающих над эродированными термически зрелыми (прошедшими стадию максимальной аккумуляции тепла) толщами (массивами), находится в прямой зависимости от скорости и мощности эрозионного среза. При этом прогрев тем выше, чем моложе эродированные отложения и чем меньше продолжительность остывания обнаженных пород. Вероятность высокого прогрева вновь накопившихся отложений тем выше, чем выше скорость возобновившейся седиментации, чем ближе к оптимальному соотношению теплоемкостей эродированных и перекрывающих их отложений.

11. Тепловые сигналы от вскрытых эрозией напластований, улавливаемые в несогласно перекрывающих их отложениях термокартировочным бурением и дистанционной геотермической съемкой (Лялько, Митник, 1975), варьирующие в зависимости от теплопроводности толщ, сохранившихся от эрозии, и усиливающиеся с увеличением их наклона, можно использовать в качестве важной информации о характере трассирования и физических свойствах вскрытых эрозией отложений при палеогеологическом картировании с целью поисков погребенных нефтегазонасных структур и зон сульфидных оруднений.

12. Наиболее вероятной моделью эволюции теплового поля седиментационного бассейна является начинающийся от его ложа фронтальный перенос тепла, контролирующийся процессом уплотнения осадочных

толщ. При прочих равных условиях количество тепловых волн, порождаемых экзотермическими процессами литогенеза, по мере уплотнения осадочных толщ тем больше, а гипсометрические уровни их затухания тем выше, чем выше и продолжительнее темп седиментации. Вследствие прямого влияния темпа седиментации на экзотермические процессы литогенеза приподнятые части фронтальной поверхности тепловой волны в период ее апогея фокусируются на зоны увеличенной мощности разновозрастных толщ.

13. В эволюции теплового поля выделяется три этапа. Первый, начальный, этап характеризуется прогревом осадочных толщ только стационарным тепловым потоком. Второй этап отличается максимальным прогревом осадочных образований в связи с включением в тепловой баланс тепла экзотермических реакций литогенеза. С этим этапом сопряжены энергоемкие процессы катагенеза. В третий, завершающий, этап происходит начинающееся сверху остывание литифицированных отложений. В конце этапа, после оттока литогенного тепла, прогрев отложенный происходит только за счет стационарного теплового потока.

Особенности эволюции теплового режима определяют и типы термограмм, характеризующих изменения температуры осадочных толщ с глубиной. Вогнутые термограммы отражают начальный и конечный этапы эволюции, а выпуклые — второй, наиболее энергоемкий, ее этап.

14. При прочих равных условиях прогреваемость осадочной толщи находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности ее накопления, мощности и начальной дисперсности глинистых отложений — основных генераторов литогенного тепла — и от степени закрытости недр, контролирующей сохранность тепла. Ее остыванию способствуют эрозионные срезы (чем их больше и чем они продолжительнее, тем больше потери тепла) и отток тепла на прогрев охлажденных вследствие давней консолидации пород ложа седиментационного бассейна.

## Глава IV

# ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ТЕКТОГЕНЕЗА КАК ФАКТОРЫ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

---

Как и следовало ожидать, исходя из рассмотренных в предыдущих главах закономерностей, скорость накопления осадочных толщ проявляет себя как важнейший фактор катагенетической стадии преобразования ОВ, с которой связана главная фаза нефтеобразования, впервые обоснованная и так названная Н. Б. Вассоевичем (1967; Вассоевич и соавт., 1967, 1969 и др.).

Контролируемая темпом седиментации динамика нарастания гравитационного давления в период и после накопления нефтегазоматеринских толщ играет важнейшую роль и в процессе эмиграции УВ из зон их генерации, и в формировании залежей нефти и газа. В историко-геологическом же аспекте динамико-седиментационный контроль накопления потенциально нефтегазогенерирующих толщ обнаруживается в синхронности проявления циклов нефтегазообразования фазам тектонических эпох, характеризующихся как высоким темпом седиментации, так и интенсивным выносом в седиментационные бассейны биогенных элементов — одной из основных предпосылок активной генерации ОВ гидробионтами.

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Среди известных автору публикаций, в той или иной степени освещающих особенности постдиагенетической стадии преобразования ОВ, прямые и косвенные доказательства непосредственного влияния темпа накопления разновозрастных отложений на трансформацию ОВ и его потенциально нефтематеринских компонентов в УВ приведены Д. В. Жабревым (1959а, 1960), Д. М. Хантом (1962), Е. С. Ларской (1966), В. Ф. Ткаченко (1969), А. К. Михалевым (1972), Ю. Н. и В. Н. Нагорными (1972, 1973), М. В. Голицыным (1973) и другими авторами.

Опираясь на результаты исследования геолого-геохимических особенностей осадочных толщ в пределах Азербайджанской и Дагестанской нефтегазоносных областей, Д. В. Жабрев (1959а; Жабрев, Ларская, 1962) пришел к выводу, что «для каждого горизонта в отдельности в одних и тех же геохимических фациях количество битума в породах и его восстановленность находятся в прямой зависимости от степени прогибания и скорости осадконакопления в различных частях бассейна» (Жабрев, 1959а, стр. 44). Поэтому низкая битуминозность, а следовательно, —

исходя из процитированного, — и низкий темп накопления девонских терригенных отложений Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба послужили ему основой для отрицательной оценки их нефтепродуцирующего потенциала.

Имея в виду логическую предпосылку, заключающуюся в том, что по мере уплотнения осадочных толщ из них вместе с водой отжимаются и УВ, Д. М. Хант (1962) исследовал влияние степени уплотнения 360 образцов сланцев, отобранных в ряде седиментационных бассейнов США, на концентрации УВ в ОВ, содержащемся в пробах пород. При этом,

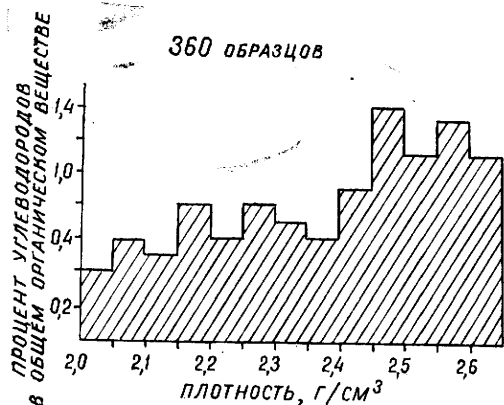


Рис. 131. Изменения в содержании углеводородов в органическом веществе в зависимости от плотности сланцев (Хант, 1962)

«вопреки ожиданиям», по мере увеличения уплотненности пород обнаружена явная тенденция к обогащению содержащегося в них органического вещества УВ (рис. 131). И хотя Д. М. Ханту кажется невероятным, что литогенез плотных пород отличается более благоприятными, нежели у слабоуплотненных пород условиями фоссилизации и преобразования ОВ, главная причина установленной зависимости — в прямом влиянии темпа седиментации как на накопление ОВ, так и на процесс преобразования его в УВ в ходе литогенеза, индикатором которого является и степень уплотнения пород.

Аналогичная зависимость, но в связи с метаморфизмом углей, выявлена Ю. И. Белоцерковцем (1969) и Н. Е. Фоменко (1976).

На примере мезозойских и кайнозойских отложений Предкавказья прямая зависимость от темпа седиментации как накопления ОВ (его относительных концентраций), так и благоприятных для нефтеобразования геохимических условий, установлена Е. С. Ларской (1966). При этом она обращает внимание на то, что динамико-седиментационный контроль накопления и преобразования ОВ проявляется только при накоплении осадков в условиях относительного глубоководья и некоторого отставания темпа седиментации от скорости прогибания бассейна и только при сравнении разновозрастных отложений в пределах одного бассейна.

Четкая реакция направления преобразования ОВ на изменение темпа седиментации подмечена при геохимических исследованиях посидонневых сланцев. Установлено (Gaerther, Kjoerelin, 1968), что *обогащенность сланцев битумоидами растет по мере увеличения их мощности*. Прямое влияние темпа накопления вмещающих отложений сказывается и на восстановленности углей. По данным В. П. Корельского (1972), восстановленность воркутинских гумусовых углей увеличивается в сторону «расщепления» угольных пластов, как правило, возникающего вследствие увеличения темпа седиментации в период формирования угленосных толщ.

Подтверждением реальности динамико-гравитационного контроля катагенетической стадии преобразования органического вещества являются результаты исследований В. Ф. Ткаченко (1969), А. К. Михалева (1972), Ю. Н. и В. Н. Нагорных (1972, 1973) и других авторов, свидетельствующие о прямом влиянии мощности разновозрастных отложений на метаморфизм содержащихся в них углей. Так, при анализе особенностей метаморфизма углей в пределах сбросов конседиментационного формирования окраинных частей Донбасса на фоне отсутствия однознач-

ной зависимости метаморфизма углей от глубины их залегания Ю. Н. и В. Н. Нагорные установили прямую зависимость степени метаморфизма углей от мощности вмещающих их разновозрастных отложений (рис. 132) и от суммарной разности мощностей осадочных толщ между опущенными и приподнятыми крыльями конседиментационных дизъюнктивных нарушений. Такая же зависимость степени метаморфизма палеозойских углей от мощности вмещающих их осадочных толщ обнаружена в угленосных бассейнах Казахстана (Голицын, 1973а) и в Кузнецком бассейне (Юзовицкий, 1975).

Согласно данным М. В. Голицына, в Тентекской мульде Карагандинского бассейна нарастание мощности долинской свиты по ее простирацию (450 · 480 → 535 → 555 м) сказывается на метаморфизме углей пласта Д<sub>6</sub>. На глубине 100 м он увеличивается в направлении нарастания мощности свиты (Г<sub>3</sub> → Ж<sub>1</sub> → Ж<sub>2</sub> → К<sub>2</sub>). Аналогичные изменения претерпевают угли карагандинской свиты (изменение мощности в диапазоне 630—770 м влечет за собой изменение степени метаморфизма от Ж<sub>1</sub> до К<sub>3</sub>) и других осадочных толщ угленосных бассейнов Казахстана.

М. В. Голицыным так же, как и Ю. Н. и В. Н. Нагорными и А. З. Юзовицким, установлено, что «изменение темпа роста мощности свит по площади бассейна сопровождается соответствующим усилением или ослаблением темпа изменения степени метаморфизма углей». При этом им также подмечено, что «температура выхода летучих веществ при равных удельных приростах мощностей будет достигать максимума на жирной стадии метаморфизма и снижается в сторону газовой и коксовой стадий» (стр. 57), когда постепенно исчерпывается газогенерирующий потенциал ОВ.

Судя по материалам о метаморфизме ОВ в ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложениях Рейнских Сланцевых гор (Wolf, 1972), темп накопления разновозрастных отложений оказывает прямое влияние и на степень углефикации рассеянной органики. Такая же информация о влиянии мощности вмещающих пород на метаморфизм углей в пределах Чешского массива и Рейнских Сланцевых гор сойдет в публикации Я. Дворжака и В. Скочека (Dvořák, Škoček, 1975).

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что мнение ряда исследователей (Баранова, Белецкая, Неручев и соавт., 1976) о проявлении тех или иных стадий метаморфизма концентрированного и рассеянного ОВ на строго определенных для каждой из них палеоглубинных уровнях так же, как и предположение, что временной интервал проявления всех стадий метаморфизма ОВ составляет всего 10—30 млн. лет периода «молодости» седиментационных бассейнов, не отражает реальные природные закономерности. Прежде всего потому, что степень прогрева осадочных толщ угленосных и нефтегазосных бассейнов, рассматриваемая названными авторами в качестве практически единственного фактора метаморфизма ОВ, была не одинаковой. Причиной является различный темп и продолжительность заполнения седиментационных бассейнов минеральным материалом, а следовательно, и различная скорость и продолжительность их уплотнения и прогрева.

Все это сказывается как на максимальных гипсометрических уровнях начала проявления всей гаммы стадий метаморфизма углей и главной фазы нефтеобразования, так и на минимальных глубинах их завершения в связи с началом остывания осадочных толщ. В этом убеждают рассмотренные ранее факты прямой зависимости степени метаморфизма концентрированного и рассеянного органического вещества от уплотнения вмещающих (и содержащих) его пород (Донабедов, 1943; Хант, 1962; Белоцерковец, 1969; Гречухин, 1970), контролирующегося темпом накопления осадочных толщ. Поэтому при объяснениях особенностей метаморфизма органического вещества следует иметь в виду не только

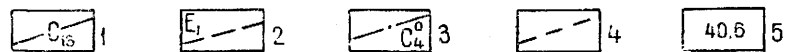
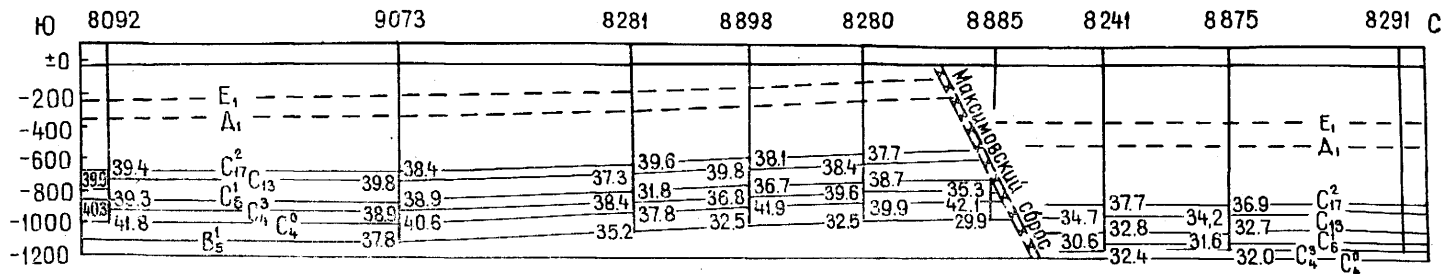
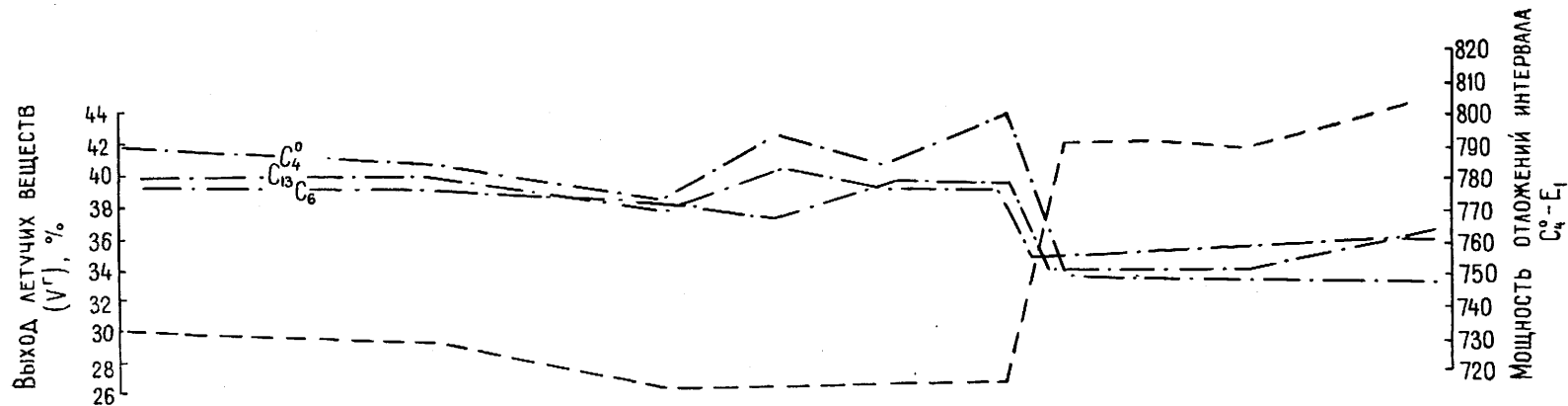


Рис. 132. Изменение степени метаморфизма углей в зоне Максимовского сброса (Донбасс) в зависимости от мощности вмещающих их отложений (Нагорный, Нагорный, 1973).

1 — угольные пласты; 2 — известняки; 3 — кривая изменения выхода летучих веществ в углях; 4 — кривая изменения мощности осадочных толщ; 5 — данные о выходе летучих веществ, %

длительность максимального прогрева осадочных толщ, но и степень их уплотнения.

Важнейшая роль темпа седиментации, а следовательно, и степени уплотнения осадочных толщ в процессе преобразования органического вещества и эмиграции углеводородов из материнских пород подтверждается материалами исследований соотношений количественного содержания и качественного состава рассеянных битумов в открытых и изолированных порах преимущественно глинистых пород ряда седиментационных бассейнов, проведенных А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной (1967) и С. Н. Белецкой и соавторами (1972; Белецкая, Сырова, 1972; Белецкая и соавт., 1969; и др.).

Анализируя содержание открытых и закрытых пор юрских и неокомских аргиллитов Западно-Сибирской низменности, А. Э. Конторович и Е. А. Рогозина (1967) обнаружили, что абсолютные содержания углеводородных газов и их многообразие находятся в прямой зависимости от отношения закрытой и открытой пористости, которое, в свою очередь, находится в такой же зависимости от содержания в породе органического углерода. Последнее послужило А. Э. Конторовичу (Вышемирский и соавт., 1971) основой для выделения высоких концентраций органического вещества в качестве главной причины и образования изолированных пор, и разуплотнения породы (табл. 29).

Таблица 29

Содержание  $C_{орг}$  и физические характеристики глин и аргиллитов юры и неокома Западно-Сибирской низменности в зависимости от темпа седиментации (по В. С. Вышемирскому и соавт., 1971а<sup>1</sup>, с дополнениями автора)<sup>2</sup>

Свита (пачка), возраст	Средн. содержа- ние $C_{орг}$ , %	Средняя плот- ность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %			Порис- тость закрыт. Порист. полная	Темп седимента- ции, т/км <sup>2</sup> /год  средняя мощность, м <sup>2</sup> ; продолж. накоплен., млн. лет
			полная	открытая	закрытая		
Покурская ( $K_{1a1} - K_{2c}$ )	0,99	2,03	25,2	23,2	2,0	7,9	110 760; 14
Гарская ( $K_{1v_2}$ )	0,34	2,37	12,8	11,2	1,6	12,5	237 200; 2
Куломзинская ( $K_{1b} - v_1$ )	0,43	2,41	11,8	9,5	2,3	19,5	72 300; 10
Баженовская ( $J_3v$ )	8,19	2,33	7,5	3,2	4,3	57,3	7 30; 10
Тюменская ( $J_1h = J_3k_1$ )	4,25	2,46	7,5	4,1	3,4	45,6	91 1200; 32,6

<sup>1</sup> В. С. Вышемирский и соавторы ссылаются на заимствование этой таблицы из публикации А. Э. Конторовича и Е. А. Рогозиной (1967). Но в названной ими публикации эта таблица не приведена. Нет в ней и данных, позволяющих ее составить.

<sup>2</sup> По материалам «Геология СССР», т. XLIV, часть I, 1964 и А. Э. Конторовича и соавторов (1975).

Нет сомнения, что органическое вещество, обладая меньшим удельным весом, нежели минеральные компоненты породы, выступает в роли ее разуплотнителя. Вместе с тем, на что уже обращалось внимание (гл. II), несоответствие истинной плотности средневзвешенной (первая заметно ниже), отражающей механическое смешение органического вещества с минеральной частью породы, подмеченное М. Я. Кац и И. В. Хворовой (1970), свидетельствует не столько об инертном раз-

уплотнении породы органическим веществом, сколько об активной роли последнего как фактора стабилизации порового пространства. При этом стабилизирующая роль органического вещества тем выше, чем выше его концентрации, как правило, сопряженные с понижением темпа накопления минеральной части осадка.

Таким образом, и время стабилизации порового пространства, и сопряженные с ней масштабы образования изолированных пор зависят от темпа седиментации. Последний же регламентирует как динамику нарастания гравитационных нагрузок, определяющих условия формирования минерального каркаса литифицирующихся отложений, так и относительные концентрации в них органического вещества, проявляющего себя в качестве цементирующего материала (табл. 29). При прочих равных условиях, *чем медленнее темп седиментации, тем благоприятнее условия как для ранней стабилизации порового пространства и образования изолированных пор, так и для обогащения осадков (пород) органическим веществом.*

При анализе результатов исследования С. Н. Белецкой и соавторов (табл. 30) автором выделены майкопские и марьяновские аргиллиты и глины, отличающиеся сходством литологии и наибольшей полнотой аналитических характеристик. Обнаружилось, что майкопские аргиллиты, по сравнению с марьяновскими, выделяются преобладанием открытых пор. В отличие от марьяновских аргиллитов, в которых большая часть газового экстракта битумоидов и содержащихся в них углеводородов локализуется в изолированных порах, в аргиллитах и известковистых глинах майкопской свиты битумоиды и углеводороды преобладают в открытых порах. Битумоидный коэффициент ( $\beta$ ) органического вещества майкопских глин и аргиллитов, как правило, в 1,5—2 раза выше, нежели у органического вещества марьяновских аргиллитов, а углеводороды из майкопских аргиллитов характеризуются большей алифатичностью. В газовом экстракте из майкопских аргиллитов обычно меньше ароматических углеводородов, что не согласуется с существующими представлениями о зависимости углеводородного состава битумоидов от природы исходного органического материала: в отличие от марьяновских аргиллитов, органическое вещество майкопских отложений на большей (преимущественно восточной) части Предкавказья в значительной степени представлено гуминовыми соединениями наземно-растительного происхождения<sup>1</sup> (Казмина, 1949; Родионова, Старовойтова, 1957; Гимпелевич, 1959; и др.). Последнее должно бы стать причиной генерации большой доли циклизированных углеводородных соединений (Добрянский, 1961; Радченко, 1965; Родионова и соавт., 1968; Bestougeff, 1967; Ботнева, 1972, 1973; Ильина, Нечаева, 1973; Галимов, 1973; Баранова и соавт., 1976; Vandembroucke et al., 1976; и др.). При этом в зависимости от содержания гумусовых веществ на одинаковых глубинных уровнях степень катагенетического преобразования гумусового органического вещества бывает намного ниже<sup>2</sup>, по сравнению с преимущественно сапропелевой органикой (Родионова и соавт., 1968; Нестеров, 1969; Вышемирский и соавт., 1971а; и др.).

Различия в катагенетическом изменении органического вещества можно было бы объяснить большой глубиной отбора проб майкопских аргиллитов в сравнении с Назинской и Усть-Сильгинской скважинами. Но характер и величины различий не изменяются и при сравнении аналитических данных (по Большереченской и Отказненской скважинам), когда глубины отбора проб майкопских известковистых глин на 300—

<sup>1</sup> Это особенно характерно для глин из Отказненской скважины.

<sup>2</sup> По мнению И. И. Нестерова (1969), эмиграция УВ из пород, содержащих преимущественно гумусовую органику, начинается только на глубине 8000—9000 м.



Результаты исследования органического вещества в открытых (П<sub>0</sub>) и закрытых (П<sub>3</sub>) порах майкопских (Предкавказье) и Марьяновских (Западная Сибирь) аргиллитов, сланцев и глин и мергелей доманика (по данным С. Н. Белецкой, 1972; С. Н. Белецкой и соавторов, 1972)

Вид исследований	Место отбора проб, литология, возраст, палеоглубина, м												
	Отказненская, I-Р, глина, майкоп		Краснодарская, I-Р, аргиллит, майкоп				Назино, 6-Р, аргиллиты, J <sub>3</sub> , 2195—2210	Усть-Сильга, 2-Р, аргиллиты, J <sub>3</sub> , 2279—2290	Большерецье, 2-Р, аргиллиты, J <sub>3</sub> , 2647—2710	Ухта, 5, мергели, доманик, 1100—1300	Ухта, 20, мергели, доманик, 1100—1300		
	1442—1446	2365—2369	3504—3510	3680—3686	3934—3940	4161—4166							
Сорг, %	2,20	0,50	0,83	0,74	1,0	1,55	8,60	6,07	8,35	9,15	9,15		
Хлороформенный экстракт (ХЭ), % на породо	0,037	0,058	0,113	0,172	0,137	0,209	0,872	0,380	0,588	1,216	1,932		
П <sub>0</sub> /П <sub>3</sub>	4,8	—	3,7	7,8	5,3	4,2	0,5 <sup>3</sup>	3,5 <sup>3</sup>	2,8 <sup>3</sup>	1,3	1,0		
ГН/ГД <sup>1</sup>	2,7	2,9	1,0	2,3	3,4	4,2	0,35	0,56	0,50	1,6	1,8		
УВ <sub>ГН</sub> , г/УВ <sub>ГД</sub> , г <sup>2</sup>	2,20	27,0	0,3	2,5	4,0	4,4	0,31	0,53	0,50	1,8	1,90		
С <sub>хэ</sub> ·100/С <sub>орг</sub> = β	1,3	9,5	11,6	18,9	11,1	11,2	10,5	6,2	6,0	—	—		
Состав газового экстракта	Из закрытых пор	метаново-нафтоеновые УВ	50,9	41,2	66,0	69,2	67,5	82,0	57,3	54,0	—	33,6	30,8
		ароматические УВ	38,2	53,7	21,3	18,3	12,5	7,6	37,7	40,0	—	45,2	47,6
		смоли	10,9	5,1	12,7	12,5	20,0	10,4	5,0	6,0	—	21,2	21,6
	Из открытых пор	метаново-нафтоеновые УВ	45,3	60,2	69,1	77,3	85,1	85,0	55,0	55,0	—	50,5	41,6
		ароматические УВ	29,3	30,0	9,9	14,8	10,0	8,7	30,0	28,0	—	35,7	42,2
		смоли	25,4	9,8	21,0	7,9	4,9	5,5	15,0	17,0	—	13,8	16,2

<sup>1</sup> ГН — суммарный газовый экстракт битумоидов из недробленной и ГД — дробленной породы.

<sup>2</sup> Отношение содержаний углеводов (в граммах на кг породы) в газовом экстракте недробленной и дробленной породы.

<sup>3</sup> Согласно данным, приведенным в другой публикации (Белецкая и о.П./соавт., 1969), отношение П в образцах из этих скважин определяется соответственно 0,6; 0,7; 0,6.

1200 м меньше, нежели глубины отбора марьяновских аргиллитов (табл. 30). Органическое вещество марьяновских аргиллитов оказалось менее преобразованным даже в условиях, когда (по расчетам В. Ф. Раабена и К. А. Черникова, 1973) длительность его пребывания в главной зоне нефтеобразования на 100 млн. лет больше, нежели у органического вещества майкопских глин Северного Кавказа<sup>3</sup>.

Таким образом, увеличение продолжительности катагенеза, рассматриваемой многими исследователями в роли «множителя при активном факторе» — температуре (Teichmüller, Teichmüller, 1965; Вассоевич, 1967; Резников, 1967; Карцев, 1969; Филиппи, 1970; Лопатин, 1971; Tissot et al., 1971; Голицын, 1973; Conpan, 1974; Hood et al., 1975; и др.) не всегда компенсирует влияние уменьшения нагрева на конечный результат катагенеза. Последнее послужило Т. Э. Барановой, С. Н. Белецкой, С. Г. Неручеву и соавторам (1976) основанием для оценки продолжительности катагенеза как процесса, не оказывающего заметного влияния на метаморфизм органического вещества.

В данном случае правы Е. А. Глебовская (1974) и Н. В. Лопатин (1976), когда они рассматривают метаморфизм органического вещества как процесс «последовательных, но совершенно различных реакций, с различными энергиями активации, разными порядками и константами скоростей» (Глебовская, стр. 21—22). Они также обратили внимание, что последовательность реакций контролируется ростом температур до критических величин, «разрешающих» начало новой, очередной реакции метаморфизма. Поэтому *время следует рассматривать как фактор накопления тепловой энергии, обеспечивающий как преодоление порога активации той или иной реакции метаморфизма, так и завершение конечных этапов реакций*. В качестве множителя при активном факторе оно проявляется только при положительном тепловом балансе литогенеза.

Одна из главных целей исследований С. Н. Белецкой и соавторов — установление улик эмиграции углеводородов из материнских пород. В качестве критериев для определения миграционного характера битумоидов используются соотношения объемов открытых и закрытых пор и содержаний связанных с ними битумоидов (табл. 31), а относительные потери углеводородов вследствие их эмиграции определяются путем сравнения соотношений углеводородов и смолистых соединений битумоидов в открытых и закрытых порах. Основанием для этого служит предположение, что в битумоиде закрытых пор их соотношение такое же, как и в синбитумоиде.

Логическая основа выводов С. Н. Белецкой и соавторов была бы бесспорной, если бы процесс эмиграции углеводородов из материнских пород при вступлении их в главную фазу (зону) нефтеобразования был непрерывным, а соотношение углеводородов и смолистых компонентов битумоидов в закрытых и открытых порах пород, из которых битумоиды не эмигрировали, было бы одинаковым.

Судя по объяснению причин и особенностей перераспределения битумоидов, С. Н. Белецкая (1972) так же, как и другие исследователи (Снарский, 1961; Клубова, 1965; Неручев, 1969; Галимов, 1973; Баранова и соавт., 1976; и др.), полагает, что в ходе катагенеза перемещение битумоидов в материнских породах, а следовательно, и их эмиграция происходит пульсационно. Это может быть обусловлено прорывами прорывов метаморфизма органического вещества из закрытых пор при достижении критических давлений, просадками уплотнения, сейсмическими

<sup>3</sup> В рассматриваемых районах Западной Сибири температура на глубинах отбора проб на 25—30°C, ниже, нежели в краснодарских скважинах. В Большереченской скважине она на 15—20°C выше, по сравнению с Отказненской (Ставицкий, 1964, рис. 42; Тепловой режим., 1970, рис. 12).

колебаниями, образованием вторичной пористости или же заполнением пор цементом, образованием трещиноватости и т. п. А это значит, что аналитический материал по пробам, отобранным из разных частей предполагаемых нефтегазоматеринских пород, может отражать как периоды перераспределения битумоидов и их эмиграции, так и периоды их накопления, когда в открытых порах подвижные битумоиды концентрируются для прорыва в проводящие каналы.

Реальность такой динамики эмиграции углеводородов подтверждается при рассмотрении аналитических данных, приведенных С. Н. Белецкой по майкопской свите Северного Кавказа. Согласно ее выводам, эмиграция углеводородов (табл. 31, группа II) фиксируется в породах из

Таблица 31

Определение миграционного состояния битумоидов по соотношению их содержания в открытых и изолированных порах (по С. Н. Белецкой, 1972)

№ группы	Соотношение показателей	УВ <sub>зн</sub> , %	Характер битумоида	Место отбора образцов пород, интервал
		УВ <sub>зд</sub> , %		
I	$P_o/P_z = ГН/ГД = УВ_{зн}, г/УВ_{зд}, г$	1	Сингенетичный	Краснодарская I-P, 4161—4166
II	$P_o/P_z > ГН/ГД > УВ_{зн}, г, УВ_{зд}, г$	< 1	Сингенетичный, остаточный	Дивненская K-103, 308—316 Дивненская K-26, 730—760 Отказненская I-P, 1500—2369; Галюгаевская I-P, 2581—3843; Краснодарская I-P, 3504—3510; Низино; Усть-Сильга; Большеречье. Краснодарская I-P, 3680—3686; 3934—3940
III	$P_o/P_z > ГН/ГД > УВ_{зн}, г/У_{зд}, г$	> 1	Сингенетичный, перераспределенный	
IV	$P_o/P_z; УВ_{зн}, г/УВ_{зд}, г; ГН/ГД$	> 1	Сингенетичный, перераспределенный (паравтохтонный)	Ухта

Дивненских и Отказненской скважин, отобранных в интервале 308—1503 м, что намного выше верхней границы главной зоны нефтеобразования, начинающейся в этом регионе на глубине 2000 м (Вассоевич и соавт., 1971, 1973). В краснодарской же скважине, вскрывшей разрез в пределах главной зоны нефтеобразования, эмиграция битумоидов обнаруживается только в интервале 3504—3510 м, тогда как в трех пробах из интервала 3680—4166 м отжатие углеводородов не устанавливается (табл. 31, группы I, III). Последнее может быть объяснено тем, что майкопские отложения в Предкавказье еще не вышли из главной зоны нефтеобразования (Вассоевич и соавт., 1971; Максимов и соавт., 1975). В таких условиях, в зависимости от особенностей литогенеза и гипсометрического положения по отношению к кровле и подошве главной зоны нефтеобразования, эмиграция битумоидов из пород нефтегазогенерирующей толщи происходит разновременно.

Вместе с тем, вследствие пульсационного характера эмиграции УВ из материнских пород, и после выхода нефтематеринских отложений из главной зоны нефтеобразования (когда начинается деструкция битумоидов на поздних этапах катагенеза) соотношения содержаний битумоидов в открытых и изолированных порах нефтепроизводивших пород могут фиксированно отражать как эмиграционное (подвижное), так и

предэмиграционное, «стартовое» (перед прорывом УВ) состояние миграционного процесса.

Таким образом, по соотношению содержаний битумоидов в открытых и изолированных порах нельзя судить ни о масштабах эмиграции УВ, ни о положении исследуемых толщ по отношению к главной зоне нефтеобразования. Трудно судить о масштабах эмиграции УВ и по соотношению содержания в открытых и закрытых порах углеводородных и неуглеводородных компонентов битумоидов.

Определение количеств эмигрировавших УВ в зависимости от степени «покисления» битумоида<sup>4</sup> (Неручев, 1969) не вызывало бы сомнения, если бы содержание смол в составе битумоидов закрытых и открытых пор, из которых, по мнению С. Н. Белецкой, не эмигрировали УВ (табл. 31, I и IV группы), было одинаковым или же отличалось повышенным содержанием смол в битумоидах открытых пор. Последнее должно быть неизбежным следствием особенностей герметизации открытых и закрытых пор, так как во времени открытые поры обладают большей вероятностью освобождения от части УВ, а следовательно, и большей вероятностью остаточного накопления малоподвижных кислородосодержащих соединений. Аналитические же данные по пробам из интервала 4161—4166 м Краснодарской скважины, отнесенным С. Н. Белецкой к группе пород с сингенетичными битумоидами (группа I), по ухтинским мергелям, отнесенным к группе пород с сингенетичным перераспределенным битумоидом (группа IV), и по интервалам 3680—3686, 3934—3940 м Краснодарской скважины, отнесенным к группе пород со слабой эмиграцией углеводородов (группа III), свидетельствуют о том, что содержание смол в битумоидах изолированных пор из этих интервалов в 1,5—5 раз больше, нежели в битумоидах, экстрагированных из недробленных пород (табл. 30). Это позволяет прийти к выводу о слабой информационной надежности как соотношений битумов открытых и изолированных пор, так и количества содержащихся в них битумоидов при их использовании в качестве индикаторов и мерила миграционного процесса. Поэтому они не могут быть положены в основу объяснения меньшей преобразованности органического вещества марьяновских аргиллитов (по сравнению с майкопскими) и за счет эмиграции наиболее подвижных компонентов битумоида. Чем же тогда обусловлены различия в степени преобразования органики в рассматриваемых отложениях?

При сопоставлении аналитических данных С. Н. Белецкой и соавторов (табл. 30) обнаруживается прямая зависимость степени алифатичности углеводородов от величины соотношения в породах объемов открытых и закрытых пор ( $P_o/P_z$ ). Последнее же, как следовало ожидать, находится в прямой зависимости от темпа накопления исходного органоминерального материала. Если 1500 и 1200 м майкопских глин и аргиллитов соответственно в Краснодарской и Отказненской скважинах (Судариков и соавт., 1964; Вассоевич и соавт., 1971) накапливались всего 15,3 млн. лет, то 70—120 м марьяновских аргиллитов, вскрытых Назинской, Усть-Сильгинской и Большеречинской скважинами (Гурари, Левченко, 1964; Наливкин, Рудкевич, 1964; Нестеров, 1969), —

<sup>4</sup> В ходе исследования проблемы индикаторов эмиграции УВ из материнских пород, проведенного К. А. Черниковым и И. А. Зеличенко (1969, 1974), было обнаружено, что «покисление» битумоида на переходной (от Ж до Г) стадии метаморфизма ОВ обусловлено не эмиграцией УВ, «а отставанием процесса новообразования битумоидов в ОВ этого типа (сапропелито-гумитового — Л. Н.) от противоположно направленного процесса выпадания асфальтеновых компонентов в нерастворимое состояние» (1974, стр. 121). Они пришли к выводу, что в основу геохимических критериев диагностики типов битумоидов с целью выявления масштабов эмиграции УВ из материнских пород следует брать элементарный состав битумоидов, соотношения  $C/H$ ,  $\frac{C+N}{N+S+O}$  и содержание в битумоидах масел.

26 млн. лет. В этой связи можно полагать, что и обогащенность органическим веществом и преобладание изолированных пор в марьяновских аргиллитах и доманиковых мергелях — следствие низкого темпа накопления минерального материала.

Медленное накопление осадков в марьяновское и доманиковское время благоприятствовало образованию в них в ходе литогенеза прочного минерального каркаса, способного длительное время сдерживать их уплотнение. Особенно это характерно для минеральных оболочек изолированных пор, которые, как подмечено А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной (1967) и С. Н. Белецкой и соавторами (1972) на примере юрских и неокомских аргиллитов Западно-Сибирской низменности и майкопских отложений Предкавказья, сохраняют свои объемы практически неизменными до глубины более 4000 м. Аналогичные отличия в составе органического вещества изолированных и открытых пор установлены и при исследованиях нефтематеринских качеств глинистых пород путем их постепенного нагревания (Barker, 1974).

Как представляется автору, относительно слабая алифатизация битумоидов марьяновских аргиллитов обусловлена как неблагоприятной обстановкой фоссилизации органического вещества при седиментогенезе, так и сдерживающими катагенез большой прочностью минерального каркаса и преобладанием изолированных пор. Жесткость и высокая прочность минерального каркаса — один из важнейших факторов торможения катагенеза. Особенно это сказывается на метаморфизме содержащего изолированных пор. Причем не только органического вещества, но и минеральных образований.

В. Д. Шутовым (1962) обращается внимание на факты чрезвычайно медленного изменения аутигенных минералов, оказывающихся в изолированных порах. Так, например, каолинит, будучи запечатанным в изолированных порах, вместо гидрослюдизации, характерной для «стрессовой» линии его изменения, претерпевает диккитизацию, а глауконит в изолированных порах остается неизменным до глубин 2000 м, после чего он постепенно замещается железистым пеннингом. В стрессовых же условиях, когда обстановка метаморфизма определяется не только растущей температурой, но и нарастающим геостатическим давлением, глауконит преобразуется в мусковит.

Торможение роста внутрипорового давления вследствие жесткости и высокой прочности минерального каркаса глинистых пород сказывается и на метаморфизме органического вещества, заключенного в изолированных порах. При этом наиболее ощутимо это должно проявляться в тех случаях, когда медленный темп седиментации, а следовательно, и медленное погружение и сопряженное с ним медленное нарастание гравитационного давления сохраняются длительное время. В таких условиях из-за медленного нарастания температуры «вяло» образующиеся газобразные углеводороды успевают диффузионно рассеяться и практически не оказывают влияния на внутрипоровое давление, от которого зависит направленность преобразования битумоидов. Последнее находит подтверждение в исследованиях барических условий в открытых и закрытых порах мезозойских глинистых отложений Западной Сибири. Согласно расчетам Т. Э. Барановой, С. Н. Белецкой, С. Г. Неручева и соавторов (1976), «величины  $P_{zn}$  (давления газа в закрытых порах — Л. Н.) по большому количеству образцов мезозойских глин Западной Сибири показали, что  $P_{zn}$  всегда существенно ниже величины  $P_{пл}$ » (стр. 116, курсив мой — Л. Н.).

Как представляется автору, прочность минерального каркаса определяет барические условия не только изолированных пор, но и всего порового пространства. Это проявляется в увеличении степени метаморфизма органического вещества одновозрастных, находящихся на одинаковых гипсометрических уровнях пород в фациальном ряду: песчаники →

→ аргиллиты → угли (Тимофеев, Боголюбова, 1963)<sup>5</sup>. Такую же природу имеет и подмеченное А. Э. Конторовичем и соавторами (1967) уменьшение метаморфизма углистого детрита в песчаниках, по сравнению с аргиллитами, и в песчаниках и аргиллитах, содержащих карбонатный материал (цемент), по сравнению с их бескарбонатными аналогами. Различиями прочностных свойств минерального каркаса пород, контролирующихся, при прочих равных условиях, темпом и продолжительностью накопления материнских осадков, объясняется и обнаруженная А. Э. Конторовичем и соавторами неоднозначная зависимость метаморфизма органического вещества от глубины погружения содержащих его пород.

Усиление метаморфизма угольной и углеводородной органики по мере увеличения давления подтверждается и экспериментально. Так, Д. Чандра (Chandra, 1969) обнаружил, что с увеличением давления карбонизация углей происходит при меньших температурах. Было также установлено (Louis, Tissot, 1967; Tissot et al., 1971, Тихомолова, Гордадзе, 1971; и др.), что увеличение давления на фоне нарастающей температуры — необходимое условие образования алканов. Понижение же давления активизирует процесс генерации непредельных углеводородов и их производных — циклизованных соединений. Подтверждением важнейшей роли термобарических условий катагенеза в преобразовании органического вещества являются и результаты исследований Д. В. Жабрева и Е. С. Ларской (1965).

Препятствуя нормальному ходу уплотнения, жесткий минеральный каркас медленно накапливавшихся отложений затрудняет эмиграцию углеводородов и лишает катагенез дополнительной тепловой энергии, выделяющейся в процессе конденсации минеральных частиц, что неизбежно сказывается на степени метаморфизма органического вещества, а следовательно, и на нефтепроизводящих качествах осадочной толщи. В случае же обогащения медленно накапливавшихся отложений монтмориллонитом в них сдерживается высвобождение значительных объемов межслоевой воды, облегчающей (при дегидратации) эмиграцию углеводородов и как их растворитель — вследствие низкой минерализации (Блох, 1972; Симоненко, 1974; Сергеевич и соавт., 1975; и др.), — и как носитель дополнительной энергии прорыва флюидов в проницаемые зоны — вследствие увеличения ее удельного объема при конверсии. Низкое внутрислоевое давление в породах, возникших в ходе литогенеза медленно накапливавшихся отложений, ослабляет эмиграцию жидких углеводородов и в газовых растворах (Жузе, 1974).

Особенно важен учет темпа седиментации при оценке нефтепроизводящих качеств биогенных кремнистых и преимущественно биогенных терригенно-кремнистых отложений, как правило, отличающихся малой скоростью накопления<sup>6</sup> и, как следствие последней, нередко обогащенных органическим веществом. Медленный темп накопления биогенного, преимущественно диатомового кремнезема, отличающегося низким удельным весом, сдерживает уплотнение осадка, что благоприятствует образованию в нем прочного минерального каркаса, который затрудняет его уплотнение при последующем резком нарастании гравитационного давления из-за усиления темпа накопления перекрывающих отложений. Это и обуславливает, как правило, высокую битуминозность биогенно-кремнистых отложений на всех стадиях литогенеза и является свидетельством консервации основной массы битумоидов вследствие затрудненной их эмиграции, что, например, характерно для баженовской свиты (пач-

<sup>5</sup> Различия в степени метаморфизма гомогенного и рассеянного ОВ одновозрастных отложений побудили О. П. Четверикову (1974) к отказу от пользования углепетрографическими терминами при определении степени катагенетической превращенности рассеянной органики.

<sup>6</sup> По содержанию в осадке биогенного (диатомового) кремнезема судят о темпе седиментации (Лисицын, 1959, 1966).

ки) в Западной Сибири (Конышева, Сахибгареева, 1976). Поэтому, если бы Ю. К. Бурлин и соавторы (1976) обратили внимание не только на высокую битуминозность силицитов, но и на особенности их накопления и дальнейшего литогенеза, то у них не было бы повода для оптимистической оценки как нефтепроизводящих всех регионально распространенных кремнистых и терригенно-кремнистых толщ геосинклинальных областей.

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что обогащенные ОВ битуминозные породы не всегда являются собой типичные примеры пород, производивших нефть. Это обстоятельство в свое время было отмечено И. М. Губкиным (1932), когда он характеризовал лишенные коллекторских прослоев пиробитуминозные сланцы как «недоразвившиеся до образования природной нефти породы» (стр. 409). А В. Е. Хаин (1954) полагает, что такие породы оказываются и «быстро перезревшими» как потенциально нефтепроизводящие. Поэтому он считает, что «не следует рассматривать наиболее богатые битуминозным веществом и (органическим углеродом) пелитолиты как наиболее вероятные нефтематеринские осадки. При интенсивном погружении и быстром осадконакоплении может возникнуть мощная толща, в процентном отношении относительно бедная органикой (так как органика здесь сильно разбавлена обломочным материалом), но содержащая в сумме больше органического вещества, чем какая-нибудь другая маломощная пачка, насыщенность которой органикой является более очевидной» (стр. 156).

Такую же оценку нефтегенерационной роли сапропелитов типа горючих сланцев дает и В. А. Успенский в предисловии к монографии Б. Ф. Игнатова (1967): «Существует особая категория обогащенных сапропелитовым органическим веществом пород, вроде волго-уральского доманикового мергеля или северо-кавказского кумского мергеля, или марьяновских аргиллитов Западно-Сибирской низменности, нефтематеринские достоинства которых, так сказать, вошли в хрестоматию, но которые, тем не менее, при обстоятельном геологическом анализе их роли оказываются нередко в положении незаинтересованных свидетелей в смысле участия в обеспечении нефтеносности района» (стр. 7—8).

Сомнения относительно высокого нефтепроизводящего потенциала обогащенных органическим веществом битуминозных (керогеновых, пиробитуминозных) сланцев высказаны Д. Г. Эрдманом (1962), А. Леворсеном (1970)<sup>7</sup>, В. В. Вебером (1973) и другими исследователями этой проблемы.

Как выяснилось при литолого-геохимических исследованиях доманиковых отложений, и при наличии коллекторов медленно накапливавшиеся битуминозные толщи в ходе катагенеза не заполняют их углеводородами вследствие изоляции битумоидов в закрытых порах. И это понятно, так как консервация основной массы органического вещества в закрытых порах, с одной стороны, способствует его обогащению широкой гаммой углеводородов, в том числе и низкомолекулярных, с другой, — сдерживает эмиграцию углеводородов, что проявляется в индифферентности их спектра и парциального состава по отношению к структурному и фациальному положению вмещающих их пород (Бурова и соавт., 1976).

Впервые отрицательная оценка нефтепроизводящих качеств доманиковых отложений из-за ранней их литификации и, как следствие, изоляции большей части битумоидов была дана Н. М. Страховым (Страхов и соавт., 1955). В дальнейшем такая же оценка нефтепроизводящему потенциалу доманиковых отложений дается и другими исследователями

<sup>7</sup> А. Леворсен в этой связи пишет, что «многие геологи рассматривают сейчас кероген просто как пиробитум, генетически мало связанный или совсем даже не связанный с нефтью и газом» (стр. 39).

этой проблемы (Гуляева и соавт., 1961; Гуляева, Гамаюнова, 1962; Амосов, Ярошевич, 1965; Бадамшин, Тухватуллин, 1973; и др.).

Вместе с тем, еще не редки публикации, в которых доманик и ему подобные осадочные образования рекомендуются в качестве эталона нефтепроизводящих отложений (Ронов, 1958; Хачатрян и соавт., 1967; Соколов, Чайковская, 1968; Конторович, 1967, 1970; Ботнева, 1972; Аширов, 1975; Боголюбова, Тимофеев, 1978; и др.). В большинстве публикаций главным доводом в пользу высоких нефтепроизводящих качеств таких толщ обычно приводится их обогащенность органическим веществом и высокая битуминозность. В тех же случаях, когда объяснения эмиграции углеводородов не связываются с уплотнением материнских пород, авторы вынуждены прибегать к нереальным по своей сути схемам.

Такой представляется попытка К. Р. Чепикова и соавторов (1972) объяснить эмиграцию битумоидов из доманиковых отложений в ранние стадии диагенеза.

Если бы массовая генерация углеводородов в ранние стадии диагенеза была реальной, то и в этом случае до образования залежей нефти дело бы не дошло, так как, согласно выводам К. Р. Чепикова и Г. И. Сурковой (1972), «приходу нефти в карбонатные породы (коллекторы — Л. Н.) предшествовал довольно длительный период их существования, в течение которого коллекторы подвергались различным постседиментационным (диа- и катагенетическим) преобразованиям» (стр. 24). Такой же вывод делается К. Р. Чепиковым и соавторами (1972а) о времени заполнения углеводородами терригенных коллекторов. Где же в таком случае находились длительное время углеводороды, эмигрировавшие из материнских отложений в ранние стадии диагенеза?

В отличие от доманиковых отложений, нефтепроизводящие возможности которых вызвали сомнения сразу же после обстоятельного анализа условий их литогенеза, аргиллиты марьяновской свиты оцениваются большинством исследователей этого региона как один из важнейших генераторов западно-сибирской нефти. Лишь А. Э. Конторович (Вышемирский и соавт., 1971а) высказал предположение, что нарастание битумоидного коэффициента в сапропелевом органическом веществе верхнеюрских (марьяновских) аргиллитов на глубине 2300—2500 м (и глубже), когда в микстинитоподобной и сапропелево-гумусовой органике ниже-среднеюрских отложений в этом глубинном интервале проявляется его снижение, обусловлено затрудненной эмиграцией углеводородов из-за преобладания изолированных пор.

В монографическом обобщении материалов по геологии нефти и газа Западной Сибири А. Э. Конторович и соавторы (1975) рассматривают преобладание изолированных пор в глинах, обогащенных органическим веществом, как фактор, благоприятствующий нефтегазообразованию. Они полагают, что с увеличением закрытой пористости, сопряженной с ростом концентраций органического вещества, «улучшаются и условия для создания в поровом пространстве глин аномально высоких пластовых давлений» (стр. 362). Этот вывод обосновывается ссылкой на результаты исследований Р. Чэпмена (Chapman, 1972, 1972а), который, как они пишут, установил, что «при некоторых условиях из глин, в которых при уплотнении создается аномально высокое пластовое давление, до глубины 1000 м отжимается примерно в 2 раза меньше воды, чем в маломощных пластах» (стр. 362).

Если обратиться к основным выводам исследования Р. Чэпмена, рассмотренным выше (гл. II, III), то станет очевидным, что под «некоторыми условиями» возникновения АВПД он прежде всего имеет в виду высокий темп накопления глинистых толщ, проявляющийся, при прочих равных условиях, в их большой мощности. Поэтому большая мощность глинистых отложений может быть фактором АВПД только при высокой скорости их накопления. Что же касается обогащенных ОВ юрских и



раннемеловых глинистых отложений Западной Сибири, в которых, по мнению А. Э. Конторовича, «имели место весьма благоприятные условия для процессов первичной миграции углеводородов, когда эти отложения погружались в главную зону нефтеобразования» (стр. 362—363), то, как уже обращалось внимание, преобладание закрытых пор в слагающих их аргиллитах и обогащенность последних ОВ — следствие очень низкого, характерного для пелагических областей океанов, темпа седиментации во время их накопления (табл. 29). А для изолированного порового пространства характерны не аномально высокие, а аномально низкие давления, сдерживающие преобразование и эмиграцию битумоидов.

По мере погружения минеральный каркас отложений, подобных доманикитам и баженовитам, начинает испытывать давление, превышающее его структурную прочность. Происходит их стрессовое уплотнение. Но термобарические условия уже «запрещают» генерацию жидких УВ. Это как раз тот случай, предполагаемый С. Г. Неручевым и соавторами (1973) и Н. Б. Вассоевичем (1974а), когда из-за неблагоприятных условий накопления fossilized ОВ «транзитом», минуя зону проявления главной фазы нефтеобразования, попадает в зону господства главной фазы газообразования<sup>8</sup>.

Таким образом, при прочих равных условиях *степень изоляции пор в потенциально нефтегазоматеринских породах, находящаяся в обратной зависимости от темпа седиментации, регламентирует как динамику и направленность преобразования органического вещества, так и масштабы эмиграции битумоидов.*

## **О РОЛИ ТЕМПА СЕДИМЕНТАЦИИ В ИЗМЕНЕНИИ БИТУМИНОЗНОСТИ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

После того как в 1950 г. Т. Э. Барановой при обобщении материалов люминесцентно-битуминологических исследований в пределах Волго-Уральской области были установлены аномально высокие содержания битуминозных веществ над приподнятыми частями тектонических структур (Успенский, 1962), такие же аномалии над сводами структур были выявлены Л. Н. Розановым и Н. И. Васильевой (1956), И. А. Конюховым (1956), В. С. Вышемирским (1960; Вышемирский, Ямковая, 1970; Вышемирский и соавт., 1971а), Г. М. Давыдовым и Т. М. Морозовой (1964), Д. И. Дроботом и соавторами (1967) и другими исследователями.

Битумные и газовые аномалии над приподнятыми частями тектонических структур многие исследователи интерпретируют как следствие просачивания или диффузии УВ из залегающих ниже залежей (Соколов, 1947; Розанов, Васильева, 1956; Могилевский, Чиркинская, 1959; Флоровская, 1959; Коробов, 1969; и др.). Ряд авторов (Вышемирский, 1960, 1964; Егорова и соавт., 1961; Успенский, 1962; и др.) объясняют присводовые битумные аномалии главным образом латеральной миграцией битумоидов.

Реальность вертикальной миграции УВ сквозь толщи разного литологического состава не вызывает сомнения. Вместе с тем, обнаружение положительных газовых и битумных аномалий не только над залежами УВ, но и на сводах «пустых» структур свидетельствует о том, что эта закономерность прежде всего причинно связана с обусловленными текто-

<sup>8</sup> Впервые выделена А. Э. Конторовичем и соавторами (1967). Отражает глубинный интервал появления главной фазы газообразования.

нически динамико-седиментационными особенностями формирования осадочных толщ в пределах растущих положительных структурных форм. В этой связи объяснение нарастания битуминозности и газонасыщенности глинистых пород в приподнятых зонах за счет латеральной миграции казалось наиболее логичным, так как оно увязывалось с господствующим мнением о преобладании миграции УВ при образовании их промышленных скоплений.

Но такое толкование этого явления оказывается физически необоснованным, особенно когда речь идет о глинистых толщах — основных объектах битуминологических исследований (Игнатов, 1962, 1966а). Как представляется автору, наиболее близок к правильному объяснению природы битумоидных аномалий Б. Ф. Игнатов (1962), полагающий, что увеличение концентраций битумоидов в присводовых частях — следствие увеличения содержания в глинистых породах органического вещества из-за ослабления его разубоживания минеральным материалом осадков при конседиментационном формировании тектонических поднятий. К такому же выводу — нарастание битуминозности вследствие уменьшения мощности одновозрастных отложений наряду с признанием преобладания латеральной миграции — приходят Г. М. Давыдов и Т. М. Морозова (1964).

Если иметь в виду рассмотренные выше материалы и выводы об особенностях преобразования битумоидов в открытых и закрытых порах и об условиях образования изолированных пор, то станет очевидным, что главная причина возникновения присводовых битумоидных аномалий — не столько в увеличении концентраций ОВ вследствие уменьшения темпа седиментации, сколько в улучшении условий для образования изолированных пор, сопряженного с уменьшением скорости накопления осадков. Поэтому изолированное в закрытых порах ОВ — главная причина образования битумных и газовых аномалий, неизбежно проявляющихся на сводах всех структур конседиментационного формирования как повышенным содержанием битумоидов в породах, так и наибольшей полнотой спектра углеводородных соединений. И это необходимо учитывать при интерпретации материалов битумных и газометрических съемок по опорным горизонтам с целью выявления залежей нефти и газа в подстилающих их отложениях.

О решающей роли закрытой пористости в образовании присводовых битумоидных максимумов свидетельствуют и результаты исследований В. С. Вышемирского и Л. С. Ямковой (1970). На примере локальных структур Западной Сибири они обнаружили, что *увеличение битуминозности по мере нарастания пористости проявляется только в сводовых частях поднятий*. При этом «связь битуминозности с проницаемостью слабая отрицательная и на крыльях, и на сводах» (стр. 1198), а вертикальная миграция авторами исключается, «поскольку битуминозность пород увеличивается к сводам как значительно выше залежей, так и под ними, а также на непродуктивных площадях, что отмечалось и по другим районам» (там же).

Что же касается приведенных Г. М. Давыдовым, Т. М. Морозовой (1964) и Д. И. Дроботом с соавторами (1967) фактов увеличения битуминозности осадочных толщ в связи с уменьшением их мощности за пределами приподнятых зон, истолковываемых В. С. Вышемирским (Вышемирский и соавт., 1971а) как результат латеральной миграции битумоидов по трещинам гидроразрыва в зоны сокращенных мощностей, ранее занимавших приподнятое гипсометрическое положение, то их можно рассматривать только как доказательство динамико-седиментационного контроля образования битумоидных аномалий. В противном случае все зоны сокращенных мощностей одновозрастных отложений, отличающиеся повышенной битуминозностью, пришлось бы интерпретировать только как следствие их бывшего приподнятого положения. Но это не согласует-

ся с установленными закономерностями накопления осадков как в современных, так и в древних водоемах.

Следовательно, при прочих равных условиях низкий темп седиментации, проявляющийся уменьшением мощности разновозрастных отложений в сводах тектонических структур конседиментационного формирования или же сокращением мощности осадочных толщ вследствие дифференциации осадков по мере удаления от побережья, — важнейший фактор образования повышенных концентраций битумоидов как в присводовых частях тектонических структур, так и в зонах сокращенных мощностей разновозрастных отложений. И причина того — улучшение условий образования изолированных пор по мере уменьшения темпа накопления осадков, затрудняющих эмиграцию битумоидов в ходе литогенеза.

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ГЛАВНАЯ ФАЗА НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Уже в первой публикации, содержащей основные положения, характеризующие главную фазу нефтеобразования (Вассоевич и соавт., 1969), были приведены материалы по Калифорнийскому, Парижскому и Западно-Сибирскому нефтегазоносным бассейнам и бассейну Дуала (Камерун), свидетельствующие о неодинаковых глубинных и температурных интервалах ее проявления.

Согласно данным Дж. Филиппи (1970), главная фаза нефтеобразования в бассейне Лос-Анжелес проявляется в глубинном интервале 2400—3600 м с максимумом образования УВ на глубине 3300 м, а в бассейне Вентура усиление образования битумоидов начинается только на глубине 3600 м с максимумом образования нефтеподобных УВ на глубине около 4600 м.

Битуминологические исследования тоарских аргиллитов Парижского бассейна, приведенные М. Луи и Б. Тиссо (Louis, Tissot, 1967), свидетельствуют о том, что начало образования битумоидов в них проявляется на глубине 1600 м<sup>9</sup>. А крутой изгиб кривой, отражающей начало спада генерации битумоидов, не обнаруживается и на глубине 2500 м — максимальной глубине отбора исследованных проб. В статье также приведены материалы В. Д. Наливкина и соавторов (1969), А. Э. Конторовича (1968, Конторович и соавт., 1967) и П. Альбрехта и Г. Уриссона (Albrecht, Ourisson, 1969), характеризующие глубины и геотермические условия проявления главной фазы нефтеобразования в мезозойских отложениях Западной Сибири и Дуала (Камерун). При этом обращает на себя внимание различие в толковании глубинных интервалов проявления главной фазы нефтеобразования в Западной Сибири.

Так, В. Д. Наливкин и соавторы полагают, что при геотермическом градиенте 3,7°C/100 м главная фаза нефтеобразования происходила на глубине 1900—2700 м, а максимальное образование нейтрального (хлороформенного) битумоида характерно для глубинного интервала 2500—2800 м. А. Э. Конторович и соавторы пришли к выводу, что в сапропелевом ОВ последнее происходит на глубине 2100—2200 м, а в гумусовом — в интервале 2400—2500 м.

Анализируя новые данные по геохимии ОВ в Широком Приобье и на севере Западной Сибири в сравнении с аналогичными материалами по Ижма-Печорской впадине, Печорской гряде и Предуральскому прогибу Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, И. С. Гольдберг и

<sup>9</sup> Б. Тиссо и соавторы (Tissot et al., 1971) определяют его на глубине ниже 1500 м, где фиксируются первые повообразования битумоидов.

соавторы (1975, 1976) приводят убедительное обоснование тому, что главная фаза нефтеобразования в мезозойских отложениях Западной Сибири, начинающаяся «на переходе от длиннопламенной к газовой стадии углефикации (погружение 2,2—2,4 км), не находит своего завершения на жирной стадии (в пределах изученных до 4 км глубин). Интенсификация процессов генерации битумоидов и УВ начинается для обоих типов ОВ (сапропелевого и гумусового — Л. Н.) с глубин 3,4—3,6 км, что соответствует переходу от газовой к жирной стадии катагенеза» (1976, стр. 57—58). Авторы обращают внимание, что наиболее активная генерация и алифатизация УВ начинается «со середины жирной стадии катагенеза, т. е. не ранее чем с глубины 3,4 км» (стр. 58). Они пришли к выводу, что определение глубины, на которой завершается главная фаза нефтеобразования в этом регионе, — дело будущего.

Различия в глубинах проявления главной фазы нефтеобразования Н. Б. Вассоевич и соавторы объясняют как неодинаковыми термическими условиями катагенеза, так и продолжительностью пребывания сравниваемых объектов в тех или иных температурных условиях. Особый акцент на продолжительность созревания ОВ в нефтематеринских отложениях как на равноценный температуре фактор этого процесса делается В. Ф. Раабеном и К. А. Черниковым (1973). Рассматривая названные выше и другие примеры глубинных и температурных условий проявления главной фазы нефтеобразования, они приходят к заключению, что глубинные интервалы генерации УВ находятся в обратной зависимости от возраста осадочных толщ.

Примеры компенсации сокращения действия временного фактора увеличивающейся температурой недр рассмотрены Лаплантом (LaPlante, 1974). Так же, как и большинство авторов, освещающих эту проблему, он видит в продолжительности преобразования ОВ множитель при главном факторе — температуре. Обоснованием этого ему послужили примерно одинаковые глубины начала генерации УВ в верхнемиоценово-плиоценовых, миоценовых и олигоценых отложениях Луизианы на фоне уменьшения температуры начала максимального образования УВ (соответственно 96, 86 и 77°C) (рис. 133). В «чистом виде» (при одинаковом проявлении временного фактора) влияние температуры недр на глубинность возникновения интенсивной генерации битумоидов можно было бы рассматривать на примере верхнемиоценовых отложений Калифорнии. Только в этом регионе меньшая глубина возникновения максимума образования УВ в бассейне Лос-Анжелес может быть объяснена большей, нежели в бассейне Вентура, напряженностью геотермических условий, так как в бассейне Лос-Анжелес геотермический градиент (3,91°C/100 м) на 1,25°C выше, нежели в бассейне Вентура.

Но как только мы обратим внимание на термо-геохимические условия и глубинность проявления главной фазы нефтеобразования в синхронных калифорнийских, миоценовых и, более молодых, плиоценовых отложениях побережья Луизианы, содержащих, в отличие от калифорнийского миоцена, преимущественно гумусовую органику, требующую более жестких, нежели сапропелевая органика, термобарических условий преобразования в УВ, то станет очевидным, что температура — не универсальный фактор контроля глубинной локализации процессов образования УВ (рис. 133).

Наглядной иллюстрацией отсутствия обратной зависимости глубинности проявления главной фазы нефтеобразования от температуры недр и продолжительности процесса являются турон-маастрихтские отложения Дуала при их сравнении с более древними, мезозойскими, отложениями Парижского бассейна и Западной Сибири и с девонскими и пермскими отложениями Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Согласно данным П. Альбрехта и Г. Уриссона (Albrecht, Ourisson, 1969), подтвержденным последующими исследованиями (Albrecht et al., 1976; Durand, Espitalie, 1976; Vandembroucke et al., 1976), главная фаза нефтеобразования в турон-маастрихтских отложениях Дуала, содержащих преимущественно гумусовое ОВ, проявляется в глубинном интервале 1300—2800 м с максимумом генерации УВ на глубине 2300 м при температуре 90°C. Температура начала и конца процесса — соответственно 70 и 125°C. В сравниваемых же бассейнах главная фаза нефтеобразования проявляется и на больших глубинах и при больших температурах (рис. 133).

Чем же объясняется неоднозначность в проявлении рассматриваемых зависимостей?

Как представляется автору, при объяснении глубинности и температурных условий возникновения и завершения процесса генерации УВ следует учитывать не только возраст отложений, тип заключенного в них ОВ и степень их прогрева, но и темп накопления всего осадочного заполнения седиментационного бассейна и, в особенности, нефтематеринской толщи. Не менее важно также влияющие частоты и мощности эрозионных срезов. Это вытекает из рассмотренных выше материалов и подтверждается расчетами средних, среднеарифметических и средневзвешенных темпов седиментации в сравниваемых бассейнах, а также расчетами темпов накопления толщ, в которых обнаруживается проявление главной фазы нефтеобразования (табл. 32).

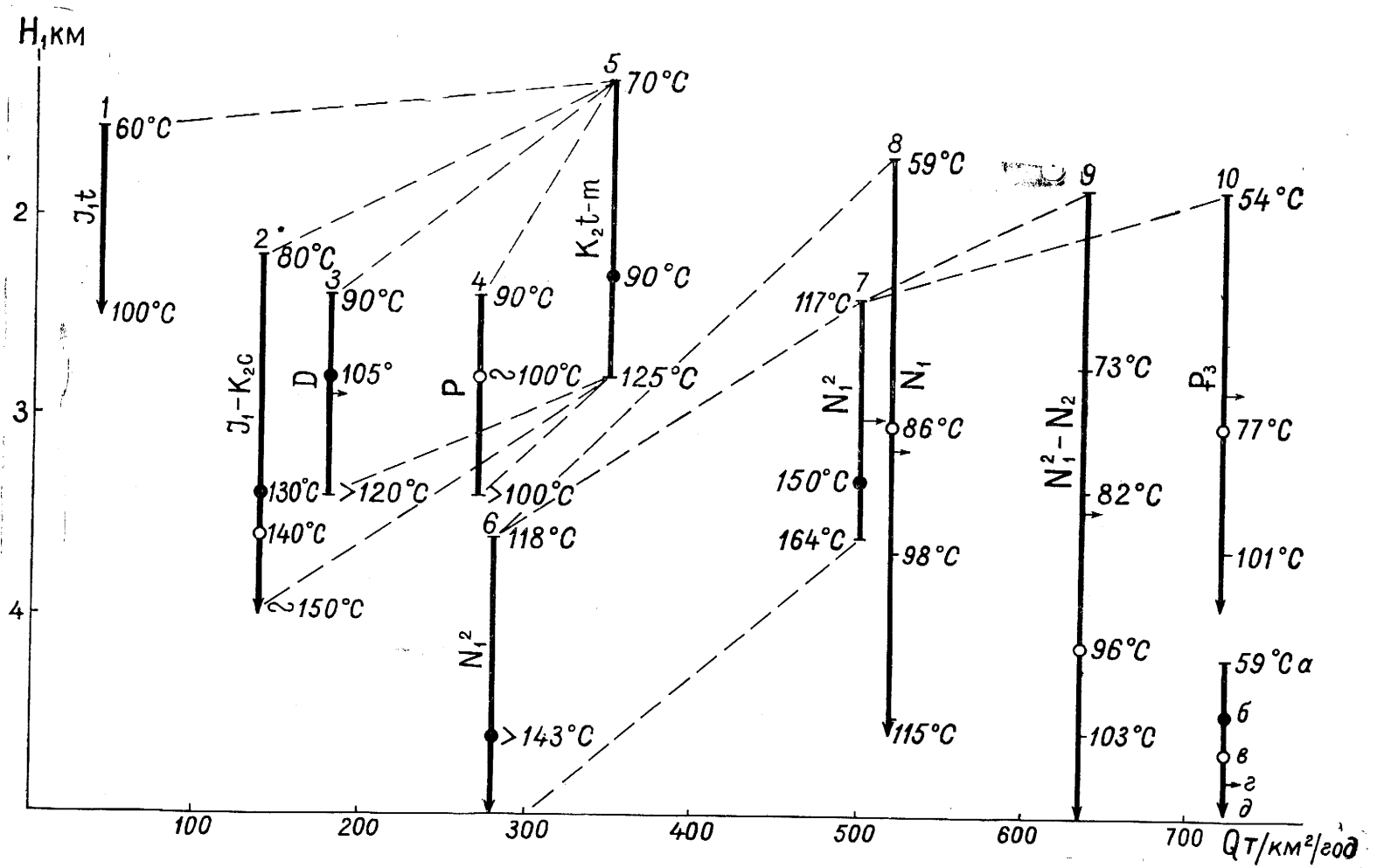
Анализ полученной информации убеждает в том, что при прочих равных условиях на фоне данных о средневзвешенном темпе седиментации в период накопления всего осадочного комплекса (или его части, включающей только толщу, перекрывающую нефтематеринские отложения), отражающем *преобладающую динамику нарастания гравитационного давления*, важнейшую роль в процессах накопления органического вещества и его преобразования на всех стадиях литогенеза играет темп накопления потенциально нефтематеринских отложений. Последнее иллюстрируется рис. 133, отражающим зависимость глубинных интервалов и температурных условий проявления главной фазы нефтеобразования в отложениях ряда палеоседиментационных бассейнов в зависимости от темпа накопления осадочных толщ, в которых фиксируется активная генерация углеводородов.

При рассмотрении особенностей проявления главной фазы нефтеобразования в кайнозойских, преимущественно неогеновых, отложениях Калифорнии и Голф-Кост, с одной стороны, обнаруживается зависимость глубинных уровней и степени прогретости зон генерации УВ от темпа накопления нефтематеринских отложений, с другой, — увеличение глубинных диапазонов начала и завершения<sup>10</sup> главной фазы нефтеобразования у быстро накапливавшихся отложений.

Как представляется автору, в данном случае уменьшение прогрева быстро накапливавшихся кайнозойских отложений Луизианы следует объяснять их большей теплоемкостью и, как следствие, отставанием в становлении теплового поля максимального прогрева по сравнению с их относительно медленно накапливавшимися аналогами в калифорнийских бассейнах. Не менее важное значение в геотермическом режиме олигоцен-плиоценовых отложений Луизианы играет и незавершенность прогрева подстилающей их 4—5-километровой толщи палеоцен-эоценовых отложений, покоящейся на мощном (3—4 км) осадочном субстрате позднеюрско-мелового возраста (Геология нефти..., 1968а; Бакиров и соавт., 1971).

Несмотря на некоторую неопределенность в расстановке на шкале

<sup>10</sup> Во всех рассматриваемых примерах из Голф-Кост глубины завершения главной фазы нефтеобразования не установлены.



темпов седиментации (из-за отсутствия данных о полной мощности анализируемых отложений), примеры из Луизианы иллюстрируют также влияние на прогрев отложений различий в соотношениях темпов их накопления и времени завершения седиментации.

Так, занимая промежуточное положение по темпу седиментации, позднемiocеново-плиоценовые отложения дельты Миссисипи, завершившие накопление всего 1,5 млн. лет назад, оказываются и наименее прогретыми по сравнению с миоценовыми отложениями оз. Пикэн и с олигоценовыми отложениями Западного Манчестера, завершившими седиментацию соответственно 7 и 26 млн. лет назад. Если же сравнить особенности прогрева миоценовых (оз. Пикэн) и олигоценовых (Зап. Манчестер) отложений, то обращает на себя внимание большая прогретость верхней части миоценовой толщи, что может быть объяснено меньшим отставанием нагрева этих отложений от нарастания их тепловой емкости по мере накопления осадков по сравнению с быстро накапливавшимися олигоценовыми отложениями. Вместе с тем, нижняя часть олигоценовых отложений прогрета выше, нежели у миоценовых, а у последних — выше по сравнению с позднемiocеновыми отложениями дельты Миссисипи, что может быть также и следствием более раннего (и более активного) начала экзотермических процессов конденсации минеральных частиц в олигоценовых отложениях.

Во всем этом автор усматривает проявление эволюции теплового режима преимущественно глинистых осадочных толщ, рассмотренной в гл. III. Что же касается различий в температуре инициирования активного новообразования УВ, то объяснение этому следует искать как в разной степени обогащения ОВ гумусовой компонентой, так и в неодинаковом проявлении давления как фактора преобразования органики.

Согласно данным Р. Лапланта, на фоне преобладания гумусовой органики во всех рассматриваемых им отложениях, разрез, вскрытый в дельте Миссисипи, отличается наибольшим обогащением гумифицированным ОВ. Последнее обусловило и большую температуру инициирования активной генерации углеводородов и, как следствие, большую глубину начала проявления этого процесса. Олигоценовые же отложения выделяются как наибольшим содержанием сапропелевого ОВ, так и наиболее высоким темпом нарастания гравитационного давления. Это и обусловило активизацию образования в них УВ уже при температуре 77°C — наименьшей в рассматриваемых примерах.

В материалах, рассмотренных Лаплантом, обращает на себя внимание относительно высокое и практически одинаковое глубинное положение (1678—1830 м) начала ощутимых генераций УВ и незавершенность этого процесса на глубине более 5033 м<sup>11</sup>. И объяснение этому,

---

Рис. 133. Темп седиментации и глубинные интервалы проявления главной фазы нефтеобразования в ряде нефтегазоносных бассейнов (по данным Н. Б. Вассоевича и соавт., 1969; Д. Т. Филиппи, 1970; И. С. Гольдберга и соавт., 1976; М. Louis, B. Tissot, 1967; P. Albrecht, G. Ourisson, 1969; R. LaPlante, 1974; табл. 32).

Бассейны: 1 — Парижский; 2 — Западно-Сибирский; 3 — Ижма-Печорский; 4 — Предуральский; 5 — Дуала; 6 — Вентура; 7 — Лос-Анжелес; 8 — оз. Пикэн; 9 — Западная дельта Миссисипи; 10 — Западный Манчестер.

*a* — температура нефтегазоматеринских пород (палеотемпература в мезозойских и палеозойских отложениях) на различных стадиях главной фазы нефтеобразования; *b* — глубины начала интенсивной генерации УВ в толщах с преимущественно сапропелевым ОВ; *в* — то же, но для толщ с преимущественно гумусовым ОВ; *г* — толщи или их составляющие, претерпевшие эрозионные срезы или же вскрытые не на полную мощность; *д* — толщи, в которых не установлено завершение главной фазы нефтеобразования. Пунктиром показаны наиболее характерные сопоставления

---

<sup>11</sup> Анализируя потенциальные возможности ОВ, Р. Лаплант пришел к выводу, что кероген в исследованных им глубинных интервалах в пределах дельты Миссисипи и оз. Пикэн реализовал только  $\frac{1}{3}$  своего генерационного потенциала, а в олигоценовых отложениях Зап. Манчестера — всего  $\frac{1}{4}$  его потенциальных возможностей.

по-видимому, следует искать в активизации процесса образования УВ не только прогревом материнских отложений, но и динамикой нарастания гравитационного давления. Причиной незавершенности этого процесса и широкого глубинного интервала его проявления является преимущественно гумусовый состав ОВ, генерирующего УВ при более жестких, нежели сапропелевая органика, термобарических условиях. Последнее послужило Р. Лапланту основой для выделения рассматриваемых отложений только как преимущественно газоматеринских.

По мере уплотнения и прогрева и, контролируемого ими, этапного развития катагенеза глубинный интервал проявления генерации УВ в рассматриваемых отложениях будет постепенно сужаться. Причем, будучи сопряженной с процессом уплотнения и прогрева осадочной толщи, глубинность проявления зоны генерации углеводородов будет постепенно уменьшаться, находясь в обратной зависимости от темпа и продолжительности седиментации и от степени обогащения ОВ сапропелевой компонентой.

Следовательно, для полного цикла преобразования ОВ после вхождения его в зону проявления главной фазы образования УВ необходим тот или иной временной интервал, зависящий от особенностей литогенеза. Его продолжительность контролируется и темпом седиментации, и качеством ОВ, и минеральным составом вмещающих пород — катализаторов процесса нефтеобразования.

Судя по рассматриваемым примерам, продолжительность главной фазы нефтеобразования нельзя ограничивать не только преимущественно 1 млн. лет, как это представляется К. Кониберу (Conybeare, 1965), но и 3—10 млн. лет, как это утверждает С. Г. Неручевым и Г. М. Парпаровой (1972), И. В. Высоцким (1976) и К. Бека и И. В. Высоцким (1976). Вместе с тем ее нельзя и растягивать на сотни миллионов лет, как это вытекает из представлений В. Ф. Раабена и К. А. Черникова (1973), постулирующих обратную зависимость глубины проявления главной фазы нефтеобразования от возраста осадочных толщ. В последнем убеждает содержание левой половины рис. 133, где зона проявления главной фазы нефтеобразования в самых молодых и наименее прогретых турон-маастрихтских отложениях впадины Дуала фиксируется на 600—1000 м выше, нежели в более прогретых и более древних отложениях Парижского, Западно-Сибирского и Тимано-Печорских нефтегазосносных бассейнов. Это подтверждается и одинаковым глубинным уровнем проявления активной генерации УВ в девонских отложениях Ижма-Печорской впадины и в пермских толщах Предуральского прогиба.

Как уже отмечалось, все это — следствие прямого влияния на энергетику литогенеза динамики нарастания гравитационного давления, контролируемой темпом накопления осадков. Высокий темп седиментации обусловил как наиболее приподнятое положение зоны проявления активной генерации УВ в верхнемеловых отложениях Дуала, так и одинаковый глубинный интервал проявления этого процесса в Ижма-Печорской впадине и Предуральском прогибе, выделяющемся высоким темпом седиментации.

Высокий энергетический потенциал быстро накопившихся пермских отложений Предуральского прогиба компенсировал «торможение» подъема фронта зоны проявления главной фазы нефтеобразования относительной молодостью пермских отложений (по сравнению с девонскими толщами Ижма-Печорской впадины) и обогащением их гумусовой органикой, преобразующейся в УВ при более жестких, нежели преимущественно сапропелевая органика девонских отложений Ижма-Печорской впадины, термобарических условиях.

Как представляется автору, временной диапазон проявления главной фазы нефтеобразования может составлять интервал в пределах первой сотни миллионов лет, соответствующий времени возможного су-



ществования аномально высокого пластового давления (Bredehoeft, Hanshaw, 1968; Смит и соавт., 1971). Последнее согласуется и с представлениями ряда исследователей о продолжительности формирования залежей нефти и газа (Федоров, 1956; Калинин, 1957; Максимов, 1964; Коцеруба, Симоненко, 1976; и др.).

Дополнением к рассмотренным выше примерам отложений, обогащенных ОБ вследствие медленного накопления минерального материала, являются тоарские «бумажные» сланцы Парижского бассейна, названные так из-за их тонкослоистой, листоватой при выветривании текстуры. Так же, как и в доманиковых отложениях Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и верхнеюрских аргиллитах Западной Сибири, высокие концентрации преимущественно сапропелевого ОБ ( $C_{орг} 3,4—8,7\%$ ) в тоарских сланцеватых аргиллитах сопряжены с замуровыванием большей его части в изолированных порах. Высокая прочность минерального каркаса и изоляция ОБ в закрытых порах — главная причина того, что, начавшись на глубине 1500—1600 м, процесс новообразования битумоидов не достигает своего апогея и на глубине 2500 м (рис. 133). Благодаря консервации органического вещества в изолированных порах, в руки исследователей (Louis, Tissot, 1967; Tissot et al., 1971, 1974; Vandenbroucke et al., 1976) попал великолепный материал для моделирования процесса нефтеобразования.

Имея в виду особенности изменения битуминозности тоарских сланцев по мере их погружения, а также особенности строения и механической прочности минерального каркаса в медленно накапливавшихся глинистых отложениях, обогащенных ОБ, можно полагать, что тоарские отложения не могли генерировать даже и те незначительные запасы нефти, которые обнаружены в Парижском бассейне. Так же оценивает нефтепроизводящие качества тоарских аргиллитов и Б. Тиссо (Tissot, 1973). Факты недавних открытий нефтяных залежей в триасовых отложениях свидетельствуют о том, что источниками нефти в этом бассейне могут быть отложения промежуточного (верхний карбон — пермь) комплекса, выполняющие ряд погребенных прогибов в центральной части Парижской впадины (Бакиров и соавт., 1971).

Последнее согласуется с получающей все более широкое признание (и новые доказательства) генерации УВ в породах не только промежуточных комплексов молодых платформ (Маркевич, 1966; Мирчинк и соавт., 1975а; Раабен, Галимова, 1975; Наливкин и соавт., 1976; Еременко и соавт., 1976; Буш, Кирюхин, 1976; Проблема нефтегазоносности ..., 1976; и др.), но и в осадочно-метаморфических породах докембрия (Св. А. и А. В. Сидоренко, 1975; Сидоренко, 1976).

## **ОБ ОПТИМАЛЬНЫХ ДЛЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ**

Ряд исследователей (Ронов, 1958; Родионова, 1967; Хачатрян и соавт., 1967; Конторович, 1967, 1970; Конторович и соавт., 1974а и др.; Соколов, Чайковская, 1968; Ботнева, 1972; Успенский и соавт., 1973; Максимов и соавт., 1976; и др.) полагает, что для накопления нефтематеринских осадков наиболее благоприятные условия возникали в эпохи максимумов трансгрессий, отличающихся малыми скоростями седиментации и высокими концентрациями ОБ в осадках.

Так, А. Б. Ронов, основываясь на изменениях относительных концентраций ОБ в осадочных породах Русской и Северо-Американской платформ, пришел к выводу, что «периоды расцвета (органической жи-

зни — Л. Н.) соответствуют времени относительного тектонического покоя, максимальных трансгрессий, господству влажного и в общем умеренного климата» (стр. 416). Не отрицая возможность такого объяснения явления, Н. М. Страхов (1963) обращает внимание на то, что высокие концентрации  $C_{орг}$  в отложениях спокойных тектонических эпох могут быть вовсе не связанными с интенсивным накоплением ОВ, так как «Эпохи тектонического покоя, которым отвечали моменты повышения содержания  $C_{орг}$  в осадках, были эпохами резкого ослабления денудации водосборов и малого приноса в области осадкообразования разбавляющего терригенного материала. При сохранении прежней продуктивности биоса это неизбежно влекло относительное (а не абсолютное!) накопление в осадках  $C_{орг}$  как раз в срединные эпохи тектонических этапов. Понижение  $C_{орг}$  в отложениях начальных и конечных эпох этих же этапов есть следствие обострения тектонических движений, усиленной денудации и увеличенного разбавления захороняемой органики обломочным материалом» (стр. 449).

По мнению В. А. Успенского и соавторов (1973), «По мере развития трансгрессии уменьшение в осадках доли грубого кластического материала обеспечивает определенную последовательность смены не только в литологических типах осадков, но и в условиях питания их органическим веществом... Снижение в континентальном сносе роли кластического материала повышает значение растворенных биогенов, стимулирующих активное развитие планктона, и в местах особенно замедленного поступления кластического материала длительное накопление дает начало высоким местным концентрациям сапропелевого органического вещества типа горючих сланцев» (стр. 68).

Такое понимание динамики химического выветривания по мере выравнивания области сноса, положенное в основу исследований литогенеза В. П. Казариновым и его сотрудниками (Казаринов, 1958, 1965; Казаринов и соавт., 1969; Казанский, 1963; и др.), не находит подтверждения ни в специальных исследованиях выноса химических элементов из областей выветривания (Келлер, 1963; Петров, 1967; Лисицына, 1973; и др.), ни в получивших широкое признание трудах по теории литогенеза Н. М. Страхова (1960, 1961а, 1962, 1963 и др.). Это нашло отражение и в материалах дискуссии по литолого-формационному методу, проведенной Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР (Страхов, 1964; Арустамов, 1964; Крашенинников, 1964; и др.).

Исходя из результатов учета выноса поверхностным стоком взвешенных и растворенных компонентов пород из зон наземного выветривания, Н. М. Страхов (1961, 1964) подчеркивает четкую обратную зависимость химической денудации и выноса абсолютных масс растворенных веществ от степени выровненности рельефа (рис. 134). Как установлено В. П. Зверевым (1972а), это характерно не только для поверхностной, но и для подземной химической денудации.

По данным Н. А. Лисицыной, на ранних стадиях выветривания из основных и кислых материнских пород выносятся от 35—40 до 67% главных и от 40 до 57% малых элементов. При этом вынос биогенных элементов — фосфора и кремния — в ранние стадии выветривания достигает 60—80% их начальных содержаний в невыветренных породах (это особенно характерно для фосфора — одного из важнейших биогенов, табл. 33), а динамика выноса находится в прямой зависимости от скорости химического разложения пород, контролируемой температурой среды и интенсивностью промывания образующейся коры выветривания. Что же касается соединений азота — третьего члена биогенной триады, то их максимальный вынос в седиментационные бассейны тоже происходит на ранних стадиях выветривания, так как они являются продуктом биохимических процессов в зоне денудации и их образова-

ние находится в прямой зависимости от обилия в выветривающихся породах фосфора и кремнезема.

Таким образом, вынос абсолютных масс биогенных элементов из областей сноса находится в обратной зависимости от степени геохимической переработанности выветривающихся пород, усиливающейся по мере выравнивания земной поверхности. Поэтому эпохи максимумов трансгрессий и сопряженные с ними выравнивание областей сноса и сокращение их площади следует рассматривать как эпохи уменьшения воспроизводства абсолютных масс органического вещества не только в седиментационных бассейнах, но и в областях сноса.

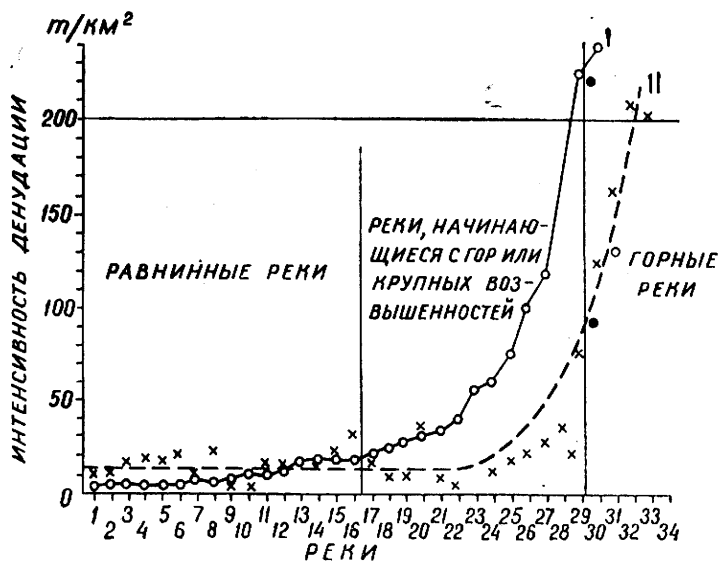


Рис. 134. Общая схема соотношения механической (I) и химической (II) денудации (Страхов, 1961а).

1 — Нева; 2 — Енисей; 3 — Луга; 4 — Нарва; 5 — Днепр; 6 — Онега; 7 — Обь; 8 — Западная Двина; 9 — Колыма; 10 — Яна; 11 — Мезень; 12 — Южный Буг; 13 — Северная Двина; 14 — Урал; 15 — Дон; 16 — Волга; 17 — Печора; 18 — Индигирка; 19 — Амур; 20 — Днестр; 21 — Кула; 22 — Калаус; 23 — Сыр-Дарья; 24 — Амазонка; 25 — Ла-Плата; 26 — Юкон; 27 — Миссисипи; 28 — Кубань; 29 — Кура; 30 — Аму-Дарья; 31 — Терек; 32 — Риони; 33 — Самур; 34 — Сулак. Черными кружками обозначены реки юго-востока Азии: Инд, Ганг, Брампутра, Ирравади, Меконг, Янцзы

Таблица 33

Содержание фосфора и кремния в продуктах выветривания основных и кислых пород (в % от исходного содержания) в зависимости от степени выветривания (по данным Н. А. Лисицыной, 1973)

Порода, район	Слабо измененные породы				Умерен. и сильно выветр. породы			
	сохранилось		выносится		сохранилось		выносится	
	P	Si	P	Si	P	Si	P	Si
Порфирит и его туф (ДРВ)	—	68	—	32	—	44	—	24
Порфирит и его туф (Батумское побережье Кавказа)	40	44	60	56	30	30	10	14
Базальт (Гавайские острова)	30	40	70	60	13	22	17	18
Базальт (о. Таити)	30	58	70	42	30	25	—	33
Лабродорит (север Украинского щита)	20	58	80	42	—	50	13	8
Гранит (Сейшельские острова)	—	40	—	60	—	—	—	8

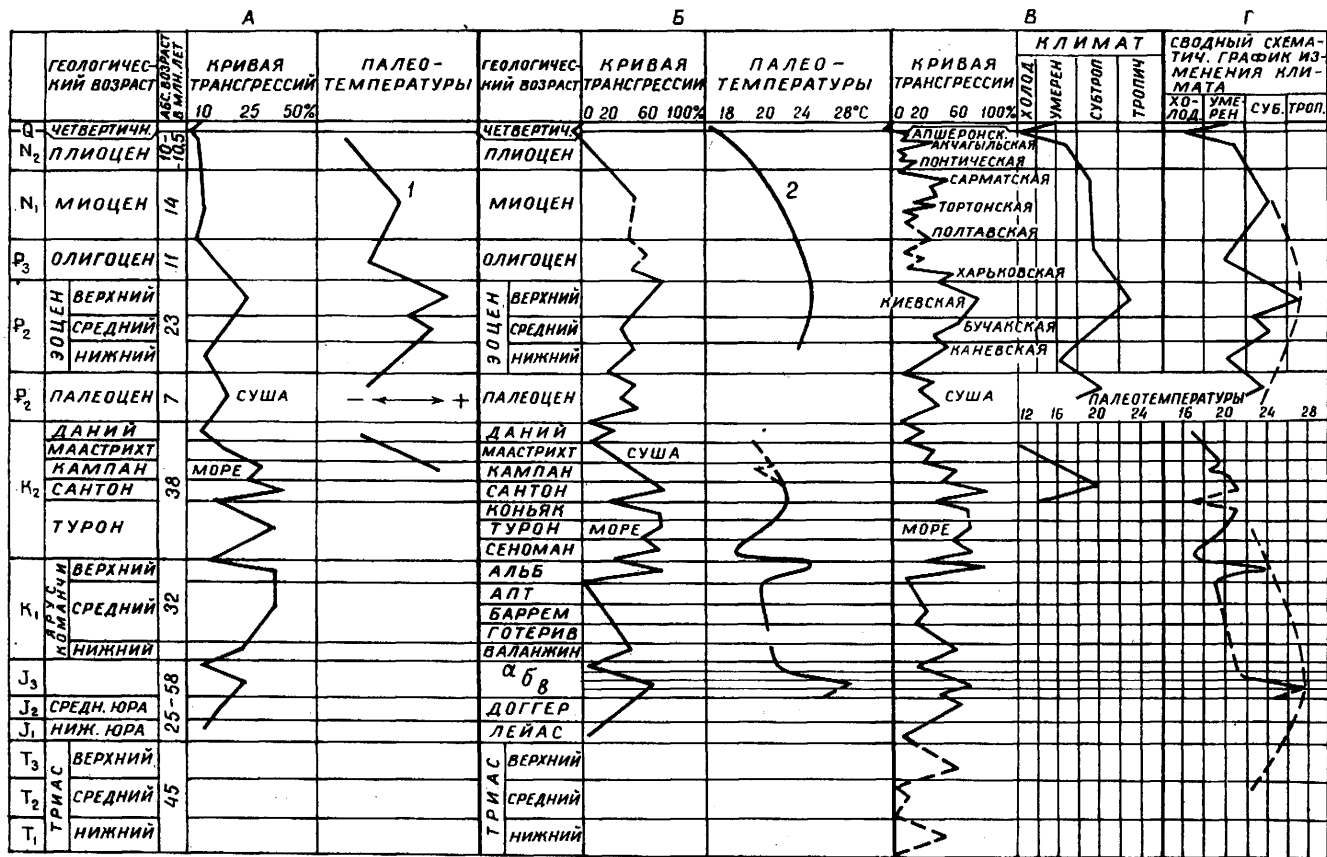
Как только в областях сноса начинается усиление денудации и, как следствие, увеличение выноса терригенного материала и биогенных элементов в седиментационные бассейны, в последних увеличивается биологическая продуктивность и fossilization ОВ. Это особенно четко проявляется в бассейнах доманикового типа (нередко рассматриваемых в качестве эталона нефтематеринских), где, согласно данным Н. М. Страхова (1939), увеличение терригенной составляющей в преимущественно карбонатных отложениях (возникающих из-за слабого терригенного сноса) сопровождается увеличением концентраций  $C_{org}$  (0,34% — в серых известняках, 2,12% — в мергелях, 33,81% — глинистых породах). Н. М. Страхов пришел к выводу, что образование горючесланцевых толщ в доманике Южного Урала приурочено к приустьевым частям палеорек и является следствием усиления поступления терригенного материала и биогенных элементов, способствующих улучшению условий как генерации, так и fossilization ОВ.

Рассмотренные выше возможные зависимости природных процессов активизации и ослабления воспроизводства накопления ОВ при субаквальной седиментации находят довольно четкое отражение в материалах исследования Ю. М. Малиновского (1963, 1973) о влиянии трансгрессий на климат и образование полезных ископаемых осадочного происхождения. Систематизированные им факты свидетельствуют о прямой зависимости потепления земного климата от нарастания трансгрессий (рис. 135). При этом максимумы угленакопления, образования горючих сланцев, нефте- и газообразования и образования крупнейших залежей фосфоритов<sup>12</sup> соответствуют начальным периодам регрессивных и трансгрессивных фаз (рис. 136).

Максимумы углеобразования, синхронизирующиеся с геократическими эпохами и с начальными периодами трансгрессий, отражают прямую зависимость накопления органической массы от продуктивности наземной растительности, контролируемой содержанием биогенных элементов в субстрате — выветривающихся породах и корах выветривания. Горючие сланцы, в отличие от углей, образовывались из отложений, накапливавшихся в талассократические эпохи, как правило, во второй половине трансгрессивных фаз. И это не случайно, так как в такой обстановке, отличающейся резким сокращением поступления терригенной взвеси, в седиментационных бассейнах возникают благоприятные условия для концентрированных накоплений ОВ преимущественно планктоногенной природы. И происходит это не за счет высокой биологической продуктивности водного бассейна, а из-за слабого разбавления fossilizing ОВ минеральным материалом осадка.

С переменой знака региональных тектонических движений, когда в зону механической и химической денудации начинают выводиться свежие породы, в бассейны седиментации усиливается вынос биогенных элементов. Это происходит как за счет активизации химического выветривания, продолжающегося и в период транспортировки взвеси (Келлер, 1963), так и вследствие увеличивающейся площади денудационной поверхности и увеличения объема выветривающихся пород. При прочих благоприятных условиях последнее вызывает постепенное усиление накопления абсолютных масс ОВ в осадках за счет увеличения биологической продуктивности водоемов. Так происходит до тех пор, пока нарастающее поступление терригенной взвеси не станет ухудшать биомические условия вследствие понижения прозрачности воды, лимитирующей фотосинтез, и условия fossilization ОВ из-за «погрубления» тер-

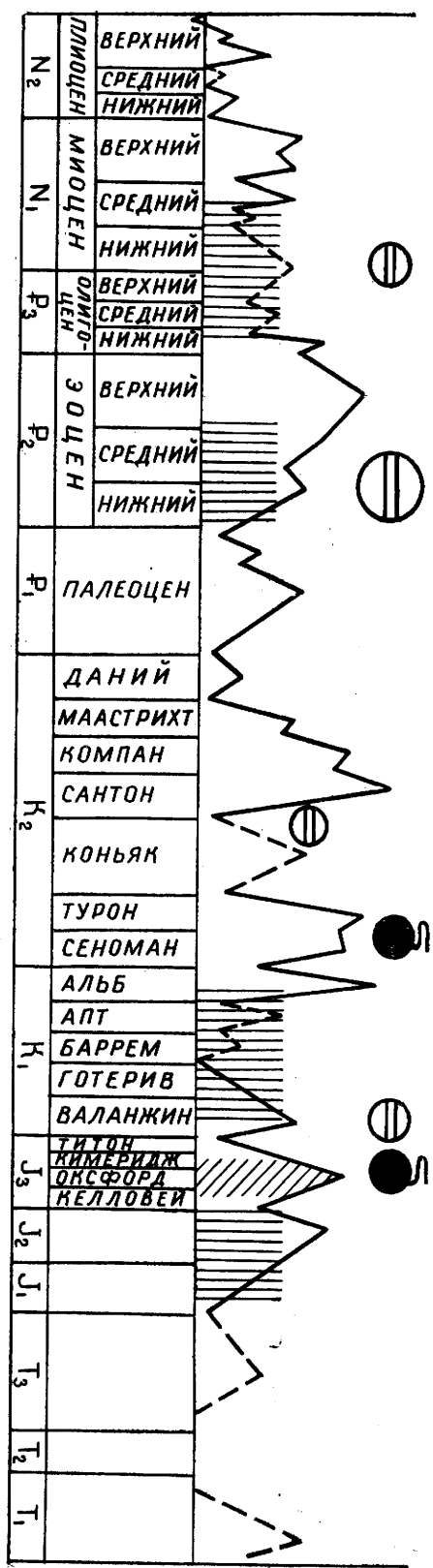
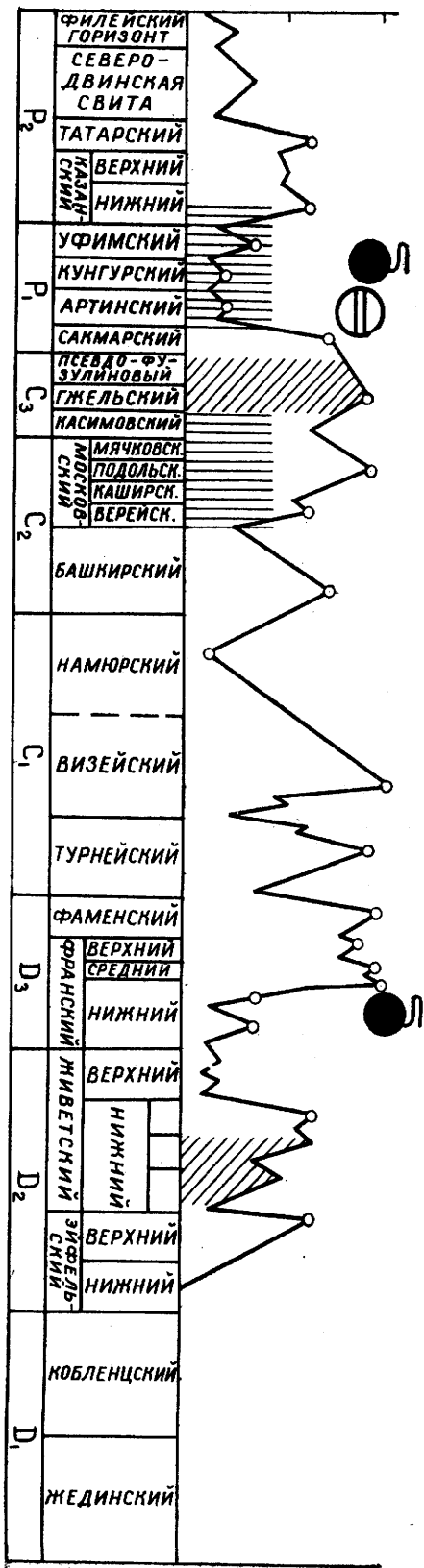
<sup>12</sup> Ранее временная связь образования пластовых фосфоритов с начальными периодами трансгрессивных и регрессивных фаз отмечалась Б. М. Гиммельфарбом (1965), Г. И. Бушинским (1966), Э. А. Егановым (1968) и другими исследователями этой проблемы.

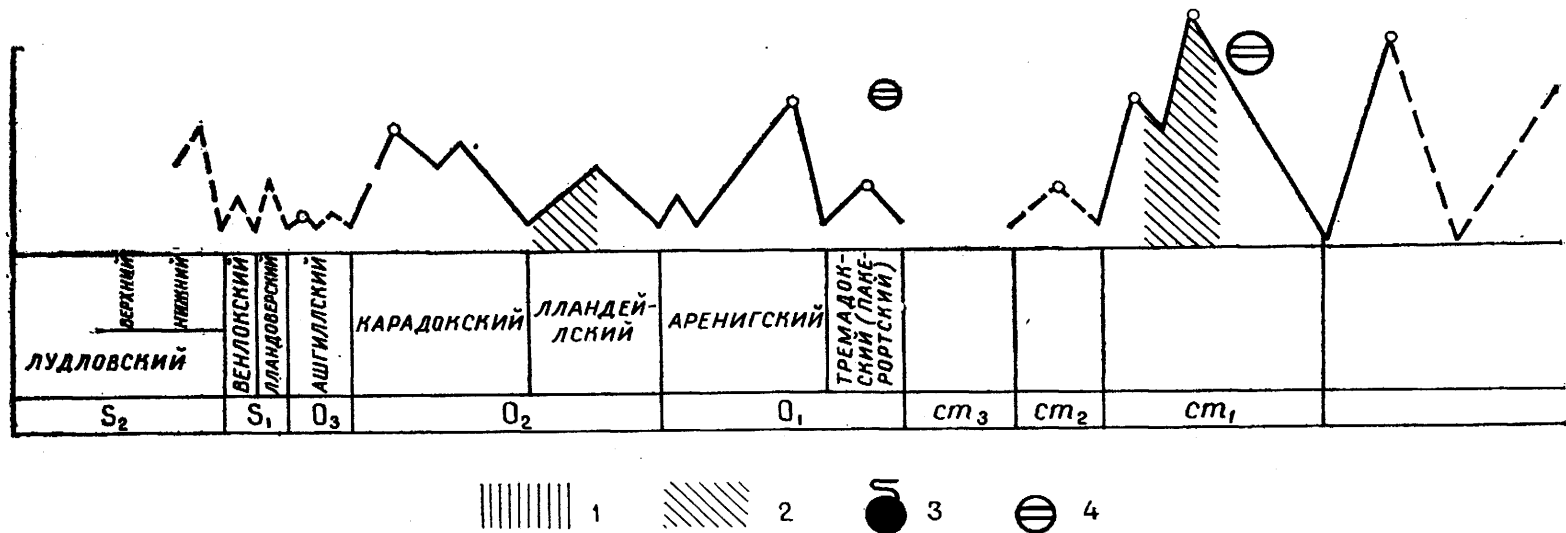


а — киммеридж, б — оксфорд, в — мелловей

Рис. 135. Трансгрессии и климат средних широт северного полушария в альпийский этап (Малиновский, 1973).

А — Северная Америка; Б — Западная Европа; В — Восточная Европа (юг Русской платформы); Г — средние широты северного полушария; 1 — по И. Дорфу (1957); 2 — по Э. Пику (1961)





Р и с. 136. Схема корреляции кривых трансгрессий в пределах Русской платформы с эпохами максимального накопления ряда полезных ископаемых (Малиновский, 1973).  
 1 — эпохи углеобразования; 2 — эпохи образования горючих сланцев; 3 — крупнейшие скопления нефти и газа; 4 — крупнейшие месторождения фосфоритов

ригенного материала, а усиливающаяся регрессия не понизит температуру воды (рис. 135), контролирующую скорость процессов фотосинтеза. В начальный период трансгрессивного цикла, наступающего после стабилизации максимума геократического режима, в седиментационных бассейнах вновь возникают биомические и фоссилизационные оптимумы и, как следствие, высокий темп накопления потенциально нефтематеринского ОВ.

В свете изложенного несомненный интерес представляет идея С. П. Горшкова (1975) о влиянии динамики биологических превращений, «импульсов из биосферы», на ход тектонических процессов. Согласно его концепции, живое вещество, регламентируя динамикой своего развития содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере, тем самым оказывает влияние на «парниковый эффект»  $\text{CO}_2$ , от которого зависят глобальные климатические ситуации. Так, уменьшение атмосферного содержания  $\text{CO}_2$ , возникающее в периоды проявления благоприятных биомических условий, влечет за собой ослабление парникового эффекта и, как следствие, похолодание. Глобальные похолодания оказывают влияние на направления и динамику перемещения воздушных масс, достигающее своего апогея в периоды оледенений.

Установлено, что перераспределения воздушных и водных масс, даже связанных только с сезонными изменениями температуры, оказывают влияние на ротационный режим Земли, а следовательно, и на напряжения в земной коре и мантии (Парийский, 1954; Максимов, 1970; Назаров, 1971; и др.).

Согласно расчетам Г. Н. Назарова, перемещение в полярные области влаги на образование  $0,9 \cdot 10^{23}$  г льда и снега (что в 2—3 раза меньше их возможных скоплений) должно ускорить вращение Земли (вследствие уменьшения экваториального радиуса) на 2,15 сек. Это вызовет деформирующие усилия в ортогональном и диагональном направлениях в  $500 \text{ кг/см}^2$ , которые могут выступить не только в роли «спускового крючка», нарушающего критические связи в тектоносфере (Рябчиков, 1972; Шульц, 1973), но и как самостоятельная существенная деформирующая сила, так как, согласно данным, приведенным Г. Н. Назаровым, разрывы земной коры могут происходить при статических нагрузках от 10—50 до  $500\text{—}1500 \text{ кг/см}^2$ .

Регрессии, порождаемые ледниковыми эпохами (обусловленные понижением уровня Мирового океана за счет связывания колоссальных масс воды в твердой фазе), изостатическими подъемами земной коры по периферии ледниковых областей — Артюшков, 1963; Назаров, 1971; и др., — а также тангенциальными напряжениями ротационной природы, выделяемыми С. П. Горшковым в качестве возможного фактора тектогенеза, являют собой эпохи пополнения водоемов биогенными элементами. Это, по мнению С. П. Горшкова, «приводит в действие глобальную систему связей (содержание  $\text{CO}_2$  в воздухе → климат → ротационный режим Земли → тангенциальные силы тектоносферы)» (стр. 31), а нарастающие по мере развития Земли биологические массы (Давиташвили, 1971), свидетельствующие о прогрессивном увеличении поступления в водоемы биогенных элементов, приводят к ускорению ритмики тектонических процессов, подмеченному Н. Ф. Балуховским (1966) и Л. И. Салопом (1973).

Таким образом, эпохи горообразования, венчающие максимумы регрессивных циклов, которые, как полагает С. П. Горшков, могут быть и следствием «опосредствованного эффекта биогенных импульсов», с одной стороны, интенсифицируют вынос биогенных элементов в седиментационные бассейны, с другой, — в периоды максимумов похолоданий (рис. 135) — обуславливают их аккумуляцию в водных толщах, обеспечивающую резкое и продолжительное увеличение биологической продуктивности водоемов, а следовательно, и интенсивное накопление органиче-



ского вещества в осадках при повышении температуры воды в ходе нарастания трансгрессий.

Представления автора об оптимальных палеогеографических условиях накопления нефтематеринских отложений подтверждаются синхронностью образования крупнейших скоплений нефти со временем образования уникальных месторождений фосфоритов. Это отражается и на их пространственной локализации (Libby, Libby, 1974), особенно в тех случаях, когда благоприятные биономические условия в том или ином палеоводоосеме сохранялись длительное время или же неоднократно возникли в ходе их геологического развития. Одновременность интенсификации накопления нефтематеринского органического материала и образования фосфоритов — следствие одной причины — усиления поступления в седиментационные бассейны фосфатов. В зависимости от условий седиментогенеза оно обеспечивает накопление больших абсолютных масс органического вещества — за счет увеличения продуктивности гидробионтов — или же образование фосфоритов — при выносе фосфатов в относительно мелководные области замедленной седиментации. (Последнее четко проявляется в особенностях фосфатоносности меловых и палеогеновых отложений Крыма — Кирикилица и соавт., 1978, — усиливающейся по мере обогащения пород глауконитом и с уменьшением мощности фосфатоносных отложений — индикаторов замедления темпа накопления исходных осадков).

Ю. М. Малиновский так же, как и Л. и В. Либби (Libby, Libby, 1974), полагает, что основным источником фосфора, интенсифицирующего образование органического вещества и отлагающегося в виде концентрированных скоплений, являются фосфаты, аккумулярованные в океанских водах. По его представлениям, во время трансгрессий происходит «растягивание» и, как следствие, уменьшение мощности верхнего, обедненного фосфором, слоя океанских вод. По мере нарастания трансгрессии «глубинные воды, содержащие огромные запасы фосфора и  $\text{CO}_2$ , начинают подниматься выше шельфа и проникать дальше в глубь материков, удобряя на своем пути огромные жизненные пространства» (стр. 22—23). Он подсчитал, что при подъеме уровня океана на 200 м океанские фосфаты способны обеспечить генерацию больших масс ОВ, в 100 раз превышающих его содержание в биомассе современных океанов.

В данном случае обращает на себя внимание то, что исходные положения гипотезы Ю. М. Малиновского не учитывают ряда важных обстоятельств. Прежде всего, в ней «обходится молчанием» источник пополнения океанских вод фосфором, тогда как без восполнения потерь этого важнейшего биогенного элемента (вследствие захоронения в трансгрессивных отложениях) неоднократные в истории Земли трансгрессии должны бы были превратить океаны в практически безжизненные пространства. Но этого не произошло. И прежде всего потому, что океаны так же, как и внутренние и окраинные моря, пополняются биогенными элементами главным образом за счет наземного стока (Федосов, 1966; Мокиевская, 1966; Лисицын, 1974; и др.). Что же касается возможности внедрения на континенты обогащенных биогенами глубинных вод за счет сокращения мощности верхнего, как правило, обедненного биогенными элементами, слоя океанской воды, то следует иметь в виду, что мощность этого слоя — величина, зависящая не от площади водной поверхности, а от биохимических процессов образования и разложения ОВ и динамики водных масс (Гусарова и соавт., 1966) (табл. 34)<sup>13</sup>.

<sup>13</sup> Обычно выделяется три слоя, резко отличающихся содержанием биогенных элементов: поверхностный, как правило, обедненный биогенами слой (его мощность определяется гиссометрическим уровнем подошвы слоя температурного скачка); промежуточный слой, наиболее богатый биогенами, и глубинный, в котором содержание биогенных элементов выше, чем в верхнем, и ниже, чем в промежуточном слоях (Гусарова и соавт., 1966).

Нужно также иметь в виду, что с глобальными трансгрессиями сопряжено повышение температуры поверхностных вод (рис. 135). А это, с одной стороны, влечет за собой увеличение потребления биогенных элементов гидробионтами (Волковинский, 1974), с другой, как следствие, — понижение глубины залегания нижних границ поверхностного и промежуточного (наиболее обогащенного биогенами) слоев, как это в настоящее время имеет место в широтно-климатическом интервале поляр-

Таблица 34

**Глубина залегания нижней границы поверхностного и промежуточного слоев в Тихом океане (Гусарова и соавт., 1966)**

Широтная зона	Границы зоны	Глубина залегания нижней границы поверхностного слоя, м	Глубина залегания нижней границы промежуточного слоя, м
Северная субполярная	севернее 40° с. ш.	25—100	600—800
« умеренная	40—30° с. ш.	100—200	1000—1200
« субтропическая	30—20° с. ш.	200—500	1200—1800
« тропическая	20—10° с. ш.	50—200	1200—1500
Экваториальная	10° с. ш. — 10° ю. ш.	25—75	800—1000
Южная тропическая	10—20° ю. ш.	100—200	1000—1500
« субтропическая	20—30° ю. ш.	100—150	1000—1500
« умеренная	30—40° ю. ш.	150—300	1200—1500
« субполярная	40—65° ю. ш.	300—500	500—1200
« полярная	Южнее 65° ю. ш.	50—100	100—200

ные зоны — субтропики (табл. 34). Нужно также учитывать, что трансгрессия — не весенний паводок, когда действительно происходит удобрение затопляемых участков. Развитие трансгрессий — процесс медленный. Поэтому, если бы изменение глубинного положения промежуточного слоя происходило в соответствии с гипотезой Ю. М. Малиновского, то биогенные элементы, поступающие в прогретый фотический слой, оказались бы вовлеченными в фотосинтез и другие биохимические процессы в собственном океанских акваториях, и материковое мелководье, тем самым, лишилось бы подтока питательных веществ.

Цикличность нефтеобразования, рассмотренная рядом авторов (Еременко, 1958; Еременко и соавт., 1949; Максимов, 1964; Максимов и соавт., 1974, 1976; и др.), явилась объектом всесторонних исследований Т. А. Ботневой (1972, 1973)<sup>14</sup>. Систематизация и анализ обширного фактического материала позволили Т. М. Ботневой обнаружить новые убедительные факты, свидетельствующие о зависимости типов нефтей от геохимических условий литогенеза, контролирующихся качеством исходного ОВ, температурой и соленостью водных масс, минеральным составом осадков и другими факторами седиментогенеза.

Как и сторонники нефтеобразования за счет концентрированных скоплений ОВ, возникающих при некомпенсированном прогибании дна седиментационных бассейнов, Т. А. Ботнева (1972) пришла к выводу, что «Циклу литогенеза, соответствующему осадкообразованию в условиях стабильной седиментации в этапы максимального развития суперконтинентальной трансгрессии, хронологически отвечает, как правило, и цикл нефтегазообразования» (стр. 237). Вместе с тем, факты прямой зависимости битумо- и нефтегазообразования от темпа накопления нефтематеринских осадков убеждают Т. А. Ботневу (1973) в том, что «для тех периодов, когда отмечалась наибольшая скорость осадконакопления

<sup>14</sup> Автор разделяет суть критических замечаний Н. Б. Вассоевича (1976) по поводу приоритета идеи о стадийности (цикличности) нефтеобразования и ее толкования названными авторами.

(погружения), наблюдается увеличение и геологических запасов нефти и газа» (стр. 10).

Такой же вывод о роли темпа седиментации в образовании УВ сделан и группой авторов (в том числе и Т. А. Ботневой) в одной из недавних публикаций (Максимов и соавт., 1976). Вместе с тем ее авторы полагают, что начальный этап каждого цикла нефтегазообразования, когда происходит накопление нефтематеринского ОВ, синхронен максимуму трансгрессии — наиболее благоприятному, по их мнению, периоду генерации ОВ гидробионтами.

Но это не согласуется с рассмотренными выше материалами, убеждающими в том, что пополнение седиментационных бассейнов биогенными элементами функционально связано с высоким темпом седиментации, тогда как максимумы трансгрессий отличаются минимальными скоростями накопления осадков.

С. П. Максимовым, одним из соавторов Т. А. Ботневой по докладу на XXIV сессии Международного геологического конгресса, в соавторстве с Н. Я. Куниным и Н. М. Сардонниковым опубликованы результаты анализа характера проявления ряда факторов в ходе развития нефтегазообразования (Максимов и соавт., 1974). Среди рассмотренных ими факторов (тектонический режим, особенность осадконакопления, изменения климата, инверсии магнитного поля) важнейшая роль отводится тектоническому режиму, который, по их мнению, оказывает влияние как на захоронение ОВ и его катагенное преобразование, так и на миграцию образующихся УВ. При этом, если сопоставить время проявления циклов нефтеобразования со временем проявления фаз складчатости и эпох относительной тектонической активности (в их качественном и количественном отображении на графике), то станет очевидным, что циклы нефтегазообразования синхронны не только периодам завершения трансгрессий и начала регрессий (как это представляется Е. С. Ларской, 1966), но и периодам завершения регрессий и начала трансгрессий (рис. 137), как это отражено на схеме, составленной Ю. М. Малиновским (рис. 136). Для отложений начала трансгрессивных и регрессивных циклов характерны и наиболее емкие коллекторские толщи (Гуляев, 1975). Что же касается периодов максимального развития суперконтинентальных трансгрессий, отличающихся преимущественно медленным темпом седиментации, с которыми, как полагает Т. А. Ботнева, как правило, связано накопление нефтематеринских отложений, то из 16 фанерозойских циклов нефтегазообразования только один — на рубеже эоцена и олигоцена — синхронизируется со срединной частью талассократической эпохи (по А. А. Пронину, 1971). Но она синхронизируется и с одной из фаз складчатости по Г. Штилле (1964).

Полагая, что во время перерывов осадконакопления, выражающихся стратиграфическими и тектоническими несогласиями, вследствие усиления тектонической активности происходит 1,5—2-кратное увеличение теплового потока и геостатического давления, С. П. Максимов и соавторы (1974) пришли к выводу о прямой зависимости масштабов нефтеобразования и эмиграции УВ из материнских пород от количества перерывов осадконакопления в период заполнения осадками того или иного седиментационного бассейна.

Такая оценка роли тектонического фактора в преобразовании ОВ в ходе катагенеза «созвучна» с ранними представлениями об энергетической базе нефтеобразования А. А. Карцева (Андреев и соавт., 1958). Он предложил для учета влияния тектонических процессов на нефтеобразование обобщенный параметр — геотектохронобату, представляющую собой произведение возраста отложений, глубины их залегания и дислоцированности района (в условных единицах). Однако впоследствии А. А. Карцев (1969) убеждается в том, что «отражение температурных условий в геотектохронобате недостаточно» (стр. 116), так как оно

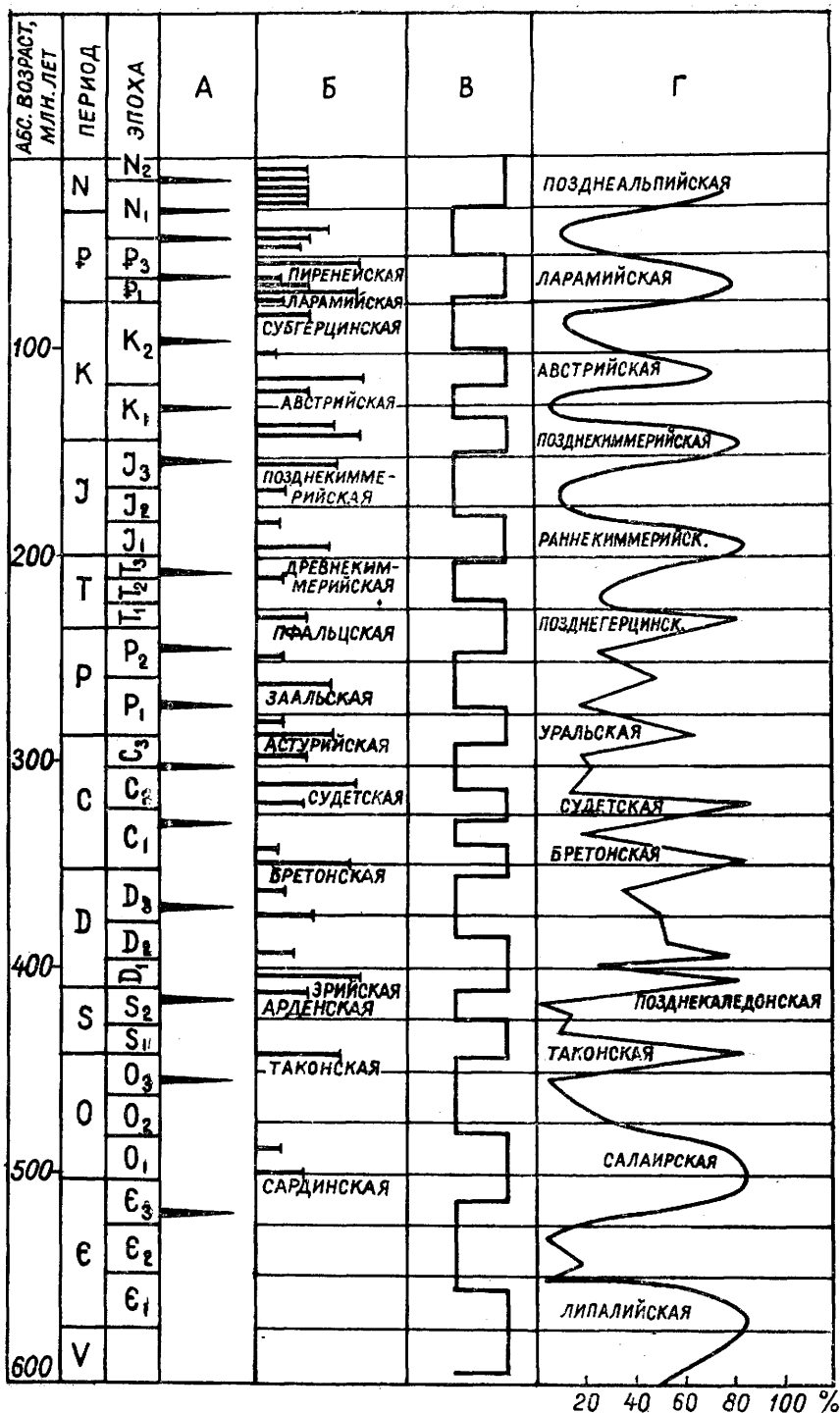


Рис. 137. Цикличность нефтеобразования и тектонических процессов в фанерозое (Максимов и соавт., 1974).

А — циклы нефтегазообразования (Ботнева, 1972; Максимов и соавт., 1972); Б — фазы складчатости по Г. Штилле (длина линии характеризует относительную интенсивность тектонических движений); В — график изменения тектонической активности (по А. А. Пронину, 1971); Г — степень осложнения осадочных толщ перерывами в седиментации и несогласиями (в % от общего числа проанализированных А. А. Прониным разрезов)

вносит существенные искажения в реальные геотермические характеристики. Поэтому он отказывается от дальнейшего использования этого параметра при исследованиях факторов геохимических превращений нефтей.

И это понятно, так как нереальность самостоятельного значения тектонического фактора как источника тепловой энергии в тепловом балансе седиментационных бассейнов, а следовательно, и как существенной энергетической базы литогенеза установлена специальными исследованиями этой проблемы (гл. III). Она также подтверждается термическим анализом закономерностей преобразования ОВ в зависимости от степени проявления тектонических напряжений, проведенным Л. М. Алексеевым и Т. Н. Красавиной (1975). В итоге исследований они приходят к выводу, что «дислокационный метаморфизм сам по себе, если он не сопровождается тепловым воздействием (дайки, высокотемпературные гидротермальные растворы и т. п.), не приводит к существенному преобразованию органического вещества» (стр. 68, курсив мой — Л. Н.).

Примером отсутствия прямой зависимости масштабов генерации и эмиграции УВ от количества «следов» проявления тектонической активности является Средне-Русский палеоседиментационный бассейн, в котором доминирующую роль играет Московская синеклиза. Несмотря на неоднократное проявление тектонических напряжений, обусловивших 9 стратиграфических несогласий (табл. 32), здесь пока так и не обнаружена промышленная нефтегазоносность осадочного комплекса, в то время как многими исследователями проблемы нефтегазоносности этого региона предполагается образование крупных скоплений нефти и газа (Бакиров, 1948; Мухин, 1965; Вассоевич и соавт., 1971а; Зорькин и соавт., 1972; Родионова и соавт., 1972; Максимов и соавт., 1974а; Островский и соавт., 1976; и др.)<sup>15</sup>.

Как представляется автору, главная причина неудач нефтепоисковых работ в пределах Средне-Русского бассейна — в чрезвычайно медленном темпе седиментации в период накопления всех стратиграфических подразделений его разреза<sup>16</sup> и девятикратных эрозионных срезах накапливавшихся отложений, что ослабляло нарастание гравитационного давления — одного из важнейших факторов катагенеза. Все это проявляет себя как неблагоприятными условиями накопления, диагенеза и катагенеза ОВ, так и, как следствие, неблагоприятными условиями эмиграции УВ (Ларская, 1974; Ларская, Загулова, 1973, 1973а). Поэтому обилие стратиграфических несогласий, особенно если они проявляются в потенциально нефтематеринских отложениях (в Средне-Русском бассейне эродированы три из четырех предполагаемых нефтегазоматеринских толщ), в условиях медленного накопления и материнских, и перекрывающих их отложений нельзя рассматривать как благоприятную предпосылку усиления генерации и эмиграции УВ. Это подтверждается и результатами исследования В. В. Потеряевой, установившей, что с увеличением числа региональных несогласий концентрации запасов УВ уменьшаются (рис. 149).

Согласно представлениям подавляющего большинства исследователей проблемы образования жидких и газообразных УВ и формирования их залежей, основная положительная роль тектонического фактора в

<sup>15</sup> Согласно подсчетам Ю. В. Мухина, при погружении кровли кембрийских отложений на 1800 м осадочные толщи Средне-Русского бассейна генерировали более  $172,8 \cdot 10^9$  т УВ. А Н. Б. Вассоевич и соавторы полагают, что венд и нижний ордовик только Верхне-Волжской впадины могли генерировать несколько миллиардов тонн нефти.

<sup>16</sup> Это обстоятельство послужило Д. В. Жабреву (1959а) основанием для отрицательной оценки нефтегенерационного потенциала девонских отложений Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба.

Этом процессе — в устойчивых нисходящих движениях, обеспечивающих необходимую емкость седиментационных бассейнов для накопления мощных толщ осадков, и в инициировании эмиграции флюидов из материнских пород и залежей (вследствие возникновения трещиноватости при геодинамических напряжениях тектогенеза) и перемещения их в приподнятые зоны при изменении геометрии напластований. Последнее нередко приводит к образованию ловушек для флюидов, в которых при наличии экранов и возникают залежи углеводородов.

Положительное влияние эрозионных срезов на энергетику нефтеобразования возможно только в тех случаях, когда накопление потенциально нефтематеринских отложений происходит после эрозионного среза подстилающих их осадочных или кристаллических образований. Из-за проявления теплоинерционного эффекта субстрат потенциально нефтематеринских или подстилающих их отложений оказывается аномально прогретым, что неизбежно сказывается и на прогреве перекрывающих его отложений. При благоприятном сочетании других факторов нефтегазообразования наличие «теплого» субстрата способствует и ускорению, и полноте проявления этого процесса. В этом, а не в экзотермическом эффекте геодинамических напряжений, — «корни» проявляющейся иногда прямой зависимости нефтегазоносности осадочных толщ от наличия в них стратиграфических несогласий, подмеченной С. П. Максимовым и соавторами.

*При прочих благоприятных условиях, чем продолжительнее период стабильного тектонического режима после отложения потенциально нефтематеринских толщ, тем больше вероятность максимальной реализации ее генерационного потенциала и сохранения образующихся залежей после проявления инверсии тектонических движений и сопряженного с ней эрозионного среза верхней части отложений.*

## ТЕМП СЕДИМЕНТАЦИИ И ЭРОЗИОННЫЕ СРЕЗЫ КАК ФАКТОРЫ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Рассмотренные выше материалы — свидетельство прямой зависимости судьбы ОВ на пути его преобразования в углеводороды от темпа накопления минеральных компонентов осадков. В ходе седиментогенеза последний определяет как динамику воспроизводства ОВ гидробионтами, так и масштабы фоссилизации их посмертных остатков, от которых зависят масштабы генерации УВ.

В прямой зависимости от темпа седиментации находится и обогащение осадков лабильными (углеводно-белковыми) компонентами ОВ — энергетической базы микробияльного процесса, определяющего ход диагенетических преобразований. Чем больше лабильных веществ, тем больше потенциально-нефтематеринской органики сохраняется после завершения редуccionных процессов, тем больше образуется битумоидов микробияльным метаболизмом, который может увеличить первоначальную битуминозность на 10—12% (Бордовский, 1964).

Важнейшую роль в фоссилизации ОВ играет сорбционная емкость минерального материала и его «сорбционная сила», обеспечивающая защиту сорбированной органики от минерализации до вхождения отложений в зону проявления катагенеза. При этом, как установлено Н. Н. Лапиной (1974), сохранность глинистых минералов — основных сорбционно-емких и каталитически активных компонентов осадков — до их вхождения в глубинный диапазон проявления катагенетических процессов находится в прямой зависимости от количества сорбированного

ОВ, определяющегося степенью обогащения им бассейновых вод<sup>17</sup>, и от темпа седиментации.

По мере вхождения в зону проявления катагенетической стадии литогенеза осадочные образования продолжают уплотняться в прямой зависимости от скорости накопления анализируемого объекта и темпа нарастания гравитационных нагрузок за счет накопления перекрывающих отложений. При высоких темпах накопления преимущественно глинистых отложений в последних из-за слабой проницаемости длительное время сдерживается отток седиментационных вод, что, по мнению Р. Чэпмена (Chapman, 1972), является благоприятной предпосылкой эмиграции образующихся УВ.

Накопление осадков обычно происходит с переменной скоростью, что неизбежно сказывается на степени их уплотнения за счет гравитационных нагрузок<sup>18</sup>. При этом глинистые отложения, накапливавшиеся и «ураганным» темпом, и чрезвычайно медленно, оказываются недоуплотненными. Первые — на период оттока поровых и межслоевых вод, иногда затягивающегося на десятки миллионов лет, вторые, в зависимости от прочности образовавшегося минерального каркаса, — до достижения критических гравитационных нагрузок, которые в условиях господства медленной седиментации могут и не возникнуть.

Отложения, накапливающиеся в умеренном темпе так же, как и отложения, накапливающиеся быстро, по расчлененные дренирующими пластами, отжимают флюиды в соответствии с нарастающим гравитационным давлением. После отжатия седиментационных вод начинается этап дегидратации осадков за счет высвобождения межслоевой и физически связанной воды в соответствии с моделью дегидратации глинистых отложений М. Пауэрса (Powers, 1967) и Дж. Берста (Burst, 1969), модифицированной Э. Перри и Д. Хоуером (Perry, Hower, 1972) (рис. 126), которая, как установлено А. М. Блохом (1977), «работает» и при уплотнении осадочных толщ, лишенных набухающих компонентов.

С началом дегидратации за счет межслоевой и физически связанной воды сопряжено и им обусловлено начало главной фазы нефтеобразования (Ломтадзе, 1959; Мухин, 1965; Еременко, Неручев, 1968; Burst, 1969; Вассоевич и соавт., 1969; Вассоевич, 1971, 1975 и др.; Вышемирский и соавт., 1971; Johns, Shimooyama, 1972; Раабен, Черников, 1973; и др.) — наиболее энергоемкой стадии литогенеза. В это время стационарная составляющая теплового потока начинает существенно пополняться теплом экзотермических процессов литогенеза, среди которых главная роль принадлежит теплу, выделяющемуся при конденсации минеральных частиц.

Э. М. Галимов (1973) — автор оригинальной идеи о нефтеобразовании путем радикально-сопряженных псевдотермохимических реакций, проходящих, по его мнению, за счет энергообмена в системе твер-

<sup>17</sup> Насыщенность бассейновых вод органическим веществом определяет и динамику садки доломита, чаще всего рассматриваемого в качестве и нефтематеринской, и нефтемещающей породы (Гатарский, 1937, 1955; Erdman, 1961; Conybeare, 1965; Мюллер, Вингольц, 1972; Peter et al., 1975; и др.). Доломит обладает и большей, нежели известняк, каталитической активностью (Старобинец, Ломейко, 1975).

<sup>18</sup> Это обстоятельство следует учитывать при построении историко-геологических кривых сжатия осадков по методике, предложенной Ю. В. Мухиным (1965). При определении уплотнения той или иной толщи за счет нарастания нагрузок по мере накопления перекрывающих отложений Ю. В. Мухин не учитывает возможность цементационного «схватывания» пород в период накопления исходных осадков или же во время ослабления нарастания гравитационных нагрузок в ходе накопления перекрывающих отложений. А это приводит к нарушению естественного (нормального) хода уплотнения осадочных толщ. Последнее характерно и для рассмотренной Ю. В. Мухиным майкопской глинистой толщи, из которой, согласно его расчетам, к моменту завершения накопления должно было отжаться 85% седиментационной воды, тогда как в действительности ее пористость в современных условиях залегания на глубинах более 2000 м превышает 20% (рис. 84).

дая фаза — органическое вещество, пришел к выводу, что «запас свободной поверхностной энергии твердой фазы для глинистых пород по порядку величины сопоставим с энергией, поглощаемой в эндотермических реакциях синтеза углеводов» (стр. 220). Но, как это следует из рассмотренных выше материалов, нефтеобразование контролируется не только «горячими» реакциями в «холодной» массе (Галимов, стр. 228), но и прогревом нефтематеринских отложений. При прочих равных условиях последний контролируется как темпом и продолжительностью седиментации, так и степенью прогресса кристаллического или же осадочного субстрата.

Прогретость осадочной толщи тем выше, чем выше и продолжительнее был темп ее накопления. Она также находится в прямой зависимости и от глубины эрозионного среза ложа осадочной толщи. При этом, чем моложе породы ложа седиментационного бассейна, прошедшие стадию максимального нагрева, чем короче время перерыва в осадконакоплении, тем выше и быстрее прогрев перекрывающих их отложений. При прочих благоприятных условиях с увеличением степени прогресса осадочной толщи увеличивается и гипсометрический диапазон проявления главной фазы нефтеобразования, и гипсометрическое положение зоны затухания нефтеобразования.

Межслоевая вода, выделяющаяся в связи с гидрослюдизацией монтмориллонита, и вода физически связанная, выделяющаяся при конденсации минеральных частиц в условиях высоких давлений и температур, отличаются не только аномально высокой плотностью, но и чрезвычайно низкой минерализацией (Ломтадзе, 1953; 1959; Крюков, 1958; Крюков, Жучкова, 1963; Chilingar, Knight, 1960; Rosenbaum, 1976<sup>19</sup>; и др.) и, как правило, высокой растворяющей способностью по отношению к УВ и минеральным компонентам пород (Лозовский, 1950; Гербер, 1959; Гусева, Парнов, 1966; Блох, 1969; Блох и соавт., 1973; Соколов, Симоненко, 1971; Симоненко, 1974; Симоненко, Соколов, 1975; Сергеевич и соавт., 1975; Коцераба, Симоненко, 1976<sup>20</sup>; и др.). Было также обнаружено, что при выделении межслоевой и физически связанной воды происходит протонное «покишение» остаточной водной пленки (Fripiat et al., 1965; Mortland, 1968; Злочевская и соавт., 1977; и др.), что весьма важно для процесса нефтеобразования.

Экспериментально установлено, что протонная кислотность остаточной водной пленки способствует усилению преобразования органического вещества (Пустильникова, Бедов, Оситянская, Петров, 1964). На природных объектах проявление этой зависимости подмечено В. Р. Влодарской (1966). В. Р. Влодарской и сотрудниками получены и новые экспериментальные подтверждения ее (Влодарская и соавт., 1971).

Термо-барические условия высвобождения межслоевой и физически связанной воды и роль последней в процессе генерации и эмиграции УВ убеждает в правильности выводов, сделанных в свое время Н. Б. Вассоевичем, об образовании «большой» нефти только в катагенетическую стадию литогенеза.

При прочих равных условиях в ходе катагенеза, контролируемого динамикой нарастания гравитационного давления, происходит пополнение энергией процесса нефтеобразования (за счет конденсации минеральных частиц) и десорбция битумоидов, обусловленная как конверси-

---

<sup>19</sup> М. Розенбаум (Rosenbaum, 1976) обнаружил, что понижение минерализации отжимаемой воды при наращивании давления происходит и в условиях постоянной температуры (40°C).

<sup>20</sup> В. В. Коцераба и В. Ф. Симоненко полагают, что при высвобождении воды из физически связанного состояния и снижении ее полярности до значения малополярных растворителей, растворимость углеводов в ней увеличивается на три порядка.



онными процессами, так и повышением температуры<sup>21</sup>. Последнее так же, как и низкая минерализация высвобождающихся межслоевых и физически связанных вод, способствует усилению растворения в них УВ.

Генерация основной массы УВ в катагенетическую стадию литогенеза подтверждается и особенностями изменения порового пространства коллекторов.

Отжимаясь в поровое пространство коллекторов через кровельную и подошвенную части глинистых толщ (Мухин, 1965; Holmquest, 1966; Magaga, 1972; и др.), седиментационные воды оказываются в иных геохимических условиях, что приводит к нарушению установившегося в них химического равновесия. Возникающее при этом резкое уменьшение давления (в процессе уплотнения флюиды испытывают аномально высокое давление) вызывает уменьшение растворимости ряда соединений (прежде всего карбоната кальция, отличающегося низкой растворимостью), вследствие чего они выпадают в осадок, заполняя поровое пространство коллектора в пограничной (с глинами) зоне. По мнению С. А. Фозергила (1956), обнаружившего это явление при исследованиях коллекторских свойств песков группы Ла-Паскуа (палеоген) в бассейне Гуарико (Восточная Венесуэла), цементация порового пространства происходит за счет возникновения градиента ионных концентраций (между глиной и коллектором) и селективной ионной фильтрации. Им также установлено, что степень заполнения порового пространства коллекторов цементом уменьшается по мере увеличения их мощности.

Прямая зависимость пористости терригенных коллекторов от их мощности обнаружена и А. В. Копытовым (1971) при исследовании емкости продуктивных толщ на Арланском, Ново-Хозинском и Шкаповском месторождениях Западной Башкирии. А в Волгоградском Поволжье установлено, что с увеличением мощности коллекторов сопряжено увеличение не только их пористости, но и уменьшение глинистости. Уменьшение пористости и увеличение глинистости происходит в направлении к кровельной части коллектора (Костылева, Сердюк, 1974). По мнению Н. С. Предтеченской (1969), обнаружившей такую же закономерность в эоценовых песчано-алевритовых коллекторах Предкарпатья, ее проявление обусловлено локализацией зон цементации в подошвенной и кровельной частях коллекторов. Поэтому с увеличением мощности коллектора в нем увеличивается «просвет» слабоцементированных пород.

Исходя из расчетов Ю. В. Мухина (1965), обосновывающего преимущественный отток отжимающихся флюидов в ранние стадии уплотнения через кровельную часть уплотняющихся глинистых отложений (что находит подтверждение в исследованиях уплотнения современных осадков — рис. 64), можно полагать, что мощность зоны цементации в подошвенных частях пластов-коллекторов должна быть больше, по сравнению с их прикровельной зоной, так как через подошвенную часть коллекторов инфильтруется большая часть седиментационных вод, минерализованных в ходе диагенеза. Количество же отжимаемых седиментационных вод находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности седиментации глинистых толщ.

По мере завершения элизионной дегидратации начинается выделение межслоевой, а затем и физически связанной воды, отличающейся чрезвычайной агрессивностью по отношению к минеральным образованиям<sup>22</sup>. Внедряясь в пласт-коллектор вследствие увеличения удельного

<sup>21</sup> Повышение температуры приводит к понижению сорбционной емкости и гомогенного органического вещества. По данным И. Л. Эттингера (1953), при нагревании углей от 0 до 40°C их сорбционная емкость уменьшается почти в два раза.

<sup>22</sup> Согласно данным В. И. Спицына и соавторов (1972), растворимость кремния в аномальной (ранее физически связанной) воде на 3—4 порядка выше, нежели в би-дистиллированной воде.

объема, возрожденная в объеме межслоевая и связанная вода выступает в роли активного растворителя цемента (Минский, 1975). По этой причине она обогащается растворенными минеральными компонентами и постепенно приобретает свойства, характерные для вод нефтяных месторождений<sup>23</sup>.

Таким образом, имея в виду особенности уплотнения быстро и медленно накапливающихся преимущественно глинистых толщ, *вероятность сохранения заполненного цементом порового пространства в породах-коллекторах, вмещаемых медленно накапливавшимися глинистыми отложениями, должна быть больше по сравнению с коллекторами, в которых отжимались воды из быстро и продолжительно накапливавшихся глинистых толщ*. При этом, когда слабое уплотнение медленно накапливавшихся отложений сдерживает процесс высвобождения межслоевой и связанной воды, увеличение мощности глинистых толщ по причине некоторого усиления седиментации приводит к увеличению выноса во вмещающие их пласты-коллекторы минерального цемента и, как следствие, к уменьшению емкости и проницаемости последних. Примером являются локальные поднятия в Западной Сибири, где увеличение цементации коллекторов карбонатным цементом фиксируется в крыльевых частях структур конседиментационного формирования (Перозо, 1967, 1967а).

Следовательно, при прочих равных условиях общая пористость коллекторов должна зависеть не только от их мощности, но и от темпа и продолжительности седиментации глинистых толщ, вмещающих пласты-коллекторы, контролируемых как объемы отжимающихся минерализованных седиментационных вод, так и мощность инъекций в коллекторы высвобождающихся межслоевых и физически связанных вод, отличающихся высокой агрессивностью по отношению к минеральным компонентам коллекторов. Это обстоятельство следует иметь в виду при оценке масштабов зональной цементации порового пространства коллекторов, в особенности, если поиски нефти связаны с выявлением литологических замещений.

С увеличением мощности быстро накапливающихся глинистых толщ увеличивается и объем слабо минерализованных вод, внедряющихся в пласты-коллекторы на поздних этапах катагенеза. А это значит, что при прочих равных условиях конечная минерализация пластовых вод застойных бассейнов будет зависеть от объема внедрившейся в коллекторы слабо минерализованной воды (Карцев, 1972; Карцев, Вагин, 1973). Чем больше инъекции агрессивной слабо минерализованной воды, тем больше промытость коллектора за счет растворения цемента, тем больше вероятность формирования слабо минерализованных пластовых вод, так как перешедшие в раствор минеральные компоненты цемента разубоживаются большими объемами возрожденных в объеме слабо минерализованных межслоевых и связанных вод (как это, например, имеет место в ряде нефтегазоносных бассейнов Украины, в Южно-Каспийском

---

<sup>23</sup> В этой связи нельзя согласиться с Н. А. Минским (1975), когда он приходит к выводу об ошибочности объяснения М. Пауэрсом (Powers, 1967) внедрения межслоевой воды в коллектор за счет увеличения ее удельного объема. По мнению Н. А. Минского, «увеличение объема воды является лишь следствием падения давления в коллекторе и распространением этого падения на глинистую породу. Падение давления дает возможность отделяться и расширяться связанной воде» (стр. 61).

При рассмотрении явления дегидратации за счет высвобождения межслоевой и физической связанной воды следует иметь в виду, что в глинах после отжатия большей части седиментационных вод господствует субкапиллярная пористость и, как следствие, высокое капиллярное давление, как правило, превышающее давление в поровом пространстве пластов-коллекторов. Поэтому перепад давления на рубеже глинистая толща — коллектор существует в течение всего периода катагенеза. Что же касается увеличения объема порового пространства в коллекторах и уменьшения в них пластового давления (в случае быстрого оттока флюидов), то это не причина, а следствие процесса высвобождения и внедрения в поровое пространство коллекторов межслоевых и связанных вод, растворяющих минеральные компоненты цемента.

бассейне и в Примексиканской впадине — Новосилецкий, Романюк, 1975; Рядинская, Колесникова, 1973; Schmidt, 1973). Поэтому *при анализе природы химизма подземных вод следует иметь в виду не только глубины их залегания и степень изоляции от поверхностных вод, но и темп и продолжительность накопления глинистых толщ, вмещающих водоносные горизонты.*

Предположение А. Е. Бабинца<sup>24</sup> об агрессивной (по отношению к коллектору) роли высвобождающихся в ходе катагенеза межслоевых и физически связанных вод, нашедшее экспериментальное подтверждение в исследованиях В. И. Спицына и сотрудников (Спицын и соавт., 1972), подтверждается и анализом постседиментационных преобразований пород-коллекторов, проведенным группой исследователей, возглавляемой К. Р. Чепиковым (Чепиков и соавт., 1972а). Ими установлено, что поступление основных масс углеводородов в терригенные и карбонатные пласты-коллекторы происходит после того, как в них завершается процесс новообразования минералов, и что это явление сопровождается растворением как цементирующего, так и основного (каркасного) минерального материала коллектора. Все это еще раз подтверждает реализацию главной фазы нефтеобразования в катагенетическую стадию литогенеза, с которой связано и активное нефтеобразование, обусловленное возникновением протонной кислотности среды, сопряженной с высвобождением межслоевой и физически связанной воды и растворением в последних образующихся УВ, и эмиграция насыщенных углеводородами вод в коллектор, емкость которого начинает увеличиваться из-за растворения цементирующего и каркасного минерального материала. Поэтому опасения С. А. Фозергилла, что ранняя цементация порового пространства коллекторов затрудняет эмиграцию УВ из материнских пород, лишены оснований.

Судя по всему, во время инфильтрации в коллектор минерализованных вод флюидопроводящие каналы сохраняются до конца всего элизонного этапа уплотнения. Поэтому ко времени начала конверсионной дегидратации сохранившиеся каналы выполняют роль «спускового крючка» для нарастающего (вследствие «расчистки» и расширения фильтрационных путей агрессивным инфильтратом) внедрения в коллектор высвобождающейся межслоевой, а затем и физически связанной воды.

Попав в коллектор, обогащенные углеводородами слабо минерализованные, возродившиеся в объеме межслоевые и физически связанные воды оказываются в термо-барических и геохимических условиях, отличающихся от таковых в нефтематеринских породах высокой минерализацией поровых вод и понижением температуры и давления, что приводит к выделению УВ в свободную фазу за счет «высоливания» и как результат понижения температуры и давления (Baker, 1959; Поспелов и соавт., 1967; Малинин, 1968; Киссин, Пахомов, 1971; Слевак, 1972; и др.). При этом абсолютные массы попадающих в коллекторы УВ определяются генерационным потенциалом нефтематеринских пород, который при прочих равных условиях находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности их накопления.

## **ОБ ОПТИМАЛЬНЫХ ДЛЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ ДИНАМИКО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ УСЛОВИЯХ**

Анализируя материалы, отражающие особенности нефтегазоносности Северо-Западного Кавказа, А. В. Ульянов (1946) одним из первых обратил внимание, что нефтеносность исследуемых им отложений (май-

<sup>24</sup> Без ссылки на источник об этом упоминают И. С. Котова и А. Н. Павлов (1968).

копская свита, чокракский горизонт, нижний и верхний сармат, криптомактровые слои и др.) контролируется мощным интервалом 20—330 м. В подтверждение установленной зависимости А. В. Ульянов приводит аналогичное заключение А. П. Чопорова, еще в 1940 г. обнаружившего, что нефтеносность юрских и меловых отложений Урало-Эмбенской нефтеносной области находится в прямой зависимости от их мощности<sup>25</sup>. Объяснение установленной зависимости А. В. Ульянов находит в продолжительности накопления осадков, определяющей «условия захоронения исходного для нефти органического вещества» (стр. 69).

Отдавая должное А. В. Ульянову как одному из пионеров познания роли абсолютных масс минерального материала в нефтеносности разновозрастных отложений, нельзя не согласиться с оценкой сути его основных выводов, данной В. Е. Хаиным (1954). Прежде всего это касается замечаний В. Е. Хаина о необоснованности верхнего предела оптимальной мощности нефтематеринских отложений, так как А. В. Ульяновым не учитывается возможность миграции углеводородов и не обосновывается сингенетичность нефтеносности рассматриваемых толщ. Что же касается замечания В. Е. Хаина о необходимости сравнения не мощности нефтеносных отложений, а скорости их погружения, то с этим полностью согласиться нельзя. Об этом свидетельствуют рассматриваемые в настоящей работе материалы, убеждающие в важнейшей роли в нефтегенерационном потенциале нефтематеринских отложений как скорости, так и продолжительности их накопления, а следовательно, и их мощности. Последнее подтверждается и материалами, рассмотренными В. Е. Хаиным, когда он в согласии с И. М. Губкиным, ставит под сомнение генерацию «большой нефти» пиробитуминозными пелитолитами типа доманиковой свиты ( $D_3f$ ), кумского горизонта ( $P_{2p}$ ), среднего горизонта коунской свиты ( $P_{1t}-P_2$ ), менилитовой свиты Восточных Карпат ( $P_{3g}$ ), верхней части майкопской свиты ( $P_3-N_1^1$ ), свиты монтерей ( $N_1$ ) и тихон ( $P_2$ ) — в Калифорнии, толщ иглфорд и джексон ( $P_2$ ) — Голф-Кост, сланцев чаттануга ( $C_1$ ) и чероки ( $C_2$ ) — в Оклахоме и Канзасе — и подобными им осадочными образованиями. Все они отличались медленным темпом накопления исходного минерального материала (и как следствие обогащены органическим веществом), хотя большинство из них находилось в оптимальных для нефтеобразования условиях темпа погружения (по В. Е. Хаину — десятые доли мм/год) в составе сингенетично-нефтеносных формаций (Хаин, 1954, табл. II).

За исключением немногих сторонников идеи о накоплении нефтематеринских отложений в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания дна седиментационного бассейна, подавляющее большинство исследователей проблемы генезиса нефти и газа пришло к выводу, что одной из основных предпосылок процесса нефтеобразования является быстрое и устойчивое субаквальное заполнение зон прогибания земной поверхности минеральным материалом. Конкретное отражение влияния скорости заполнения седиментационных бассейнов осадками на их нефтегазоносность содержится в публикациях В. Е. Хаина (1954), А. А. Борисова (1961), М. М. Чарыгина и Ю. М. Васильева (1958), Н. Ю. Успенской (1967), В. Д. Наливкина (1972; Наливкин и соавт., 1976), Т. А. Ботневой (1972), Г. А. Амосова, М. Д. Белонина, И. С. Гольдберга и соавторов (Критерии..., 1974), И. И. Нестерова и соавторов (1975), А. И. Дьяконова (1976), А. А. Бакирова и соавторов (Теоретические основы..., 1976), Н. В. Лопатина (1976 а) и других исследователей этой проблемы.

А. А. Борисов, М. М. Чарыгин и Ю. М. Васильев, Н. Ю. Успенская так же, как и многие авторы публикаций, освещающих закономерности

<sup>25</sup> В дальнейшем это было подтверждено и исследованиями М. М. Чарыгина и Ю. М. Васильева (1958).

нефтеобразования, обнаружили приуроченность промышленной нефтегазоносности к зонам больших градиентов мощностей, отражающих резкое нарастание мощностей разновозрастных отложений (рис. 138). Особый акцент на прямую зависимость нефтегенерационной мощности палеобассейнов от мощности их осадочного выполнения делается В. Д. Наливкиным (1972) и А. А. Бакировым и соавторами. В. Д. Наливкин иллюстрирует это статистическими данными (табл. 35, рис. 143), а А. А.

Таблица 35

Отношения плотностей запасов нефти и газа ряда типов внеплатформенных палеоседиментационных бассейнов к плотностям запасов углеводородов внутриплатформенных синеклиз (по данным В. Д. Наливкина, 1972)

Типы бассейнов	СССР		Северная Америка	
	Плотность запасов, тыс. т/км <sup>2</sup>	Отношение плотностей запасов нефти и газа	Плотность запасов, тыс. т/км <sup>2</sup>	Отношение плотностей запасов нефти и газа
Внутренние синеклизы	10	1	3	1
Внешние синеклизы	31	3	33	11
Перикратоны	50	5	11	4
Впадины	39	4	17	6
Предгорные прогибы	40	4	16	5
Межгорные прогибы:				
Кайнозойские	18	1,8	—	—
Мезозойские	5	0,5	16	5
Палеозойские	3	0,3	—	—
Синклинии в миогеосинклиналях:				
Современные и кайнозойские	50	5	20	7
Мезозойские	8	0,8	—	—
Палеозойские	3	0,3	—	—

Бакиров и соавторы — материалами, свидетельствующими о том, что гигантские и мегагигантские зоны нефтегазонакопления тяготеют к палеобассейнам с мощностью осадочного выполнения более 15 км.

В. Е. Хаин и Б. А. Соколов (1973) полагают, что к потенциально нефтегазоносным бассейнам можно относить только те, в которых мощность субаквальных отложений превышает 3,5 км. По мнению В. Е. Хаина (1954), оптимальные условия накопления нефтематеринских отложений — десятые и, в крайних случаях, сотые доли мм в год, что соответствует накоплению в течение года десятков и сотен тонн минерального материала на км<sup>2</sup>.

Анализируя материалы, отражающие нефтегенерационный потенциал осадочных толщ Западного Предкавказья, Т. А. Ботнева и А. И. Дьяконов обратили внимание на четкий контроль обогащенности осадочных толщ УВ темпом накопления слагающего их минерального материала. А. И. Дьяконов пришел к выводу, что благоприятные для нефтеобразования условия возникают только при скорости накопления глинистых осадков, превышающих 30—40 м/млн лет (70—100 т/км<sup>2</sup>/год).

Судя по результатам исследования Г. А. Амосова, М. Д. Белонина, И. С. Гольдберга и соавторов, мощность осадочного выполнения палеоседиментационных бассейнов определяет не только средне-бассейновую плотность запасов УВ, но и глубинную локализацию максимумов запасов. Так, в пределах Западной Сибири, где мощность мезозойско-кайнозойского осадочного покрова на большей части региона не превышает 4 км, максимумы запасов нефти сосредоточены в зонах с мощностью осадков 2—3 км, тогда как в Тимано-Печорской провинции они концент-

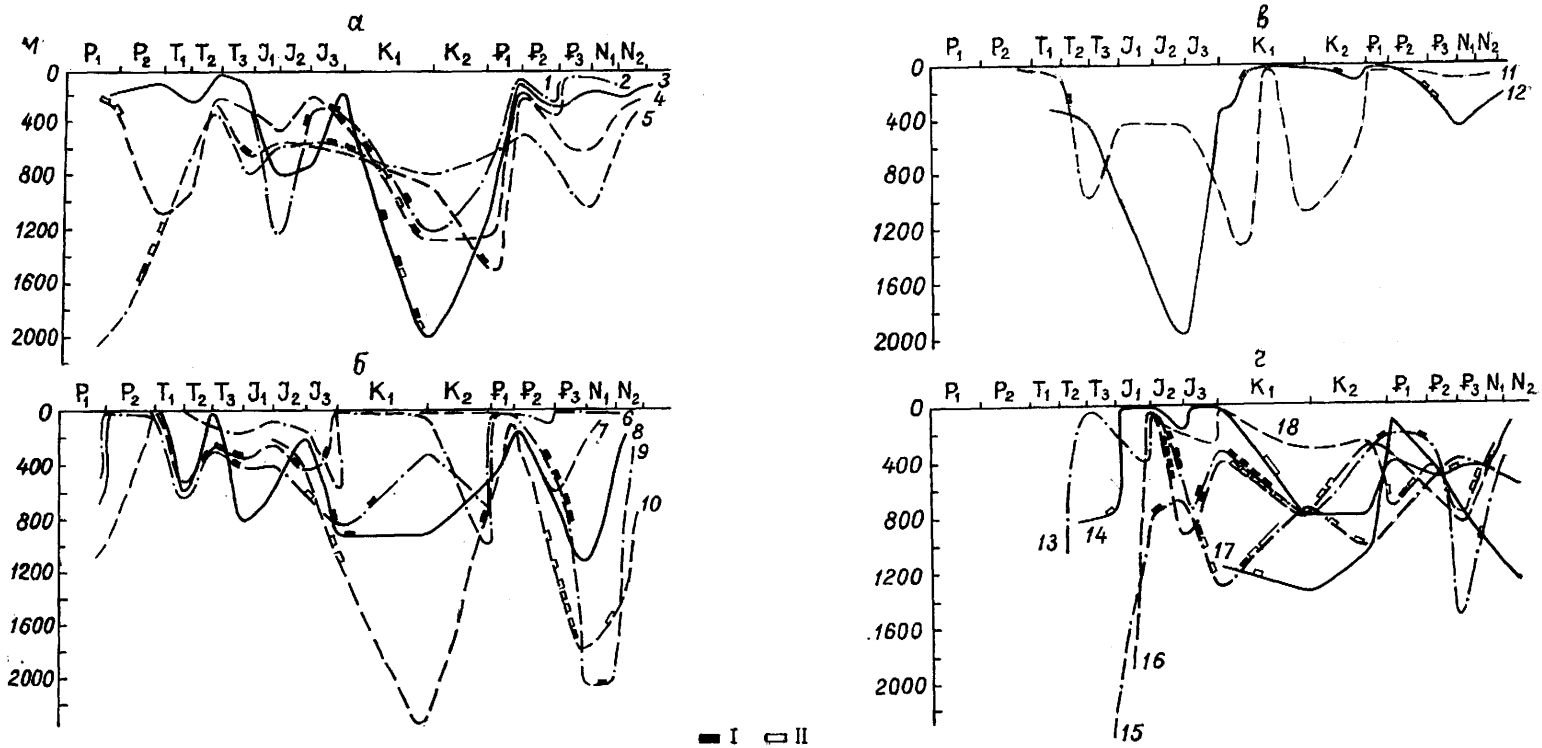


Рис. 138. Влияние режима тектонических движений на нефтегазоносность осадочных комплексов Западно-Европейской и Скифско-Туранской платформ (Успенская, 1967).

*а* — Северо-Германская впадина и Западно-Нидерландский прогиб; *б* — эпигерцинская платформа, Аквитанская впадина, Парижская впадина, Рейнский грабен, Баварская впадина; *в* — эпигерцинская платформа (Мизийская плита), Нижне-Дунайская и Варненская впадины; *г* — эпигерцинская платформа юга СССР, Восточно-Кубанский прогиб, Азово-Кубанская впадина, Ставропольский свод, Терско-Кумская, Южно-Мангышлакская, Амударьинская, Мургабская и Западно-Сибирская впадины. 1 — западная часть нижнесаксонского бассейна (Эмсланд); 2 — восточная часть нижнесаксонского бассейна (Витце); 3 — Западно-Нидерландский прогиб; 4 — Восточно-Нидерландский прогиб; 5 — ГДР; 6 — центральная часть Парижской впадины; 7, 8 — Аквитанская впадина (7 — Лак, 8 — Бордо, Паранты); 9 — Баварская впадина (восточный молассовый бассейн); 10 — Рейнский грабен; 11 — Нижне-Дунайская впадина; 12 — Варненская впадина; 13 — Терско-Кумская впадина; 14 — Азово-Кубанская впадина; 15 — Амударьинская впадина; 16 — Южно-Мангышлакская впадина; 17 — Мургабская впадина; 18 — Ставропольский свод; I — Нефть; II — Газ

рируются в пределах толщ мощностью 3—4 км (рис. 139). Объяснение этому авторы видят в деструкции нефти на больших глубинах и в контроле нефтеобразования глубинным положением нефтематеринских свит, формирующихся в основании тектоно-седиментационного цикла, что, однако, не согласуется с термическими условиями названных бассейнов. И в Западной Сибири, и в Тимано-Печорской провинции даже в подошвенных частях анализировавшегося осадочного выполнения температура (90—120°С) не выходит за пределы оптимального для нефтеобразования диапазона (60—150°С), а глубинное положение нефтематеринских свит — основных генераторов УВ — должно бы контролировать как масштабы нефтегазообразования, так и локализацию максимальных запасов нефти и газа.

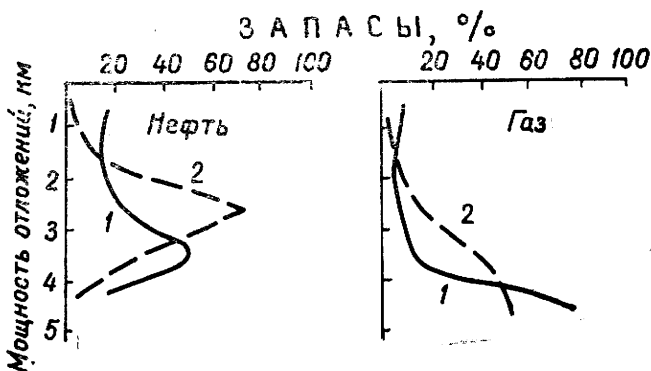


Рис. 139. Распределение ресурсов нефти и газа в зависимости от мощности отложений в пределах Тимано-Печорской (1) и Западно-Сибирской (2) провинций. (Критерии . . . , 1974)

Как представляется автору, *главной причиной приподнятости зон максимальной аккумуляции нефти по отношению к ложу нефтемещающего осадочного комплекса является зависимость условий аккумуляции нефти от оптимального соотношения площадей нефтесбора, контролирующихся гипсометрическим положением ловушек, и герметичности напластований, экранирующих аккумуляции нефти.* Поэтому в «витальных» для нефти термо-барических условиях в бассейнах с мощным осадочным выполнением (каким по сравнению с Западно-Сибирским является Тимано-Печорский, а Западно-Сибирский — по сравнению с Волго-Уральским, рис. 141) оптимальные для максимальных концентраций УВ аккумуляционные обстановки могут возникнуть на больших глубинах по сравнению с бассейнами, имеющими меньшую мощность осадочного выполнения. В интегрированном виде и на примерах Западно-Сибирской и Волго-Уральской провинций рассматриваемая закономерность отражена на рис. 140, 141.

Прямая зависимость нефтегенерационного потенциала осадочных толщ от темпа их накопления отражена и на графике, построенном И. И. Нестеровым и В. В. Потеряевой (рис. 142). Однако в отличие от общепринятого способа отражения скорости накопления осадочных образований путем определения темпа их нарастания в линейных единицах или же в единицах веса на единицу площади, они сочли целесообразным определять объемную скорость накопления осадков, выражающуюся в тыс. км<sup>3</sup>/млн. лет.

Но такой подход к оценке нефтегенерационного потенциала палеоседиментационного бассейна может поставить в равные условия бассейны, содержащие большую часть осадочного выполнения в глубоких и емких впадинах (прогибах) — основных генераторах углеводородов (Хаин, 1954; Брод, Еременко, 1957; Вассоевич и соавт., 1973; Бакиров и

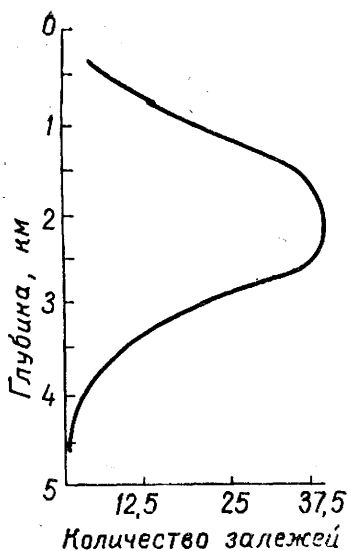


Рис. 140. Распределение крупных скоплений нефти и газа по глубинам в осадочном чехле различных нефтегазоносных провинций (Потеряева, 1971)

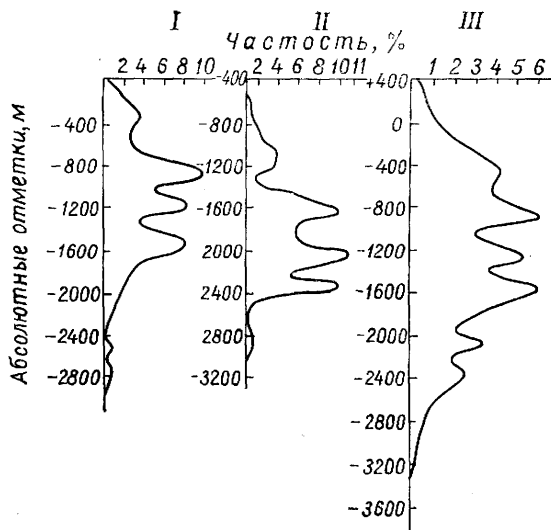


Рис. 141. Распределение залежей нефти и газа по гипсометрии (Витязь, Богацкий, 1976). I — Волго-Уральская провинция (497 залежей); II — Западно-Сибирская провинция (229 залежей); III — Сводный график (1269 залежей)

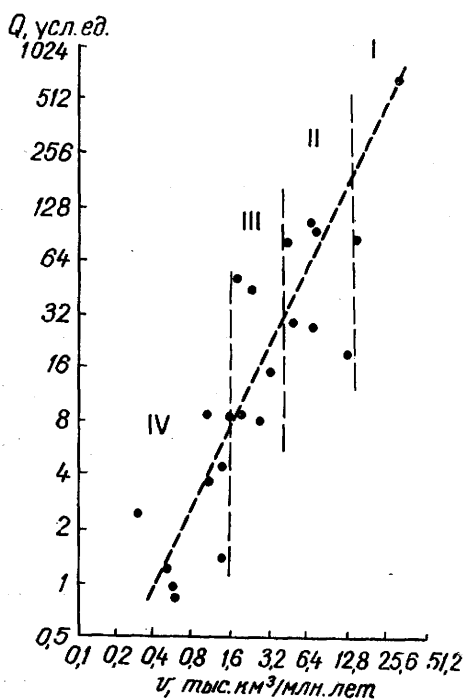


Рис. 142. Зависимость начальных геологических запасов нефти и газа ( $Q$ ) от средней объемной скорости заполнения бассейнов осадками ( $V$ ) (Нестеров и соавт., 1975а). Зоны, которым соответствуют группы областей и провинций с запасами нефти и газа: I — очень высокими; II — высокими; III — средними; IV — низкими

соавт., 1975; Наливкин и соавт., 1976; и др.), с бассейнами, лишенными таких мощных резервуаров-реакторов, но обладающими равновеликим объемом осадочного выполнения, накапливавшегося в сходном временном диапазоне. Примером тому — нефтегазоносные бассейны Западной Сибири и Персидского залива. Согласно расчетам И. И. Нестерова и В. В. Потеряевой (Нестеров и соавт., 1975, табл. 12), эти осадочно-породные бассейны, содержащие примерно равновеликие объемы осадочного выполнения (соответственно 6000 и 7041 тыс. км<sup>3</sup>), заполнялись осадками с одинаковой объемной скоростью — 30 тыс. км<sup>3</sup>/млн. лет.

Если же обратить внимание на степень равномерности распределения в них осадочных образований, то становится очевидным, что оценка нефтегенерационного потенциала этих бассейнов, основанная только на объемной скорости заполнения их осадками, неизбежно сопряжена с ошибками.



В отличие от Западной Сибири, где средние мощности осадочного выполнения (2,6 км) на большей ее части (к югу от широтного колена Оби) близки к максимальным (3,6 км), в пределах Персидского залива основные объемы осадков (более 5000 тыс. км<sup>3</sup>) сосредоточены в Предтавро-Загрос-Оманском прогибе (Месопотамская впадина), имеющем длину 2000 км, ширину до 500 км и глубину до 15 и более км (Проблемы тектоники..., 1973). Поэтому, видимо, не случайно к началу 1974 г. Ближний и Средний Восток имел более 60% мировых запасов разведанной нефти (Moody, Esser, 1975; Novotny, 1975 (1976))<sup>26</sup>.

Если следовать оценке нефтегенерационной мощности единицы объема отложений в зависимости от средней объемной скорости их накопления, то оказывается, что удельная генерационная мощность Азово-Кубанского, Терско-Каспийского, Маракаибского и Мексиканского (Голф-Кост) бассейнов с «ураганным» линейным темпом седиментации соответственно в 6; 27; 18; 7, 2 раза ниже, чем в Западно-Сибирском (Нестеров и соавт., 1975, табл. 12, 14). В действительности же установлено, что *удельный нефтегенерационный потенциал осадочно-породных бассейнов находится в прямой зависимости от мощности их осадочного выполнения при высоком темпе седиментации* (Брод, 1961; Бакиров, 1972; Хэлбути и соавт., 1973; Успенский, 1975; Калинин, Моделевский, 1975; Наливкин и соавт., 1976; Козырев, 1977; и др.). Прямое влияние мощности осадочного выполнения палеобассейнов на их нефтегенерационный потенциал И. О. Брод (1961) назвал основным законом нефтегазонакопления. Убедительные доказательства реальности этой зависимости приведены В. Д. Наливкиным (табл. 35, рис. 143).

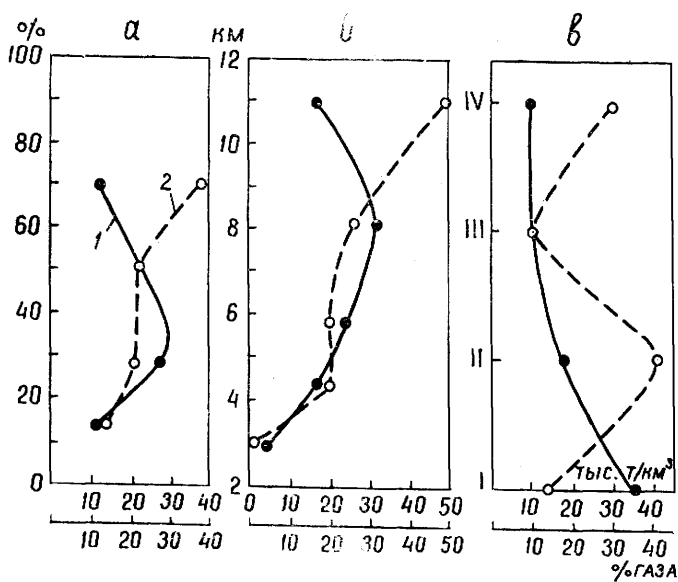


Рис. 143. Зависимость удельных запасов УВ и их обогащенности газообразными компонентами от объема осадков, залегающих глубже 2 км (а), от максимальных мощностей отложений, выполняющих седиментационный бассейн (б), и от тектонического типа бассейна (в) (Наливкин и соавт., 1976).

1 — кривые изменения удельных запасов (тыс. т/км<sup>3</sup>); 2 — кривые изменения доли газообразных УВ (%). I — бассейны геосинклинальных областей; II — бассейны переходных областей; III — внутриплатформенные бассейны; IV — бассейны эпиплатформенных орогенных областей

<sup>26</sup> Согласно данным М. К. Калинин и М. С. Моделевского (1975), плотность запасов нефти в олигоцен-миоценовых терригенно-карбонатных отложениях Персидского залива составляет 724 тыс. т/км<sup>3</sup>.

Большая, нежели в платформенных впадинах, плотность запасов в межгорных впадинах и в предгорных прогибах отмечается и И. И. Несеровым и соавторами (1975, стр. 259), которые объясняют это только лучшими условиями миграции углеводородов в последних. Но прежде чем мигрировать в ловушки, нефть должна быть образована. И в таких количествах, чтобы обеспечить высокую плотность запасов. Рассмотренные выше материалы свидетельствуют о том, что все это возможно только в условиях оптимального динамико-седиментационного режима заполнения палеоводоемов осадочными образованиями, когда происходит быстрое накопление осадочных толщ.

Следовательно, для процесса нефтеобразования важна не средняя объемная скорость накопления осадков, не отражающая истинный темп нарастания осадочных образований (от которого зависят и условия фоссилизации ОБ и термо-барические условия его преобразования). При прочих благоприятных условиях *масштабы нефтеобразования находятся в прямой зависимости от линейной (а правильнее — от весовой) скорости седиментации, отражающей динамику пополнения осадочно-породного бассейна гравитационной энергией, определяющей ход литогенеза, а следовательно, и динамику генерации углеводородов.*

На канадских примерах неизбежность ошибок при определении потенциальных углеводородных ресурсов в зависимости от объемов осадочного выполнения палеобассейнов наглядно проиллюстрирована Ф. Нортом (Canada's oil..., 1972). Такую же оценку суждениям о перспективах нефтегазоносности только по объему осадочных толщ дает и Х. Гедберг (Hedberg, 1975). И это понятно, так как влияние объема осадочного выполнения палеоседиментационных бассейнов на масштабы генерации УВ сказывается только тогда, когда увеличение объема сопряжено с высоким темпом нарастания осадочных толщ.

Темпом седиментации определяется скорость вхождения потенциально нефтематеринских отложений в зону проявления главной фазы нефтеобразования, а следовательно, контролируется и время прохождения той или иной части нефтематеринских отложений через глубинный интервал реализации их нефтегенерационного потенциала. Моделирование этого процесса, проведенное Н. В. Лопатыным (1976а), в своей основе отражает реальные закономерности проявления главной фазы нефтеобразования на природных объектах. Вместе с тем, модель была бы совершеннее, если бы она отражала особенности уплотнения и эволюцию теплового режима осадочных толщ в зависимости от темпа их накопления, определяющих гипсометрические и термо-барические условия начала и завершения главной фазы нефтеобразования.

Основной вывод Н. В. Лопатина о прямой зависимости от темпа седиментации жесткости термо-барических условий проявления главного этапа нефтеобразования и скорости прохождения нефтепроизводящих отложений через главную зону нефтеобразования отражает и условия реализации максимальной нефтегенерационной мощности нефтематеринских отложений. Последнее же, как об этом пишут М. Хэлбути с соавторами (1973) и И. В. Высоцкий (1976), определяет вероятность образования крупных и крупнейших скоплений нефти и газа.

По мнению М. Хэлбути и соавторов, гигантские скопления нефти образуются в течение первого десятка миллионов лет в условиях интенсивной генерации УВ, что может быть обеспечено только при быстром прохождении нефтематеринских отложений через глубинный интервал главной зоны нефтеобразования. Поэтому заключение С. П. Максимова и соавторов (1975) о прямой зависимости коэффициента аккумуляции УВ от продолжительности пребывания нефтематеринских пород в зоне нефтеобразования вряд ли отражает действительность. Об этом свидетельствуют результаты исследований В. П. Строганова (1974), обнаружившего на примере особенностей нефтегазоносности платформенной

части Запада Средней Азии обратную зависимость плотности запасов УВ от длительности пребывания нефтематеринских отложений в главной зоне нефтеобразования.

Длительное пребывание нефтепроизводящих отложений в главной зоне нефтеобразования — следствие медленного их вхождения в этот природный реактор. Скорость же вхождения нефтематеринских отложений в зону проявления главной фазы нефтеобразования определяет мощность генерации УВ. *Чем медленнее входят в зону генерации УВ нефтематеринские породы, тем меньше генерируется УВ в единицу времени, тем больше вероятность «рассасывания» их скоплений за счет эмиграционных процессов.* В этой связи нельзя не согласиться с И. В. Высоцким (1976), когда он подчеркивает, что «образование крупных и гигантских месторождений происходит не за счет увеличения продолжительности собирательной миграции углеводородов, а за счет ускорения миграции, увеличения скорости наполнения ловушки» (стр. 285).

\* \* \*

Потенциальные возможности осадочных пород как генераторов и вместилищ промышленных скоплений углеводородов определяются всем ходом литогенеза в осадочно-породных бассейнах, особенно в их наиболее погруженных частях. Поэтому правы были И. О. Брод, В. Е. Хаин, Н. Б. Вассоевич, И. В. Высоцкий, В. Б. Оленин, В. А. Соколов и другие исследователи, когда в основу нефтегеологического районирования они положили именно этот тектонический критерий, а не геоструктурные формы локализации залежей углеводородов, как это делается А. А. Бакировым, Н. Ю. Успенской, А. Я. Кремсом, М. Я. Рудкевичем и другими авторами<sup>27</sup>.

Выделяя в качестве нефтегазоносных бассейнов геоструктурные комплексы, включающие в себя области генерации углеводородов и области преимущественной их локализации в залежах<sup>28</sup>, сторонники бассейнового принципа нефтегеологического районирования тем самым акцентируют внимание на генетической, нефтегенерирующей составляющей геоструктурного комплекса, содержащего промышленные скопления углеводородов.

Целесообразность такого подхода к нефтегеологическому районированию подтверждается и особенностями геоструктурного распределения концентраций углеводородов в 1 км<sup>3</sup> осадочного выполнения межгорных впадин, передовых (предгорных) прогибов и внутриплатформенных депрессий. Согласно данным И. И. Нестерова и соавторов (1975), плотность запасов УВ в межгорных впадинах составляет 33,26 тыс. м<sup>3</sup>/км<sup>3</sup>, в предгорных прогибах — 11,18 тыс. м<sup>3</sup>/км<sup>3</sup>, а на платформах — 10,99 тыс. м<sup>3</sup>/км<sup>3</sup>. Сохранение высокой плотности запасов в пределах межгорных впадин обусловлено изолированностью их осадочного выполнения от возможных ловушек углеводородов в пределах сопредельных геоструктурных зон и другими факторами (Арбатов, Кондаков, 1977).

Предгорные впадины при прочих равных условиях обладают такой

<sup>27</sup> Наиболее полное изложение основ второго направления нефтегеологического районирования содержится в публикации А. А. Бакирова и соавторов (Теоретические основы..., 1976).

<sup>28</sup> Такие, как: Предуральский прогиб, Прикаспийская краевая впадина и Юго-Восток Русской платформы, выделяемые в Северо-Каспийский бассейн; Туранская плита и Предкопетдагский прогиб, названные Каракумским бассейном, или же Предтавро-Загрос-Оманский прогиб (Месопотамская впадина) и Аравийская платформа, названные Персидским бассейном, и т. п.

же удельной нефтегенерационной мощностью осадочных толщ, как и впадины внутренних частей складчатых сооружений. Вместе с тем, размеры таких впадин, как правило, намного больше по сравнению с межгорными. Поэтому и нефтегенерационный потенциал их осадочного заполнения должен быть (и бывает) намного выше, нежели в межгорных впадинах.

В отличие от межгорных впадин, краевые прогибы своим внешним бортом обычно сочленены с краевыми частями платформ, что создает благоприятные условия для эмиграции УВ в сторону платформенных ловушек. Судя по соотношению плотностей запасов углеводородов в межгорных и предгорных впадинах, в пределы платформенного обрамления может эмигрировать до 2/3 УВ, генерированных нефтематеринскими отложениями межгорных впадин. Поэтому в тех случаях, когда в пределах платформ слабо развиты мощные депрессионные зоны, нефтеносность платформенных ловушек контролируется главным образом объемом УВ, «выплескиваемых» из предгорных впадин (например, Аравийская платформа в сочетании с Предтавро-Загрос-Оманским прогибом). Особенности динамики осадконакопления позволяют полагать, что такая же обстановка нефтегазонакопления имела место и в пределах платформенной части Волго-Уральского осадочно-породного бассейна (рис. 144), где, согласно расчетам Е. С. Ларской (1975), рассеянное ОВ преобразовывалось при низких температурах и давлениях.

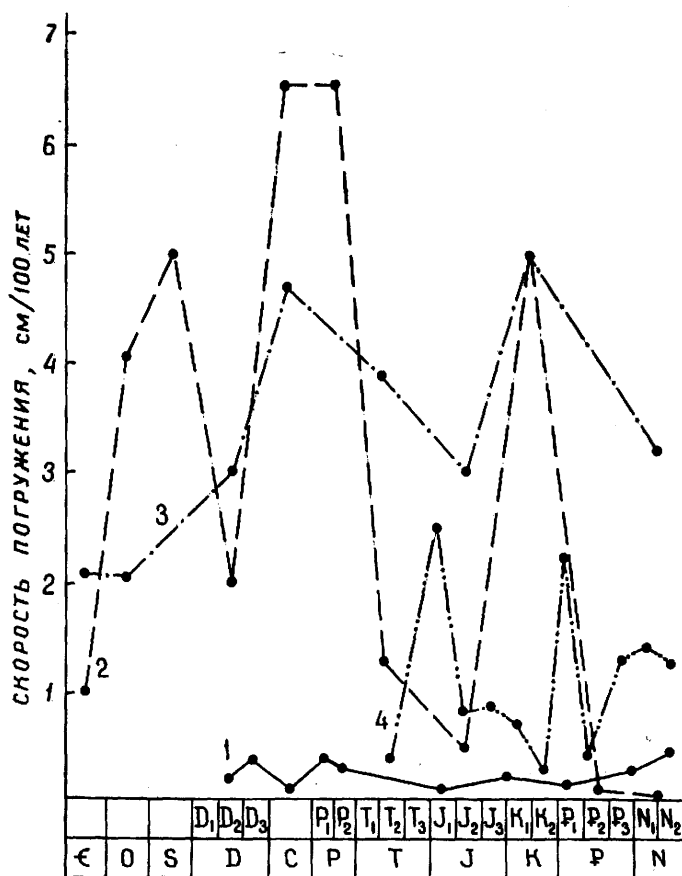


Рис. 144. График изменения скорости погружения отложений в пределах: 1 — Русской, 2 — Северо-Американской; 3 — Африканской, 4 — Предкавказской (Западно-Кубанский прогиб) платформ (по данным С. П. Максимова и соавт., 1976)

Следовательно, при благоприятном сочетании других факторов образования и аккумуляции нефти важнейшей задачей в оценке перспектив нефтегазосности того или иного осадочного комплекса является определение темпа накопления его составляющих в наиболее погруженных частях исследуемых территорий, что позволит получить надежную информацию о нефтегенерационной мощности осадочного выполнения депрессионных зон. Но для этого необходимо определить динамико-седиментационные условия палеобассейнов с установленной промышленной нефтегазосностью. Последнее и имел в виду автор при расчетах темпа заполнения осадками 121 осадочно-породного бассейна — генератора углеводородов и 28 палеобассейнов, в которых залежи ОВ пока не обнаружены. При этом темп седиментации определялся средневзвешенный, наиболее полно отражающий преобладающую динамику нарастания гравитационного давления, контролирующую ход уплотнения, а следовательно, и напряженность катагенетического процесса.

При анализе особенностей изменения средневзвешенных темпов седиментации во времени обнаруживается, что генерализованно временные тенденции в изменении максимумов скоростей накопления осадков в нефтегазосных бассейнах (рис. 145) следуют планетарной эволюции этого процесса (рис. 146). Если «кровля» массива данных о дина-

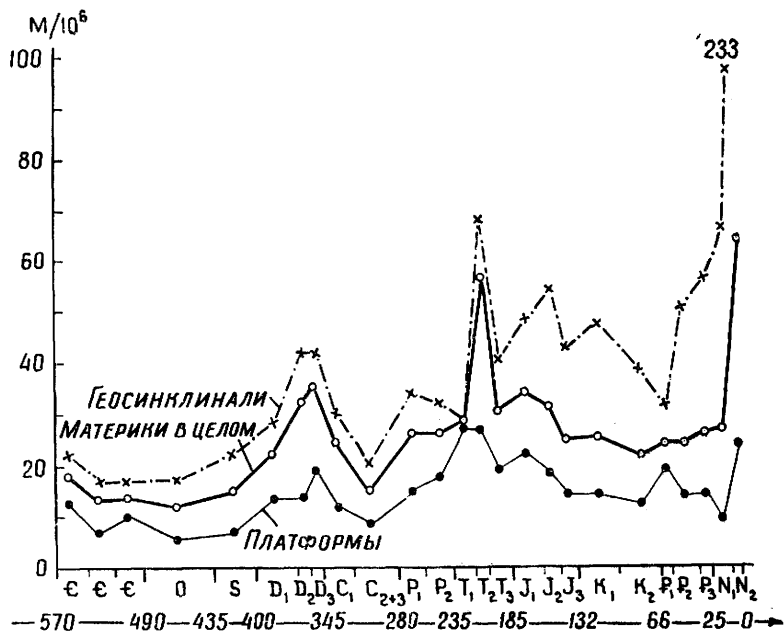


Рис. 146. Изменение во времени средних скоростей накопления отложений (погружения) геосинклиналей, платформ и материков (Ронов и соавт., 1976)

мико-седиментационных условиях осадочно-породных бассейнов отражает скорость формирования осадочного покрова Земли в фанерозое, то динамико-седиментационный уровень его «подшвы» контролируется минимальным темпом седиментации, при котором возможно возникновение процесса генерации углеводородов.

Как и следовало ожидать, средневзвешенный темп седиментации подавляющей части нефтегазосных бассейнов с низким удельным нефтегенерационным потенциалом оказывается выше 100 т/км<sup>2</sup>/год. И лишь Парижская, Южно-Английская, Хатангская, Уиллистонская, Иллинойская, Мичиганская впадины, прогиб Регган и Широное Приобье Запад-

ной Сибири<sup>29</sup> характеризуются темпом седиментации от 60 до 100 т/км<sup>2</sup>/год. Нефтегазоносные отложения всех этих депрессий отличаются низким нефтегенерационным потенциалом. Поэтому в случаях обнаружения в них «большой нефти», как это имеет место в Западной Сибири, ее основная масса оказывается эпигенетичной вмещающим отложениям.

Судя по динамико-седиментационным параметрам наиболее погруженных частей палеобассейнов с низким нефтегенерационным потенциалом, их подавляющее большинство заполнялось осадками со средневзвешенным темпом седиментации 60—160 т/км<sup>2</sup>/год. Помимо названных, в эту группу входят: Притяньшанская, Суньяльская, Вилюйская, Восточно-Английская впадины, впадины Мендоса, Неукен, Карнарвон и другие палеобассейны.

Большая часть осадочно-породных бассейнов со средним нефтегенерационным потенциалом локализуется в зоне с темпом седиментации от 160 до 300 т/км<sup>2</sup>/год. В ней оказались Днепровско-Донецкая, Амударьинская, Оринокская, Нижне-Нигерийская, Верхне-Камская, Анголо-Кванзийская, Прикаспийская, Мелекесская, Кембейская, Джунгарская, Сычуаньская впадины, впадины Сахарской плиты, Западно-Кубанский, Южно-Мангышлакский, Припятский прогибы и другие депрессии, заполнявшиеся осадками в диапазоне умеренного темпа седиментации.

Практически все палеобассейны с доказанным высоким нефтегенерационным потенциалом (Месопотамская, Маракаибская, Примексиканская, Южно-Каспийская, Кумская, Ассамская впадины, впадины Лос-Анжелес, Вентура, Сан-Хаокин, Реконкаво, Колвиллский прогиб и др.) оказались в зоне с темпом седиментации от 300 до 900 т/км<sup>2</sup>/год.

Восемь палеобассейнов (Иравадийская, Бенгальская, Трансильванская, Паданская впадины, впадина Ниигата и Тайваньский прогиб и др.) с темпом накопления осадков, превышающим 900 т/км<sup>2</sup>/год, не выделяются высокими концентрациями УВ. Это может быть обусловлено и ухудшением биономических условий вследствие выноса в бассейн больших масс коллоидальной взвеси, понижающей прозрачность воды, и сильным разубоживанием фоссилизирующей органики минеральным

<sup>29</sup> Судя по масштабам нефтеносности мезозойских отложений Западной Сибири, существенную роль в формировании нефтяных залежей этого региона так же, как и на севере Аляски (Irving et al., 1974; Раабен, Галимова, 1975), играли инъекции нефти, генетически связанной с палеозойскими отложениями. На это обратили внимание М. И. Варенцов и А. С. Кузнецов (1974), выделяющие в качестве генератора западно-сибирской нефти комплекс «валанжинских, юрских и более древних пород» северной, наиболее погруженной части осадочно-породного бассейна. (Такая же оценка роли осадочных образований северной части низменности в формировании промышленных скоплений углеводородов содержится в публикациях С. М. Роженова, 1974, и Е. М. Максимова, 1975).

До получения первых промышленных притоков нефти из палеозойских коллекторов возможность генерации нефти в Западной Сибири палеозойскими отложениями предполагалась Г. П. Сверчковым (1959), Л. Д. Мирошниковым (1961), А. А. Трофимук (1964), Г. П. Сверчковым и В. В. Иванцовой (Сравнительный анализ., 1965), В. П. Маркевичем (1966), О. Г. Жеро и соавторами (1968), П. К. Куликовым (1968), В. С. Вышемирским (1971) и другими исследователями этого региона. После получения ряда промышленных притоков нефти из палеозойских карбонатных резервуаров на юго-востоке низменности интерес к палеозойской нефти Западной Сибири возрос (Трофимук и соавт., 1972; Маркевич, 1973; Трофимук, Вышемирский, 1975; Вышемирский и соавт., 1975; Проблема нефтегазоносности..., 1976; и др.).

На вероятность большого нефтегенерационного потенциала осадочных бассейнов, выполненных доюрскими образованиями, обращается внимание и авторами капитального труда о геологии нефти и газа Западной Сибири. Обоснование этому они находят в том, что «общая площадь этих осадочных бассейнов превышает 1 млн 400 тыс. км<sup>2</sup>, мощность их осадочного выполнения варьирует от первых сотен до 6—7 тыс. м, а объем осадочных пород превышает 2,5 млн. км<sup>3</sup>. По площади и объему осадочного выполнения эти бассейны превышают такие нефтегазоносные провинции, как Волго-Уральская, Прикаспийская, Туранская, Тимано-Печорская и др.». Поэтому они считают, что «оценка перспектив их нефтегазоносности — задача исключительной важности» (Геология нефти..., 1975, стр. 645).

материалом, и незавершенностью процесса нефтеобразования, так как в осадочном выполнении впадин с «ураганным» темпом седиментации нередко преобладают неогеновые отложения.

Следует иметь в виду, что не все палеобассейны, заполнявшиеся осадками в сходных динамико-седиментационных условиях, имеют одинаковый удельный нефтегенерационный потенциал или же одинаковую плотность запасов.

Причин тому много. Это и генетические различия органического вещества<sup>30</sup>, и различия минерального состава, мощности, темпа накопления, объемов и степени гомогенности нефтематеринских отложений, и различия в емкости коллекторов, в количестве и мощности эрозионных срезов, во времени заполнения ловушек и их амплитудах, во времени и в степени проявления дизъюнктивных дислокаций. Важную роль при этом играет возраст ложа палеобассейна, а также контролируемые многими из названных факторов гидродинамический, гидрохимический и тепловой режимы палеобассейнов (например, выхолаживание подсольных потенциально нефтематеринских отложений оттоком тепла по соляным штокам)<sup>31</sup>. В. П. Строганов (1974) обосновывает прямую зависимость плотности запасов от темпа нарастания над нефтематеринскими толщами отложений — экранов, а В. Д. Козырев (1977) приводит данные, свидетельствующие о контроле плотности запасов углеводородов временем последнего прогибания, компенсированного осадками<sup>32</sup>.

В свое время автором было установлено, что при благоприятном сочетании других факторов важнейшую, определяющую роль в нефтегенерационном потенциале осадочно-породных бассейнов играют биоэкономические условия в период накопления нефтематеринских отложений, контролируемые палеоклиматическим, как правило, широтным положением палеобассейнов (Назаркин, 1955, 1960, 1966, Nazarkin, 1957, 1961 и др.).

Анализ палеоширотной локализации нефтепроизводящих отложений, проведенный Е. Ирвингом и сотрудниками (Irving et al., 1974), позволил им прийти к выводу, что более 80% фанерозойской нефти образовано нефтематеринскими отложениями, накапливавшимися в широтном диапазоне 0—30°. Из них более 60% разведанных запасов образовано отложениями приэкваториальных (0—10°) палеоширот. Они также пришли к выводу, что 72% всех разведанных запасов нефти образовано позднемезозойскими отложениями. При этом большая ее часть (60%) генерирована альб-туронскими отложениями, накапливавшимися в период мезозойского температурного оптимума, когда среднегодовая температура океанских вод достигала 21°C. Палеоширотный контроль размещения промышленной нефти подтверждается и другими исследова-

---

<sup>30</sup> Моделирование процессов генерации УВ показало, что суммарный их выход за счет преобразования гумусового органического вещества в 2—3 и более раза ниже (в зависимости от доли сапропелевой органики), нежели при катагенезе преимущественно сапропелевого органического вещества. При этом нефтегенерационный потенциал органического вещества уменьшается по мере увеличения в нем доли гумусовых компонентов континентального происхождения (Радченко, 1968; Ильина, Нечаева, 1973; Tissot, 1973; Tissot et al., 1974; Vandenbroucke et al., 1976; Четверикова, Калинин, 1976; Глебовская и соавт., 1976; Корчагина, 1976; Ishiwatari et al., 1977; и др.).

Многие авторы (Васильев, 1960; Рогозина, 1964; Успенский, Радченко, 1973; Жабрсов и соавт., 1974; LaPlante, 1974; Ларская, Четверикова, 1974; Спесак и соавт., 1976; Глебовская и соавт., 1976; Неручев и соавт., 1977; Лопатин, 1977; Строганов, 1977; и др.) оценивают концентрированную и рассеянную органику континентального происхождения только как потенциально газоматеринский материал.

<sup>31</sup> Из-за высокой теплопроводности каменной соли и ангидритов (6,2—7,2 ккал/м·ч·°C, в то время, как у песчано-глинистых отложений она — 1,59—1,74 ккал/м·ч·°C) прогрев подсольных отложений в восточной части Прикаспийской впадины на 15—18°C ниже, по сравнению с межкупольными зонами, где толщ соли отсутствуют (Дальян и соавт., 1976).

<sup>32</sup> Чем моложе и мощнее отложения накапливаются во время последнего прогибания, тем выше, как правило, плотность запасов углеводородов.

телями роли палеоклимата в глобальной локализации процессов нефтеобразования (Bitterly, 1963; Deutsch, 1965; Robertson, 1973; Малиновский, 1973; Тарлинг, Тарлинг, 1973; Barbier, 1974; Tarling, 1977; и др.).

Наряду со 121 нефтегазоносным бассейном на рис. 150 отражены динамико-седиментационные условия и 28 осадочно-породных бассейнов с пока не установленной промышленной нефтегазоносностью. При этом 18 (из 28) палеобассейнов (Восточно-Илийский, Южно-Аральский, Сомалийский, Мозамбикский, Того-Дагомейский, Монджуинг, Морондова и др.) оказались в динамико-седиментационном диапазоне 60—160 т/км<sup>2</sup>/год, характеризующемся низким нефтегенерационным потенциалом осадочных толщ, а Средне-Русский бассейн с расположенной на его северной периферии Мезенской впадиной и Сырдарьинская впадина, со средневзвешенным темпом седиментации ниже 60 т/км<sup>2</sup>/год, оказались в динамико-седиментационном диапазоне, не имеющем примеров палеобассейнов с промышленной нефтегазоносностью.

В динамико-седиментационном диапазоне 160—300 т/км<sup>2</sup>/год оказались 6 палеобассейнов (Западно-Камчатская, Анадырская, Хатырская, Кузнецкая впадины, Нарынский прогиб и впадина Арктического склона). Четыре палеобассейна (Раучанская, Южно-Минусинская впадины, Олюторский прогиб и впадина Свердрупа), характеризующиеся высоким темпом седиментации, отражены в динамико-седиментационном диапазоне 300—900 т/км<sup>2</sup>/год.

Разумеется, 28 палеобассейнов — это только часть депрессионных зон с невыясненным нефтегенерационным потенциалом<sup>33</sup>. Но и их распределение по динамико-седиментационным диапазонам локализации палеобассейнов с доказанной нефтегазоносностью (18 — в диапазоне низкого, 6 — в диапазоне среднего и 4 — в диапазоне высокого нефтегенерационного потенциала) — неоспоримое доказательство динамико-седиментационного контроля нефтеобразования.

Практически во всех 28 палеобассейнах проводилось (а во многих проводится и поныне) нефтепоисковое бурение. Поэтому резкое увеличение эффективности нефтепоисковых работ в осадочно-породных бассейнах, заполнявшихся осадками со скоростью 160—300 и более т/км<sup>2</sup>/год, свидетельствует о том, что в палеобассейнах с темпом заполнения осадками 160—300 т/км<sup>2</sup>/год возникновение процесса нефтеобразования контролируется главным образом скоростью седиментации. Судя по всему, 60—100 т/км<sup>2</sup>/год — нижний критический для процесса нефтеобразования динамико-седиментационный диапазон. Если при этом иметь в виду эрозионные срезы, неоднократно проявлявшиеся в палеобассейнах этого динамико-седиментационного диапазона, то реальный нижний критический для нефтеобразования динамико-седиментационный диапазон должен быть несколько выше — в пределах 100—120 т/км<sup>2</sup>/год. Что же касается нижнего предела темпа накопления нефтематеринских отложений, то рис. 147 убедительно демонстрирует его в интервале 120—140 т/км<sup>2</sup>/год. Вместе с тем, если учитывать, что многие из предполагаемых нефтематеринских толщ, оказавшихся у нижней «кромки» массива данных, отраженных на рисунке, в той или иной степени «срезаны» эрозионными процессами, то эти параметры подтверждают выводы Б. Ф. Игнатова (1966, 1967, 1967а и др.) о минимальном темпе накопления осадков, способном вызвать нефтеобразование, в пределах 150—200 т/км<sup>2</sup>/год.

Подавляющая часть (86%) нефтематеринских отложений, отраженных на рис. 147, оказалась в динамико-седиментационном диапазоне 140—650 т/км<sup>2</sup>/год, что, по-видимому, характеризует преобладающие динамико-седиментационные условия образования нефтематеринских

<sup>33</sup> По остальным осадочно-породным бассейнам с пока не выявленной промышленной нефтегазоносностью автор не располагал необходимыми расчетными данными.



отложений. В тех случаях, когда темп седиментации превышает нижний критический для нефтеобразования динамико-седиментационный диапазон, судьбы нефтегенерационного потенциала палеобассейнов определяются интегрированным проявлением всего комплекса факторов нефтеобразования. Поэтому при оценке перспектив нефтеносности таких палеобассейнов, как Кузнецкая и Южно-Минусинская впадины, заполнявшихся осадками со скоростью 268,468 т/км<sup>2</sup>/год соответственно, следует иметь в виду существенно гумусовый состав фоссилизированной органики и отрицательные последствия их раннего (в палеозое) замыкания (Козырев, 1977), а при оценке нефтегенерационного потенциала впадины Свердруп, заполнявшейся осадками со скоростью 400 т/км<sup>2</sup>/год, следует ориентироваться не на мезозойские нефтепроизводящие толщи (как это представляется Л. Сноудону и К. Рою — Snowdon, Roy, 1975), формировавшиеся в высоких палеоширотах, а на палеозойские отложения, накапливавшиеся в тепловодном водоеме. Это касается и большинства кайнозойских и мезозойских осадочно-породных бассейнов, располагавшихся в высоких палеоширотах вне зон проявления теплых палеотечений. При больших масштабах фоссилизации аллотигенного ОВ отложения холодноводных бассейнов могут быть генераторами преимущественно газообразных углеводородов.

В отличие от осадочно-породных бассейнов, заполнявшихся осадками в высоких палеоширотах, воды Нарынского палеобассейна были теплыми. Поэтому главной причиной неудач нефтепоисковых работ в Нарынской впадине скорее всего были малые мощности (низкие скорости накопления) мезозойских угленосных отложений и неблагоприятные для фоссилизации ОВ условия в период накопления преимущественно красноватых олигоцен-неогеновых отложений.

Анализ частоты встречаемости осадочно-породных бассейнов с различным числом перерывов осадконакопления в динамико-седиментационных интервалах, характерных для палеобассейнов высокого (I), среднего (II), низкого (III) и убывающего по мере нарастания темпа седиментации (II—III) нефтегенерационного потенциала (рис. 145), убеждает в том, что увеличение частоты встречаемости осадочно-породных бассейнов с большим числом перерывов осадконакопления нарастает по мере уменьшения темпа заполнения их осадками (рис. 148). Последнее же, как и темп седиментации, контролирует степень концентрации запасов УВ. Как установлено В. В. Потеряевой (Нестеров и соавт., 1975), коэффициент концентрации запасов<sup>34</sup> уменьшается с увеличением числа региональных перерывов седиментации, имевших место в ходе формирования осадочно-породного бассейна (рис. 149). Уменьшению нефтегенерационного потенциала палеобассейнов с частыми замедлениями и перерывами седиментации способствуют и явления переотложения осадков, ухудшающие условия фоссилизации ОВ (Хаин, 1954).

Таким образом, *замедления и перерывы осадконакопления и сопряженные с ними эрозионные срезы, затрудняющие определение истинных темпов седиментации в период образования эродированных и сохранившихся от эрозии отложений, с одной стороны, ухудшают условия фоссилизации органического вещества, с другой, — уменьшают генерационную мощность нефтематеринских отложений и, как следствие, возможность образования крупных скоплений углеводородов.*

При благоприятном сочетании факторов, контролирующих образование УВ, их аккумуляцию и сохранность в залежах, нарастание темпа седиментации за пределами динамико-седиментационного диапазона, «разрешающего» нефтеобразование, проявляет себя как множитель нефтегенерационной мощности осадочного выполнения палеобассейнов.

<sup>34</sup> Отношение запасов крупных залежей или месторождений к общему количеству запасов в нефтегазоносном бассейне.

Это довольно четко иллюстрируется рис. 150, отражающим зависимость плотности запасов УВ от средневзвешенного темпа седиментации в ряде осадочно-породных бассейнов.

Как и следовало ожидать, «сила» темпа седиментации как множителя нефтегенерационной мощности палеобассейнов прежде всего контролируется палеоширотой, на которой находился осадочно-породный бассейн во время накопления нефтематеринских отложений, так как все па-

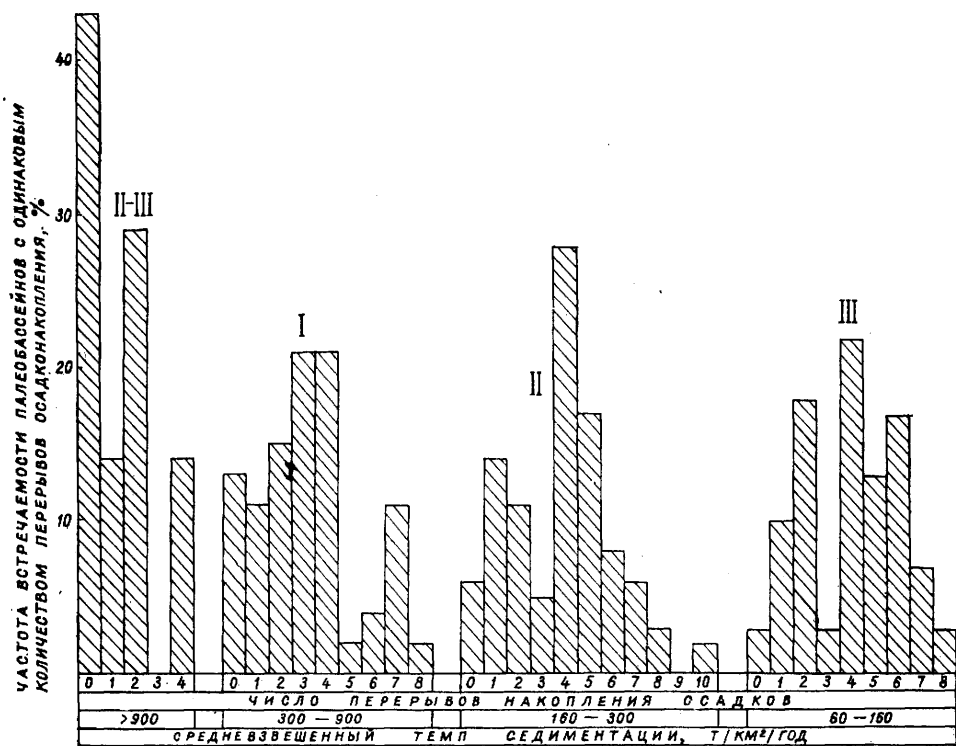


Рис. 148. Графики частоты встречаемости осадочно-породных бассейнов с различным числом перерывов осадконакопления в динамико-седиментационных интервалах, характерных для палеобассейнов высокого (I), среднего (II), низкого (III) и убывающего по мере нарастания темпа седиментации (II—III) нефтегенерационного потенциала (по данным рис. 143)

леобассейны с плотностью запасов более 20 тыс. баррелей на км<sup>2</sup> в период формирования нефтематеринских толщ находились не выше 40-х широт. В условиях одинаковых палеоширот плотность запасов контролируется тектоническим типом бассейна (при прочих равных условиях в межгорных впадинах плотность запасов выше, нежели в краевых прогибах), числом перерывов осадконакопления (при одинаковых палеоширотах впадин Лос-Анжелес, Вентура и Венской впадины во время заполнения их осадками, втрое большее число перерывов осадконакопления в Венской впадине, по-видимому, явилось главной причиной сокращения в ней плотности запасов, оказавшихся в 3,5—4 раза меньше по сравнению с Калифорнийскими впадинами). Судя по всему, восьмикратные перерывы осадконакопления сыграли немаловажную роль в понижении плотности запасов и в Паннонской впадине.

Межгорная впадина залива Кука (Южная Аляска) — единственный из представленных на графике палеобассейнов, в котором накопление предположительно юрских нефтематеринских отложений происходило на широте 62°. Но это не противоречит выводам автора о палеоклиматическом контроле локализации зон нефтеобразования, так как и фауна юрских отложений (Аркелл, 1961; Тучков, 1962), и наличие в них карбо-

натных толщ свидетельствуют о том, что их накопление происходило в тепловодном водоеме. В таких палеоширотных условиях единственным источником прогрева южно-алюскинских водоемов могло быть только теплое течение. Кроме того, так же, как и в Колвиллском прогибе (Северная Аляска), генераторами нефтяных УВ здесь могли быть и палеозойские отложения.

В тропических и субтропических зонах океанских побережий оптимальные условия для накопления нефтематеринских отложений (а в областях замедленной седиментации — фосфатоносных толщ) возникали (и возникают) в пределах проявления апвеллинга, обеспечивающего активное поступление в прогретый фотический слой биогенных элементов. По мнению Д. Лукаса и Л. Прево (Lucas, Prévot, 1975), такую природу имеют нефтеносные (Габон, Камерун) и фосфатоносные (Тунис, Марокко, Сенегал, Того, Дагомея и др.) маастрихт-эоценовые отложения Западной Африки.

Как представляется автору, примером отрицательного влияния «ураганного» темпа накопления нефтематеринских отложений на их нефтегенерационный потенциал являются эоценовые отложения Иравадийской впадины, накопивавшиеся со скоростью более 1130 т/км<sup>2</sup>/год. Совокупным влиянием всех факторов образования, аккумуляции и сохранения УВ объясняются и другие отклонения от положительной реакции плотности запасов на нарастание темпа заполнения палеобассейнов осадками.

Влияние темпа седиментации на нефтегенерационную мощность осадочных толщ подтверждается и особенностями распределения мировых запасов УВ в отложениях фанерозоя. Согласно данным В. Д. Козырева (1977), «75% извлекаемых мировых запасов нефти и газа приурочено к мезозойским и кайнозойским отложениям, причем плотность запасов в кайнозойских породах выше, чем в мезозойских, а в мезозойских — выше, чем в палеозойских» (стр. 114). Все это находит объяснение в ходе изменения темпа накопления осадков в фанерозойское время, отраженного рисунками 145—147. Темпом седиментации (а также лучшей сохранностью залежей из-за малой продолжительности их существования) объясняются и установленные И. И. Нестеровым и соавторами (1975) вдвое большие запасы УВ в кайнозойских отложениях по сравнению с палеозойскими, характеризующимися большими, нежели кайнозойские отложения, суммарными глобальными объемами. Это еще раз убеждает в неизбежности ошибок при определении нефтегенерационного потенциала осадочных толщ по их объемам или же по объемной скорости их накопления.

Темп седиментации в период накопления нефтематеринских и вмещающих их отложений — один из важнейших факторов образования, аккумуляции и сохранения УВ. Поэтому без учета особенностей проявления этого фактора в период формирования осадочно-породного бассейна нельзя дать правильную оценку его нефтегенерационного потенциала даже при наличии информации о других факторах, сказывающихся на образовании, аккумуляции и сохранении углеводородов.

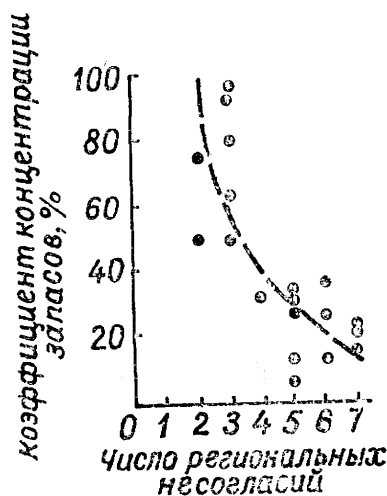


Рис. 149. Зависимость коэффициента концентрации запасов от числа региональных несогласий в осадочно-породных бассейнах (Нестеров, Потеряева, Салманов, 1975а)

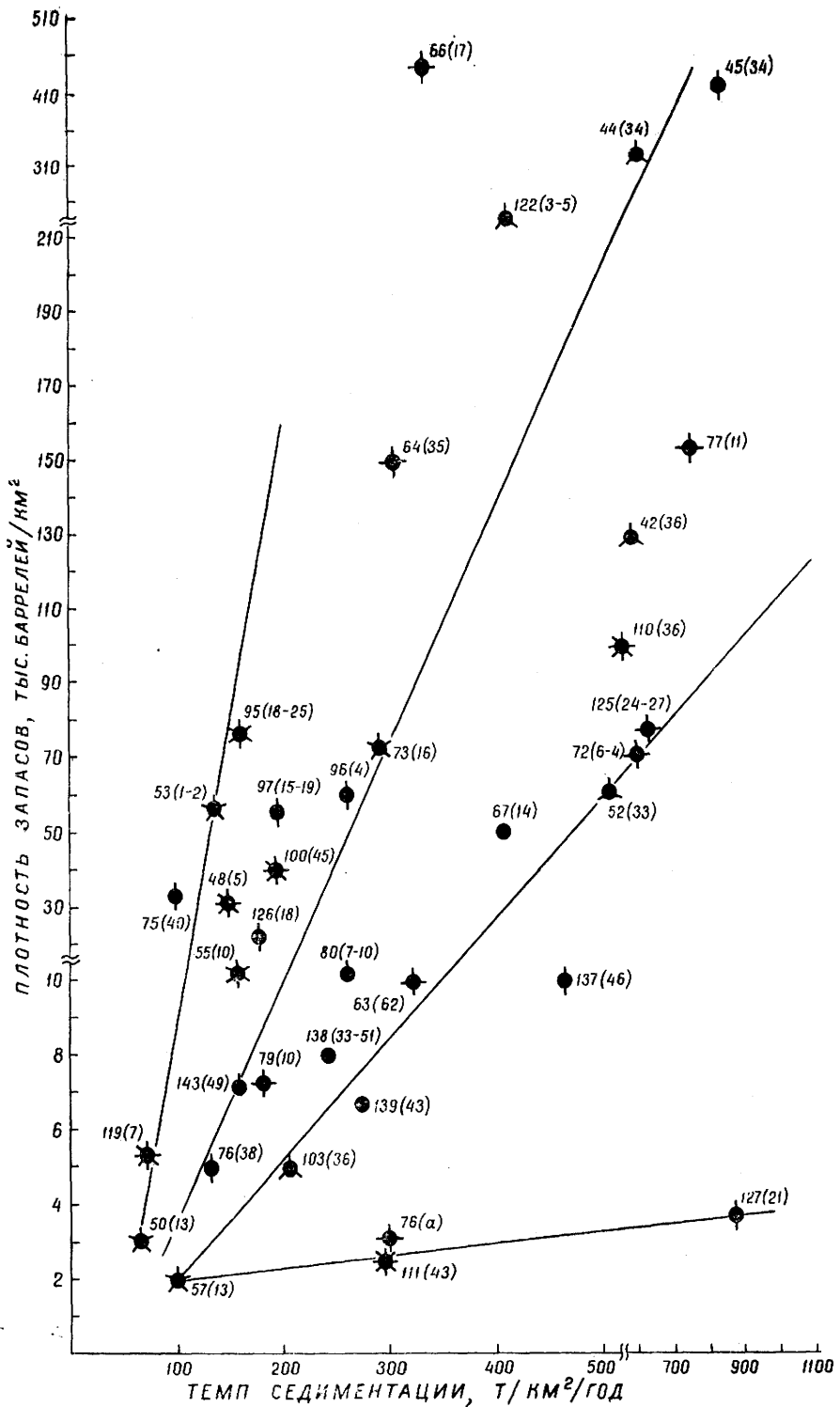


Рис. 150. Зависимость плотности запасов углеводородов от средневзвешенного темпа седиментации в наиболее погруженных частях ряда нефтегазоносных бассейнов Земли (по данным E. Irving et al., 1974, и рис. 143). В скобках обозначено палеоширотное положение осадочно-породных бассейнов во время накопления нефтематеринских отложений

## Выводы

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что:

1. Степень катагенетического преобразования автохтонного и аллотигенного ОВ находится в прямой зависимости от темпа накопления вмещающего его минерального материала. Чем выше темп седиментации, тем выше битуминозность рассеянной и концентрированной органики, тем выше степень ее катагенеза.

Катагенез ОВ контролируется не только длительностью максимального прогрева осадочных пород, но и степенью их уплотнения, находящейся в прямой зависимости от темпа накопления отложений, вмещающих ОВ.

2. С уменьшением темпа седиментации в период накопления потенциально нефтематеринских отложений сопряжено обогащение их ОВ и усиление образования закрытых пор, объем которых стабилизируется цементационным упрочением минерального каркаса породы. Последнее приводит к сдерживанию роста давления в изолированных порах и лишает катагенез тепловой энергии, выделяющейся при конденсации минеральных частиц вследствие уплотнения породы. Это замедляет преобразование ОВ и сказывается на его направленности. Из-за изоляции от миграционных каналов ОВ закрытых пор оказывается обогащенным всем спектром битумоидов, отличающихся низким содержанием алканов. Поэтому такие породы (иногда называемые доманикитами, баженитами и т. п.) не могут быть генераторами «большой нефти».

В стрессовых условиях, когда при погружении на большие глубины гравитационное давление достигает предела прочности минерального каркаса породы, а термо-барические условия «запрещают» образование жидких УВ, доманикиты и подобные им осадочные образования могут проявить себя как мощные генераторы углеводородных газов.

3. Замуровывание ОВ в изолированных порах — главная причина аномально высоких содержаний битумов в породах присводовых частей структур конседиментационного формирования и в зонах сокращения мощности разновозрастных отложений на моноклиналях.

4. Особенности минералого-геохимических процессов катагенеза подтверждают правильность вывода Н. Б. Вассоевича о реализации главной фазы нефтеобразования в катагенетическую стадию литогенеза, когда возникают наиболее благоприятные условия как для энергетического обеспечения процесса образования УВ, так и для их эмиграции в коллекторы.

При прочих равных условиях глубинность и величина интервала проявления начального этапа главной фазы нефтеобразования находится в прямой зависимости от темпа и продолжительности накопления нефтематеринских отложений. На завершающем этапе главной фазы нефтеобразования зона ее проявления, контролируемая ходом эволюции теплового поля, сужается и гипсометрически поднимается. Чем выше темп накопления нефтематеринских и вмещающих их (главным образом перекрывающих) отложений и чем больше его продолжительность, тем на меньшей глубине завершается главная фаза нефтеобразования, тем меньше глубинный интервал зоны ее проявления.

5. Глобальные оптимумы накопления нефтематеринских отложений сопряжены с эпохами начальных этапов трансгрессивных и регрессивных тектонических циклов, когда на фоне относительно высокого темпа заполнения палеобассейнов минеральным материалом, способствующего фоссилизации ОВ, происходит усиление выноса в акватории биогенных элементов, обеспечивающее высокую продуктивность гидробионтов — основных поставщиков фоссилирующей органики.

6. В условиях одинакового содержания в осадках монтмориллонита и других тонкодисперсных минералов темп седиментации, контролирующая

уплотнение осадочных образований, тем самым определяет масштабы высвобождения межслоевой и физически связанной воды, оказывающей прямое влияние как на генерационный потенциал нефтематеринских отложений, так и на емкость и проницаемость коллекторов.

При благоприятном сочетании других факторов нефтеобразования, чем выше скорость и чем больше продолжительность накопления нефтематеринских отложений, тем выше их нефтегенерационный потенциал, тем больше емкость и проницаемость коллекторов.

7. В условиях благоприятного сочетания других факторов образования, аккумуляции и сохранения нефти и газа удельная генерационная мощность нефтематеринских отложений, коэффициент аккумуляции и величина скоплений УВ в залежах определяется темпом и продолжительностью накопления нефтематеринских отложений и скоростью их прохождения через глубинный интервал проявления главной зоны нефтеобразования. Они тем больше, чем выше темп и больше продолжительность накопления нефтематеринских отложений, чем больше объем этих отложений, чем быстрее они проходят через главную зону нефтеобразования.

Глубинное положение максимальных аккумуляций нефти определяется оптимальным соотношением площадей нефтесбора с глубинным положением емких ловушек с герметичными экранами.

8. Соотношение плотностей запасов УВ в межгорных, предгорных и во внутриплатформенных впадинах и зонах нефтегазонакопления позволяет полагать, что предгорные впадины-прогибы могут отжимать в сторону платформенных ловушек до двух третей УВ, генерированных их нефтегазоматеринскими толщами.

9. При благоприятном сочетании факторов, контролирующих образование, аккумуляцию и сохранение нефти, по динамико-седиментационным условиям формирования осадочно-породных бассейнов их нефтегенерационный потенциал может быть подразделен на четыре категории:

I — палеобассейны высокого нефтегенерационного потенциала — со средневзвешенным темпом седиментации от 300 до 900 т/км<sup>2</sup>/год;

II — палеобассейны среднего нефтегенерационного потенциала — со средневзвешенным темпом седиментации от 160 до 300 т/км<sup>2</sup>/год;

III — палеобассейны низкого нефтегенерационного потенциала — со средневзвешенным темпом седиментации от 60 до 160 т/км<sup>2</sup>/год;

II—III — палеобассейны с нефтегенерационным потенциалом, убывающим по мере нарастания средневзвешенного темпа седиментации выше 900 т/км<sup>2</sup>/год.

10. Критический для нефтеобразования динамико-седиментационный диапазон, «разрешающий» осадочному выполнению палеобассейна генерацию углеводородов в масштабах, обеспечивающих их промышленные скопления, составляет 60—100 т/км<sup>2</sup>/год.

Нижний предел темпа накопления нефтематеринских отложений составляет 120—140 т/км<sup>2</sup>/год. Подавляющая часть нефтематеринских отложений в промышленно-нефтегазоносных палеобассейнах накапливалась со скоростью 140—650 т/км<sup>2</sup>/год.

11. Эффективность проявления всех факторов нефтеобразования контролируется температурой фотического слоя в период накопления нефтематеринских отложений, определяющейся палеоклиматическим (палеоширотным) расположением осадочно-породного бассейна или же прогревом вод высокоширотных бассейнов теплыми палеотечениями.

Генерационный потенциал нефтематеринских толщ тем выше, чем широтно ниже находился палеобассейн в период их накопления.

12. Замедления накопления и эрозионные срезы нефтематеринских отложений так же, как и частые спады темпа седиментации и эрозионные срезы в период накопления всего осадочного выполнения нефтега-

зоносных бассейнов, ухудшают условия генерации и сохранения углеводородов.

13. Увеличение частоты встречаемости осадочно-породных бассейнов с большим числом перерывов осадконакопления и эрозионных срезов по мере уменьшения темпа накопления их осадочного выполнения и сопряженного с ними уменьшения нефтегенерационного потенциала — подтверждение правильности выводов В. В. Потеряевой об уменьшении коэффициента концентрации запасов с увеличением числа региональных перерывов осадконакопления.

14. Синхронность в глобальном ходе изменения темпа накопления осадочного покрова Земли в фанерозойское время и степени его обогащенности УВ позволяет выделить эволюцию темпа формирования осадочной оболочки Земли в качестве важнейшего фактора и эволюции ее нефтегенерационной мощности.

Анализ основных выводов, сделанных в ходе рассмотрения влияния темпа седиментации на геологические процессы современных осадочно-породных бассейнов, убеждает в том, что при прочих благоприятных и равных условиях степень литогенетического преобразования минеральных компонентов осадочных образований и вмещаемого ими органического вещества находится в прямой зависимости от скорости и продолжительности осадконакопления.

Темп седиментации определяет как пополнение водоемов биогенными элементами, контролирующими динамику воспроизводства органического вещества гидробионтами, так и фоссилизацию их посмертных остатков и накопление лабильных компонентов органического вещества, регламентирующих напряженность диагенеза, а следовательно, и мощность образования углеводородов II и III генераций (по Н. Б. Вассоевичу), когда под воздействием анаэробных пелабионтов (микробиоса) лабильные вещества преобразуются в углеводороды и жирные кислоты.

Контролируя степень уплотнения осадочных образований, темп седиментации тем самым определяет направленность, динамику и степень преобразования органического вещества в ходе катагенеза, что сказывается на генерационной мощности главной фазы нефтеобразования. И это понятно: при уплотнении пород происходит их дегидратация, вплоть до высвобождения межслоевой и физически связанной воды, активизирующая генерацию и эмиграцию углеводородов, завершающаяся конденсацией минеральных частиц с выделением тепла, пополняющего энергетический потенциал нефтеобразования.

Таким образом, темп седиментации определяет и нефтегенерационный потенциал фоссилизирующегося органического вещества, и энергетическую основу литогенеза, контролирующего степень реализации нефтегенерационного потенциала захороненной органики. Поэтому при самом благоприятном сочетании всех факторов, оказывающих влияние на образование нефти, но в условиях низкого темпа седиментации, определяющего динамику пополнения осадочно-породного бассейна гравитационной энергией, нефтегенерационная мощность его осадочного выполнения будет низкой, в нем не может быть крупных скоплений углеводородов.

Скорость накопления осадков определяет не только генерационную мощность нефтематеринских отложений, но и масштабы аккумуляций и сохранность нефти и газа. А это значит, что без учета динамико-седиментационного фактора нельзя дать правильную оценку величине скоплений углеводородов не только в осадочно-породных бассейнах с неустановленной нефтегазопосностью, но и там, где нефть и газ обнаружены.

В ходе рассмотрения особенностей литогенеза в зависимости от темпа нарастания гравитационных нагрузок установлено, что существенная роль в становлении литогенетического облика осадочного выполнения палеобассейнов принадлежит эрозионным срезам. Они нарушили нормальный ход эволюции теплового поля осадочных толщ, а следовательно, и нормальный ход литогенеза. В одних случаях — при час-



тых и мощных срезах — это приводило к разрушению залежей углеводородов и к прекращению нефтеобразования, в других — при единичных, частичных и быстрых срезах прогретых толщ — к ускорению нагрева отложений возобновившейся седиментации и, как следствие, к усилению их нефтегенерационной мощности. Поэтому анализ диалектического по своей сути процесса накопления и эрозионного среза осадочных образований необходим как для суждения о ходе и энергетике литогенеза, определяющего перспективы нефтегазоносности исследуемых отложений, так и для правильной интерпретации природы плотностных аномалий в осадочных толщах.

Выводы, к которым пришел автор при рассмотрении влияния на литогенез темпа накопления осадочных образований и их эрозионных срезов, свидетельствуют о том, что знание реакции литогенеза на динамику нарастания гравитационного давления и на эрозионные срезы может быть полезным не только при решении нефтепоисковых задач, но и при поисках рудного и нерудного сырья и при инженерно-геологических исследованиях.

Акцентируя внимание на роли скорости, продолжительности и непрерывности заполнения палеобассейнов осадками в развитии геологических процессов осадочной оболочки Земли, автор далек от абсолютизации этих факторов при решении поисковых задач. Их положительное влияние на образование нефти и других полезных ископаемых проявляется только при благоприятном сочетании всего многообразия предпосылок оптимального хода событий, венчающихся формированием залежей углеводородов или же промышленных скоплений иного минерального сырья.

В ходе исследования стало очевидным, что темп седиментации регламентирует многие процессы литогенеза. Разумеется, не все из выявленных зависимостей бесспорны, но все они — бесспорные объекты дальнейшего обстоятельного анализа. Прежде всего это касается оптимальных динамико-седиментационных диапазонов нефтеобразования в зависимости от литолого-фациальных условий в осадочно-породном бассейне.

## SUMMARY

---

Analysis of the consideration of the influence of sedimentation rate on the geological processes in contemporary sedimentary basins leads to the conclusion that the degree of lithogenetic alteration of sedimentary mineral components and accommodated organic matter directly depends on the sedimentation rate and duration when all the other conditions are equally favourable.

Sedimentation rate determines both reservoir supply with biogenic elements which control the dynamics of hydrobiont reproduction of organic matter, and fossilization of their post mortem remains and accumulation of labile components of organic matter which regulate diagenetic intensity. Hence sedimentation rate determines also the formation capacity of hydrocarbons of I and II generations (according to N. B. Vassojevitch) when under the influence of anaerobic pelabionts (microbiosis) labile substance transforms into hydrocarbons and fatty acids.

Sedimentary rate controls sedimentary compaction degree and consequently determines direction, dynamics and degree of organic matter alteration during katagenesis which influences the generation intensity of the principal phase of oil formation. That is but natural: as the rocks compact, their dehydration takes place until interlayer and physically linked waters release. The dehydration intensifies hydrocarbon generation and migration and results in mineral particle condensation and liberation of heat which supplements the oil generation energy potential.

Thus sedimentation rate determines both oil generation potential of fossilizing organic matter and energetic base of lithogenesis which controls the realization degree of buried organic matter oil generation potential.

Therefore oil generation potential of the sedimentary-rock basin is low and there cannot exist any great hydrocarbon accumulation in it if all the factors influencing the oil generation are favourable, but sedimentary rate which determines the dynamics of supplement of sedimentary basin with gravitation energy is low.

Sedimentary rate determines both generation intensity of source sediments and accumulation scale and gas-and<sup>st</sup> oil-preservation. That implies that it is impossible to evaluate a hydrocarbon accumulation without taking into consideration the dynamic-sedimentary factor not only in the sedimentary basins in which gas and oil content has not yet been determined, but also in the basins where gas and oil have already been discovered.

Examination of lithogenetic peculiarities as a function of overburden increase has shown that erosion sections play an important role in forming lithogenetic habit of paleobasin sedimentary filling. They have distorted the normal evolution of sedimentary bodies heat field and consequently the normal lithogenetic course. Frequent and thick sections resulted in destruction of hydrocarbon accumulations and in oil generation cessation. Isolated, partial and rapid sections of heated bodies resulted in acceleration of sedimentary heating and, as a consequence, in oil genera-

tion intensity increase. Therefore analysis of essentially dialectical process of sedimentary accumulation and erosion sections is necessary both in consideration lithogenesis course in view of gas- an oil-accumulation prospects and in interpreting the nature of sedimentary series density anomalies. Consideration of the influence of dynamics of gravitational load increase and of erosion sections on lithogenesis can be of use in solving oil-research problems, in searching ore and non-metalliferous raw material and in geological and engineer exploration.

The author of this paper pays special attention to the role of rate, duration and continuity of filling of paleobasins with sediments in development of geological processes in the Earth sedimentary cover. But he emphasizes, that these factors have positive influence on oil and other useful minerals generation only in the case of favourable combination of all conditions which result in formation of hydrocarbon accumulations or of economical accumulations of any other mineral raw material.

The present paper leads to the obvious conclusion that sedimentation rate regulates many lithogenetic processes. All the revealed relations should become the subjects of the further detailed examination. First of all it concerns the optimal dynamic-sedimentary ranges of oil generation in dependence on litho-facial conditions in a sedimentary basin.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1972, 145 с.
- Авчян Г. М., Озерская М. Л. Закономерности уплотнения осадочных пород с глубиной. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 137—141.
- Агаев Л. А., Алиев М. М., Молчанов М. Ф. и др. К вопросу об оседании поверхности Земли в пределах длительно разрабатываемых залежей нефти и газа. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1973, № 12, с. 3—8.
- Айзатуллин Т. А., Хайлов К. М. Кинетика трансформации белков и полисахаридов, растворенных в морской воде, при взаимодействии с детритом. — «Океанология», 1972, т. XII, вып. 5, с. 809—816.
- Акрамходжаев А. М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа (в свете новых лабораторно-экспериментальных данных). Ташкент, «Фан», 1973, 203 с.
- Акрамходжаев А. М. Время начала эмиграции нефтегазовых углеводородов определяет начало формирования их залежей (в свете новых лабораторно-экспериментальных исследований). — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 18—25.
- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. — «Тр. СНИИГГиМС», 1960, вып. 12, 132 с.
- Алекин О. А., Моричева Н. П. Влияние карбонатных систем в природных водах на содержание органического вещества. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 2, с. 322—325.
- Александров Б. Л., Масленников В. В., Голланд Р. В. Природа и закономерности изменения давлений в толще-покрышке месторождений ЧИ АССР. — «Геология нефти и газа», 1975, № 11, с. 46—50.
- Александрова Д. Н. Бактериопланктон и микрофлора донных отложений Онежского озера. — В кн.: Микробиология и первичная продукция Онежского озера. М., «Наука», 1973, с. 5—84.
- Александрова Л. Н. Процессы взаимодействия гуминовых веществ с минеральной частью почвы. — «Почвоведение», 1954, № 9, с. 23—34.
- Алексеев Л. М., Красавина Т. Н. Закономерности преобразования органического вещества в различных метаморфических процессах на основании данных термического анализа. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1975, т. 261, с. 38—70.
- Алексеев Ф. А., Денисенко В. Е. О роли биохимических процессов при образовании нефти и газа. Статья 1 (о биохимической теории образования нефти и газа). — «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1977, № 9, с. 51—59.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтеносности Сахалина. М., Гостоптехиздат, 1963, 375 с.
- Алексин А. Г., Афанасьев Ю. Т., Корнев Б. В., Погорелов Б. С. Перспективы нефтегазности доюрских образований Западной Сибири. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1975, № 7, с. 3—6.
- Алешин В. М., Ермаков В. А. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины. — «Геол. нефти и газа», 1975, № 6, с. 16—18.
- Алиев Ф. С. К вопросу о диагенезе глинистых пород Бакинского архипелага. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 6, с. 1263—1264.
- Ализаде А. А., Вебер В. В., Шойхет П. А. Начальные этапы аккумуляции углеводородов в стадии диагенеза осадков. — В кн.: Время формир. залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 102—107.
- Алферов Б. А. Александрийская опорная скважина. — «Тр. ВНИГРИ», 1962, вып. 192, 68 с.
- Амирханов Х. И., Суетнов В. В., Левкович Р. А., Гаирбеков Х. А. Тепловой режим осадочных толщ Махачкала. Даг. книжн. изд., 1972, 228 с.
- Амирханов Х. И., Ровнин Л. И., Суетнов В. В. и др. Опыт применения нефтегазовой терморазведки. Махачкала, 1975, 221 с.
- Амосов Г. А., Ярошевич М. С. О первичной миграции. — «Геология нефти и газа», 1965, № 8, с. 38—40.
- Амосов И. И., Горшков В. И. Палеотемпературы нефтеносных пород. — В кн.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М., изд. ИГиРГИ, 1971, с. 19—30.
- Андреев Б. А. Послойная зональность физических свойств осадочных пород и ее связь со структурами платформенных областей. — «Сов. геол.», 1957, сб. 61, с. 112—120.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., «Недра», 1965, 495 с.
- Андреев П. Ф., Иванова В. В., Полякова Н. Н., Силина Н. П. Свойства и строение рассеянного органического вещества осадочных пород. — «Тр. ВНИГРИ», 1955, вып. 83, с. 171—188.

Андреев П. Ф., Богомолов А. И., Добрянский А. Ф., Карцев А. А. Превращение нефти в природе. Л., Гостоптехиздат, 1958, 416 с.

Аникиев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. — «Тр. ВНИГРИ», 1964, вып. 233, 168 с.

Аникиев К. А., Введенская А. Я. Аномально высокие пластовые давления — проявления глубинной жизни Земли. — В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 95—113.

Антипов В. И., Мельничук М. И., Лизанец В. Г. Взаимозависимость и обусловленность основных физических параметров горных пород. Львов, изд. Львовск. ун-та, 1969, с. 117.

Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мельничук В. С. и др. Геотермические особенности формирования нефтяных и газовых залежей Арало-Каспийского региона. — Обзор ВНИИОЭНГ. Сер. нефтегазов. геол. и геофизика, 1968, 63 с.

Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Гаврилов В. П., Мельничук В. С. Особенности проявления региональных разломов фундамента в геотермическом поле Арало-Каспийского региона. — В кн.: Геология нефтегазоносных областей юга СССР. (Тр. МИНХиГП, вып. 103), М., «Недра», 1973, с. 187—193.

Арбатов А. А., Кондаков А. В. Нефтегазоносность малых межгорных впадин. — «Геология нефти и газа», 1977, № 11, с. 66—71.

Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М., «Иностр. лит.», 1961, 804 с.

Артемьев В. Е., Романкевич Е. А. Углеводы в донных осадках и иловых водах океана. — «Геохимия», 1973, № 12, с. 1871—1879.

Артюшков Е. В. О возможностях возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 1, с. 162—165.

Арустамов А. А. О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа. — «Литол. и полез. ископ.», 1964, № 6, с. 159—172.

Архангельский А. В., Зорькин Л. М., Стадник Е. В., Старобинец И. С. Газы закрытых пор палеозойских и вендских отложений Московской синеклизы. — «Геология нефти и газа», 1974, № 3, с. 65—69.

Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. — «БМОИП. Отд. геол.», 1927, т. 5, № 3—4, с. 199—289.

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Избр. труды, т. II. М., изд. АН СССР, 1954, с. 321—436.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.—Л., Гостоптехиздат, 1960, 47 лист.

Афанасьев Г. Д., Богдосарян Г. П., Боровиков Л. И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.—Л., «Наука», 1964, с. 287—324.

Аширов К. Б. Условия первичной миграции нефти и газа при формировании месторождений Урало-Поволжья. — «Тр. ВНИГНИ», 1975, вып. 178, с. 154—167.

Аширов К. Б., Кулагина М. Д. О закономерностях изменения физических свойств осадочных пород под влиянием горного давления. — «Тр. Пермск. филиала «Гипростокнефть», 1970, вып. 5, с. 123—127.

Аширов К. Б., Кулагина М. Д., Югин Л. Г. Характер уплотнения глин горным давлением и его влияние на кавернообразование в скважинах. — «Тр. Пермск. фил. «Гипростокнефть», 1970, вып. 5, с. 128—131.

Бабалян Г. А. О факторах, обуславливающих аномально высокие начальные давления в пластах. — «Тр. Нефт. экспед. АН Азерб. ССР», Т. I. Баку, 1953, с. 87—94.

Багиров В. И., Салманов М. А. Микроорганизмы в донных отложениях Каспийского моря. — «Микробиология», 1970, т. 34, вып. 4, с. 697—704.

Бадамшин Э. З., Тухватуллин Р. К. Нефтеносность карбонатных отложений домикойтовой фации верхнего девона Татарии. — В кн.: Битуминозн. толщи востока Русской платформы. Казань, изд. Казанск. ун-та, 1973, с. 84—89.

Бадюкова Е. Н., Лукьянова С. А. Влияние уплотнения осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий. — «Вестник МГУ. Сер. география», 1976, № 5, с. 39—46.

Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948, 284 с.

Бакиров А. А. Гигантские и мегагигантские зоны нефтегазонакопления зарубежных стран и геологические условия их формирования и размещения в свете учения И. М. Губкина. — В кн.: Губкинские чтения. М., «Недра», 1972, с. 124—171.

Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971, 544 с.

Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Ермолькин В. И. и др. Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в пределах молодых платформ СССР. — В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1975, с. 92—106.

Балабушевич И. А. Закономерности распределения плотности осадочных отложений Западного Донбасса. — «Тр. Инст. геол. наук АН УССР. Сер. геофиз.», 1958, вып. 2, с. 160—168.

Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, изд. АН Груз. ССР, 1957, 122 с.

Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966, 168 с.

Баранова Т. Э., Белецкая С. Н., Неручев С. Г. и др. Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. — «Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР», 1976, вып. 330, 199 с.

Барбат В. Ф. Бассейн Лос-Анжелес в Калифорнии. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 9—21.

Барсукова Л. А. Биогенный сток р. Волги (у г. Астрахани). — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 138—144.

Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадочном цикле. — «Геохимия», 1973, № 9, с. 1362—1372.

Бауков С. С. Геотектонические условия сланценакопления. — «Тр. Инст. геологии АН Эст. ССР», 1956, вып. 1, с. 95—104.

Бедер Р. Г., Худ Д. В., Смит Дж. Б. Исследование растворенного органического вещества и его адсорбции отдельными частями в морской воде. — В кн.: Геохимический симпозиум. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 9—15.

Бедчер А. З. Характеристика геотермического градиента на нефтяных месторождениях Кубани и применение термических исследований для решения нефтепромысловых задач. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. I. М., изд. АН СССР, 1959, с. 150—171.

Безбородов Р. С., Брод И. О., Буньков М. С. и др. Геологическое строение и история геологического развития Восточного Предкавказья. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья (Тр. КЮГЭ, вып. 1). М., Гостоптехиздат, 1958, с. 73—286.

Безруков П. Л. О распределении органического вещества в осадках Охотского моря. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 2, с. 287—290.

Безруков П. Л. О распределении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. — «Докл. АН СССР», 1955а, т. 103, № 3, с. 473—476.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1960, т. XXXII, с. 15—95.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Морская геология (Международ. геол. конгр. XXI сесс. Докл. сов. геологов, прбл. 10). М., изд. АН СССР, 1960а, с. 45—58.

Бека К., Высоцкий И. Геология нефти и газа. М., «Недра», 1976, 592 с.  
Белецкая С. Н. Изучение распределения рассеянных битумов в поровой системе пород в связи с вопросами оценки состояния миграционных процессов. — «Геология нефти и газа», 1972, № 1, с. 39—45.

Белецкая С. Н., Сырова Г. М. Изучение распределения рассеянных битумоидов в поровой системе пород в связи с вопросами оценки состояния миграционных процессов. — «Геология нефти и газа», 1972, № 3, с. 44—52.

Белецкая С. Н., Русин А. И., Сырова Г. М., Сергеенок Л. И. Определение генетической природы битумоидов методом сравнительного изучения газовых экстрактов из недробленых и дробленых пород. — «Бюлл. Ин-та инф. Сер. геология, методы поисков и разв. м-ний нефти и газа», 1969, № 5, с. 93—98.

Белецкая С. Н., Сырова Г. М., Сергеенок Л. И. Изучение распределения битумоидов в поровой системе майкопских глин Северного Кавказа. — «Тр. ВНИГРИ», 1972, вып. 294, сб. № 12, с. 279—291.

Белов Е. В., Шмайс И. И., Шилин А. В. К вопросу о влиянии глинистых минералов на характер преобразования исходного органического вещества (на примере отложений апт-альбского возраста месторождения Мартыши). — «Тр. Казахск. политехн. ин-та», 1971, сб. 33, с. 211—214.

Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения арктического бассейна. М., «Морской транспорт», 1961, 152 с.

Белов Н. В. Геохимические аккумуляторы. — «Тр. Ин-та кристаллогр. АН СССР», 1952, вып. 7, с. 73—81.

Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.

Белюсов А. Н., Тимергазин К. К. О роли неравномерного гравитационного уплотнения в формировании рифогенных структур Акташ—Чишминской некомпенсированной депрессии. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 6, с. 1367—1370.

Белоцерковец Ю. И. О связи между степенью метаморфизма углей и плотностью вмещающих каменноугольных отложений Западного Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 6, с. 1375—1376.

Белоцерковец Ю. И., Орлова Л. В. Постдиагенетические изменения удельного веса терригенных пород угленосных отложений Донбасса. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 6, с. 1407—1410.

Беляев С. С. Газообразующие бактерии в донных осадках Тихого океана. — В кн.: Рассеян. газы и биохимич. условия осадков и пород. М., 1975, с. 162—168.

- Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в осадках Атлантического океана. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 2, с. 445—448.
- Беляков М. Ф. О связи геозотерм с докембрийским рельефом Русской платформы. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 64, № 2, с. 225—228.
- Беляков М. Ф. Геотермические аномалии соляных куполов Эмбы. — «Докл. АН СССР», 1949а, т. 68, № 6, с. 1079—1080.
- Бескопыльный В. Н. Зависимость геотермического поля от геологического строения и нефтеносности северо-восточной части Припятской впадины. — «Геол. нефти и газа», 1973, № 11, с. 54—59.
- Биогеохимия диагенеза осадков оксана. М., «Наука», 1976, 205 с.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969, 216 с.
- Блох А. М. Связанная вода минеральных систем и роль вмещающих толщ как генераторов природных растворов. М., 1972, 32 с.
- Блох А. М. Об универсальности модели обезвоживания осадочных толщ Пауэрса и Берста. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 6, с. 119—124.
- Блох А. М., Симоненко В. Ф., Пантелеев В. М. Об экспериментальной оценке растворяющей способности связанной воды минеральных систем. — «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1973, № 4, с. 53—61.
- Бобров Ю. П. Структуры уплотнения. Саратов, изд. Саратовского ун-та, 1968, 82 с.
- Богацкий В. И., Войтович А. К. Тектоническое строение и перспективы нефтегазосности Верхне-Печорской впадины. — В кн.: Проблемы нефтегазосности Тимано-Печорской провинции. М., ЦНИИТЭнефтегаз, 1964, с. 3—23.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана. — В кн.: Океанологические исследования, 1968, № 18, с. 75—155.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 35—104.
- Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Живаго В. Н. и др. Взвешенное вещество в восточной тропической части Тихого океана. — В кн.: Геол.-геофизич. исследования в юго-восточ. части Тихого океана («Океанологические исследования», № 29). М., «Наука», 1976, с. 5—54.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — «Литология и полезн. ископ.», 1978, № 5, с. 3—17.
- Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972, 212 с.
- Богомолов Г. В., Мухин Ю. В., Балакиров Ю. А. и др. Гидродинамика и геотермия нефтяных структур. Минск, «Наука и техника», 1975, 240 с.
- Богоров В. Г. Биологические сезоны Полярного моря. — «Докл. АН СССР», 1938, т. XIX, № 8, с. 639—642.
- Богоров В. Г. Океан. М., Воениздат, 1955, 143 с.
- Богоров В. Г. Географические изменения жирности планктона в океане. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 6, с. 1441—1442.
- Богоров В. Г. Продуктивные районы океана. — «Природа», 1967, № 10, с. 40—46.
- Богоров В. Г., Бордовский О. К., Виноградов М. Е. Биохимия океанического планктона. Распределение некоторых химических компонентов планктона в Индийском океане. — «Океанология», 1966, т. VI, вып. 2, с. 314—326.
- Бордовский О. К. Изучение консистенции некоторых современных морских осадков. — «Тр. Инст. океанолог. АН СССР», 1956, т. XVII, с. 137—140.
- Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М., «Недра», 1964, 128 с.
- Бордовский О. К. Процессы накопления и пути преобразования органического вещества в океанских донных осадках. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 42—48.
- Бордовский О. К. Роль климатического фактора в накоплении органического вещества в океанских осадках. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых водоемов. М., «Наука», 1971, с. 104—119.
- Бордовский О. К. Органическое вещество морских и океанских осадков в стадию раннего диагенеза. М., «Наука», 1974, 104 с.
- Борзасекоев В. Ф. Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. М., «Наука», 1969, 126 с.
- Борисов А. А. Пространственные закономерности распространения залежей нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1961, № 7, с. 12—17.
- Боронин В. П. Некоторые данные о послонной зональности плотности в карбонатных породах Татарии и ее значении для поисков структур с помощью гравитационной разведки. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № I, с. 136—139.
- Ботнева Т. А. Основные этапы цикла нефтегазообразования. — «Тр. ВНИГНИ», вып. 126). М., «Недра», 1972, 256 с.

Богнева Т. А. Основные этапы цикла нефтегазообразования. — «Тр. ВНИГНИ», 1973, вып. 139, с. 116—130.

Бочарова И. С. К вопросу об изменении состава и структурообразующих свойств органического вещества глинистых пород в процессе литогенеза. — В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., изд. АН СССР, 1963, с. 192—205.

Брод И. О. Об основных закономерностях в распространении скоплений нефти и газа на земном шаре. — В кн.: Сборник трудов геологического факультета МГУ. М., изд. МГУ, 1961, с. 61—75.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1957, 480 с.

Бруевич С. В. Распределение и динамика живого вещества в Каспийском море. — «Докл. АН СССР», 1939, т. XXV, № 2, с. 139—143.

Бруевич С. В. Изменения климата и уровня Каспийского моря за последние тысячелетия по химическим данным. — «Тр. Океанограф. ин-та», 1948, вып. 4 (16), с. 23—69.

Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в Мировом океане. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1949, т. 3, с. 90—119.

Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1956, т. XVII, с. 41—132.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1958, т. XXVI, с. 8—108.

Бруевич С. В., Кулик Е. З. Физические свойства осадков Тихого океана. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1967, т. 83, с. 153—169.

Брузгина К. И., Туезова Н. А., Подоба Н. В. Прогибы Алтае-Саянской области. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, с. 535—553.

Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. П. Геотермические условия восточной части акватории Черного моря и ее обрамления в пределах Грузии. — В кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси, 1972, с. 45—50.

Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Головачев Ю. А. и др. Геотермические условия осадочной толщи северо-восточного обрамления Черноморской впадины. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли («Верхняя мантия», № 12). М., «Наука», 1973, с. 47—57.

Буачидзе И. М., Чихелидзе С. С. Термальные воды Грузии. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. II. М., изд. АН СССР, 1961, с. 171—187.

Бунеев А. Н., Крюков П. А., Ренгартен Е. В. Опыт отжимания растворов из осадочных горных пород. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 57, № 7, с. 707—709.

Бурлин Ю. К., Архипов А. Я., Донцов В. В. Нефтегазоносные бассейны северо-востока СССР. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 150—156.

Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карнюшина Е. Е., Конюхов А. Н. О проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей. — «Вестн. МГУ. Геология», 1976, № 3, с. 12—25.

Бурова Е. Г., Жузе Т. П., Герман Т. С. Распределение углеводородов в битумоидах доমানиковых отложений Акташ-Чишминского прогиба. — В кн.: Пробл. геол. нефти, 1976, вып. 8, с. 85—97.

Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. М., Гостоптехиздат, 1960, 216 с.

Бурштар М. С. Основы теории формирования залежей нефти и газа. М., «Недра», 1973, 256 с.

Бурштар М. С., Назаров Д. А. Особенности формирования локальных платформенных структур в свете анализа палеомощностей осадочных комплексов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 4, с. 75—86.

Бурштар М. С., Назаров Д. А. О происхождении аномально высоких пластических давлений (АВПД) на молодых платформах. — «Нефтегазов. геология и геофизика. Рефер. научно-техн. сборник», 1973, № 11, с. 13—16.

Буряковский Л. А., Джеваншир Р. Д. О зависимости пористости глин от геологического возраста и литологии терригенного комплекса. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1975, № 10, с. 7—12.

Буткевич В. С. Методика бактериологического исследования и некоторые данные по распределению бактерий в воде и грунтах Баренцова моря. — «Тр. Океанограф. ин-та», 1932, т. 2, вып. 2, с. 7—39.

Буткевич В. С. О бактериальном населении Каспийского и Азовского морей. — «Микробиология», 1938, т. VII, вып. 9—10, с. 1005—1022.

Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. — «Тр. ВНИГНИ», 1976, вып. 163, 203 с.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1966, вып. 149, 195 с.



- Вадас Э. Геология Венгрии. М., «Мир», 1964, 532 с.
- Ван-Орстранд К. Е. Температурные наблюдения в земной коре. — В кн.: Внутреннее строение Земли. М., «Иностр. литер.», 1949, с. 109—146.
- Варенцов М. И., Кузнецов Н. С. Особенности размещения месторождений нефти и газа на территории Западной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 4, с. 905—908.
- Васильев В. Г. К вопросу об образовании нефти. — «Геология нефти и газа», 1960, № 2, с. 54—56.
- Вассерман Б. Я., Савинкин П. Т., Парфенов П. Г. и др. Особенности геологического строения, разведки и оценки запасов Вуктыльского газоконденсатного месторождения. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, Коми книжное издательство, 1975, с. 3—19.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 96—115.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. — «Тр. ВНИГРИ», 1955, вып. 83, с. 9—99.
- Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). — «Тр. ВНИГРИ», 1958, вып. 128, с. 3—220.
- Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — «Новости нефтяной техники. Геология», 1960, № 4, с. 11—15.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1962, с. 10—30.
- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.
- Вассоевич Н. Б. Значение изучения органического вещества в современных и ископаемых бассейнах. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 5—12.
- Вассоевич Н. Б. Исходное вещество для нефти и газа. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 39—70.
- Вассоевич Н. Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 11—60.
- Вассоевич Н. Б. Литология и органическая геохимия. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974, с. 16—33.
- Вассоевич Н. Б. Уточнение понятия о возрасте нефти. — «Докл. АН СССР», 1974а, т. 219, № 6, с. 1465—1467.
- Вассоевич Н. Б. Происхождение нефти. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1975, № 5, с. 3—24.
- Вассоевич Н. Б. Понятие о возрасте нефти в связи со стадийностью процесса ее образования. — «Сов. геология», 1976, № 2, с. 16—27.
- Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Гусева А. Н., Оленин В. Б. Углеводороды в осадочной оболочке Земли. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1967, № 5, с. 36—46.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 3—27.
- Вассоевич Н. Б., Архипов А. Я., Бурлин Ю. К. и др. Нефтегазоносный бассейн — основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 13—24.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В. и др. Проявление главной фазы нефтеобразования в майкопских глинистых отложениях Западно-Кубанского прогиба. — «Нефтегазов. геология и геофизика», 1971, № 2, с. 12—16.
- Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Корчагина Ю. И., Соколов Б. А. Историко-геолого-геохимический метод оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов (на примере Среднерусского нефтегазоносного бассейна). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971а, № 11, с. 56—60.
- Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Егоров В. А. и др. Геолого-геохимическое обоснование перспектив нефтегазоносности Московской синеклизы. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1972, 72 с.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Гербер М. И. и др. Особенности катагенеза рассеянного органического вещества в бедных коллекторами глинистых толщах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 4, с. 116—124.
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. — «Тр. Геол. инст. АН СССР», 1971, вып. 208, 426 с.
- Вебер В. В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений. М. — Л., Гостоптехиздат, 1947, 145 с.
- Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 37—79.

Вебер В. В. Преобразование органического вещества. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956а, с. 223—341.

Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. — «Тр. ВНИГНИ», 1966, вып. 54, 273 с.

Вебер В. В. Нефтеносные свиты и их современные аналоги. («Тр. ВНИГНИ», вып. 128). М., «Недра», 1973, 279 с.

Вебер В. В. Природа исходного органического материала как критерий при прогнозах нефтеносности или газоносности. — «Тр. ВНИГНИ», 1974, вып. 154, с. 289—299.

Викторов Б. Н. Некоторые закономерности изменения плотностей пород и их связь с геологической историей региона. — «Прикладная геофизика», 1957, вып. 16, с. 188—199.

Вильямс М., Баргхурн Э. С. Образование морских карбонатов. — В кн.: Геохимический симпозиум. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 64—70.

Винецкая Н. И. Фосфатный фактор и первичная продукция северной части Каспийского моря. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 145—151.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 216 с.

Вистелиус А. Б. Ритмы пористости и явления фазовой дифференциации осадочных толщ. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 6, с. 519—521.

Вистелиус А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Средне-го Поволжья и Заволжья. М., изд. АН СССР, 1963, 203 с.

Витязь В. И., Богацкий В. В. Связь молодого возраста залежей нефти и газа с их периодической дискретной гипсометрической локализацией. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 274—278.

Вихренко Н. М. Распределение и состав органического вещества в поверхностном слое осадков Атлантического океана. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 59—65.

Власова С. П., Тарануха Ю. К. Геотермическая характеристика разреза мезо-кайнозойских отложений и палеогеотермические условия Предкавказья. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 15—120.

Влодарская В. Р. Роль глинистых минералов в процессах битумообразования в осадочных породах (на примере Западного Предкавказья). — «Литол. и полезн. ископ.», 1966, № 5, с. 17—26.

Влодарская В. Р., Калинин М. К., Носов Г. И. и др. Экспериментальные исследования каталитического влияния мономинеральных глин на направленность процесса преобразования органического вещества. — «Тр. ВНИГНИ», 1971, вып. 98, с. 108—124.

Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1961, т. 50, с. 29—67.

Волков И. И. Некоторые геохимические проблемы микробиологических процессов диагенеза современных морских осадков. — В кн.: Эколог. и геохимич. деятельность микроорганизмов. Пушино, 1976, с. 70—83.

Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии. — «Литол. и полезн. ископаемые», 1972, № 4, с. 48—64.

Волков И. И., Пилипчук М. Ф., Розанов А. Г., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Тирренского моря. — «Геохимия», 1977, № 3, с. 446—460.

Волковинский В. В. Степень потребления биогенных элементов фитопланктоном в фотическом слое вод Центральной и Южной Атлантики. — «Океанология», 1974, т. XIV, вып. I, с. 88—91.

Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М., изд. МГУ, 1975, 147 с.

Воробьев В. Н. О связи пористости пород со структурным планом локальных поднятий Канско-Тасеевской впадины. — «Тр. СНИИГГиМС», 1967, вып. 63, с. 89—92.

Воробьева К. И., Мирошников М. В. Основные закономерности распределения тепла в недрах Восточного Ставрополя. — «Геология нефти и газа», 1964, № 6, с. 45—50.

Вотинцев К. К. Химическая денудация в бассейне Байкала и роль ее продуктов в осадконакоплении в озере. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 64—68.

Воюцкий С. С. Курс коллоидной химии. М., «Химия», 1964, 574 с.

Высоцкий И. В. Скорость и продолжительность формирования залежей нефти. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 283—290.

Вышемирский В. С. О миграции рассеянных битумов на примерах Приверхоянья и Ставрополя. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1960, № 7, с. 3—8.

Вышемирский В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Изд-во Саратов. ун-та, 1963, 377 с.

Вышемирский В. С. О возможной нефтегазоносности палеозоя Западно-Си-

бирской изменности. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 133—139.

Вышемирский В. С., Ямковая Л. С. Зависимость миграции битумоидов от условий залегания пластов (на примере Западной Сибири). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 5, с. 1197—1199.

Вышемирский В. С., Гонцов А. А., Крымова В. Н. и др. Экспериментальное изучение новообразования и эмиграции битумоидов при уплотнении глин. — «Геология и геофизика», 1971, № 1, с. 17—20.

Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. — «Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР», 1971а, вып. 143, 168 с.

Вышемирский В. С., Жутовт А. К., Зингер А. С. Гидрогеохимические показатели нефтегазонасыщенности промежуточного тектонического комплекса Западно-Сибирской плиты. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 225, № 4, с. 932—935.

Выхристюк Л. А., Лазо Ф. И. Особенности распределения органического вещества в осадках придельтовых пространств (селенгинское мелководье озера Байкал). — «Изв. СО АН СССР. Сер. биологическая», 1976, № 10, вып. 2, с. 40—47.

Габриэлян А. Г., Анисимова М. В., Климова А. А. и др. Региональный метаморфизм и характеристика коллекторов и нефтей Нижнего Поволжья. — «Геология нефти и газа», 1974, № 7, с. 53—58.

Галактионов А. Б. Плотность осадочных пород Устюрта. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 23, с. 127—136.

Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973, 384 с.

Галкин Л. М., Мизандронцев И. Б. Распределение продуктов многостадийного распада органического вещества в дошлых отложениях. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 2, с. 423—425.

Гамилътон Э. Л. Возраст океанических бассейнов и первоначальные мощности дошних осадков. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964, с. 216—226.

Гейскелл Т. Ф. Сейсмическая структура глубоководных участков океанического дна. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964, с. 106—112.

Геодекян А. А. Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М., «Недра», 1968, 150 с.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Особенности нефте- и газообразования под дном океанов. — В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород (МГГ, XXV сессия. Доклады советских геологов). М., «Наука», 1976, с. 76—88.

Геология нефти. Справочник. Т. 2, кн. 1. Нефтяные месторождения СССР. М., «Недра», 1968, 763 с.

Геология нефти. Справочник. Т. 2, кн. 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран. М., «Недра», 1968а, 804 с.

Геология нефти и газа Западной Сибири. Авт.: А. Э. Конторович, И. Н. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., «Недра», 1975, 680 с.

Геология СССР. Т. 44, ч. 1. М., «Недра», 1964, 550 с.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., изд. АН СССР, ГУГК, 1975, 151 с.

Гербер М. И. Растворимость углеводородов в воде как возможный фактор миграции нефти. — В кн.: Авторефераты и рефераты научн. трудов ВНИГНИ, вып. 19. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 35—38.

Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Конюхов А. И. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974, с. 63—80.

Гершанович Д. Е., Вебер В. В., Конюхов А. И. Органическое вещество в дошних осадках Перуанского района Тихого океана. — В кн.: Исследования органического вещества соврем. и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 121—128.

Гзовский М. В. Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967, с. 30—37.

Гзовский М. В., Михайлова А. В. Энергетика тектонических процессов. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. (Тр. БМОИП, отд. геологич., подсекция геофизики, т. 46). М., «Наука», 1972, с. 120—138.

Гиммельфарб Б. М. Закономерность размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965, 307 с.

Гимпелевич Э. Д. Химический состав битумов третичных отложений Центрального и Северо-Восточного Предкавказья. — «Тр. ВНИГНИ», 1959, вып. XVII, с. 54—106.

Глебовская Е. А. Опыты по термодеструкции ОВ в плане изучения процессов катагенетических превращений РОВ в природе. — «Тр. ВНИГРИ», 1974, вып. 353, с. 8—25.

Глебовская Е. А., Мельцанская Т. Н., Туровцев А. В. и др. Моделирование главной фазы нефтеобразования в лабораторных условиях. — «Тр. ВНИГРИ», 1974, вып. 353, с. 35—44.

Глебовская Е. А., Мельцанская Т. Н., Леглер Л. А. и др. Ступени катагенетических превращений органического вещества. — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 299—308.

Голдырев Г. С. Диагенетические структуры, текстуры и аутигенные минералы доных отложений Байкала. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 116—122.

Голицын М. В. О длительности процесса метаморфизма угля. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 90—97.

Голицын М. В. Метаморфизм палеозойских углей Казахстана. — «Советская геология», 1973а, № 12, с. 52—69.

Гольдберг И. С., Зеличенко И. А., Герасимова Н. Б. О возможном времени генерации и миграции углеводородов в пределах Тимано-Печорской провинции. — «Тр. ВНИГРИ», 1975, вып. 370, с. 124—134.

Гольдберг И. С., Зеличенко И. А., Черников К. А. Условия проявления главной фазы нефтеобразования в терригенных породах мезозоя и палеозоя. — «Геология нефти и газа», 1976, № 3, с. 57—63.

Гордиенко В. В. Тепловой поток эпиплатформенных поднятий. — «Докл. АН УССР», 1975, т. 5, № 10, с. 879—882.

Горелов А. А. Об учете гравитационного уплотнения глинистых пород при палеотектоническом анализе локальных поднятий. — «Нефтегазов. геол. и геофиз. Реп. научн.-техн. сб.», 1972, № 10, с. 35—38.

Горшков В. И. Температуры стадийного преобразования углей в недрах (в аспекте взглядов, развиваемых И. И. Аммосовым). — «Химия твердого топлива», 1972, № 5, с. 3—13.

Горшков С. П. Тектоносфера, экзогенные процессы и живое вещество. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1975, № 4, с. 20—34.

Горшкова Т. И. Натуральная влажность, карбонаты и органическое вещество осадков как индикаторы условий осадкообразования. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1956, т. 17, с. 141—147.

Горшкова Т. И. Органическое вещество осадков Балтийского моря. — «Тр. ВНИРО», 1962, т. 46, с. 117—124.

Горшкова Т. И. Органическое вещество в осадках Норвежского моря и условия его накопления. — «Тр. ВНИРО», 1962а, т. 46, с. 38—57.

Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии. — «Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1957, т. XV, с. 26—52.

Горькова И. М. Структурообразование в морских осадках. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 123, № 2, с. 343—345.

Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. М., «Наука», 1965, 128 с.

Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Структурно-механические свойства илов Черного моря и их изменение в процессе диагенеза. — «Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1959, т. XXII, с. 55—69.

Горькова И. М., Коробанова И. Г., Окнина Н. А. и др. Природа прочности и деформационные особенности глинистых пород в зависимости от условий формирования и увлажнения. (Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. 29). М., изд. АН СССР, 1961, 153 с.

Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А. и др. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород. (Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. 44). М., изд. АН СССР, 1962, 130 с.

Готтих Р. П., Муравьева Л. В. Закономерности распределения урана на площади древних бассейнов седиментации. — В кн.: Ядерная геология. М., 1974, с. 158—170.

Гречишников Н. П. Палеогеотермические несогласия. — «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1975, № 4, с. 36—38.

Гречухин В. В. Геофизические методы исследования угольных скважин. Изд. 2-е. М., «Недра», 1970, 549 с.

Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М., изд. АН СССР, 1954, 262 с.

Грим Р. Е. Минералогия глини. М., «Иностр. лит.», 1959, 452 с.

Грицаенко А. С. Физические параметры осадочных пород Саратовского Поволжья. — «Разведка недр», 1952, № 1, с. 31—39.

Гришина И. В., Ермаков В. И. О геологической интерпретации распределения геотермических полей Северного Кавказа. — «Тр. ВНИИГаз», 1970, вып. 33/41, с. 578—582.

Губкин И. М. Учение о нефти. М.—Л., ОНТИ, 1932, 443 с.

Гуляев С. Н. Закономерности распределения гигантских нефтяных и газовых

месторождений в земной коре. — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1975, т. 25<sup>4</sup>, с. 78—84.

Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования морских терригенных отложений. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 98, № 6, с. 1001—1004.

Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., изд. АН СССР, 1956, 142 с.

Гуляева Л. А., Завьялов В. А., Паделько Е. Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. М., изд. АН СССР, 1961, 104 с.

Гуляева Л. А., Гамаянова Т. Н. Битум и остаточное органическое вещество доманиковых отложений Башкирии. — В кн.: Геохимия нефти и нефтяных месторождений. М., изд. АН СССР, 1962, с. 105—122.

Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь — Иртышского междуречья. — «Тр. СНИИГиМС», 1959, вып. 3, 173 с.

Гурари Ф. Г., Левченко Н. Г. Усть-Сильгинское месторождение. — В кн.: Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность. Ч. II. М., «Недра», 1964, с. 84—87.

Гусарова А. Н., Коннов В. А., Сапожников В. В. Основные закономерности распределения биогенных элементов в Тихом океане. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 119—129.

Гусева А. Н., Парнов Е. И. Влияние электролитов на растворимость углеродов в воде. — «Вестник МГУ. Сер. хим.», 1966, т. 2, № 4, с. 72—75.

Давиашвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М., «Наука», 1971, 296 с.

Давыдов Г. М., Морозова Т. М. Связь рассеянной битуминозности с тектоникой и нефтегазоносностью локальных структур Саратовского Поволжья. — «Тр. НВ НИИГГ», 1964, вып. I, с. 62—66.

Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1972, 192 с.

Дальян И. Б., Посадская А. С., Светлакова Э. А. и др. Геотермические условия подсолевых пород восточной части Прикаспийской впадины и перспективы нефтегазоносности. — «Геология нефти и газа», 1976, № 11, с. 22—26.

Дацко В. Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. М., изд. АН СССР, 1959, 271 с.

Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967, 299 с.

Дегенс Э. Т. История осадконакопления в Черном море за последние 25 000 лет. — В кн.: I междунар. геохим. конгресс, 1971. Т. 4, кн. I. М., 1973, с. 480—495.

Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.

Деменкова П. Я., Захаренкова Л. Н. Порфирины нефтей и битуминозных компонентов органического вещества пород как показатель их генетической связи. — «Тр. ВНИГРИ», 1971, вып. 294, с. 20—35.

Денисов Н. Я. Оценка некоторых свойств лёссовидных суглинков в связи с изменением их водного режима. — В кн.: Труды 2-й Азово-Черноморской геологической конференции. Т. 4. Ростов-Дон, 1935, с. 95—100.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. — «Изв. АН СССР. Отд. технич. наук», 1946, № 6, с. 913—922.

Денисов Н. Я. Влияние связности глинистых пород на процесс их гравитационного уплотнения. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 55, № 5, с. 433—436.

Денисов Н. Я. О стадийности деформаций глинистых пород. — «Докл. АН СССР», 1947а, т. 56, № 1, с. 71—74.

Денисов Н. Я. О механической дифференциации глинистых осадков. — «Изв. АН СССР. Сер. геологическая», 1948, № 1, с. 147—152.

Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. М., Речиздат, 1951, 200 с.

Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. М., Госэнергоиздат, 1956, 288 с.

Денисов Н. Я. Поровое давление и прочность недоуплотненных глинистых грунтов. — В кн.: Доклады к VI Междунар. конгр. по механике грунтов и фундаментостроению. М., Стройиздат, 1965, с. 7—15.

Денисов Н. Я., Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 6, с. 523—526.

Деплес Э. К. Кремнезем как фактор диагенеза (и катагенеза). — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 291—307.

Дерягин Б. В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. — В кн.: Труды совещания по инженерно-геол. свойствам горн. пород и методам их изучения. Т. I. М., 1956, с. 45—59.

Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., «Наука», 1969, 128 с.

Джангирьянц Д. А. Геотермическая характеристика Эмбенской области. — «Геология нефти и газа», 1965, № 1, с. 52—57.

Джангирьянц Д. А. Типы геотермических кривых и их интерпретация. — «Советская геология», 1975, № 12, с. 138—141.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., «Иностр. лит.», 1960, 485 с.

Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М., изд. АН СССР, 1962, 87 с.

Дианова Е. В., Ворошилова А. А. Бактериальный профиль морских и озерных осадков как показатель их эрозии и возраста. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 30, № 3, с. 274—277.

Дмитриев Г. А., Колокольцева Э. М. Темпы и типы осадконакопления в озере Байкал. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 69—81.

Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. Гидрогеологическая характеристика Берингова моря. — «Тр. Ин-та океанол. АН СССР», 1961, т. 38, с. 64—96.

Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1970, 239 с.

Добрянский А. Ф. Химия нефти. Л., Гостоптехиздат, 1961, 223 с.

Добрянский А. Ф. Об исходном материале нефти с точки зрения ее состава. — В кн.: Низкотемпературные каталитические превращения углеводородов. Л., 1962, с. 5—11.

Долицкий В. А. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 6, с. 49—62.

Донабедов А. Т. Об изучении физических свойств пород угленосных бассейнов СССР. — «Советская геология», 1940, № 7, с. 77—85.

Донабедов А. Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикаторы степени метаморфизации углей. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 4—5, с. 98—114.

Дорф И. Растения и шкала геологического времени. — В кн.: Земная кора, М., «Иностр. литер.», 1957, с. 590—610.

Дробот Д. И., Золотов А. Н., Корнев Б. В. Распределение органического вещества в терригенных отложениях нижнего кембрия и докембрия Иркутского амфитеатра. — «Геология нефти и газа», 1967, № 10, с. 24—30.

Дроздова Т. В. Аминокислоты как признак сохранности органического вещества осадочных отложений. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 116—124.

Дроздова Т. В., Гурский Ю. Н. Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 323—335.

Дружинин А. В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента. — «Геология нефти и газа», 1961, № 3, с. 44—48.

Дубинский А. Я. Геотермический режим Предкавказья и соседних территорий. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. I. М., изд. АН СССР, 1959, с. 171—189.

Думанский С. Г., Кульчицкий Д. И. Геотермическая характеристика нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба и применение геотермического метода разведки для поисков глубинных структур. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 75—84.

Думанский С. Г., Федорцев И. М., Ягнышак И. В. Геотермия как один из возможных методов поисков залежей нефти и газа. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 6, с. 38—42.

Дурмишьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 85—90.

Дурмишьян А. Г., Халилов Н. Ю. Аномально высокие пластовые давления на площадях Бакинского архипелага и причины их возникновения. — «Геология нефти и газа», 1972, № 8, с. 34—39.

Дурмишьян А. Г., Халилов Н. Ю. Новые данные по уплотнению глинистых пород продуктивной толщи Бакинского архипелага. — «Геология нефти и газа», 1973, № 9, с. 58—62.

Дэллмес К. Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 634—678.

Дьякопов А. И. Прогноз нефтегазоносности в связи с тектоническими условиями размещения месторождений нефти и газа в Западном Предкавказье. — «Геология нефти и газа», 1976, № 12, с. 8—14.

Дьякопов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958, 277 с.

Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А., Тужилин Г. А., Парфененко Н. В. Основные особенности геотермической характеристики Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Ромашкинского нефтяного месторождения. — «Геология нефти и газа», 1973, № 7, с. 52—58.

Евстрахин В. А. Урановорудные эпохи. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 3, с. 13—27.

Еганов Э. А. Геосинклиналильные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1968, 228 с.

Егоров А. И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Изд-во Ростов. ун-та, 1960, 182 с.

Егорова Н. П., Васильева Н. И., Устюжанина Н. С. Битуминологическая характеристика терригенных отложений девона Западной Башкирии. — «Геология нефти и газа», 1961, № 11, с. 44—46.

Еременко Н. А. Битумы пород и их генетическая связь с нефтями. — «Геология нефти и газа», 1958, № 11, с. 50—60.

Еременко Н. А., Неручев С. Г. Первичная миграция в процессе погружения и литогенеза осадков. — «Геология нефти и газа», 1968, № 9, с. 5—8.

Еременко Н. А., Максимов С. П., Тхостов Б. А. О циклах битумообразования на Северо-Восточном Кавказе. — «Нефтяное хозяйство», 1949, № 12, с. 39—46.

Еременко Н. А., Королев Ю. М., Бурштар М. С., Окунькова Ф. Е. О связи между фазовым состоянием углеводородов в залежах и геохимическими свойствами нефтегазоносных толщ. — «Геология нефти и газа», 1975, № 4, с. 55—63.

Еременко Н. А., Крылов Н. А., Голубева З. В. и др. Переходный комплекс платформ — самостоятельный объект поисково-разведочных работ на нефть и газ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 11, с. 5—13.

Ефремова А. Г., Жижченко Б. П. Обнаружение кристаллогидратов газов в осадках современных акваторий. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 5, с. 1179—1181.

Жабрєв Д. В. Характерные геолого-геохимические особенности нефтепроизводящих свит. — «Тр. ВНИИГНИ», 1959а, вып. XVII, с. 31—53.

Жабрєв Д. В. Характеристика нефтепроизводящих свит по материалам исследований в Азербайджане, Дагестане и центральных областях Русской платформы. — В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 156—164.

Жабрєв Д. В., Ларская Е. С. Рассеянное органическое вещество третичных отложений Донбасса. — «Тр. ВНИИГНИ», 1962, вып. 33, с. 167—181.

Жабрєв Д. В., Ларская Е. С. Влияние термодинамических условий в недрах на преобразование рассеянного органического вещества в осадочных породах. — «Геология нефти и газа», 1965, № 8, с. 26—30.

Жабрєв И. П. Развитие складчатой структуры Западно-Кубанского передового прогиба. — «Тр. Краснодар. филиала ВНИИ», 1959, вып. 1, с. 166—190.

Жабрєв И. П., Ермаков В. И., Орел В. Е. и др. Генезис газа и прогноз газоносности. — «Геология нефти и газа», 1974, № 9, с. 1—8.

Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О перспективах нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. — «Геология и геофизика», 1968, № 11, с. 3—11.

Жеваго В. С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1972, 225 с.

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1959, 372 с.

Жижченко Б. П. Газопроизводящие отложения диагенетического типа. — (Тр. ВНИИЭкономики, организации производства и техн.-экономич. информ. в газов. промышленности, № 24). М., изд. Мингазпрома, 1969, с. 9—11.

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., «Недра», 1974, 376 с.

Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1957, т. XXII, с. 164—221.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., изд. АН СССР, 1962, 259 с.

Жузе Т. П. Сжатые газы как растворители. М., «Наука», 1974, 110 с.

Журавлев Е. Г. Остаточное органическое вещество в докембрийских и палеозойских породах фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Пробл. осадочной геол. докембрия. Вып. 4, кн. 2. М., «Наука», 1975, с. 226—230.

Закашанский М. С. О плотности мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 23, с. 100—111.

Запывалов Н. П. Органическое вещество и битумы в юрских и валанжинских породах Назинской площади. — «Тр. СНИИГГМИС», 1961, вып. 14, с. 59—73.

Запывалов Н. П., Зубарев Е. М., Минько В. А. и др. Палеозойская нефть в Новосибирской области. — «Геология нефти и газа», 1975, № 2, с. 14—19.

Заславский Е. М., Багиrow В. И. Зоны окисления осадков на дне Каспийского моря. — «БМОИП. Отд. геол.», 1975, т. 50, вып. 4, с. 131—134.

Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. И. Геотермические условия и термальные воды Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 70—75.

Зверев В. П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов. — «Тр. МОИП», 1972, т. 46, с. 144—154.

Зверев В. П. К вопросу о химической мобилизации вещества на водосборных площадях. — «Литология и полезн. ископ.», 1972 а, № 6, с. 121—128.

- Зверев В. П., Поляк Б. Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. (Тр. Инст. геол. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 25—45.
- Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощность донных отложений в океане. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 292—317.
- Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. М., Географгиз, 1959, 303 с.
- Зенкевич Л. А. Биологическая структура океана. — «Зоологич. журн.», 1948, т. 27, вып. 2, с. 113—124.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. Т. 2. М., «Сов. наука», 1947, 588 с.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. Т. 1. М., «Сов. наука», 1951, 507 с.
- Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. М., Учпедгиз, 1956, 424 с.
- Зимин Ю. Г., Конторович А. Э., Швыдкова Л. И. Геотермическая характеристика мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. — «Геология и геофизика», 1967, № 5, с. 5—13.
- Златопольский С. С., Ржанников В. Е. Площадное распространение карбонатных коллекторов и мощностей девонских горизонтов Припятской впадины. — «Докл. АН БССР», 1976, т. 20, № 5, с. 448—451.
- Злочевская Р. И., Королев В. А., Кривошеева З. А., Сергеев Е. М. О природе изменения свойств связанной воды в глинах под действием повышающихся температур и давлений. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1977, № 3, с. 80—96.
- Зорькин Л. М., Стадник Е. В., Калинин С. И. и др. Оценка перспектив нефтегазоносности Московской синеклизы по гидрогеохимическим данным. М., изд. ВИЭМС, 1972, 55 с.
- Зорькин Л. М., Стадник Е. В., Козлов В. Г. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М., «Недра», 1975, 112 с.
- Зубаков В. А. Классификация хроностратиграфических подразделений климатического содержания. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 149—153.
- Зхус И. Д. Некоторые данные о связи глинистых минералов с битумообразованием. — В кн.: Геохимия каустобионидов и их месторождений. М., изд. АН СССР, 1962, с. 125—133.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966, 235 с.
- Зхус И. Д., Саркисян С. Г., Макарова Л. Н., Власова Л. В. Глинистые минералы терригенных отложений. М., «Наука», 1977, 115 с.
- Иваненков В. Н., Сажошников В. В., Чернякова А. М., Гусарова А. Н. Скорость химических процессов в слое фотосинтеза тропической Атлантики. — «Океанология», 1972, т. XII, вып. 2, с. 243—251.
- Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., «Наука», 1967, 407 с.
- Иванов С. Л. Климатическая теория образования органических веществ. М., изд. АН СССР, 1961, 88 с.
- Иванцова В. В., Каплан З. Г. Твердые углеводороды как один из параметров генетической связи нефтей и органического вещества пород. — «Тр. ВНИГРИ», 1969, вып. 279, с. 124—132.
- Ивкин И. И., Маташев М. М., Ивкин Н. М. О гипотезе происхождения нефти из органического вещества пород при тектоно-магматических процессах. — В кн.: Некоторые вопросы географии и геологии Казахстана. Алма-Ата, 1972, с. 217—244.
- Игнатов Б. Ф. К вопросу о возможности латеральной миграции рассеянных битумов. — «Изв. высш. учебн. завед. «Нефть и газ», 1962, № 2, с. 7—10.
- Игнатов Б. Ф. Об оптимальных условиях накопления нефтематеринского осадка. — В кн.: Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Саратов, изд. Саратовского ун-та, 1966, с. 184—214.
- Игнатов Б. Ф. Еще раз о возможности латеральной миграции рассеянных битумов. — В кн.: Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Изд-во Саратов. ун-та, 1966а, с. 286—293.
- Игнатов Б. Ф. Биологическая продуктивность водоемов и ее роль в накоплении нефтематеринских осадков. Изд-во Саратов. ун-та, 1967, 124 с.
- Игнатов Б. Ф. Палеобиологическая продуктивность — важнейший критерий при региональных прогнозах нефтеносности. — В кн.: Гenezис нефти и газа. М., «Недра», 1967а, с. 93—100.
- Ильин В. Д., Спевак Ю. А., Малкин С. П., Эйвазов А. М. Уплотнение карбонатных отложений и палеогидродинамика пластовых вод. — «Геология нефти и газа», 1977, № 7, с. 55—59.
- Ильина А. А., Нечаева О. Л. Распределение ароматических полициклических углеводородов в органическом веществе майкопских отложений Предкавказья. — «Тр. ВНИГРИ», 1973, вып. 139, с. 44—60.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. — «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», 1963, вып. 18, 354 с.



- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, 324 с.
- Казаринов В. П. Наши разногласия (ответ на статью Н. М. Страхова). — «Литол. и полезн. ископ.», 1965, № 5, с. 87—96.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И. и др. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969, 456 с.
- Казмина Т. И. К геохимическому изучению майкопских отложений Западного Предкавказья. — «Тр. ВНИГРИ», 1949, вып. 28, с. 121—130.
- Каледа Г. А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей. — В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Наука», 1972, с. 158—172.
- Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы. — «Литол. и полезн. ископаемые», 1970, № 6, с. 50—63.
- Калинин Н. А. О продолжительности процесса образования и миграции нефти. — «Геология нефти», 1957, № 7, с. 61—63.
- Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. — «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 213, 275 с.
- Калинина Р. В. Закономерность изменения физических свойств пород девона центральных областей Русской платформы. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 23, с. 46—90.
- Калинина О. А. Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыт их геологического истолкования. — «Тр. ВНИГРИ», 1959а, вып. 133, с. 304—346.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. — «Тр. НИИГА», 1959, т. 104, 360 с.
- Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 221 с.
- Калинко М. К., Моделевский М. С. Масштабы нефтегазоносности бассейнов и их типов. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тезисы семинара. М., 1975, с. 29—31.
- Калмыков Г. С. Петрографический состав и метаморфизм углей Кизеловского бассейна. Опыт количественной углетрографии. М., изд. АН СССР, 1960, 118 с.
- Калятин О. А., Кучерук Е. В. О зависимости аномально-высоких пластовых давлений от температур в залежах нефти и газа Западно-Туркменской впадины. — «Изн. высш. учебн. завед. Геол. и разведка», 1975, № 7, с. 44—47.
- Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., изд. АН СССР, 1962, 188 с.
- Каплин П. А. Донные отложения фиордов. — В кн.: Современные проблемы освоения Севера СССР. М., изд. МГУ, 1970, с. 133—142.
- Каретников Л. Г., Валукоис Г. Ю. Критерии нефтегазоносности. Минск, «Наука и техника», 1972, 279 с.
- Кармазин П. С. Эрозионный срез Кальмиус — Еланчикского массива. — «Изн. Днепропетровского горн. ин-та», 1971, т. 54, с. 144—147.
- Карпова Г. В. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса. Автореф. дисс. М., 1967, 21 с.
- Карлслюу Х., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964, 487 с.
- Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. М., «Недра», 1969, 269 с.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972, 280 с.
- Карцев А. А., Вагин С. Б. О роли «межслоевых» вод глинистых минералов в формировании подземных вод. — «Геология и разведка», 1973, № 3, с. 64—66.
- Катченков С. М. О значении глубинных разломов на накопление органического углерода в осадочных породах. — «Тр. ВНИГРИ», 1969, вып. 279, с. 337—339.
- Кац М. Я., Хворова И. В. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации. — «Литол. и полезн. ископ.», 1970, № 3, с. 106—114.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза, М., «Иностр. лит.», 1963, с. 85—195.
- Кидуэлл А. Л., Хант Дж. М. Миграция нефти в молодых отложениях площади Педерналес в Венесуэле. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 601—617.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., «Иностр. лит.», 1961, 299 с.
- Кирикилица С. И., Марченко Е. Я., Васенко В. И. Фосфатность пограничных отложений мела-палеогена Крыма. — «Докл. АН СССР», 1978, т. 241, № 2, с. 441—444.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И. О миграции рассеянных органических веществ из осадочных пород в водные растворы при повышенных температурах. — «Изн. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9, с. 134—143.
- Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 495 с.

Кленова М. В., Ястребова Л. А. Хлорофилл в осадках как показатель газового режима бассейна. — «Тр. ВНИРО», 1938, т. 5, с. 65—70.

Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965, 107 с.

Клубова Т. Т. Роль текстур и органического вещества в формировании прочностных свойств глинистых пород. — В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. (Тр. Междунар. симпоз., вып. 1). М., изд. МГУ, 1972, с. 36—44.

Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Новые данные о величине первичной продукции Мирового океана. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 5, с. 1189—1192.

Кобленц-Мишке О. И., Ведерников В. И. Ориентировочное сопоставление первичной продукции и количества фитопланктона на поверхности океана. — «Океанология», 1973, т. XIII, вып. I, с. 75—84.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород (Петрофизика). М., Госгостехиздат, 1962, 490 с.

Ковалев А. А. О причинах мощного нефтеобразования на Ближнем и Среднем Востоке (в порядке дискуссии). — «Геология нефти и газа», 1974, № 11, с. 69—74.

Ковнер С. С. К теории термической разведки. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 32, № 6, с. 398—400.

Ковнер С. С. Теоретическое обоснование термического метода разведки. — В кн.: Рефераты научно-иссл. работ за 1943—1944 гг. Отд. физ.-мат. наук. М.—Л., изд. АН СССР, 1945, с. 126—127.

Ковнер С. С. Качественный анализ термической аномалии антиклинали. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 55, № 7, с. 611—614.

Ковнер С. С. Термические аномалии Ишимбайских месторождений. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 64, № 3, с. 329—332.

Козак Л. П. Количественное распределение раковин планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Японского моря. — «Океанология», 1975, т. XV, вып. 4, с. 688—692.

Козлов В. П. Имеется ли связь палеоклимата с нефтегазоносностью? — «Геология нефти», 1957, № 8, с. 67—71.

Козырев В. Д. Геотектонические признаки нефтегазоносности новых территорий. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 8, с. 113—119.

Колганова М. М., Конторович А. Э. Некоторые черты геохимии ванадия и никеля в осадочных породах и нефтях. — «Тр. СНИИГГиМС», 1966, вып. 46, с. 184—197.

Кононов В. И., Поляк Б. Г. Локальные возмущения геотемпературного поля. — В кн.: Тепловой режим недр СССР (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 102—114.

Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 3, с. 90—102.

Конторович А. Э. Схема диагностики нефтепроизводящих отложений. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 3, с. 675—677.

Конторович А. Э. Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа. — «Тр. СНИИГГиМС», 1970, вып. 95, с. 4—51.

Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Тр. СНИИГГиМС», 1967, вып. 65, с. 13—26.

Конторович А. Э., Полякова И. Д. Абсолютные массы и темпы накопления органического вещества в мезозойских депрессиях на территории Сибири. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 125—138.

Конторович А. Э., Парпарова Г. М., Трушков П. А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности). — «Геология и геофизика», 1967, № 2, с. 16—29.

Конторович А. Э., Полякова И. Д., Фомичев А. С. Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири). — «Литология и полезн. ископ.», 1971, № 6, с. 16—28.

Конторович А. Э., Полякова И. Д., Трушков П. А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. — «Тр. СНИИГГиМС», 1971а, вып. 118, 85 с.

Конторович А. Э., Берман Е. Л., Богородская Л. И. и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. — «Тр. СНИИГГиМС», 1971б, вып. 36, 251 с.

Конторович А. Э., Богородская Л. И., Мельникова В. М. Анаэробные превращения органического вещества в древних морских осадках. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 9, с. 112—123.

Конторович А. Э., Полякова И. Д., Стасова О. Ф. и др. Органическая

геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. — «Тр. СНИИГГиМС», 1974а, вып. 164, 187 с.

Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975, 697 с.

Конышева Р. А., Сахибгареева Р. С. О природе емкости в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 228, № 5, с. 1197—1199.

Конюхов И. А. Битуминологические особенности мезозойских отложений Дагестана. — «Разведка и охрана недр», 1956, № 8, с. 5—14.

Конюхов А. И., Соколов Б. А. Парадокс глубоководного диагенеза. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 4, с. 914—917.

Копытов А. В. К определению объемов нефтесодержащих пород. — «Тр. Уфимск. нефт. НИИ», 1971, вып. 29, с. 274—279.

Корельский В. П. Унаследование в распространении сходных генетических типов углей. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сев.-Вост. Европ. части СССР, № 7. Сыктывкар, 1972, с. 196—204.

Коржинский Д. С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 1, с. 52—64.

Коробанова И. Г. Формирование инженерно-геологических свойств терригенной формации (на примере мезозоя Русской платформы). М., «Наука», 1970, 115 с.

Коробанова И. Г. Закономерности формирования физико-механических свойств глинистых отложений мезозоя Курской магнитной аномалии. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 1, с. 196—198.

Коробанова И. Г., Затенацкая Н. П. О роли аморфного кремнезема в формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород. — В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них (Тр. Междунар. симпозиума, вып. 1). М., изд. МГУ, 1972, с. 26—36.

Коробанова И. Г., Ковалева А. П., Копылова А. К., Сафохина И. А. Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород. — В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага (Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 115). М., изд. АН СССР, 1965, с. 124—142.

Коробов Д. С. Газометрическая съемка по верхнему опорному горизонту с целью поисков месторождений нефти и газа. — «Тр. Нижне-Волжского НИИ геологии и геофизики», 1969, вып. 14, 184 с.

Корценштейн А. А. Геотермические условия Ставропольского поднятия. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 96, № 6, с. 1217—1220.

Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1943, № 3, с. 115—134.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — «Геотектоника», 1976, № 2, с. 15—30.

Костылева М. Е., Сердюк Р. Г. Связь глинистости и пористости терригенных коллекторов с их мощностью. — «Тр. ВолгоградНИПИнефть», 1974, вып. 22, с. 39—42.

Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. — «БМОИП. Отд. геол.», 1948, т. 23, вып. 3, с. 3—15.

Котлов Ф. В. Инженерно-геологические особенности юрских глин оксфордского яруса Москвы и ее окрестностей в связи с условиями их формирования. — «Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР», 1957, т. XV, с. 212—282.

Котов В. С. Термальный режим подземных вод Кубанской нефтеносной провинции. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 2. М., изд. АН СССР, 1961, с. 139—147.

Котова И. С., Павлов А. Н. О выщелачивания водоупоров при увеличении геостатического давления. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968, с. 55—63.

Коцеруба В. В., Симоненко В. Ф. Продолжительность формирования залежей нефти в связи с цикличностью нефтегазообразования. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 53—58.

Красавченко И. И., Михновская А. А., Никитенко Н. В. и др. Изопреноидные углеводороды в нефтях. — «Нефтехимия», 1969, т. IX, № 5, с. 651—654.

Крашенинников Г. Ф. Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа. — «Литология и полезн. ископаемые», 1964, № 6, с. 151—159.

Кривошеина З. А. Об изменении физико-механических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1972, № 3, с. 80—90.

Критерии раздельной оценки нефтеносности и газоносности (на примере Тимано-Печорской провинции). Л., «Недра», 1974, 183 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 334). Авт.: Г. А. Амосов, М. Д. Белонин, И. С. Гольдберг и др.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Развитие теории глубинного (неорганического и смешанного) происхождения углеводородов. — В кн.: Горючие ископаемые.

Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. (МГГ, XXV сессия. Доклады советских геологов). М., «Наука», 1976, с. 133—144.

Кротова В. А. Геотермические аномалии земной коры и разгрузка подземных флюидов. — «Тр. ВНИГРИ», 1975, вып. 369, с. 7—23.

Крымов В. П. Деформация смятия пород как энергетический источник нефтеобразования. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1961, № 6, с. 9—14.

Крюков П. А. Об изучении растворов, извлеченных методом отпрессовывания из осадочных пород. — «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1958, т. 16, с. 115—126.

Крюков П. А., Жучкова А. А. Физико-химические явления, связанные с выделением растворов из горных пород. — В кн.: Современное представление о связанной воде в породах. М., изд. АН СССР, 1963, т. 95—105.

Кудашев Э. Т., Рахимов Н. Геотермические условия мезозойских отложений Устюрта и Северной Туркмении. — В кн.: Геология газовых месторождений Средней Азии. Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 168—174.

Кудельский А. В., Лукашев К. И. Образование и миграция нефти (термобарические аспекты). Минск, «Высшая школа», 1974, 134 с.

Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. М., Гостехиздат, 1954, 220 с.

Кулиненко О. Р. О связи между содержанием германия и мощностью пласта в палеозойских угольных бассейнах Украины паралического типа. — «Изв. АН СССР. Сер. геолог.», 1976, № 10, с. 111—115.

Куприн П. Н., Багиров В. И. Геохимическая характеристика органического вещества донных отложений Среднего и Южного Каспия. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М., изд. МГУ, 1970, с. 120—140.

Куприн П. Н., Потапова Л. И., Шатов А. С., Шлыков В. Г. Минеральные и органические новообразования в донных отложениях Каспийского моря. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М., изд. МГУ, 1974, с. 53—71.

Кургалимова Г. Г., Гендлер В. Е., Калаченко А. А. Применение тренд-анализа для выяснения закономерностей распределения фораминифер и восстановления условий осадконакопления. — «БМОИП. Отд. геологич.», 1971, т. 46, вып. 1, с. 107—114.

Кутас Р. И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. — В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. (Геофизический сборник, вып. 1 (12). Киев, «Наукова думка», 1965, с. 106—119.

Кутас Р. И., Гордненко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971, 140 с.

Кучерук Е. В., Шендерей Л. П. Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений. — В кн.: Итоги науки и техники. Серия Месторождения горючих полезных ископаемых. Т. 6. М., 1975, 167 с.

Лагунова И. А. Геотермические особенности областей развития грязевого вулканизма. — «Тр. ВНИГРИ», 1975, вып. 369, с. 52—58.

Лазарев В. С. Локальные структуры эпигерцинских плит. — В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит (Тр. ВНИГРИ, вып. 236). Л., «Недра», 1965, с. 163—185.

Лапина Н. Н. Преобразование глинистых минералов в осадках Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геология моря. Вып. 3. Л., 1974, с. 57—61.

Ларсен Г., Чилингар Дж. В. Введение. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 9—26.

Ларская Е. С. Роль геологических и геохимических факторов в накоплении рассеянного органического вещества в мезо-кайнозойских отложениях Западного Предкавказья. — «Литология и полезн. ископаемые», 1966, № 6, с. 65—77.

Ларская Е. С. К вопросу о геохимических условиях диагенетического преобразования рассеянного органического вещества рифейских и вендских отложений Московской синеклизы. — «Тр. ВНИГНИ», 1974, вып. 158, с. 59—74.

Ларская Е. С. Тепловая история пород осадочного чехла Русской и эпигерцинской платформ и некоторых альпийских передовых прогибов юга СССР в связи с особенностями преобразования органического вещества. — «Тр. Среднеаз. НИИ геол. и минеральн. сырья», 1975, вып. 17, с. 115—127.

Ларская Е. С., Загулова О. П. Особенности накопления и преобразования органического вещества рифейских отложений Московской синеклизы в связи с поисками источников углеводородов. — «Тр. ВНИГНИ», 1973, вып. 138, с. 16—31.

Ларская Е. С., Загулова О. П. О специфике вендского цикла накопления и преобразования органического вещества в Московской синеклизе. — «Тр. ВНИГНИ», 1973а, вып. 139, с. 104—115.

Ларская Е. С., Четверикова О. П. О факторах литогенеза, определяющих продуктивность нефтегазоматеринских толщ. — «Тр. ВНИГНИ», 1974, вып. 158, с. 132—148.

Лахтионов М. О., Тархов А. Г. Опыт терморазведки на колчеданных месторождениях Урала. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка», 1967, № 5, с. 87—94.

Лебедев В. И. К проблеме каолинового ядра. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 51, № 1, с. 57—60.

Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 50—75.

Лебедев В. И. Еще раз о возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геология», 1956, № 8, с. 91—101.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., изд. ЛГУ, 1957, 342 с.

Лебедев В. И. Тепловой поток, метаморфизм и возможный механизм образований геосинклиналей. — «Вестник Ленингр. ун-та», 1964, № 6, с. 31—35.

Лебедев В. И., Синицын В. М. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры. — «БМОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43, вып. 1, с. 5—16.

Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С. Осадки Каспийского моря. М., «Наука», 1973, 119 с.

Лебедев Т. С. Некоторые результаты изучения плотности палеозойских отложений Припятской впадины. — «Тр. Инст. геол. наук АН УССР. Сер. геофизич.», 1958, вып. 2, с. 138—151.

Левенштейн М. Л. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 213—232.

Левенштейн М. Л. Донецкий бассейн. — В кн.: Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М., «Недра», 1975, с. 78—90.

Леворсен А. Геология нефти и газа. М., «Мир», 1970, 639 с.

Леонтьев О. К., Айбулатов Н. А. Новые данные о заливе Провал. — «Природа», 1956, № 6, с. 87—88.

Лещинский А. А. Стрыйская опорная скважина. — «Тр. ВНИГНИ», 1960, вып. XXIV, с. 200—243.

Лиллей Э. Р. Геология нефти и природного газа. М.—Л., Гостоптехиздат, 1938, 484 с.

Линецкий В. Ф. Роль дегидратации глинистых минералов в формировании залежей нефти (критический обзор опубликованных работ). — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 45. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 90—96.

Липатов С. М. Физико-химия коллоидов. М.—Л., Госхимиздат, 1948, 372 с.

Лисицын А. П. Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 108, № 2, с. 313—316.

Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1959, т. 29, с. 65—181.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 175—231.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966, 574 с.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974, 435 с.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. — «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1973, вып. 231, 223 с.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4, с. 3—26.

Лозовский М. Р. Исследования по растворимости природных газов в природных водах. Автореф. дисс. Л., ВНИГРИ, 1950, 23 с.

Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1953, т. 29, вып. 2, с. 103—123.

Ломтадзе В. Д. О формировании свойств глинистых пород. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1956, т. 32, вып. 2, с. 41—87.

Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1959, № 9, с. 96—107.

Ломтадзе В. Д. Итоги обсуждения проблемы «Формирование глинистых пород и их инженерно-геологических свойств». — В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них. (Тр. Международ. симпоз., вып. 1). М., изд. МГУ, 1972, с. 197—198.

Лопатин Н. В. Температура и геологическое время как факторы углефикации. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 95—106.

Лопатин Н. В. К определению влияния температуры и геологического времени на катагенетические процессы углефикации и нефтегазообразования. — В кн.: Исследования орг. в-ва современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 361—366.

Лопатин Н. В. Историко-генетический анализ нефтеобразования с использованием модели равномерного непрерывного опускания нефтематеринского пласта. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976а, № 8, с. 93—101.

Лопатин Н. В. Нефтеобразование в процессе литогенеза в свете системного подхода. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 3, с. 113—121.

Любимова Е. А. Источники глубинного тепла Земли и термические свойства планет земного типа. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 3—31.

Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966а, с. 47—74.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.

Любимова Е. А., Стариков Г. Н. Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966, с. 135—149.

Любимова Е. А., Фирсов Ф. В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 88—107.

Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений. — В кн.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964, с. 5—85.

Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П. Теплофизические исследования горных пород. — В кн.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964а, с. 115—165.

Любимова Е. А., Фирсов Ф. В., Зуев Ю. Н. Данные о геотермических градиентах и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. («Верхняя мантия», № 12). М., «Наука», 1973, с. 78—98.

Лялько В. И., Митник М. М. Дистанционные геотермические поиски полезных ископаемых. — «Геологический журнал», 1975, т. 35, вып. 6, с. 27—45.

Магницкий В. А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей. — «БМОИП. Отд. геолог.», 1946, т. XXI, вып. 3, с. 3—14.

Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., Геодезиздат, 1953, 290 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.

Маев Е. Г., Багиров В. И. Сульфиды железа в донных отложениях Каспийского моря. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. I. М., изд. МГУ, 1970, с. 90—96.

Макаренко Ф. А. Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. II. М., изд. АН СССР, 1961, с. 89—99.

Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И. Глубинный тепловой поток в локальных нефтегазоносных структурах континентов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 1, с. 70—77.

Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Общие сведения о геотемпературном поле и методах его изучения. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 70—80.

Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., Гавлина Г. Б. Региональная характеристика геотемпературного поля. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970а, с. 80—102.

Макаренко Ф. А., Смирнов Я. Б., Сергиенко С. И. Тепловой поток на территории Предкавказья. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970б, с. 137—152.

Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б. Геотемпературное поле Предкавказья и его влияние на свойства нефтей. — «Советская геология», 1972, № 4, с. 102—117.

Макогон Ю. Ф., Трофимук А. А., Царев В. П., Черский Н. В. Возможности образования газогидратных залежей природных газов в придонной зоне морей и океанов. — «Геология и геофизика», 1973, № 4, с. 3—6.

Максимов Е. М. О палеотектонических условиях формирования зон нефтегазоаккумуляции в юрском и неокомском комплексах Западно-Сибирской плиты. — «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1975, вып. 102, с. 96—99.

Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л., Гидрометеоздат, 1970, 447 с.

Максимов С. П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа. М., «Недра», 1964, 486 с.

Максимов С. П., Ботнева Т. А., Еременко Н. А., Панкина Р. Г. О цикличности процессов нефтегазообразования. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXIV сесс. Докл. советских геологов. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов. М., «Наука», 1972, с. 7—13.

Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность нефтеобразования и вторичная миграция. — «Геол. нефти и газа», 1974, № 8, с. 30—38.

Максимов С. П., Золотов А. Н., Ларская Е. С., Островский М. И. К вопросу оценки перспектив нефтегазоносности центральных районов Русской платформы. — «Тр. ВНИГНИ», 1974а, вып. 154, с. 183—193.

Максимов С. П., Калинин М. К., Ботнева Т. А., Молодых Г. Н. Гео-

термические условия развития цикла нефтегазообразования. — «Геология нефти и газа», 1975, № 11, с. 35—41.

Максимов С. П., Еременко Н. А., Ботнева Т. А., Панкина Р. Г. Цикличность процессов нефтегазообразования, нефтегазоносные провинции, бассейны и области. — «Геология нефти и газа», 1976, № 2, с. 30—43.

Максимова М. П. Величины отношений  $N/P$  и  $Si/P$  в водах Индийского океана. — «Океанология», 1974, т. XIV, вып. 5, с. 830—839.

Максимова М. П., Катунин Д. Н., Елецкий Б. Д. Баланс биогенных элементов Каспийского моря в период зарегулированного речного стока. — «Океанология», 1978, т. XVIII, вып. 3, с. 454—458.

Малинин С. Д. Некоторые особенности растворимости неполярных газов в воде и водных растворах электролитов (эффект высаливания) в свете представлений о структуре воды и теорий высаливания. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. Вып. I. М., изд. ВИМС, 1968, с. 86—102.

Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 129—144.

Малиновский Ю. М. Зависимость продуктивности биосферы Земли от положения солнечной системы в Галактике. — В кн.: Проблемы космической биологии, т. XVIII. Влияние некоторых космических и геофизических факторов на биосферу Земли. М., «Наука», 1973, с. 7—25.

Манская С. М. Ископаемое органическое вещество и нефть. — «Геохимия», 1970, № 3, с. 297—302.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964, 315 с.

Манская С. М., Кодина Л. А. Геохимия лигнина. М., «Наука», 1975, 230 с.

Маркевич В. П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1966, 247 с.

Маркевич В. П. Тектонические критерии прогнозной оценки нефтегазоносности Западной Сибири. — «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1973, вып. 70, с. 132—136.

Марковский Н. И. Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти. М., «Недра», 1965, 399 с.

Марковский Н. И. Генетические закономерности размещения горючих ископаемых. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 119—126.

Марти Ю. Ю., Мартинсен Г. В. О биологической и промысловой продуктивности Атлантического океана и сопредельных морей. — «Океанология», 1966, т. VI, вып. 2, с. 326—339.

Мартирова А. О. Распределение физических свойств горных пород в пределах локальных структур Азербайджана. — «Геология нефти и газа», 1968, № 4, с. 40—42.

Матвеев В. Д. Прикаспийская впадина и примыкающая часть эпигерцинской платформы (Западный Казахстан). — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, с. 168—205.

Матвиенко В. Н. К вопросу о применении геотермии в региональной геологии (на примере Западного Предкавказья). — В кн.: Вопросы геол. и нефтегазоносности Краснодарского края. (Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, вып. 17). М., «Недра», 1966, с. 153—164.

Матвиенко В. Н. О характере связи теплового режима с нефтегазоносностью недр (на примере Западного Предкавказья). — «Геол. нефти и газа», 1972, № 8, с. 59—62.

Матвиенко В. Н., Сергиенко С. И. Тепловое поле нефтегазоносных районов Предкавказья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 2, с. 149—155.

Машкович К. А., Зингер А. С., Котровский В. В. Использование геотермических исследований для поисков погребенных структур и выявления дизъюнктивных нарушений в условиях Нижнего Поволжья. — «Нефтегазовая геол. и геофиз.», 1973, № 11, с. 9—13.

Медведева А. М., Климушина Л. П. Палинологический анализ нефти и процессы формирования скоплений углеводородов. — В кн.: Палинология СССР. М., «Наука», 1976, с. 41—46.

Медовский И. Г., Комарова Г. М. О возможной природе локальных гравитационных минимумов над залежами нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1959, № 11, с. 50—52.

Мельников И. А. О содержании легко усвояемого органического вещества в донных осадках северо-восточной части Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1973, т. 91, с. 67—72.

Меньшиков В. С., Сейфулин Р. С. О термическом режиме верхней части земной коры Юго-Восточного Забайкалья. — «Изв. Забайк. отд. геогр. общ. СССР», 1965, т. 1, вып. 3, с. 49—54.

Месторождения нефти и газа Северо-Западноевропейской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1975, 208 с. Авт.: Г. Х. Дикенштейн, В. В. Глушко, Б. А. Соловьев и др.

Месчан С. Р. О влиянии скорости загрузки на деформативные свойства связных грунтов. — «Изв. АН Арм. ССР. Сер. физ.-мат. наук», 1959, т. XII, № 4, с. 127—141.

Месчан С. Р. О влиянии длительности испытания на сопротивление грунтов сдвигу. — «Докл. АН Арм. ССР», 1961, т. 32, № 1, с. 31—36.

Мехтиев Ш. Ф. Геотермические наблюдения в глубоких нефтяных скважинах. — «Изв. Азерб. филиала АН СССР», 1945, № 2, с. 31—34.

Мехтиев Ш. Ф., Алиев С. А. О факторах, влияющих на геотермическую ступень нефтяных месторождений Азербайджана. — «Геология нефти и газа», 1960, № 3, с. 25—28.

Мехтиев Ш. Ф., Мирзаджанзаде А. Х., Алиев С. А. Геотермические исследования нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1971, 216 с.

Мехтиев Ш. Ф., Геодекян А. А., Цятурияц А. Б. и др. Геотермия нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении. М., «Наука», 1973, 191 с.

Мехтиева В. Л. Изучение микрофлоры отложений современного и древнего Каспия. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 218—222.

Миллер Д. ж. Б., Эдуардс К. Л., Уолкотт П. П. и др. Распространение скоплений нефти в Маракаибском бассейне в Венесуэле. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 288—318.

Мизандронцев И. Б., Младова Т. А. Об относительной интенсивности раннего диагнеза доных отложений озера Байкал. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 107—115.

Милешина А. Г. Об изучении трещиноватости в породах карбонатного типа. — В кн.: Геохимические методы поисков нефти и газа. Вып. 1. М., Гостоптехиздат, 1953, с. 53—59.

Миловский А. В. Источники энергии геохимических процессов. — В кн.: История и методология естественных наук. Вып. XIII. Геология. М., изд. МГУ, 1974, с. 62—67.

Минский Н. А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М., «Недра», 1975, 288 с.

Мирошников Л. Д. Структура фундамента северной части Западно-Сибирской низменности и возможность его нефтеносности. — «Геология нефти и газа», 1961, № 1, с. 34—39.

Мирчинк М. Ф., Есенов Ш. Е., Бененсон В. А. и др. Тектоника и нефтегазоносность Мангышлака и Устюрта. М., «Недра», 1972, 238 с.

Мирчинк М. Ф., Шахновский И. М., Шебалдин В. П. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины. — «Геология нефти и газа», 1973, № 1, с. 9—15.

Мирчинк М. Ф., Сонич В. П., Ильин В. М., Черников О. А. О необратимом снижении проницаемости песчано-алевритовых коллекторов в условиях падения пластового давления. — «Геология нефти и газа», 1975, № 3, с. 32—35.

Мирчинк М. Ф., Амурский Г. И., Бененсон В. А., Кунин Н. Я. Геоструктурные условия залегания палеозойских образований в пределах молодых платформ и их нефтегазоносность. — В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1975а, с. 14—41.

Михайловский Г. П. Несколько соображений о происхождении кавказской нефти. — «Изв. Геол. комитета», 1906, т. 25, № 6, с. 424—458.

Михалев А. К. О реконструкции прогиба Донецкого бассейна в связи с проблемой конседиментационных тектонических движений. — «БМОИП. Отд. геолог.», 1972, № 3, с. 110—117.

Могилевский Г. А., Чиркинская Б. С. О некоторых закономерностях в составе растворенных и сорбированных природных газов в зависимости от положения исследованных скважин на структуре. — «Тр. ВНИГНИ», 1959, вып. 17, с. 253—258.

Моделевский М. Ш., Толстой Н. С. Геология и нефтегазоносность арктических и субарктических районов мира. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1970, 116 с.

Моделевский М. Ш., Калинин Н. А., Кузнецов Ю. Я. и др. Нефтегазоносные бассейны Африки и прогнозная оценка их ресурсов. М., изд. ВИЭМС, 1972, 50 с.

Мокиевская В. В. Органический фосфор в воде Тихого океана. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 130—137.

Молдавский В. С. О геологических факторах изменения плотности осадочных пород Азербайджана. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1958, № 3, с. 11—16.

Монюшко А. М. Изменение физико-механических свойств морских глинистых отложений района Бакинского архипелага в процессе литогенеза. — В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., изд. АН СССР, 1963, с. 5—22.

Муравьев В. И. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геолог.», 1962, № 6, с. 34—49.

Муррей Г. Е. Геологические условия залегания нефти и газа в прибрежной провинции Голф (США). — В кн.: XX Международный геол. конгресс. Материалы по



геологии нефти. Том III, Северная и Южная Америка. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 172—206.

Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965, 200 с.

Мюллер Г. Диагенез (и катагенез) глинистых осадков. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 122—165.

Мюллер П., Вингольц Р. О генезисе углеводородов в карбонатных породах цехштейна-2 (верхней перми) на территории Германской Демократической Республики. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 152—161.

Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна. — «Геотектоника», 1972, № 3, с. 51—60.

Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н. О времени и механизме образования сбросовых дислокаций Южного и Западного Донбасса. — «БМОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 3, с. 60—70.

Назаркин Л. А. Роль палеоклимата в прогнозах нефтеносности крупных регионов. Саратов, «Коммунист», 1955, 143 с.

Назаркин Л. А. О диагностике нефтематеринских пород. — «Учен. записки Саратовского ун-та», 1959, т. 65, вып. геол., с. 137—143.

Назаркин Л. А. О возможности нефтеобразования из аллохтонного органического вещества. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1960, № 3, с. 23—26.

Назаркин Л. А. О роли скорости седиментации в накоплении абсолютных масс органического вещества в осадке. — «Докл. АН СССР», 1960а, т. 130, вып. 4, с. 868—870.

Назаркин Л. А. Палеоклимат и региональные прогнозы нефтеносности. — В кн.: Материалы по геол. и геофиз. нефтегазонос. областей Урало-Поволжья и Зап. Сибири. Саратов, изд. Саратовского ун-та, 1966, с. 215—252.

Назаркин Л. А. Палеоклиматическое обусловленное размещение нефтяных месторождений — неоспоримое доказательство биогенного происхождения нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 87—93.

Назаров Г. Н. Оледенения и геологическое развитие Земли. М., «Недра», 1971, 152 с.

Найденова В. И., Поляк Б. Г. О геотермических условиях Волго-Уральской провинции. — «Гр. Лаб. гидрогеологич. проблем АН СССР», 1962, т. 42, с. 36—42.

Наливкин В. Д. Зависимость распределения запасов нефти и газа от типов крупных и крупнейших тектонических структур. — В кн.: Международн. геол. конгресс, XXIV сесс. Докл. советских геологов. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных пород. М., «Наука», 1972, с. 25—29.

Наливкин В. Д. Типы промежуточных комплексов и их перспективы. — В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1975, с. 159—161.

Наливкин В. Д., Форш Н. Н. Пермский период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964, с. 108—120.

Наливкин В. Д., Рудкевич М. Я. Локальные поднятия в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность, часть I. М., «Недра», 1964, с. 369—406.

Наливкин В. Д., Евсеев Г. П., Зеличенко И. А. и др. Роль процессов преобразования органического вещества и нефтей в распределении нефтяных и газовых залежей Западной Сибири. — «Геология нефти и газа», 1969, № 9, с. 6—12.

Наливкин В. Д., Лазарев В. С., Сверчков Г. П. Влияние геологических условий на размещение углеводородов в осадочных бассейнах. — В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нефтяных и битуминозных пород. (МГГ, XXV сессия. Доклады советских геологов). М., «Наука», 1976, с. 109—115.

Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., изд. АН СССР, 1963, с. 238—290.

Непримеров Н. Н., Пудовкин М. А., Макаров А. И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань, изд. Казанск. ун-та, 1968, 163 с.

Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане. — В кн.: Геология дна океанов и морей. (Тр. XXII сессии Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов, пробл. 16). М., «Наука», 1964, с. 52—62.

Нерпин С. В., Дерягин Б. В. Поверхностные явления в механике грунтов. — В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., изд. АН СССР, 1961, с. 156—165.

Неручев С. Г. Об изменениях состава автохтонных битумоидов органического вещества глинистых пород под воздействием факторов метаморфизма и нефтеотдачи. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 4, с. 901—903.

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., «Недра», 1969, 240 с.

Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества пород и генерации нефти и газа в процессе погружения осадков. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 5, с. 1186—1189.

Неручев С. Г. Эпохи радиоактивности в истории земли и развитие биосферы. — «Геология и геофизика», 1976, № 2, с. 2—15.

Неручев С. Г., Парпарова Г. М. Роль геологического времени в процессах метаморфизма углей и рассеянного органического вещества пород. — «Геология и геофизика», 1972, № 10, с. 3—11.

Неручев С. Г., Двали М. Ф., Кротова В. А. и др. Поисковые критерии прогноза нефтегазоносности. — «Тр. ВНИГРИ», 1969, вып. 269, 224 с.

Неручев С. Г., Рогозина Е. А., Капченко Л. Н. Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества. — «Геология и геофизика», 1973, № 10, с. 14—16.

Неручев С. Г., Парпарова Г. М., Файзуллина Е. М. и др. Преобразование сапропелевого рассеянного органического вещества на стадии диагенеза осадков. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 1, с. 126—135.

Неручев С. Г., Филатов С. С., Белецкая С. Н. и др. Катагенетическое превращение рассеянного органического вещества (на примере среднекаменноугольных отложений в юго-западной части Донбасса). — «Геология нефти и газа», 1977, № 4, с. 39—45.

Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород. — «Сов. геология», 1965, № 12, с. 69—81.

Нестеров И. И. Критерии прогнозов нефтегазоносности (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 15). М., «Недра», 1969, 345 с.

Нестеров И. И., Рыльков А. В., Ушатинский И. Н. и др. Геолого-геохимические условия миграции углеводородов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — «Тр. ВНИГНИ», 1975, вып. 178, с. 41—54.

Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К. Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М., «Недра», 1975а, 278 с.

Николаев В. М. Геотермические условия в нефтеносных пластах Терско-Сунженской нефтеносной области. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. II. М., изд. АН СССР, 1961, с. 100—139.

Николаевский А. А. Плотностная характеристика геологического разреза восточной части Сибирской платформы. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 23, с. 112—126.

Нишанходжаев Р. Н. К вопросу распространения и условий образования туранской горючесланцевой формации Южного Узбекистана. — «Научн. труды Ташкентского университета», вып. 431. Тр. проблемн. лаб. осадочн. формац. и осад. пород», 1972, вып. XII, с. 142—145.

Новоселицкий В. М., Сосланд С. А., Килейко Е. С. Использование физических свойств горных пород при палеотектоническом анализе. — «Литология и палеон. ископ.», 1972, № 6, с. 129—138.

Новоселов Б. А. Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур. — «Геотектоника», 1975, № 4, с. 95—101.

Новосилецкий Р. М. Закономерности уплотнения коллекторов в месторождениях с большим этажом нефтегазоносности. — В кн.: Нефтяная и газовая промышленность. Научно-техн. сборн. № 2. Киев, 1962, с. 37—42.

Новосилецкий Р. М., Романюк А. Ф. О природе аномально высоких пластовых давлений на больших глубинах нефтегазоносных областей Украины. — «Геологический журнал», 1975, т. 35, вып. 6, с. 115—119.

Овчаренко Ф. Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов. Киев, изд. АН УССР, 1961, 291 с.

Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. I. М., изд. АН СССР, 1959, с. 53—85.

Озерская М. Л. Связь между геологическими факторами и физическими свойствами осадочных пород. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Наука», 1967, с. 719—738.

Озерская М. Л., Семенова С. Г. Влияние условий формирования осадочных пород на их физические свойства. — «Советская геология», 1971, № 2, с. 160—164.

Озерская М. Л., Семенова С. Г. Использование результатов исследования физических свойств горных пород при геотектоническом районировании. — «БМОИП. Отд. геол.», 1972, т. 77, вып. 6, с. 17—23.

Оксман С. С. Некоторые особенности геологического развития Усть-Виллюйского газоносного района. — В кн.: Лено-Виллюйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969, с. 106—107.

Олли А. И., Вышемирский В. С. Возраст Жигулевских ворот. — «Уч. зап. Саратовск. ун-та», 1951, т. 23, с. 166—171.

Опдаик Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов. — В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 159—182.

Оппенгеймер К. Х. Бактериальная деятельность в морских осадках. — В кн.: Геохимический симпозиум. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 49—55.

Островский М. И., Мазур И. Ф., Горбачев И. Ф. и др. О направлении нефтепоисковых работ в Московской синеклизе. — «Геология нефти и газа», 1976, № 5, с. 47—50.

Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1953, т. 7, с. 70—90.

Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1957, т. XXII, с. 139—158.

Остроумов Э. А., Волков И. И. Геохимическое поведение серы в донных отложениях Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1967, т. 83, с. 68—83.

Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря. — «Тр. Инст. океанол. АН СССР», 1961, т. 50, с. 93—129.

Палиев Г. И., Трайнин Л. П. О некоторых физических свойствах и геологическом возрасте пород Западного Примуржья. — «Прикладная геофизика», 1964, вып. 38, с. 213—223.

Панюков П. Н. Об энергетике геологических процессов (тезисы доклада). — «БМОИП. Отд. геол.», 1953, т. XXVIII, вып. 4, с. 101—102.

Панюков П. Н. Энергетический баланс геологических процессов. — «Научные докл. высшей школы. Геолого-географ. науки», 1959, № 1, с. 21—29.

Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. М., изд. АН СССР, 1954, 25 с.

Пах Э. М. Геотермия как один из методов познания геологических явлений на угольных месторождениях Кузбасса. — В кн.: Новые данные по геологии и полезн. ископ. Зап. Сибири. Вып. 3. Томск, изд. Томск. ун-та, 1968, с. 47—63.

Пашалы Н. В. Гранулометрические типы и вещественный состав четвертичных отложений. — В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 115). М., изд. АН СССР, 1965, с. 68—89.

Пашкевич Е. И. Газогенерирующие формации в фундаменте Западно-Сибирской плиты в связи с выделением новых объектов геолого-разведочных работ. — «Тр. ВНИИгаз», 1975, вып. 47/55, с. 115—123.

Педашенко А. И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостехиздат, 1959, 217 с.

Перозин Г. Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967, с. 5—70.

Перозин Г. Н. Катагенез и глубинный эпигенез в гранулярных коллекторах нефти Усть-Балькского месторождения. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967а, с. 70—98.

Перозин Г. Н. Определение времени формирования месторождений нефти и газа на основании детального изучения региональных преобразований терригенных пород (на примере Западно-Сибирской плиты). — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 72—84.

Петкевич Г. И. О некоторой взаимосвязи между плотностью, пористостью и упругими свойствами пород в геологическом разрезе Предкаратья. — В кн.: Комплексные геофизич. исследования территории Украины. Киев, изд. АН УССР, 1963, с. 33—42.

Петров А. А. Строение нефтяных углеводородов и проблема происхождения нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 133—140.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967, 343 с.

Пилипенко Г. Ф. Геотермический режим и ресурсы термальных газов горы Янганта в Башкирии. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966, с. 304—313.

Погребницкий Е. О. К вопросу метаморфизма углей Донбасса. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 106—108.

Познер В. М. Каменноугольный период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964, с. 86—102.

Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР. — «Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1962, т. 42, с. 43—68.

Полак Л. С. Закономерности изменения пористости и плотности осадочных пород с глубиной их залегания. — «Тр. Инст. нефти АН КазССР», 1956, т. 1, с. 17—32.

Поляк Б. Г. О геотермическом градиенте Русской платформы. — «Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1962, т. 42, с. 25—36.

Поляк Б. Г. К энергетической оценке вулканических явлений. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 61—66.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 3—19.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь теплового потока с геологическим строением земной коры. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 162—173.

Поляков А. С. Инженерно-геологическая характеристика современных осадков

Среднего Каспия. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М., изд. МГУ, 1970, с. 141—148.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. — «Тр. Ташкентского государственного университета», 1960, вып. 177. Геол. науки, книга 14, с. 5—170.

Попов В. С. Тектоника. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 103—151.

Попов П. Г. Стратификация осадков Каспийского моря. — В кн.: Современные осадки Каспийского моря. (Тр. Аз. нефт. эксп.). М., изд. АН СССР, 1956, с. 186—242.

Поспелов Г. Л., Козлова Л. Е., Гонцов А. А. Возможные механизмы образования нефтяных залежей из водно-нефтяных растворов в продуктивной гидродинамической системе. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 381—388.

Потеряева В. В. Геологические особенности размещения крупных скоплений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 28—32.

Предтеченская Н. С. Зависимость пористости песчано-алевритовых пород от мощности пласта для отложений эоцена Предкарпатья. — «Бюлл. НТИ. Проблемы нефтегазоносности. УССР. Вып. 4. Сер. геол. Методы поисков и разв. м-ний нефти и газа», 1969, № 7, с. 87—89.

Приклонский В. А. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород. — В кн.: Труды Совещ. по инженерно-геол. свойствам горных пород и методам их изучения. Т. 1. М., изд. АН СССР, 1956, с. 7—19.

Приклонский В. А., Окнина Н. А. Предварительные данные об инженерно-геологическом изучении четвертичных илов северо-западной части Черного моря. — «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1957, т. XV, с. 172—195.

Проблемы нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, «Наука», 1976, 237 с. Авт.: М. А. Алексеева, О. И. Богуш, О. П. Вышемирская и др.

Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М., «Недра», 1973, 232 с. Авт.: М. И. Варенцов, С. М. Дорошко, И. К. Королюк и др.

Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири. Тр. Инст. геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 194. Новосибирск, «Наука», 1975, 270 с.

Проект рекомендации по мировой геохронологической шкале. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 9, с. 7—9.

Прозорович Э. А. К вопросу о факторах уплотнения осадочных пород. — «Тр. Аз. НИИ Д. Н.», 1956, вып. IV, с. 244—271.

Прозорович Э. А. Уплотнение глинистых пород майкопской свиты с увеличением глубины их залегания в некоторых областях Кавказа. — «Сб. научно-техн. инф. Аз. НИИ», 1961, вып. 33, с. 57—61.

Прозорович Э. А. Плотность глинистых пород в связи с особенностями тектонического строения. — «Геология нефти и газа», 1962, № 9, с. 55—59.

Прозорович Э. А., Султанов А. Д. Плотность глинистых пород некоторых районов Азербайджана. — «Докл. АН Азерб. СССР», 1961, т. 17, № 4, с. 293—298.

Пронин А. А. Тектонические эпохи фанерозоя. — «Тр. Инст. геол. и геохим. Уральского науч. центра АН СССР», 1971, вып. 92, с. 3—9.

Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959, 451 с.

Пустильникова С. Д., Бедов Ю. А., Оситянская Л. З., Петров Ал. А. Получение нефтяных углеводородов из жирных кислот термокаталитическим путем. Сообщение II. Термокаталитическое превращение олеиновой кислоты. — В кн.: Среда и процессы нефтеобразования. М., «Наука», 1964, с. 37—60.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, 475 с.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. — В кн.: О вторичных изменениях осадочных пород. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5). М., изд. АН СССР, 1956, с. 3—52.

Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. (Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности). Баку, «Азнефтеиздат», 1958, 336 с.

Путкарадзе А. Л. Краткий геологический очерк. — В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 115). М., изд. АН СССР, 1965, с. 9—29.

Пушаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон. — «Геотектоника», 1975, № 1, с. 3—13.

Раабен В. Ф., Черников К. А. Условия проявления главной фазы нефтеобразования и распределения углеводородов в разновозрастных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7, с. 57—67.

Раабен В. Ф., Галимова Л. В. Особенности нефтегазоносности молодых платформ мира. — В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1975, с. 107—124.

Радченко О. А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л., «Недра», 1965, 314 с.

Радченко О. А. К вопросу о механизме нефтеобразования. «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 193—196.

Раевский В. Ю. Использование тренд-анализа при геотермических исследованиях в нефтегазоносных областях (на примере Равнинного Крыма и Северного причерноморья). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6, с. 119—126.

Размещение зон нефтегазоаккумуляции в Западной Сибири. М., «Наука», 1974, 88 с.

Райтбурд Ц. М., Слонимская М. В. Характер гидратации обменных катионов в глинистых породах. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 1, с. 151—154.

Рамазанзаде М. Г., Ростомян П. М. Энергетический метод определения возраста нефти. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1958, № 2, с. 19—22.

Рамазанзаде М. Г., Ростомян П. М. Влияние изменения энергии нефти на локальные геотермические аномалии в нефтяных месторождениях. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1960, № 7, с. 15—21.

Ратеев М. А., Покидин А. К., Хеиров М. Б. Глинистые минералы, их распределение и генезис в сводном разрезе Аляты — море. — В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинист. отложений Бакинского архипелага (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 115). М., изд. АН СССР, 1965, с. 89—115.

Раузер-Черноусова Д. М. О количественном распределении хлорофилла в современных и ископаемых морских осадках. — «БМОИП. Отд. геол.», 1930, т. VIII (3—4), с. 285—299.

Рахимов Н., Пашковский В. Н. Геотермическая характеристика продуктивной мезозойской толщи Западного Узбекистана. — В кн.: Геология газов. месторождений. Вып. 1. Л., «Недра», 1970, с. 93—102.

Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. — В кн.: Тр. совещ. по инженерно-геол. свойствам горн. пород и методам их изучения. Т. 1. М., 1956, с. 31—45.

Ребиндер П. А., Сегалова Е. Е. Новые проблемы коллоидной химии минеральных вяжущих материалов. — «Природа», 1952, № 12, с. 45—52.

Резников А. Н. О геохимическом превращении нефтей и конденсатов в зоне катагенеза. — «Геология нефти и газа», 1967, № 5, с. 24—28.

Ренц Г. Г., Олбердинг Г., Дэллмес К. Ф. и др. Восточновенесуэльский бассейн. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 243—287.

Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., «Иностр. лит.», 1963, 670 с.

Ровнин Л. И., Суетнов В. В., Гаирбеков Х. А. и др. Эффективность применения комплексной терморазведки в Оренбургской области. — «Геология нефти и газа», 1977, № 2, с. 38—42.

Рогозина Е. А. К вопросу о газовой фазе органического вещества пород. — «Геология нефти и газа», 1964, № 11, с. 51—55.

Родионова К. Ф. О превращении органического вещества под влиянием микробов морских илов в связи с вопросом о нефтеобразовании. — В кн.: Памяти акад. И. М. Губкина. М., изд. АН СССР, 1951, с. 287—304.

Родионова К. Ф. Органическое вещество и нефтематеринские породы девона Волго-Уральской нефтегазоносной области. (Тр. ВНИГНИ, вып. 53). М., «Недра», 1967, 357 с.

Родионова К. Ф., Старовойтова А. Ф. К изучению гуминовых кислот майкопских отложений Центрального Предкавказья. — «Тр. ВНИИ», 1957, вып. II, с. 310—320.

Родионова К. Ф., Максимов С. П. Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород. — «Тр. ВНИГНИ», 1971, вып. 98, с. 28—48.

Родионова К. Ф., Ильинская В. В., Максимов С. П., Телкова М. С. О характеристике парафиновых углеводородов органического вещества осадочных пород и нефтей методом газо-жидкостной хроматографии. — «Геология нефти и газа», 1968, № 12, с. 34—38.

Родионова К. Ф., Максимов С. П., Шляхов А. Ф. и др. Изопреноидные углеводороды в органическом веществе осадочных пород. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 35—41.

Родионова К. Ф., Максимов С. П., Кошаровская Г. Д. и др. К геохимической характеристике валдайских отложений венда центральных районов Русской платформы. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 41—48.

Роженас С. М. Вопросы геохимии нефтегазоконденсатных залежей севера Западно-Сибирской плиты. — «Геология нефти и газа», 1974, № 5, с. 26—31.

Розанов Л. Н. О связи плотностей пород с тектоникой Бугурусланского района. — «Прикладная геофизика», 1947, вып. 3, с. 173—180.

Розанов Л. Н. Вопросы генезиса структур Бугурусланского нефтеносного района. — «Сов. геология», 1948, сб. 28, с. 32—47.

Розанов Л. Н., Васильева Н. И. Зависимость содержания рассеянных битумов от тектонической структуры. — «Новости нефтяной техники. Геология», 1956, № 1, с. 21—29.

Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. — «Литология и полезн. ископаем.», 1972, № 4, с. 26—40.

Роль осадочных пород в распределении рассеянных углеводородных газов. М., «Недра», 1976, 142 с. Авт.: И. С. Старобинец, А. В. Архангельский, Е. С. Тимомирова и др.

Романкевич Е. А. Органическое вещество в колонках донных отложений северо-западной части Тихого океана (к востоку от Камчатки). — «Докл. АН СССР», 1957, т. 116, № 3, с. 447—450.

Романкевич Е. А. О составе и распределении растительных пигментов в отложениях северо-западной части Тихого океана к востоку от Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 6, с. 1305—1308.

Романкевич Е. А. Распределение органического углерода и азота в современных и четвертичных осадках Тихого океана. — «Океанология», 1968, т. VIII, вып. 5, с. 825—838.

Романкевич Е. А. Органическое вещество в осадках. — В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М., «Наука», 1970, с. 107—159.

Романкевич Е. А. Биогеохимический состав осадков Тихого океана. — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1974, № 1, с. 27—40.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977, 256 с.

Романкевич Е. А., Батурин Г. Н. Биогеохимический состав осадков шельфа Западной Африки (5—23° ю. ш.). — «Океанология», 1974, т. XIV, вып. 4, с. 660—664.

Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. — В кн.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 62—77.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). — «Тр. Геофиз. ин-та», 1949, № 3, (30), с. 3—390.

Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). — «Геохимия», 1958, № 5, с. 409—424.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Сеславинский К. Б. Изменение распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 12, с. 5—12.

Ростовцев К. О., Буряк В. Н. Основные этапы геологической истории и современной структура Восточно-Кубанского прогиба и прилегающих районов Большого Кавказа. — «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1959, № 2, с. 36—49.

Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я. Некоторые особенности колебательных движений и развития платформенных структур. — В кн.: Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность. Часть 1. М., «Недра», 1964, с. 344—459.

Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Максимов Е. М., Тимофеев А. А. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. — «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1970, вып. 28, 175 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959, 557 с.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, 779 с.

Рыжков О. А., Зуев Ю. Н. Общие геотермические черты артезианских бассейнов Средней Азии. — В кн.: Геология газовых месторождений Средн. Азии. Вып. 1. М., «Недра», 1970, с. 76—102.

Рябчиков А. М. Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. М., «Мысль», 1972, 223 с.

Рядинская В. К., Колесникова С. Г. Влияние гидрохимических показателей на температурный режим месторождения Сангачалы — море — Дуваный — море — Булла. — «Изв. высш. учеб. завед. Нефть и газ», 1973, № 11, с. 6—8.

Савельев В. И. Некоторые особенности и свойства морских илов. — «Вестн. Ленинград. ун-та. Сер. биол., геогр. и геол.», 1953, № 4, с. 155—158.

Савельев В. И. О стадийности формирования связанных осадочных пород. — «Вест. Ленинград. ун-та. Сер. биол., геогр. и геол.», 1953а, № 4, с. 149—153.

Салехли Т. М., Ахмедова Н. А. Новые данные о физических свойствах осадочных пород с-з части Кировабадской нефтегазоносной области. — «Азерб. нефт. хоз-во», 1972, № 12, с. 6—8.

Салманов Ф. К. О связи состава нефтей с условиями их образования. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 85—88.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973, 309 с.

Саркисян С. Г., Корж М. В., Комардинкина Г. Н. и др. Западная Сибирь в юрском периоде. М., «Наука», 1967, 170 с.

Сверчков Г. П. Нефтегазосность западной части Западно-Сибирской низменности. — «Тр. ВНИГРИ», 1959, вып. 140, с. 312—353.

Селибер Г. Л., Катанская Г. А. Влияние затрудненного доступа воздуха на образование жира микроорганизмами. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 76, № 5, с. 727—730.

Сенин Ю. М. Климатическая зональность современного осадкообразования на шельфе Западной Африки. — «Океанология», 1974, т. XIV, вып. 1, с. 128—137.

Серб-Сербина Н. Н., Ребиндер П. А. Структурообразование в водных сус-

пензиях бентонитовых глин. — «Коллоидный журнал», 1947, т. 9, № 5, с. 381—391.

Сергеевич В. И., Жузе Т. П., Есакова Е. А. Растворимость углеводов в пластовых водах как фактор первичной миграции. — В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений нефти и газа в геотектонических областях территорий стран — членов СЭВ. М., «Наука», 1975, с. 58—67.

Сергиенко С. И. Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1971, 152 с.

Сергиенко С. И. Влияние теплового поля на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 1, с. 104—114.

Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрии: проблема «абиогенности» и другие проблемы в познании и генетической интерпретации. — В кн.: Исследования орг. вещества современных и ископаем. осадков. М., «Наука», 1976, с. 72—78.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 277). М., «Наука», 1975, 115 с.

Симоненко В. Ф. О возможном участии аномальной воды глин в процессах миграции углеводородов. — «Геология нефти и газа», 1974, № 2, с. 37—42.

Симоненко В. Ф., Соколов В. Л. Новые экспериментальные данные о переносе рассеянных углеводородов в воднорастворенном состоянии из глинистых пород в коллекторы. — В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 172—178.

Синицын В. М. Роль солнечной энергии в развитии земной коры. — «Вестник Ленинград. ун-та», 1964, № 6, с. 47—56.

Скадовский С. Н. Факторы накопления и преобразования органического вещества иловых отложений. — «Тр. Лаб. генезиса сапропеля ИГН АН СССР», 1941, вып. 2, с. 169—183.

Скок В. И. Причины метаморфизма ископаемых углей и опыт классификации основных типов его. — В кн.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965, с. 27—40.

Скопинцев Б. А. О коагуляции терригенных взвешенных частиц речного стока в морской воде. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1946, т. X, № 4, с. 357—373.

Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона. — «Тр. Всесоюз. гидробиологического об-ва», 1949, т. 1, с. 34—43.

Скопинцев Б. А. Некоторые результаты изучения органического вещества в морских водах применительно к познанию процессов осадкообразования. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 385—391.

Скопинцев Б. А. Современные достижения в изучении органического вещества вод океанов. — «Океанология», 1971, т. XI, вып. 6, с. 939—956.

Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1961, т. 45, с. 22—64.

Смирнов Я. Б. Тепловой поток в дне акваторий. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 2, с. 428—431.

Смирнов Я. Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 182—184.

Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 3—26.

Смирнов Я. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов (Тр. МОИП, т. 46. Отд. геол., подсеция геофизики). М., «Наука», 1972, с. 52—75.

Смирнов Я. Б., Велюго А. Я., Кашпур Я. И. и др. Оценка теплового потока в восточной части Русской платформы. — В кн.: Тепловой режим недр СССР (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 116—136.

Смирнов Г. А., Федорова Г. Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 908—911.

Смит П. В. Исследование по проблеме происхождения нефти. Углеводороды в современных осадках. Л., Госолптехиздат, 1956, 50 с.

Смит Дж., Эрдман Дж., Моррис Д. Миграция, аккумуляция и сохранение нефти в земной коре. — В кн.: Последние достижения в понимании происхождения, миграции и аккумуляции нефти и газа и соответствующие методы оценки перспектив нефтегазоносности (VIII Мировой нефтяной конгресс). М., Внешторгиздат, 1971, с. 22—58.

Снарский А. Н. О связи первичной миграции с уплотнением пород. — «Геология нефти и газа», 1961, № 7, с. 24—26.

Снарский А. Н., Фердман Л. И. О времени формирования залежей нефти и газа в предгорных и межгорных нефтегазоносных бассейнах. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 183—194.

Соболев В. С., Парпарова Г. М. О метаморфизме рассеянного органического вещества палеозойских и мезозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины в связи с их нефтегазоносностью. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 3, с. 722—725.

Соколин Х. Г., Липовецкий И. А., Хромов В. Т. Значение региональных зон резкого градиента мощности для нефтегазоаккумуляции в Прикаспийской впадине. — «Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», 1970, вып. 90, с. 287—292.

Соколов Б. А. Понятие о нефтидогенерации. — В кн.: Научная отчетная конференция геологич. ф-та МГУ (тезисы докл.). М., изд. МГУ, 1970, с. 106—109.

Соколов Б. А., Конюхов А. И. Особенности диагенеза глубоководных осадков и проблема поисков нефти и газа в океанах. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1975, № 3, с. 59—63.

Соколов В. А. Прямые геохимические методы поисков нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1947, 305 с.

Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948, 460 с.

Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965, 275 с.

Соколов В. А. Об образовании газообразных углеводородов в современных отложениях. — «Геология нефти и газа», 1966, № 6, с. 45—49.

Соколов В. А., Бестужев М. А., Тихомолова Т. В. Химический состав нефтей и природных газов в связи с их происхождением. М., «Недра», 1972, 275 с.

Соколов В. Л., Чайковская Э. В. Зональность распределения нефтяных углеводородов в Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Наука», 1968, с. 194—204.

Соколов В. Л., Симоненко В. Ф. К вопросу об изучении на моделях процесса отжатия седиментационных вод. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 117—121.

Соколов В. Л., Арефьев О. А., Гуляева Н. Д. и др. Катагенез органического вещества и газообразование по экспериментальным данным. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 309—316.

Соколова М. Н. О некоторых особенностях распределения донных биоценозов ложа северо-западной части Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1960, т. 34, с. 336—342.

Соколова М. Н. Распределение группировок (биоценозов) донной фауны глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1960а, т. 34, с. 21—59.

Соллогуб В. Б. Физические свойства горных пород юго-западного и южного районов Европейской части СССР. Киев, изд. АН УССР, 1958, 101 с.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федьнский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.

Спевак Ю. А. Изучение газонасыщенности пластовых вод в связи с температурными условиями метаморфизации ОВ. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 57—63.

Спевак Ю. А., Бурштар М. С., Малкин С. П. Газо-геохимические и палеоструктурные критерии времени формирования залежей нефти и газа Восточного Предкавказья. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., «Наука», 1976, с. 143—149.

Спицын В. И., Глазунов М. П., Муляр В. М. и др. Исследование аномальной воды методом нейтронно-активационного анализа. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 1, с. 132—135.

Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турвано-Скифской плит. Л., «Недра», 1965, 320 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 236). Авт.: Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В. и др.

Ставицкий В. П. Геотермические условия Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность. Часть II. М., «Недра», 1964, с. 205—210.

Стадников Г. Л. Происхождение углей и нефти. Химия превращения органических веществ в течение геологических периодов. Изд. 3-е. М.—Л., изд. АН СССР, 1937, 611 с.

Старицкий Ю. Г. О развитии Промысловой антиклинали. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 105, № 4, с. 803—804.

Старобинец И. С., Ломейко Н. Н. Изучение каталитического влияния пород различного литологического состава на образование газообразных углеводородов из природных органических соединений. — «Тр. Среднеаз. НИИ геол. и минеральн. сырья», 1975, вып. 17, с. 108—114.

Степанов Н. В. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей. — «Океанология», 1961, т. 1, вып. 2, с. 213—219.

Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., «Недра», 1964, 134 с.

Стетюха Е. И., Пивоваров В. Т., Лышко Н. А. О зависимости между плотностью, удельным весом и пористостью горных пород. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1961, № 11, с. 23—28.

Страхов Н. М. О значении сероводородных бассейнов как области отложения битуминозных и нефтепроизводящих свит. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 5, с. 893—918.



- Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. — «Тр. Инст. геологич. наук АН СССР. Сер. геол.», 1939, вып. 16, № 6, 122 с.
- Страхов Н. М. Диagenез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 12—50.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., изд. АН СССР, 1960, 212 с.
- Страхов Н. М. К вопросу о факторах преобразования серы в отложениях Черного моря. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 634—642.
- Страхов Н. М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961а, с. 5—28.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II, III. М., изд. АН СССР, 1962, 574, 550 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостоптехиздат, 1963, 535 с.
- Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе. — «Литология и полезн. ископаем.», 1964, № 6, с. 143—150.
- Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1971, № 3, с. 3—17.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1972, № 4, с. 65—93.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 292). М., «Наука», 1976, 299 с.
- Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1976а, № 6, с. 3—31.
- Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения  $C_{org}$ ,  $SiO_2$  и  $CaCO_3$  в океанском осадкообразовании. — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1978, № 1, с. 3—31.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф. К геохимии органического вещества. I. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами осадочных пород. — «БМОИП. Отд. геол.», 1954, т. XXIX, вып. 2, с. 3—21.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 1, с. 34—51.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., изд. АН СССР, 1954, 791 с.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. — «Тр. Инст. геол. наук АН СССР», 1955, вып. 155, сер. геол., № 66, с. 3—115.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицина Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль). — «Литолог. и полезн. ископаем.», 1973, № 3, с. 3—29.
- Строганов В. П. Об условиях формирования залежей углеводородов в меловых отложениях платформенной части Запада Средней Азии. — «Геология нефти и газа», 1974, № 11, с. 45—51.
- Строганов В. П. Совещание по проблеме «Условия раздельного формирования зон нефте- и газонакопления». — «Геология нефти и газа», 1977, № 4, с. 70—73.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, изд. АН УССР, 1955, 260 с.
- Судариков Ю. А. История постгеосинклинального развития. — В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы Юга СССР. Том II. Предкавказье. М., «Недра», 1964, с. 94—118.
- Судариков Ю. А., Грибова Е. А., Дубровская М. А. и др. Платформенный чехол эпигерцинской платформы Предкавказья. — В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. II. Предкавказье. М., «Недра», 1964, с. 67—94.
- Суетнов В. В. Особенности температурного поля нефтегазоносных площадей Предгорного Дагестана. — «Тр. Ин-та геологии Даг. филиала АН СССР», 1968, вып. 7, с. 293—295.
- Сунцов М. А. О фильтрации воды в структурных глинистых породах. — В кн.: Гидрогеохимические материалы. М., изд. АН СССР, 1963, с. 62—76.
- Сухарев Г. М. Землетрясения, вызываемые техногенными причинами. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1976, № 5, с. 3—8.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К. К вопросу о геотермической характеристике разреза третичных отложений Азербайджана. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1962, № 4, с. 3—8.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власов С. П. Новые данные о геотермических особенностях нефтяных и газовых месторождений Кавказа. К вопросу о геотермическом районировании Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 5, с. 1164—1167.
- Сычев П. М., Парвизян А. С. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 103—106.

Табасаранский З. А. Условия формирования локальных структур Центрального Предкавказья. — «Геология нефти и газа», 1960, № 6, с. 31—37.

Татеева Н. В., Тихомирова М. М., Корунова В. В. Вода при диагенезе морских осадков (на примере северных морей). — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 960—976.

Тамразян Г. П. Геотектонические и палеогеографические условия, благоприятствующие нефтеобразованию и нефтенакплению. — «Докл. АН Азерб. ССР», 1955, т. XI, № 5, с. 327—335.

Тамразян Г. П. Пространственно-временная сопряженность деятельности вулканов, как один из признаков наличия глубинного разлома, и некоторые вопросы ее периодичности. — «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1963, № 2, с. 3—19.

Тамразян Г. П. Структурные преобразования в пределах месторождения Южное. — «Геология нефти и газа», 1972, № 3, с. 70—77.

Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. — «Записки Всес. минералог. общ.», 1937, т. 66, № 4, с. 677—684.

Татарский В. Б. О карбонатных нефтематеринских отложениях. — В кн. Происхождение нефти. М., Гостоптехиздат, 1955, с. 398—405.

Тарануха Ю. К. Геотермические особенности мезо-кайнозойских отложений Кубано-Черноморской нефтегазоносной области. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1961, № 11, с. 3—9.

Тарасова Э. А., Зарайская И. М. Приверхоьянский краевой прогиб, Вилуйская синеклиза и северная часть Алданской зоны. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, с. 636—653.

Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материка. М., «Мир», 1973, 104 с.

Таусон В. О. Основные положения растительной биоэнергетики. М.—Л., изд. АН СССР, 1950, 552 с.

Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. М., «Недра», 1973, 224 с. (Тр. ВНИГНИ, вып. 141). Авт.: К. Н. Кравченко, М. В. Муратов, Л. Б. Вонгаз и др.

Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. М., «Высшая школа», 1976, 416 с. Авт.: А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, В. С. Мелик-Пашаев, Г. Т. Юдин.

Тепловой режим недр СССР. — «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1970, вып. 218, 224 с. Терновой Ю. В., Белов К. А. Оседание поверхности земли на Северо-Ставропольско-Пелагиадинском газовом месторождении. — «Газовое дело», 1965, № 9, с. 7—13.

Тесленко П. Ф., Коротков Б. С. Влияние прослоев песчаных пород в глинах на их уплотнение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 11, с. 139—143.

Тимарева С. В., Смирнов Я. Б., Поляк Б. Г. Теплопроводность горных пород. — В кн.: Тепловой режим недр СССР (Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 218). М., «Наука», 1970, с. 45—57.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангрнского бурогольного месторождения. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 4, с. 938—941.

Тихий В. Н. Девонский период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964, с. 52—85.

Тихомиров В. М. Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М., «Наука», 1970, 111 с.

Тихомолова Т. В., Гордадзе Г. Н. О равновесии углеводородов в нефтях и температурах их образования. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 48—49.

Тихомолова Т. В., Пустильникова С. Д., Петров Ал. А. Влияние природы исходного материала на состав образующихся легких углеводородов. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 372—377.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов (Тр. МОИП, т. 46. Отд. геол., подсекц. геофизики). М., «Наука», 1972, с. 27—37.

Ткаченко В. Ф. К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, № 6, с. 142—147.

Трофимук А. А. Нефть и природный газ Сибири. — «Вестн. АН СССР», 1964, № 6, с. 37—44.

Трофимук А. А., Конторович А. Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроизводящих толщ. — «Геология и геофизика», 1965, № 12, с. 3—14.

Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Проблемы нефтеносности палеозоя Западно-Сибирской низменности. — «Геология нефти и газа», 1975, № 2, с. 1—7.

Трофимук А. А., Вышемирский В. С., Запывалов Н. П. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты. — «Геология и геофизика», 1972, № 7, с. 3—14.

Трофимук А. А., Черский Н. В., Царев В. П. Ресурсы биогенного метана Мирового океана. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 225, № 4, с. 936—939.

Туаев Н. П. Современное состояние гипотезы высокотемпературного варианта

органического происхождения нефти и газа. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 248—255.

Туезова Н. А. Связь некоторых физических свойств пород юго-западной Туркмении с геологией района. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 23, с. 91—100.

Туезова Н. А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности. — «Тр. СНИИГГиМС», 1964, вып. 31, 128 с.

Туезова Н. А., Дорогиницкая Л. М., Демина Р. Г., Брюзгина Н. И. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1975, 183 с.

Тумарев К. К., Шувалов П. Е. Случай повышения пластового давления в процессе эксплуатации нефтяной залежи на Дагаджикском участке Челекенского месторождения. — «Геология нефти и газа», 1968, № 3, с. 28—29.

Тучков И. И. Палеогеография северо-востока СССР в позднетриасовое и юрское время. — «Тр. Якутск. филиала СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, сб. 14, 450 с.

Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М., «Недра», 1966, 268 с.

Тюрменов В. А. О необратимых изменениях физических свойств горных пород. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, 1971, с. 123—126.

Ульянов А. В. Мощиость свит как критерий при определении перспектив нефтеносности. — «Советская геология», 1946, № 9, с. 65—71.

Уманцев Д. Ф. Плотностная характеристика геологического разреза мезо-кайнозой западной части Западно-Сибирской низменности. — «Прикладная геофизика», 1958, вып. 18, с. 186—193.

Успенская Н. Ю. Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 594—602.

Успенская Н. Ю., Табасаранский З. А. Нефтегазоносные провинции СССР. М., «Недра», 1966, 495 с.

Успенский В. А. К геохимии процессов первичной миграции нефти. — «Геохимия», 1962, № 12, с. 1027—1045.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970, 309 с.

Успенский В. А. Органическое вещество и его роль в процессах эволюции осадочного материала. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1975, т. 261, с. 7—21.

Успенский В. А., Радченко О. А. Опыт оценки нефтематеринского потенциала пород. — В кн.: Современ. проблемы геологии и геохимии горюч. ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 49—52.

Успенский В. А., Неручев С. Г., Радченко О. А. и др. Формирование основных типов ископаемого органического вещества и их эволюция на последовательных этапах литогенеза. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 68—78.

Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков. — В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 84—137.

Файн Ю. Б., Шмелев А. К., Бикбулатов Б. М. О перспективах нефтеносности доюрских образований в Западной Сибири. — «Геология нефти и газа», 1975, № 2, с. 8—11.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., «Иностр. литер.», 1962, 414 с.

Федоров С. Ф. Принципы формирования залежей нефти. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 109, № 5, с. 1019—1022.

Федосов М. В. Формирование химической основы первичной продуктивности морских вод. — В кн.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966, с. 73—77.

Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донецкого бассейна. — В кн.: Памяти акад. П. И. Степанова М., изд. АН СССР, 1952, с. 249—263.

Фербридж Р. У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 27—92.

Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., изд. АН СССР, 1961, с. 17—23.

Фесенков В. Г. К вопросу о ранней термической истории Земли. — «Астрономич. журн.», 1957, т. 34, вып. 1, с. 105—119.

Фигуровский Н. А. Седиментометрический анализ. М.—Л., изд. АН СССР, 1948, 332 с.

Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, 772 с.

Физические свойства осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. М., «Недра», 1975, 280 с.

Филиппи Дж. Т. О глубине, времени и механизме образования нефти. — В кн.: Органическая геохимия. Вып. 2. М., «Недра», 1970, с. 58—92.

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., «Иностр. литер.», 1963, 576 с.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод поисков нефти. — В кн.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., изд. АН СССР, 1959, с. 338—347.

Фозергилл С. А. Цементация нефтеносных песков и ее происхождение. — В кн.: IV Международный нефтяной конгресс. Т. I. Геология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 301—312.

Фоменко Н. Е. Плотностная характеристика пород угольных месторождений Донбасса в зонах сбросов. — «Вестн. МГУ. Геология», 1976, № 3, с. 118—122.

Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания. — «Геология нефти», 1957, № 4, с. 39—49.

Фролов Н. М. Температурный режим геллотермозоны. М., «Недра», 1966, 156 с.

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954, 690 с.

Хаин В. Е. Диалектическое взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов как основа развития земной коры. — В кн.: Жизнь Земли, № 1. М., изд. МГУ, 1961, с. 38—46.

Хаин В. Е., Соколов Б. А. Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 94—108.

Хаин В. Е., Ясаманов Н. А. О палеотектонике альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока в меловом периоде. — В кн.: Геология и полезн. ископ. стран Азии, Африки и Латинской Америки. Вып. 1. М., 1976, с. 5—18.

Хайлов К. М., Финенко З. З. Взаимодействие детрита с высокомолекулярными компонентами растворенного органического вещества морской воды. — «Океанология», 1968, т. VIII, вып. 6, с. 980—991.

Халисмагов И. Геотермическая характеристика Шуртепинского месторождения. — «Изв. высш. учебн. завед. Нефть и газ», 1971, № 6, с. 9—12.

Хансон У. Э. Некоторые химические стороны генезиса нефти. — В кн.: Геохимические исследования. М., «Иностр. литер.», 1961, с. 138—154.

Хант Д. М. Распределение углеводородов в осадочных породах. — В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознанию материнских пород нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 49—64.

Хант Дж. Происхождение нефти в карбонатных породах. — В кн.: Органическая геохимия. Вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 217—245.

Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. М., «Иностр. литер.», 1948, 224 с.

Хафизов Ф. З. Влияние уплотнения осадков на результаты изучения истории геологического развития структур. — «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1972, вып. 61, с. 95—105.

Хачатрян Р. О., Теодорович Г. И., Трохова А. А. О наиболее благоприятных для битумо- и нефтеобразования структурно-фациальных зонах осадконакопления. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 58—64.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. — «Геохимия», 1966, № 7, с. 790—795.

Ходгсон Г. В. Нефтяные пигменты из современных озерных осадков. — В кн.: Геохимический симпозиум. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 20—25.

Ходжсон Дж. В., Бейкер Б. Л., Пик И. Геохимия порфиринов. — В кн.: Основные аспекты геохимии нефти. М., «Недра», 1970, с. 111—171.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Статья 1. Роль тектонических структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 11, с. 39—60.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Статья 2. Связь доломитообразования с развитием антиклинальных структур. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 4, с. 33—42.

Хребтов А. И. Природа внутреннего тепла нефтегазоносных площадей. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М., изд. АН СССР, 1959, с. 86—103.

Хребтов А. И. Некоторые данные о геотермических условиях Ставрополя. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. II. М., изд. АН СССР, 1961, с. 148—160.

Хребтов А. И. Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья. М., «Наука», 1965, 110 с.

Хэлбути М., Кинг Р., Клемм Х. и др. Факторы, обусловившие формирование нефтяных и газовых месторождений-гигантов. Классификация бассейнов. — В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., «Мир», 1973, с. 410—431.

Цимельзон И. О. О природе локальных аномалий силы тяжести Апшеронского полуострова. — «Прикладная геофизика», 1956, вып. 14, с. 14—22.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М. Поиски нефти в Эмбенской области на основе анализа фаций и мощностей. — «Геология нефти и газа», 1958, № 9, с. 37—44.

- Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. М., «Недра», 1965, 238 с.
- Челебаева А. И. Метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна. — «Разведка и охрана недр», 1960, № 3, с. 6—9.
- Чепиков К. Р., Суркова Г. И. Постседиментационные преобразования карбонатных коллекторов как показатели относительного времени миграции в них нефти. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М., ИГиРГИ, 1972, с. 22—24.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Середа Т. Т. О постседиментационных преобразованиях и миграции нефти в доманиковых и медымских отложениях Северной Башкирии. — В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М., изд. ИГиРГИ, 1972, с. 7—19.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А., Суркова Г. И. Постседиментационные преобразования пород-коллекторов. М., «Наука», 1972а, 90 с.
- Чепиков К. Р., Климушкина Л. П., Медведева А. М. Некоторые особенности процессов миграции углеводородов на примере нефтяных и газовых месторождений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Пробл. геол. нефти. Вып. 7. М., 1976, с. 40—54.
- Череменский Г. А. Результаты геотермических исследований в Сибири. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М., изд. АН СССР, 1959, с. 246—254.
- Череменский Г. А. Геотермия. Л., «Недра», 1972, 271 с.
- Черников К. А., Зеличенко И. А. Геохимические критерии диагностики типов битумоидов. — «Тр. ВНИГРИ», 1969, вып. 279, с. 143—258.
- Черников К. А., Зеличенко И. А. Преобразование битумоидов в зоне катагенеза. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 10, с. 114—122.
- Черных М. Ф., Сластенов Ю. Л. Тектоника центральной части Предверхоянского прогиба. — В кн.: Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969, с. 98—105.
- Черский Н. В., Царев В. П. Оценка ресурсов и вопросы поисков и извлечения природных газов из осадков дна Мирового океана. — «Геология и геофизика», 1977, № 5, с. 21—31.
- Четверикова О. П. Об определении степени катагенетической превращенности рассеянного органического вещества. — «Тр. ВНИГНИ», 1974, вып. 158, с. 93—99.
- Четверикова О. П., Калинин М. К. О методах определения количества углеводородов, выделенных нефтегазоматеринскими породами. — «Тр. ВНИГНИ», 1976, вып. 196, с. 98—111.
- Четверикова О. П., Дубовик В. И., Пентина Т. Ю. Изменение строения рассеянного органического вещества при погружении вмещающих пород. — В кн.: Исследования орг. вещества соврем. и ископаемых осадков. М., «Наука», 1976, с. 217—223.
- Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х. Диагенез (и катагенез) карбонатных пород. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 165—291.
- Чихрадзе Ш. Г. Геотермия Колхидской низменности. М., «Наука», 1972, 103 с.
- Шарданов А. Н., Никифоров Б. М. Геологическая история и строение Ейско-Березанского района Скифской платформы. — «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1959, вып. 1, с. 118—136.
- Шарданов А. Н., Пекло В. П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя. — «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1959, вып. 1, с. 100—117.
- Шарданов А. Н., Кузьменко Ю. Д. Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезо-кайнозойском разрезе Западного Предкавказья. — «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1966, вып. 17, с. 346—359.
- Швай Л. П. Тектонические нарушения — основные пути вертикальной миграции углеводородов. — «Тр. ВНИГНИ», 1975, вып. 178, с. 255—264.
- Шванк О. А. Плотности горных пород в районах Самарской Луки и Бугуруслана. — «Прикладная геофизика», 1947, вып. 3, с. 159—172.
- Шванк О. А. Некоторые результаты определения плотности горных пород на Кавказе. — «Прикладная геофизика», 1948, вып. 4, с. 167—175.
- Шварц Т. В. О закономерностях в развитии складок Западно-Туркменской низменности в связи с перспективами ее нефтегазоносности. — В кн.: Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий. М., 1961, с. 13—18.
- Швецов П. Ф. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли (Тр. второго совещ. по геотермич. исследов. в СССР). М., «Наука», 1966, с. 67—73.
- Швецов П. Ф. К термодинамическим основам теории физического выветривания скальных пород. — В кн.: Вопросы инж.-геол. изучения процессов и кор выветривания. М., изд. МГУ, 1971, с. 26—31.
- Швецов П. Ф. Генерация тепла при катагенезе глинистых осадков за счет аккумулярованной ими солнечной энергии. — «Советская геология», 1973, № 4, с. 37—48.

Швецов П. Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., «Наука», 1974, 130 с.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969, 461 с.

Шерешевская С. Я., Климова К. В. Гравиразведочные исследования на Украине. — В кн.: Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. (Материалы научно-технической геофизической конференции). М., 1961, с. 457—470.

Шишкина О. В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. — «Тр. Инст. океанологии АН СССР», 1958, с. XXVI, с. 109—180.

Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972, 228 с.

Шнюков Е. Ф., Усенко В. П., Нестеров К. В. и др. Органическое вещество. — В кн.: Геология Азовского моря. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 132—136.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964, 887 с.

Шульц С. С. Планетарная трещиноватость (основные положения). — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л., изд. ЛГУ, 1973, с. 5—36.

Шурубор А. В., Захарова Н. А. К геотермическим условиям Удмуртской АССР. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение. Вып. 7. Пермь, 1975, с. 127—131.

Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области. — «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук», 1962, вып. 12, № 310, с. 147—161.

Шушпанов А. П. О тепловом режиме Карпатской области СССР. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 133—143.

Щербак А. В., Смирнова Г. Н. Термогидрогеохимические особенности Русской платформы. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 33—49.

Эйриш М. В., Иванова А. А. Структурообразование в глинистых суспензиях. — В кн.: Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них (Тр. Междунар. симпоз. Вып. 1). М., изд. МГУ, 1972, с. 65—73.

Эмери К. О. Южнокалифорнийские бассейны. — В кн.: Распространение нефти. М., Госоптехиздат, 1961, с. 679—686.

Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М., «Недра», 1964, 232 с.

Эпик Э. Дж. Ледниковые периоды. — В кн.: Планета Земля. М., «Иностр. литер.», 1961, с. 172—196.

Эрдман Д. Г. Некоторые химические аспекты происхождения нефти в связи с проблемой опознавания материнских пород. — В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Л., Госоптехиздат, 1962, с. 26—49.

Эттингер И. Л. Зависимость сорбционной емкости ископаемых углей от степени их метаморфизма. — В кн.: Химия и генезис тверд. горючих ископаемых. М., изд. АН СССР, 1953, с. 201—210.

Юзовицкий А. З. Тектонические структуры и метаморфизм углей (опыт применения формационного анализа на примере северо-восточной части Кузнецкого бассейна). — В кн.: Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М., «Недра», 1975, с. 118—130.

Яковлев Б. А., Васильев Н. В. Зависимость теплопроводности горных пород от температуры. — «Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», 1975, вып. 115, с. 164—168.

Якубов А. А., Атакишев И. С. Геотермические исследования нефтегазовых месторождений Апшерона. Баку, Азгосиздат, 1973, 87 с.

Ясаманов Н. А. Некоторые вопросы палеогеографии Аравийской платформы в меловом периоде. — В кн.: Геология и полезн. ископаем. стран Азии, Африки и Латинской Америки. Вып. 1. М., 1976, с. 59—73.

Ястребова Л. А. Хлорофилл в морских осадках. — «Тр. ВНИРО», 1938, т. V, с. 12—20.

Akal T. The relationship between the physical properties of under water sediments that affect bottom reflection. — «Mariner Geol.», 1972, v. 13, N 4, p. 251—266.

Albrecht P., Ourisson G. Diagenèse des hydrocarbures saturés dans une série sédimentaire épaissie (Douala, Cameroon). — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, v. 33, N 1, p. 138—142.

Albrecht P., Vandembroucke M., Mandengué M. — Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon) — I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1976, v. 40, N 7, p. 791—799.

Anderson R. N., Hobart M. A. The relation between heat flow, sediment thickness and age in the eastern Pacific. — «Journ. Geophys. Res.», 1976, v. 81, N 17, p. 2968—2989.

Argenius G. Sediment cores from the East Pacific. — In: «Reports of the Sweden deep-sea expedition 1947—1948», 1952, v. 5, 91 p.

Athy L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. — «AAPG Bull.», 1930, v. 14, N 1, p. 4—24.

- Bader R. G. The lignin fraction of marine sediments. — «Deep-Sea Research», 1956, v. 4, p. 15—22.
- Baker B. L., Hodgson G. W. Rate of formation of the nickel complex of pheophitin. — «A. J. Physiol. Chem.», 1961, v. 65, N 6, p. 1078—1079.
- Baker E. G. Origin and migration of oil. — «Science», 1959, v. 129, N 3353, p. 871—874.
- Banks L. M. Geologic aspects of origin of petroleum. — «AAPG Bull.», 1966, v. 50, N 2, p. 397—400.
- Barbaroux L., Ottman F. Contributions à l'étude statistique de quelques propriétés physiques des sédiments estuariens et marins. — «Compt. rend. Acad. Sci.», 1972, t. 276, N 11, sér. D, p. 1103—1106.
- Barbier Y. Dynamique de l'écorce terrestre et genèse des gisements de pétrole. — «Pétrole progr.», 1974, N 100, p. 2—9.
- Barker C. Aquathermal pressuring — role of temperature in development of abnormal-pressure zones. — «AAPG Bull.», 1972, v. 56, N 10, p. 2068—2071.
- Barker C. Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 11, p. 2349—2361.
- Bartlett G., Greggs R. G. Carbonate sediments: oriented lithified samples from the North Atlantic. — «Science», 1969, v. 166, N 3906, p. 740—742.
- Bausch W. M. Clay content and calcite crystal size of limestone. — «Sedimentology», 1968, v. 10, N 1, p. 71—76.
- Belcher D. J., Schepis E. L. Exploration theory can aid oil hunters. — «Oil and Gas J.», 1965, v. 63, N 48, p. 108—113.
- Benfield A. E. The effect of uplift and denudation of underground temperatures. — «Journ. Applied Physics», 1949, v. 20, N 1, p. 66—70.
- Berry A. F. Origin and tectonic significance of high fluid pressures in the California coast ranges. — «J. Petrol. Technol.», 1969, v. 21, p. 13—14.
- Berthois L., Pacheco J. Essais sur les vitesses de dépôts de sédiments. — «Bull. Bur. rech. géol. et minières», 1968, sec. 4, N 2, p. 101—109.
- Bestougeff M. A. Petroleum hydrocarbons. Chapt. 3. — In: Fundamental aspects of petroleum geochemistry, Elsevier publ. comp. Amsterdam, 1967, p. 83—110.
- Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1950, v. 61, N 6, p. 567—630.
- Bitterli P. Aspects of the genesis of bituminous rock sequences. — «Geol. en mijnbouw.», 1963, v. 42, N 6, p. 184—201.
- Blanc-Vernet L. Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Relations entre la microfauune et le sédiment. Biocénoses actuelles, thanatocénoses pliocènes et quaternaires. (Thèse). — «Recueil trav. Stat. marine Endoume», 1969, N 64, p. 3—281.
- Boldizsár T. Heat flow in the Hungarian basin. — «Nature», 1964, v. 202, N 4939, p. 1278—1280.
- Bradley J. S. Abnormal formation pressure. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 6, p. 957—973.
- Bredehoeft J. D., Hanshaw B. B. On the maintenance of anomalous fluid pressures — I. Thick sedimentary sequences. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1968, v. 79, N 9, p. 1097—1106.
- Broadhurst F. M., Loring D. H. Rates sedimentation in the upper carboniferous of Britain. — «Lethaia», 1970, v. 3, N 1, p. 1—9.
- Brooks B. T. Active-surface catalysts in formation of petroleum — I. — «AAPG Bull.», 1948, v. 32, N 12, p. 2269—2286.
- Brooks B. T. Active-surface catalysts in formation of petroleum — II. — «AAPG Bull.», 1949, v. 33, N 9, p. 1600—1612.
- Brooks B. T. Origin of petroleum. — In: The chemistry of petroleum hydrocarbons. V. I. New York, 1954, p. 83—102.
- Brown P. R. Compaction of fine-grained terrigenous and carbonate sediments — a review. «Bull. of Canad. Petrol. Geol.», 1969, v. 17, N 4, p. 486—495.
- Bryant A. C., Koch N. G. Diagenetically controlled sedimentary features in lower paleozoic core in Canada's Arctic Archipelago. «Bull. Can. Petrol. Geol.», 1969, v. 17, N 4, p. 376—391.
- Bjerrum L., Wu T.-H. Fundamental shear-strength properties of the Lilla Edet clay. — «Geotechnique», 1960, v. X, N 3, p. 101—110.
- Bjerrum L., Lo K. Y. Effect of aging on the shear-strength properties of a normally consolidated clay. — «Geotechnique», 1963, v. XIII, N 1, p. 147—157.
- Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. — «AAPG Bull.», 1969, v. 53, N 1, p. 73—94.
- Busch D. A. Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 2, p. 217—230.
- Byerly P. E. Geothermal surveys in sedimentary rocks near Grants and Laguna, New Mexico. — «Geophysics», 1965, v. 30, N 3, p. 396—402.
- Canada's oil reserves a fallacy. — «Oilweek», 1972, v. 22, N 33, p. 30.
- Caralp M., Vigneaux M. M. Radioactivité naturelle des sédiments et inter-

prétation paléoclimatique. — «Compt. rend. Acad. Sci.», 1969, t. 269, N III, sér. D, p. 983—986.

Casagrande A. The structure of clay and its importance in foundation engineering. — «J. Boston Soc. Civil Engineer.», 1932, v. 19, N 4, p. 168—209.

Casagrande D. J., Hodgson G. W. Generation of homologous porphyrins under simulated geochemical conditions. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1974, v. 38, N 12, p. 1745—1758.

Chandra D. Refractive indices of coales carbonized under pressure. — «Econ. Geol.», 1969, v. 64, N 3, p. 338—340.

Chapman R. E. Primary migration of petroleum from clay source rocks. — «AAPG Bull.», 1972, v. 56, N 11, p. 2185—2191.

Chapman R. E. Clays with abnormal interstitial fluid pressures. — «AAPG Bull.», 1972a, v. 56, N 4, p. 790—795.

Chassefière B., Monaco A. Relations entre sédimentogenèse, propriétés mécaniques et mineralogie. Application au détroit siculo-tunisien. — «Compt. rend. Acad. sci.», 1973, t. 277, N 2, Sec. D, p. 141—144.

Chebotarev I. I. Hydrological and thermal aspects of petroleum occurrence. — «AAPG Bull.», 1952, v. 36, N 4, p. 688—699.

Chilingar G. V., Knight L. Relationship between pressure and moisture content of caolinite, illite and montmorillonite clays. — «AAPG Bull.», 1960, v. 44, N 1, p. 101—106.

Clark R. H., Rouse J. T. A closed system for generation and entrapment of hydrocarbons in cenozoic deltas. — «AAPG Bull.», 1971, v. 55, N 8, p. 1170—1179.

Connan J. Time-temperature relation in oil genesis. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 12, p. 2516—2521.

Conybeare C. E. B. Hydrocarbon-generation potential and hydrocarbon-yield capacity of sedimentary basins. — «Bull. Canad. Petrol. Geol.», 1965, v. 13, N 4, p. 509—528.

Coogan A. H. Measurements of compaction in oolitic grainstone. — «J. Sediment. Petrol.», 1970, v. 40, N 3, p. 921—929.

Corbett C. S. In situ origin of Mc Murray oil in Northeastern Alberta and its relevance to general problem of origin of oil. — «AAPG Bull.», 1955, v. 39, N 8, p. 1601—1649.

Cordell R. J. Depths of oil origin and primary migration: a review and critique. — «AAPG Bull.», 1972, v. 56, N 10, p. 2029—2067.

Coster H. P. Terrestrial heat flow in Persia. — «Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.», 1947, v. 5, N 5, p. 131—145.

Davies T. A., Supko P. R. Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep-sea drilling. — «J. Sediment. Petrol.», 1973, v. 43, N 2, p. 381—390.

Degens E. T., Emery K. O., Reuter J. H. Organic materials in recent and ancient sediments. Part. III. Biochemical compounds in San Diego Trough, California. — «Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Monatsh.», 1963, heft. 5, s. 231—248.

Degens E. T., Prashnowsky A., Emery K. O., Pimenta J. Organic materials in recent and ancient sediments. Part II. Amino acids in marine sediments of Santa Barbara basin, California. — «Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Monatsh.», 1968, heft 8, s. 413—426.

Denness B., McQuillin R. Geotechnical evidence of cyclic depositional environments off Nova Scotia. — In: 25-th Int. Geol. Congr. Abstrs. V. 2. Canberra, 1976, p. 343—344.

Deutsch E. R. The paleolatitude of Tertiary oil fields. — «I. Geophys Res.», 1965, v. 70, N 20, p. 5193—5203.

Dickey P. A. Possible primary migration of oil from source rock in oil phase. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 2, p. 337—345.

Dickinson G. Geologic aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. — «AAPG Bull.», 1953, v. 37, N 2, p. 410—432.

Dott R. H., Reynolds M. J. Sourcebook for petroleum geology. — In: Publ. AAPG Mem. 5. Tulsa, Oklahoma, 1969, 471 p.

Dunton M. L., Hunt J. M. Distribution of low molecular-weight hydrocarbons in recent and ancient sediments. — «AAPG Bull.», 1962, v. 46, N 12, p. 2246—2248.

Durand B., Espitalié J. Geochemical studies on the organic matter from the Dcuala (Cameroon) — II. Evolution of kerogen. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1976, v. 40, N 7, p. 801—809.

Dvořák J., Skoček V. Reconstruction of the paleo-heat flow regime in two areas of the Variscan Orogen. — «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.», 1975, N 9, s. 517—527.

Eager R. M. C. A summary of the result of recent work on the palaeoecology of Carboniferous non-marine lamellibranchs. — In: C. R. 4-me. Int. Congr. stratigr. carbonif. Heerlen, 1958, v. 1, 1960, p. 137—149.

Ebbart G. Experimental compaction of carbonate sediments. — In: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Heidelberg, 1968, p. 58—65.

Emery K. O. The sea off Southern California: a modern habitat of petroleum. — New York, John Wiley and Sons, Inc., 1960, 336 p.



Emery K. O., Rittenberg S. C. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. — «AAPG Bull.», 1952, v. 36, N 5, p. 735—806.

Emery K. O., Bray E. E. Radiocarbon dating of California basin sediments. — «AAPG Bull.», 1962, v. 46, N 10, p. 1839—1856.

Emery K. O., Hülsemann J. The relationships of sediments, life and water in a marine basin. «Deep-sea Research», 1962, v. 8, p. 165—180.

Emiliani C., Wiseman J. D. H., Valkovsky R. The relationship between paleotemperatures and carbonat content in deep-sea core. A discussion. — «J. Geol.», 1959, v. 67, N 5, p. 572—577.

Engelhardt W., Gaida K. H. Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments. «J. Sediment. Petrol.», 1963, v. 33, N 4, p. 919—930.

Erdman J. G. Some chemical aspects of petroleum genesis as related to the problem of source bed recognition. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1961, v. 22, N 1, p. 16—36.

Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deep-sea sediment cores. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, v. 72, N 2, p. 193—285.

Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian sea. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 3, p. 201—318.

Ferrerio P. Continuano ad abbassarsi le terra del Delta padano. — «Antincendio e proter. civile», 1965, v. 7, N 79, p. 417—418.

Fisk H. N., McClelland B. Geology of continental shelf off Louisiana: its influence on offshore foundation design. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 10, p. 1369—1394.

Fischer A. G., Garrison R. E. Carbonate lithification on the sea-floor. — «J. Geology», 1967, v. 75, p. 488—497.

Francis T. J. G. Effect of earthquakes on deep-sea sediments — «Nature», 1971, v. 233, N 5315, p. 98—101.

Fripiat J. J., Jelli A., Poncelet G., André J. Thermodynamic properties of adsorbed water molecules and electrical conduction in montmorillonites and silicas. — «J. Phys. Chemistry», 1965, v. 69, N 7, p. 2185—2197.

Füchtbauer H., Reineck H.-E. Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. — «Sedimentology», 1963, v. 2, p. 294—306.

Gaerther H. R., Kroepelin H. Ein Beitrag zur diagenetischen Entwicklung der organischen Substanz in Bituminösen Schieferen am Beispiel der Posidonien-Schiefer. — «Beih. Geol. Jahrb.», 1968, N 58, s. 1—12.

Gevirtz J. L., Friedman G. M. Deep-sea carbonate sediments of the Red sea and their implications on marine lithification. — «J. Sediment. Petrology», 1966, v. 36, N 1, p. 143—151.

Gibson R. E. The progress of consolidation in a clay layer increasing in thickness with time. — «Geotechnique», 1958, v. 8, N 4, p. 171—182.

Glomar Challenger drills in the North Atlantic. — «Geotimes», 1975, v. 20, N 12, p. 18—21.

Griffith T., Miller C. O. How the water combated problems met in high-pressure-gas production in Louisiana. «Oil and Gas Journ.», 1954, april 26, p. 227—230.

Grim R. E. Relation of clay mineralogy to origin and recovery of petroleum. — «AAPG Bull.», 1947, v. 31, N 8, p. 1491—1499.

Gripenberg S. Sediments of the Baltic sea. — In: Recent Marine Sediments. AAPG, Tulsa, Okla., 1939, p. 298—321.

Gross M. G. Organic carbon in surface sediment from the Northeast Pacific ocean. — «Internat. J. Oceanol. and Limnol.», 1967, v. 1, N 1, p. 46—54.

Grossling B. F. Temperature variations due to the formation of a geosyncline. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, N 10, p. 1253—1282.

Grossling B. P. The petroleum exploration challenge with respect to the developing nations. — «Int. Conf. Future Supply Nature-Made Petroleum and Gas.» Schloss Laxenburg, 1976, s. 1, p. 1—13.

Guyod H. Temperature well logging. — «Oil Weekly», 1946, v. 124, N 1—3, p. 48—53.

Hamilton E. L. Thickness and consolidation of deep-sea sediments. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 11, p. 1399—1424.

Hamilton E. L. Consolidation characteristics and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadalupe Site). — «Journ. Geophys. Res.», 1964, v. 69, N 20, p. 4257—4269.

Hammond A. L. Deep-sea drilling: entering a new phase. — «Science», 1976, v. 191, N 4223, p. 168—169.

Hamza V. M., Verma R. K. The relationship of heat flow with age of basement rock. — «Bull. Volcanol.», 1969, v. 33, N 1, p. 123—152.

Handin J., Hager R. V. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure. — «AAPG Bull.», 1957, v. 41, N 1, p. 1—50.

Hanshaw B. B., Bredehoeft J. D. On the maintenance of anomalous fluid pressures: II. Source layer at depth. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1968, v. 79, N 9, p. 1107—1122.

Hardin F. R., Hardin G. C. Contemporaneous normal faults of Gulf Coast and their relation to flexures. — «AAPG Bull.», 1961, v. 45, N 2, p. 238—248.

Harkings K. L., Baugher J. W. Geologic significance of abnormal formation pressures. — «J. Petrol. Technol.», 1969, v. 21, Aug., p. 961—966.

Harman R. A. Distribution of foraminifera in the Santa Barbara basin, California. — «Micropaleontology», 1964, v. 10, N 1, p. 81—96.

Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D., Burckle L. H. Pliocene-pleistocene sediments of Equatorial Pacific: Their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1969, v. 80, N 8, p. 1481—1514.

Hedberg H. D. The effect of gravitational compaction on the structure of the sedimentary rocks. — «AAPG Bull.», 1926, v. 10, N 11, p. 1035—1072.

Hedberg H. D. Gravitationally compacted clays and shales. — «Amer. Journ. Sci.», 1936, ser. 5, v. 31, N 184, p. 241—287.

Hedberg H. D. Relating of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 4, p. 661—673.

Hedberg H. D. The volume-of-sediment fallacy in estimating petroleum resources. — In: Meth. estimat. vol. Undiscovered oil and gas resour. Tulsa, Okla., 1975, 161p.

Ho C., Coleman J. M. Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya basin. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1969, v. 80, N 2, p. 183—192.

Hodgson G. W. Geochemistry of porphyrins-reactions during diagenesis. — «Ann. N. J. Acad. Sci.», 1973, v. 206, p. 670—683.

Hodgson G. W., Peake E. Metall chlorin complexes in recent sediments as initial precursors to petroleum porphyrin pigments. — «Nature», 1961, v. 191, N 4790, p. 766—767.

Holmquest H. J. Stratigraphic analysis of source-bed occurrences and reservoir oil gravities. — «AAPG Bull.», 1966, v. 50, N 7, p. 1478—1486.

Hood A., Gutjahr C. C. M., Heacock R. L. Organic metamorphism and the generation of petroleum. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 6, p. 986—997.

Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 2, p. 115—166.

Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmirolise (submarine Gesteinszersetzung). — «Geol., Rundsch.», 1922, b. 13, ss. 40—81, 97—136.

Ikan R., Aizenshtat Z., Baedeker M. J., Kaplan I. R. Thermal alteration experiments on organic matter in recent marine sediment. I. Pigments. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1975, v. 39, N 2, p. 173—185.

Inderbitzen A. L. Empirical relationships between mass physical properties for recent marine sediments off Southern California. — «Marine Geology», 1970, v. 9, p. 311—329.

Ingram R. L. Fissility of mudrocks. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1953, v. 64, N 8, p. 869—878.

Irving E., Gaskell T. F. The palaeogeographic latitude of oil-fields. — «Geophys. J.», 1962, v. 7, N 1, p. 54—64.

Irving E., North F. K., Couillard R. Oil, climate, and tectonics. — «Can. J. Earth Sci.», 1974, v. 11, N 1, p. 1—17.

Ishiwatari R., Ishiwatari M., Rohrbach B. G., Kaplan I. R. Thermal alteration experiments on organic matter from recent marine sediments in relation to petroleum genesis. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1977, v. 41, N 6, p. 815—828.

Jacobs J. A., Allan D. W. The thermal history of the Earth. — «Nature», 1956, v. 177, N 4500, p. 155—157.

Jaeger J. C. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. — In: Terrestrial heat flow. Amer. Geophys. Union Publ., 1965, N 1288, p. 165—180.

Jam L. P., Dickey P. A., Tryggvason E. Subsurface temperature in South Louisiana. — «AAPG Bull.», 1969, v. 53, N 10, p. 2141—2149.

Johns W. D., Shimoyama A. Clay minerals and petroleum-forming reactions during burial and diagenesis. — «AAPG Bull.», 1972, v. 56, N 11, p. 2160—2167.

Jones O. T. The consolidation of muddy sediments. — «Quart. Journ. Geol. Soc. London», 1945, v. 100, p. 137—160.

Kemp A. L. Organic matter in the sediments of Lakes Ontario and Erie. — In: Proc. 12th Conf. Gr. Lakes Res., Ann. Arbor, Mich., 1969. Ann. Arbor, Mich., 1969, p. 237—249.

Klemme H. D. Geothermal gradients, heat flow and hydrocarbon recovery. In: Petrol. and global tectonics. Princeton, N. Y. — London, 1975, p. 251—304.

Koyama T., Horie S. Geochemical studies of a 200-meter core sample from Lake Biwa. II. The vertical distribution of carbon and nitrogen. — «Proc. Jap. Acad.», 1973, v. 49, N 4, p. 223—228.

Kroepelin H. Recemisation of aminoacids in silicates. — In: Intern. ser. Monographs in Earth Sciences, v. 31. (Advances in Organic Geochemistry). Ed. P. A. Schenck, 1. Havenaar. Pergam. Press, 1968, p. 535—543.

Labute H. L., Gretener P. E. Differential compaction around a Leduc reef, Alberta. — «Bull. Can. Petrol. Geology», 1969, v. 17, N 3, p. 304—325.

Landes K. K. Ubiquity of petroleum. — «AAPG Bull.», 1960, v. 44, N 8, p. 1416—1419.

LaPlante R. E. Hydrocarbon generation in Gulf Coast tertiary sediments. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 7, p. 1281—1289.

Laughton A. S. Laboratory measurements of seismic velocities in oceanic sediments. — «Proc. Roy. Geol. Soc. London», 1954, Ser. A., v. 222, p. 336—341.

Leibovici Cl., Van der Weide B. M. Aspects qualitatifs de la diagenèse organique. — In: Adv. Org. Geochem. 1973. Paris, 1974, p. 367—378.

Leonards G. A., Ramiah B. K. Time effects in the consolidation of clays. — «Amer. Soc. test. materials. Spec. techn. publ.», 1959, N 254, p. 116—130.

Lewis C. R., Rose S. C. A theory relating high temperatures and overpressures. — «Journ. Petrol. Technology», 1970, N 1, p. 11—16.

Libby L. M., Libby W. F. Geographical coincidence of high heat flow, high seismicity, and upwelling, with hydrocarbon deposits, phosphorites, evaporites, and uranium ores. — «Proc. Nat. Acad. Sci. USA», 1974, v. 71, N 10, p. 3931—3935.

Link W. K. Approach to origin of oil. — «AAPG Bull.», 1949, v. 33, N 10, p. 1707—1761.

Lorenzen C. J. Chlorophyll-degradation products in sediments of Black Sea. — In: Black Sea Geol., Chem., and Biol. Tulsa, Okla., 1974, p. 426—428.

Louis M. C., Tissot B. P. Influence de la température et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles à kérogène. — In: 7th world Petroleum cong. Proc., v. 2, 1967, p. 47—60.

Lucas J., Prévot L. Les marges continentales pièges géochimiques; l'exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé-Tertiaire. — «Bull. Soc. géol. France», 1975, v. (7) 17, N 4, p. 496—501.

Mabesoone J. M. Recent marine limestones from the shelf off tropical Brazil. — «Geol. en mijnbouw», 1971, v. 50, N 3, p. 451—459.

Magara K. Compaction and migration of fluid in miocene mudstone, Nagaoka Plain, Japan. — «AAPG Bull.», 1968, v. 52, N 12, p. 2466—2501.

Magara K. Permeability considerations in generation of abnormal pressures. — «Soc. Petrol. Eng. J.», 1971, v. 11, N 3, p. 242—263.

Magara K. Compaction and fluid migration in cretaceous shales of Western Canada. — «Pap. Geol. Surv. Canada», 1972 (1973), N 18, 81 p.

Magara K. Reevaluation of montmorillonite dehydration as cause of abnormal pressure and hydrocarbon migration. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 2, p. 292—302.

Magara K. Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature. — «AAPG Bull.», 1976, v. 60, N 4, p. 554—565.

Manheim F. In situ measurements of pH and Eh in natural waters and sediments. — «Stockholm contributions in Geology», 1961, v. VIII, p. 27—36.

Martin G. B. The subsurface Frio of South Texas — stratigraphy and depositional environments as related to the occurrence of hydrocarbons. — «Oil and Gas Journ.», 1970, v. 68, N 2, p. 98—106.

McConnell D. Precipitation of phosphates in sea water. — «Econ. Geol.», 1965, v. 60, N 5, p. 241—250.

Meade R. H. X-ray diffractometer method for measuring preferred orientation in clays. — «Geol. Surv. Profess. Paper.», 1961, N 424-B, p. 273—276.

Meade R. H. Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments — review. — «U. S. Geol. Surv., Profess. Papers», 1964, N 497-B, p. B1—B23.

Meade R. H. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands — review. — «J. Sediment. Petrology», 1966, v. 36, N 4, p. 1085—1101.

Meade R. H. Compaction of sediments underlying areas of land subsidence in Central California. — «U. S. Geol. Surv. Profess. Paper», 1968, N. 477-D, 39 p.

Menzel D. W. The distribution of dissolved organic carbon in the western Indian ocean. — «Deep-sea Res.», 1964, v. 11, N 5, p. 757—765.

Miller D. G., Richards A. F. Consolidation and sedimentation — compression studies of a calcareous core, Exuma Sound, Bahams. — «Sedimentology», 1969, v. 12, N 3—4, p. 301—316.

Milliman J. D. Submarine lithification of carbonate sediments. — «Science», 1966, v. 153, N 3739, p. 994—997.

Milliman J. D. Precipitation and cementation of deep-sea carbonate sediments. — In: Deep-sea sediments. Phys. and Mech. Propert. New York — London, 1974, p. 463—476.

Moody J. D., Esser R. W. An estimate of world's recoverable crude oil resource. — In: Proc. 9th World Petrol. Congr. V. 3. London, 1975, p. 11—20.

Moore D. G. Submarine slumps. — «J. Sedim. Petrol.», 1961, v. 31, N 3, p. 343—357.

Moore D. G. Shear strength and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadalupe site). — «J. Geophys. Res.», 1964, v. 69, N 20, p. 4271—4291.

Morelock J. Shear strength and stability of continental slope deposits, Western Gulf of Mexico. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 2, p. 465—482.

Morris R. J., Calvert S. E. Fatty acid uptake by marine sediment particles. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1975, v. 39, N 3, p. 377—381.

Mortland M. M. Protonation of compounds at clay mineral surfaces. — In: 9th Internat. Cong. soil. sci. Trans., v. 1, 1968, p. 691—699.

Müller P. J. C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. — «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1977, v. 41, N 6, p. 765—776.

Müller G., Blaschke R. Zur Entstehung des Posidoniens-Schiefers (Liase). — «*Naturwissenschaften*», 1969, v. 56, N 12, s. 635—640.

Nafe J. E., Drake C. L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. «*Geophysics*», 1957, v. XXII, N 3, p. 523—552.

Nazarkina L. A. Über eine Grundvoraussetzungen der prozesse der Erdölbildung. — «*Zeitschrift für angewandte Geologie*», 1957, H 2/3, s. 23—26.

Nazarkina L. A. Climate and oil genesis. — «*Intern. Geol. Review*», 1961, v. 3, p. 141—146.

Novotný J. Ropa a zemni plyn. — «*Lidé a země*». Praha, 1975 (1976), p. 108—113.

O'Connor M. J., Gretener P. E. Quantitative modelling of the processes of differential compaction. — «*Bull. Canad. Petrol. Geology*», 1974, v. 22, N 3, p. 241—268.

Odin G.-S. Sur la genèse de glauconies et leur signification sedimentologique d'après l'étude détaillée du sondage du Mont Cassel (Nord). — «*Compt. rend. Acad. Sci.*», 1971, ser. D272, N 5, p. 697—699.

Oehler J. H., Aizenshtat Z., Schopf J. W. Thermal alteration of blue-green algae and blue-green algae chlorophyll. — «*AAPG Bull.*», 1974, v. 58, N 1, p. 124—133.

Olsen H. W. Liquid movement through kaolinite under hydraulic, electric, and osmotic gradients. — «*AAPG Bull.*», 1972, v. 56, N 10, p. 2022—2029.

Orr W. L., Emery K. O. Composition of organic matter in marine sediments: Preliminary data on hydrocarbon distribution in basins off southern California. — «*Geol. Soc. Amer. Bull.*», 1956, v. 67, N 9, p. 1247—1258.

Orr W. L., Emery K. O., Grady J. R. Preservation of chlorophyll derivatives in sediments off Southern California. — «*AAPG Bull.*», 1958, v. 42, N 5, p. 925—958.

Otvos E. G. High pressure shales and their depositional facies, Southern Louisiana cenozoic. — «*Journ. Sedim. Petrology*», 1970, v. 40, N 1, p. 412—417.

Overton H. L., Timko D. J. The salinity principles: a tectonic stress indicator in marine sands. — «*Oil and Gas Journ.*», 1969, v. 67, N 40, p. 115—124.

Oviatt C. A., Nixon S. W. Sediment resuspension and deposition in Narragansett Bay. — «*Estuarine and Coast. Mar. Sci.*», 1975, v. 3, N 2, p. 201—217.

Packham G. H., Lingen G. J. Progressive carbonate diagenesis at deep sea drilling sites 206, 207, 208, and 210 in the southwest Pacific and its relationship to sediment physical properties and seismic reflectors. — In: *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. V. 21*. Washington, D. C. 1973, p. 495—521.

Paine W. R., Spiller S. J., Waters K. M. et al. Geology of natural gas in South Louisiana. — In: *Natural gases of North America. V. 1*. Publ. by the AAPG, Memoir 9, Tulsa, Oklahoma, 1968, p. 376—423.

Palacas J. G., Love A. H., Gerrild P. M. Hydrocarbons in estuarine sediments of Choctawhatchee Bay, Florida, and their implications for genesis of petroleum. — «*AAPG Bull.*», 1972, v. 56, N 8, p. 1402—1418.

Peake E., Casagrande D. J., Hodgson G. W. Fatty acids, chlorins, hydrocarbons sterols, and carotenoids from a Black Sea core. — In: *Black Sea — Geol., Chem., and Biol.* Tulsa, Okla., 1974, p. 505—523.

Perrier R., Quiblier J. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. — «*AAPG Bull.*», 1974, v. 58, N 3, p. 507—520.

Perry E. A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. — «*AAPG Bull.*», 1972, v. 56, N 10, p. 2013—2022.

Peter J., Ferguson J., Bubela B. Dolomite and organic material. — «*Nature*», 1975, v. 255, N 5508, p. 472—474.

Pollard J. E. Three ostracod-mussel bands in the coal measures (Westphalian) of Northumberland and Durham. — «*Proc. Jorks. Geol. Soc.*», 1969, v. 37, N 12, p. 239—276.

Powell T. G., Cook P. J., Mckirdy D. M. Organic geochemistry of phosphorites: relevance to petroleum genesis. — «*AAPG Bull.*», 1975, v. 59, N 4, p. 618—632.

Powers M. C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. — «*AAPG Bull.*», 1967, v. 51, N 7, p. 1240—1254.

Prashnowsky A., Degens E. T., Emery K. O., Pimenta J. Organic materials in recent and ancient sediments. Part I. Sugars in marine sediment of Santa Barbara Basin, California. — «*Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Monatsh.*», 1961, Heft 8, s. 400—413.

Rashid M. A., Vilks G. Environmental controls of methane production in Holocene basins in Eastern Canada. — «*Organic Geochemistry*», 1977, v. 1, N 1, p. 53—59.

- Riedel W. R., Ladd H. S., Tracey J. I., Bramlette M. N. Preliminary drilling phase of Mohole Project. II. Summary of coring operations. — «AAPG Bull.», 1961, v. 45, N 11, p. 1793—1798.
- Rieke H. H., Chilingarian G. V. Compaction of argillaceous sediments. — Elsevier Scientific Publ. Company. Amsterdam — London — New York, 1974, 417 p.
- Richards H. G. Tectonic evolution of Alaska. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 1, p. 79—105.
- Rittenberg S. C., Emery K. O., Hülsemann J. et al. Biogeochemistry in experimental Mohole. — «J. Sediment. Petrol.», 1963, v. 33, N 1, p. 140—172.
- Robertson D. Plate tectonism and the search for petroleum and base metals. — «Austral. Mining, 1973, v. 65, N 8, p. 72—74.
- Rosenbaum M. S. Effect of compaction on the pore fluid chemistry of montmorillonite. — «Clays and Clay Miner.», 1976, v. 24, N 3, p. 118—121.
- Rubey W. W., Hubbert M. K. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosinclinal area of Western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 2, p. 167—206.
- Rusnak G. A. Sediments of Laguna Madre, Texas. — In: «Recent sediments, Northwest gulf of Mexico». Publ. by AAPG. Tulsa, Okla., 1960, p. 153—196.
- Sayles F. L., Mannheim F. T. Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Sea Drilling Project. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1975, v. 39, N 2, p. 103—127.
- Schmidt G. W. Interstitial water composition and geochemistry of deep Gulf Coast shales and sandstones. — «AAPG Bull.», 1973, v. 57, N 2, p. 321—337.
- Scholz R. W. Zur Sedimentologie und Kompaction der Schreibkreide von Lägerdorf in SW-Holstein. — «Neues Jahrb. Mineral. Abh.», 1973, b. 118, N 2, s. 111—133.
- Sheldon R. P. Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite. — «U. S. Geol. Prof. Paper.», 1964, v. 501-C, 75 p.
- Shelton J. W. Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. — «AAPG Bull.», 1968, v. 52, N 3, p. 414—419.
- Shepard F. P. Marginal sediments of Mississippi delta. — «AAPG Bull.», 1956, v. 40, N 11, p. 2537—2624.
- Shepard F. P., Moore D. G. Control Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. — «AAPG Bull.», 1955, v. 39, N 8, p. 1463—1593.
- Shibaoka M., Bennet A. J. R. Effect of depth of burial and tectonic activity on coalification. — «Nature», 1976, v. 259, N 5542, p. 385—386.
- Shinn E. A. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — «Sedimentology», 1969, v. 12, N 3—4, p. 109—144.
- Shinn E. A., Lloyd R. M., Ginsburg R. N. Tidal-flat sedimentation and dolomite distribution on Andors Island tidal flats, Bahams. — In: Geol. Soc. America Spec. Paper 121, 1969, 276 p.
- Shinn E. A., Halley R. B., Hudson J. H., Lidz B. H. Limestones compaction: an enigma. — «Geology», 1977, v. 5, N 1, p. 21—24.
- Schmidt G. W. Interstitial water composition and geochemistry of deep Gulf Coast shales and sandstones. — «AAPG Bull.», 1973, v. 57, N 2, p. 321—327.
- Seiwel H. R., Seiwel G. E. The sinking of decomposing plancton in sea water and its relationship to oxygen consumption and phosphorus liberation. «Proceed. Amer. Phil. Soc.», 1938, v. 78, N 3, p. 465—481.
- Shvetsov P. F. Heat generation during catagenesis of clay sediments as a result of their accumulated solar energy. — «Int. Geol. Rev.», 1973, v. 15, N 12, p. 1445—1452.
- Skempton A. W. Notes on the compressibility of clays. — «Quarterly Journ. Geol. Soc. London», 1944, v. 100, parts 1, 2, p. 119—135.
- Smith P. V. Studies on origin of petroleum: Occurrence of hydrocarbons in recent sediments. — «AAPG Bull.», 1954, v. 38, N 3, p. 377—404.
- Snowdon L. R., Roy K. J. Regional organic metamorphism in the mesozoic strata of the Sverdrup Basin. — «Bull. Canad. Petrol. Geol.», 1975, v. 23, N 1, p. 131—148.
- Stoll D., Ewing J., Bryan G. Anomalous wave velocities in sediments containing gas hydrates. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 8, p. 2090—2094.
- Ström K. M. Land-locked waters. Hydrography and bottom deposits in badly-ventilated Norwegian fiords. With remarks upon sedimentation under anaerobic conditions. — «Norske Vidensk. — Acad. Oslo, Mat. Naturv. klasse», 1936, N 7, p. 2—85.
- Ström K. M. Land-locked waters and the deposition of black muds. Recent marine sediments. — Publ. AAPG. Tulsa, Okla, 1939, p. 356—372.
- Strong M. W. Geothermal phenomena and geological history with special reference to old structures in geothermal equilibrium. — «J. Inst. Petrol. Technology», 1930, v. 16, N 86, p. 18—26.
- Sujkowski Z. L. Diagenesis. — «AAPG Bull.», 1958, v. 42, N 11, p. 2692—2717.
- Tarling D. H. Some economic implications of continental drift. — «Naturwissenschaften», 1977, b. 64, N 1, s. 16—22.

Teichmüller M., Teichmüller R. Die Inkohlung in saarlothringer Karbon, Vergleichen mit der im Ruhrkarbon. — «Z. Dtsch. geol. Ges.», 1965, b. 117, s. 243—279.

Terzaghi K. Undisturbed clay samples and undisturbed clays. — «Boston Soc. Civill Engineers», 1941, v. 28, N 3, p. 211—231.

Terzaghi K. Discussion of «The compaction of muddy sediments». By O. T. Jones, 1944. — «Qart. Journ. Geol. Soc. London», 1946, v. 102, part 2, N 406, p. 203—206.

Tharp J. M., Bailey J. E. Problems in completing high-pressure gas wells. — «Petrol. Engineer», 1956, v. 28, N 9, p. B-21—B-28.

Theng B. K. G. Note on the bonding of humic acid to montmorillonite. — «N. Z. J. Sci.», 1976, v. 19, N 1, p. 57—59.

Thomas R. L. A note on relationship of grain size, clay content, quartz and organic carbon in some lake Erie and lake Ontario sediments. — «J. Sediment Petrol.», 1969, v. 39, N 2, p. 803—809.

Thomas W. H., Simmons E. G. Phytoplankton production in the Mississippi delta. — In: Recent sediments, northwest Gulf of Mexico. Published by AAPG. Tulsa, Oklahoma, 1960, p. 103—117.

Thomeer J. H. M. A., Bottema J. A. Increasing occurrence of abnormally high reservoir pressure in boreholes, and drilling problems resulting therefrom. — «AAPG Bull.», 1961, v. 45, N 10, p. 1721—1730.

Tissot B. Vers l'évaluation quantitative du pétrole formé dans les bassins sédimentaires. — «Rev. Assoc. Franc. techn. pétrole», 1973, N. 222, p. 27—31.

Tissot B., Durand B., Espitalié J., Combaz A. Influence of nature and evolution of hydrocarbons in early toarcian shales, Paris basin, France. — «AAPG Bull.», 1971, v. 55, N 12, p. 2177—2193.

Tissot B., Durand B., Espitalié J., Combaz A. Influence of nature and diagenesis of organic diagenesis of organic matter in formation of petroleum. — «AAPG Bull.», 1974, v. 58, N 3, p. 499—506.

Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publishing Co. Houston, Texas, 1932, 323 p.

Trask P. D., Patnode H. W. Source beds of petroleum. Publ. AAPG. Tulsa, Okla., 1942, 566 p.

Treibs A. Chlorophyll und Häminderivate in organischen Mineralstoffen. — «Angew. Chem.», 1936, b. 49, s. 682—686.

Twenhofel W. H. The rate of deposition of sediments: a major factor connected with alteration of sediments after deposition. — «J. Sediment. Petrology», 1942, v. 12, N 3, p. 99—110.

Vandenbroucke M., Albrecht P., Durand B. Geochemical studies on the organic matter from the Duala Basin (Cameroon). III. Comparison with the early toarcian shales, Paris basin, France. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1976, v. 40, N 10, p. 1241—1249.

Verma R. K., Rao R. U. M., Gupta M. L. et al. Terrestrial heat flow measurements in various parts of India. — In: Internat. simpos. on geotherm. problems. Zürich, 1967, p. 79—85.

Vilks G., Rashid M. A. Preservation of organic matter and methane in the sediments of a subarctic continental shelf. — In: 25 th Int. Geol. Congr. Abstrs. Vol. I. Canberra, 1976, p. 256—257.

Weber K. J. Sedimentological aspekts of oil fields in the Niger delta. — «Geologie en mijnbouw», 1971, v. 50, N 3, p. 559—576.

Weeks L. G. Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence. — «AAPG Bull.», 1952, v. 36, N 11, p. 2071—2124.

Weeks L. G. Habitat of oil and some factors that control it. — In: Habitat of oil. A symposium; Conducted by the AAPG. Tulsa, Oklahoma, 1958, p. 1—62.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1957, v. 68, N 12, p. 1637—1658.

White W. A. Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. — «Journ. Sedim. Petrol.», 1961, v. 31, N 4, p. 560—570.

Wilson H. H. Time of hydrocarbon expulsion, paradox for geologists and geochemists. — «AAPG Bull.», 1975, v. 59, N 1, p. 69—84.

Williams P. M., Oeschger H., Kinney P. Natural radiocarbon activity of the dissolved organic carbon in the N. E. Pacific. — «Nature», 1969, v. 224, N 5216, p. 256—258.

Wolf M. Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. — «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.», 1972, b. 141, N 2, s. 222—257.

Woolnough W. G. Sedimentation in barred basins and source rocks of petroleum. — «AAPG Bull.», 1937, v. 21, N 9, p. 1101—1157.

Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardiner L. W. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. — «Geophysics», 1956, v. 21, N 1, p. 41—70.

Zankl H. Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. — «Sedimentology», 1969, v. 12, N 3—4, p. 241—256.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	6
Введение . . . . .	9
<b>Глава I. Роль темпа седиментации в накоплении органического вещества и в диагенезе</b> . . . . .	<b>14</b>
Особенности накопления органического вещества в океанских осадках . . . . .	21
Глубина водоема и ее роль в фоссилизации органического вещества . . . . .	36
Темп седиментации и диагенетическая стадия литогенеза . . . . .	38
Темп седиментации и редукционные процессы в осадках . . . . .	43
Темп седиментации как фактор фоссилизации хлорофилла . . . . .	53
Влияние темпа седиментации на генерацию углеводородов . . . . .	56
<b>Выводы</b> . . . . .	<b>72</b>
<b>Глава II. Темп седиментации и уплотнение осадков и пород</b> . . . . .	<b>75</b>
Начальное уплотнение . . . . .	81
Гидростатический стресс — важнейший фактор ранней стадии уплотнения глинистых осадков . . . . .	95
Темп седиментации как фактор времени завершения диагенеза . . . . .	107
Темп седиментации и литификации карбонатных отложений . . . . .	109
Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на изменения плотности одновозрастных отложений . . . . .	112
Динамико-седиментационный контроль уплотнения осадочных толщ в пределах отдельных регионов . . . . .	117
Темп седиментации и образование слоистых и сланцеватых отложений . . . . .	126
О роли динамики седиментации в уплотнении пород в пределах тектонических поднятий . . . . .	133
О влиянии тектонического фактора на уплотнение осадочных толщ . . . . .	150
Основы теории уплотнения глинистых отложений . . . . .	155
<b>Выводы</b> . . . . .	<b>174</b>
<b>Глава III. Влияние темпа седиментации и изменения геоструктурного плана на геотермический режим осадочных бассейнов</b> . . . . .	<b>178</b>
Тектонический фактор и его роль в формировании теплового режима осадочного покрова . . . . .	192
О природе тепловых аномалий над положительными структурными формами . . . . .	196
Эрозионные срезы как фактор теплового поля осадочных толщ . . . . .	198
О влиянии дизъюнктивных дислокаций на особенности локального и регионального теплового поля . . . . .	207
О предполагаемой эволюции теплового режима осадочных бассейнов . . . . .	211
О природе типа термограмм . . . . .	221
<b>Выводы</b> . . . . .	<b>224</b>
<b>Глава IV. Темп седиментации и тектогенез как факторы нефтегазообразования и формирования залежей нефти и газа</b> . . . . .	<b>227</b>
Темп седиментации и катагенетическая стадия преобразования органического вещества . . . . .	227
О роли темпа седиментации в изменении битуминозности одновозрастных отложений в пределах тектонических структур . . . . .	241
Темп седиментации и главная фаза нефтеобразования . . . . .	243
Об оптимальных для нефтеобразования тектонических условиях . . . . .	249
Темп седиментации и эрозионные срезы как факторы нефтегазообразования . . . . .	262
Об оптимальных для нефтеобразования динамико-седиментационных условиях . . . . .	267
<b>Выводы</b> . . . . .	<b>285</b>
<b>Заключение</b> . . . . .	<b>288</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> . . . . .	<b>292</b>

Foreword	6
Introduction	9
<b>Chapter I. The role of sedimentation rate in organic matter accumulation and in diagenesis</b>	<b>14</b>
Peculiarities of organic matter accumulation in ocean sediments	21
Reservoir depth and its role in organic matter fossilization	36
Sedimentation rate and diagenetic stage of lithogenesis	38
Sedimentation rate and reduction processes in sediments	43
Sedimentation rate as chlorophyll fossilization factor	53
Sedimentation rate influence upon hydrocarbon generation	56
Conclusions	72
<b>Chapter II. Sedimentation rate and compaction of sediments and rocks</b>	<b>75</b>
Initial compaction	81
Hydrostatic stress — the most important factor of the early stage in clayey sediment compaction	95
Sedimentation rate as factor of diagenesis completion time	107
Sedimentation rate and lithification of carbonate deposits	109
Influence of sedimentation rate and erosion sections upon density alteration of contemporary deposits	112
Dynamic-sedimentation control over sedimentary body compaction in some regions	117
Sedimentation rate and formation of stratified and shaly deposits	126
On the role of sedimentation dynamics in rock compaction within tectonic rises	133
On the influence of tectonic factor upon sedimentary body compaction	150
Basic points of theory of clayey deposit compaction	155
Conclusions	174
<b>Chapter III. Influence of sedimentation rate and geostructural plan changes upon sedimentary basin geothermic regime</b>	<b>178</b>
Tectonic factor and its role in formation of sedimentary cover heat regime	192
On the nature of heat anomalies over positive structural forms	196
Erosion sections as factors of sedimentary body heat field	196
On the influence of disjunctive dislocations upon peculiarities of local and regional heat field	207
On the surmised evolution of sedimentary basin heat regime	211
On the nature of thermogram type	221
Conclusions	224
<b>Chapter IV. Sedimentation rate and tectogenesis as factors of gas and oil generation and gas and oil accumulation formation</b>	<b>227</b>
Sedimentation rate and catagenetic stage of organic matter transformation	227
On the role of sedimentation rate in bitumen content changes of contemporary deposits within tectonic structures	241
Sedimentation rate and the principal phase of oil generation	243
On the optimal tectonic conditions for oil generation	249
Sedimentation rate and erosion sections as gas and oil generation factors	262
On the optimal dynamic-sedimentation conditions for oil generation	267
Conclusions	285
Summary	288
Literature	292



ОПЕЧАТКИ

Стр. табл.	Строка, графа	Напечатано	Следует читать
98, табл. 13	Графа 2	330 4,6 <sup>1</sup>	должно быть в третьей графе
233, табл. 30	Подстрочное прим. 3	(Белецкая и <sub>0</sub> Ц/ соавт., 1969), отношение П	(Белецкая и соавт., 1969), отношение П <sub>0</sub> /П <sub>3</sub>
235, табл. 31	Графа 5	Низино	Назино
Табл. 32 (вкладка)	Парижский бассейн, 10 строка снизу	J <sub>3</sub>	J <sub>2</sub>
	Лос-Анжелес, 6 строка снизу	N <sub>1</sub> <sup>12</sup>	N <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>
	Широтное Приобье, Северные районы, 3 строка снизу	(K <sub>1</sub> b — br)	(K <sub>1</sub> h — br)
334	24 сверху	Tissot B., Durand B., Espi- talié J., Combaz A. Influ- ence of nature	Tissot B., Califet-Debyser Y., Deroo G., Oudin J. L. Origin
334	28 сверху	and diagenesis of orga- nic diagenesis of organic matter	and diagenesis of organic matter

Зак. 2307.