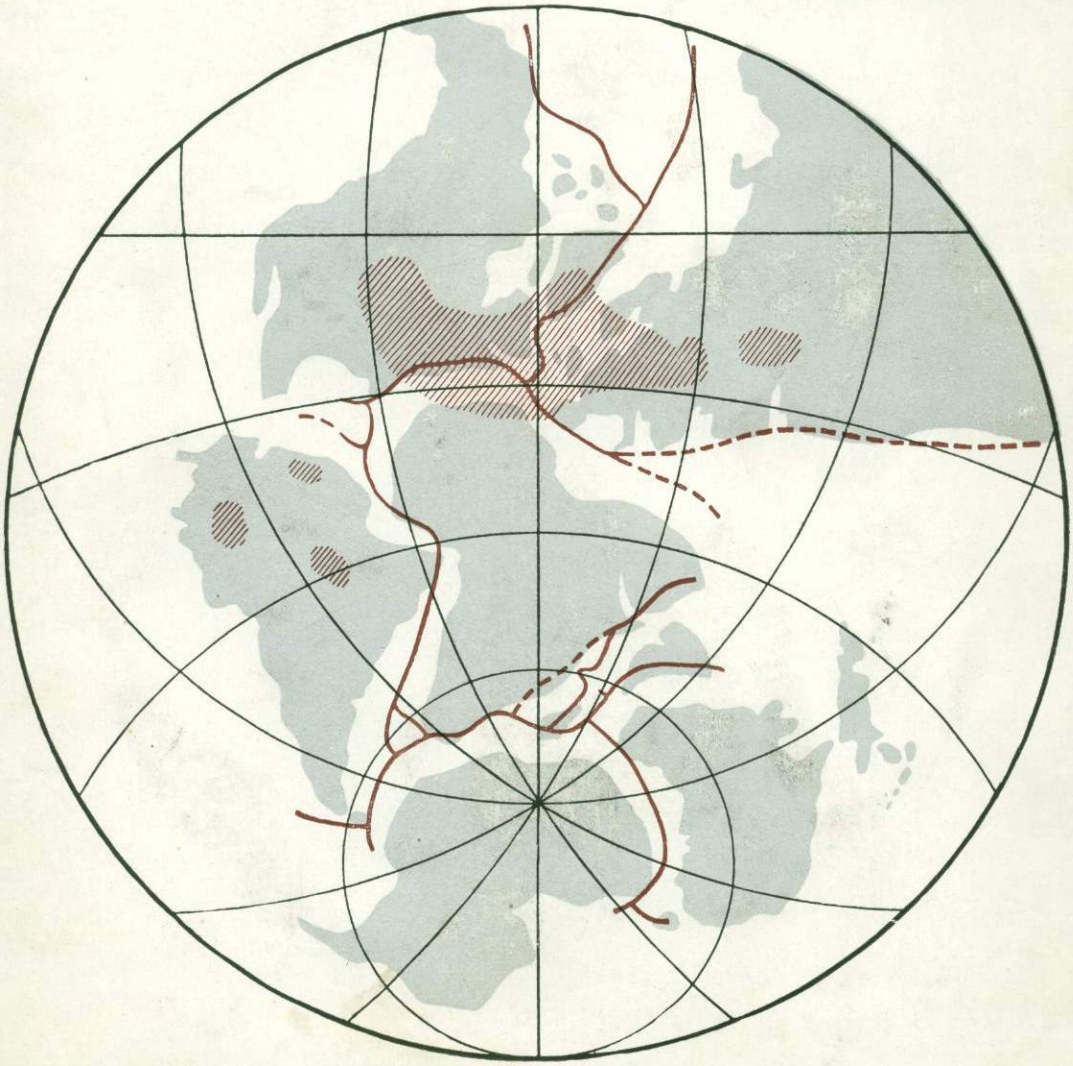
Б. П. ЖИЖЧЕНКО

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ



Дорогому Артолуизу Амбарцумовичу Габриэллу на добрую память о далеких временах, когда мы занимались стратиграфией – основой всех геологических наук

8-II-1975 г. Б. Жемчужников

Б. П. ЖИЖЧЕНКО

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ

53-88

МОСКВА «НЕДРА» 1974

УДК 553.98 : 551.8

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., «Недра», 1974, 376 с.

В монографии рассмотрены существующие методы восстановления условий осадконакопления в морских бассейнах прошлого на основании палеоэкологических и палеоседиментационных исследований. В результате анализа методов палеоседиментационных исследований выдвинута гипотеза о том, что при уплотнении осадков все флюиды, содержащиеся в поровом пространстве, перемещаются только по плоскостям напластования вверх по восстанию. Вертикальное перемещение флюидов в неуплотненных осадках очень ограниченно и возможно только на контактах разнозернистых пород.

Охарактеризованы основные гидрогеологические показатели современных бассейнов, как то: соленость, температура, газовый режим и иные, которыми определяются особенности осадконакопления в бассейнах различного типа. Выведены закономерности распределения основных гидрогеологических показателей для современных и ранее существовавших бассейнов различного типа. Описано распределение тех химических соединений, скопления которых образуют месторождения полезных ископаемых. Среди последних особое внимание уделено образованию месторождений нефти и углеводородных газов.

В результате специально проведенных исследований разработана новая гипотеза об образовании в недрах газовых месторождений диагенетического типа и гипотеза об образовании месторождений растворенных газов в придонных водах современных акваторий.

В главе, посвященной палеогеографическим построениям, уделено внимание источникам сноса терригенного материала и механизму перемещения его в бассейнах.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами осадконакопления, и на геологов-нефтяников, ведущих работы по перспективам нефтегазоносности.

Табл. 56, ил. 144, список лит. — 111 назв.

Ж $\frac{20801-538}{043\ (01)-74}$ 260—74

© Издательство «Недра», 1974

Предисловие

В предлагаемой книге автор особое внимание уделил теоретическим вопросам осадконакопления в морских водоемах различного типа.

Вопросам накопления континентальных отложений уделяется мало внимания, потому что, во-первых, эти отложения играют ограниченную роль в газовой и нефтяной геологии, а во-вторых, вследствие незначительной изученности их автором. В книге большое внимание уделено выявлению закономерностей распределения основных гидрологических факторов, определяющих процесс осадконакопления в современных бассейнах различного типа и в ранее существовавших, а также истории изменения их в прежние геологические эпохи и методам выявления гидрологии ранее существовавших бассейнов.

К сожалению, полученные выводы относительно закономерностей распределения основных гидрологических факторов, таких, как соленость, температура и газовый режим в современных и в ранее существовавших бассейнах, не получили распространения и до сих пор на палеогеографических картах указываются бассейны, в которых соленость вод в различных их частях резко разнится, температура вод рассматривается в качестве характерной для горизонтов того или иного бассейна. Положение сероводородной поверхности в ранее существовавших бассейнах устанавливается для всего времени их существования, несмотря на то что гидрология и морфология их резко менялись. Поэтому при составлении палеогеографических карт до настоящего времени нарушаются элементарные и неоспоримые гидрологические закономерности. Объясняется это тем, что геологи, занимающиеся осадками ранее существовавших бассейнов, нередко не имеют даже представления о закономерностях распределения основных гидрологических факторов, определяющих процесс осадконакопления в современных и в ранее существовавших бассейнах различного типа.

Все представления о палеогеографической обстановке нередко основываются на неверной корреляции разрезов, основным принципом которой является положение о том, что литологически сходные пласты имеют одинаковый возраст и каждому пласту в одном разрезе должен отвечать аналог в другом разрезе. На этом основании, встретив пачку галогенов в одном разрезе и не обнаружив ее в другом, принимают, что в последнем пачке галогенов должны соответствовать, например, слои с полносоленой фауной. Поэтому и составляются такие палеогеографические карты, на которых в центре бассейна показана садка галогенов, а на периферии — слои, формирующиеся в нормальных солевых условиях.

В настоящей книге неоднократно подчеркивается, что палеогеографические и стратиграфические исследования представляют единый комплекс. Стратиграфия должна основываться на изучении истории изменения условий

осадконакопления во времени, а палеогеография на распределении условий осадконакопления в пространстве. Следовательно, методы разработки стратиграфических и палеогеографических построений очень близки между собой и такие построения представляют единый комплекс исследований.

На этом основании автор считает, что нельзя на основе заранее разработанной схемы стратиграфии составлять палеогеографические карты, поскольку палеогеографическая проверка стратиграфических построений является всегда обязательной и нередко такая проверка заставляет коренным образом пересмотреть ранее проведенные стратиграфические построения.

Из изложенного не следует, что стратиграфия, основанная на изучении эволюции органического мира, не является самостоятельной наукой, но нужно иметь в виду, что, руководствуясь изучением эволюции органического мира, можно выделять лишь крупные стратиграфические подразделения, вряд ли дробнее отдела, при современной изученности стратиграфии осадочных толщ этого, конечно, недостаточно.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность академику А. Л. Яншину и другим исследователям, сделавшим ценные замечания.

Особую благодарность автор приносит А. М. Мартиновской за подготовку настоящей книги к печати.

Факты, не объясняемые существующими теориями, наиболее дороги для науки, от их разработки следует по преимуществу ожидать ее развития в ближайшем будущем.

А. М. Бутлеров

Введение

Определение задачи палеогеографии и ее связь с другими науками

Палеогеография — наука, целью которой является восстановление истории развития ландшафтов в прошедшие геологические эпохи. Под ландшафтом понимают не только распределение суши и морей, а также рельефа суши и дна бассейнов, но и распределение осадков в областях седиментации, организмов, течений в бассейнах, гидрографической сети, климатических условий и других особенностей в различных участках земной поверхности. Мы должны признать, что задачи, стоящие перед палеогеографическими исследованиями, многочисленны и разнообразны.

Материалами для решения перечисленных выше задач являются те, которые могут быть получены при детальном и разностороннем изучении отложений, сохранившихся до нашего времени. Поэтому понятно, что об участках, в которых в изучаемые геологические эпохи происходило накопление осадков, мы можем сказать гораздо больше, чем о районах, подвергавшихся денудации. Однако детальное изучение сохранившихся осадков нередко позволяет составить сравнительно полное представление и о характере тех районов, которые подвергались денудации в изучаемое или последующее время.

Так как основным, если не единственным, материалом для познания истории изменения ландшафтов в прежние геологические эпохи как районов денудации, так и районов накопления осадков является изучение сохранившихся до наших дней осадков, то понятно, что всестороннее изучение истории изменения пространственного распределения условий осадконакопления — основа для палеогеографических исследований.

Остановимся теперь на рассмотрении вопроса: что же нам следует понимать под термином «условия осадконакопления».

В настоящее время палеогеографические исследования нельзя ограничивать решением о том, к каким осадкам следует относить изучаемые нами отложения — к морским или континентальным. Необходимо гораздо более углубленное изучение условий осадконакопления, например, при исследовании морских осадков следует выяснить солевой режим бассейна, в котором происходило их формирование, температурный, газовый и гидродинамический режимы в отдельных частях бассейна, изменение осадков в стадию сингенеза, диагенеза и катагенеза, распределения в нем фаунистических провинций, глубин и других условий. Кроме того, особое внимание следует обратить на характер терригенного материала, слагающего изучаемые отложения, для выявления областей, из которых он мог поступать в ранее существовавшие бассейны, наличие в осад-

ках остатков наземных растений и животных, позволяющих восстановить обстановку не только в районах седиментации, но и в районах денудации.

Необходимость выяснить как перечисленные вопросы, так и ряд других обусловливается прежде всего следующим обстоятельством.

Благоприятные условия для образования и накопления различных полезных ископаемых осадочного происхождения могут возникать часто лишь при вполне определенных значениях солевого, температурного и газового режимов, при определенном направлении диагенеза и др. Следовательно, выявление зон возможного накопления тех или иных полезных ископаемых будет осуществляться лишь при углубленном и всестороннем изучении палеогеографической обстановки.

Достоверно зная, что условия накопления некоторых полезных ископаемых не остаются неизменными на протяжении всей геологической истории, следует стремиться, во-первых, выявить наиболее благоприятную обстановку для их накопления в различные периоды геологического времени, а во-вторых, выяснить причины, связанные с изменением условий, несомненно влияющих на процессы седиментации.

Задача, поставленная в настоящей работе, заключается в том, чтобы на ряде примеров показать методы выявления основных условий осадконакопления, а также закономерностей их распределения; охарактеризовать в самом общем виде эволюцию условий, определяющих изменение процесса осадконакопления на протяжении геологической истории, и описать методы выявления зон, в пределах которых возможно образование месторождений полезных ископаемых.

Указанные задачи весьма трудно осветить с надлежащей полнотой. Обусловливается это прежде всего тем, что до настоящего времени не достигнуто единого мнения как о причинах, которыми в основном определяется изменение направления седиментационного процесса, так и об условиях образования почти любого полезного ископаемого.

В самом деле, что в настоящее время можно сказать, например, об изменении солевого режима Мирового океана или же о характере атмосферы в прежние геологические эпохи, а также, что можно сказать об условиях образования месторождений железа осадочного происхождения в различные геологические периоды? Единой точки зрения по этим вопросам так же, как и по другим, не существует, а поэтому естественно, что в настоящей работе трактовка их будет иметь дискуссионный характер.

Считая, что первоочередной задачей палеогеографических исследований является выяснение условий осадконакопления и их пространственного распределения, мы, конечно, должны широко использовать материалы, получаемые при изучении современных осадков, об условиях образования которых всегда можно сказать гораздо больше, чем о любых ископаемых отложениях.

Однако всегда нужно иметь в виду, что условия, в которых происходит формирование современных отложений, могли весьма значительно отличаться от условий прежних геологических периодов. Не следует при этом забывать и о том, что далеко не всегда условия осадконакопления тем больше отличались от современных, чем древнее были сами осадки.

Как известно, на протяжении геологической истории Земли можно отчетливо различать определенные циклы ее развития, а внутри каждого из этих циклов ряд фаз, например: фазы, характеризующиеся широкой трансгрессией и значительной общей пенепленизацией, фазы интенсивного горообразования и резких вертикальных движений крупных участков земной поверхности и др

К сожалению, до настоящего времени нет единой общепризнанной классификации как циклов, так и фаз, несмотря на то, что этому вопросу в нашей и зарубежной литературе уделяется большое внимание. Нет также единого мнения о фазе, которая характерна для современного времени, а решение этого вопроса исключительно важно потому, что для каждой фазы характерны свои особенности осадконакопления. Поэтому выявленные закономерности распределения климатических поясов, характерные особенности рельефа суши и моря и ряд иных факторов, определяющих осадконакопление в современное время, могут достаточно резко отличаться в иные геологические эпохи, когда накапливались осадки в различные циклы и фазы развития Земли.

Предполагая существование в истории развития Земли того или иного количества циклов, а внутри их известного количества фаз, следует считать, что условия накопления сходного типа пород в различные фазы одного цикла могут резко разниться между собой, а накопление близких по типу пород в сходные фазы различных циклов может происходить в почти одинаковых условиях. Отсюда следует, что данные об условиях образования различного типа пород, полученные при изучении современных отложений, могут быть применимы лишь к тем образованиям, которые формировались в фазы, аналогичные современным.

Решить вопрос о том, к какой из выделенных фаз можно отнести современную эпоху, можно путем выявления характерных особенностей современного периода. Из таких особенностей необходимо прежде всего указать следующие: широкое развитие кластических осадков, резкую обостренность рельефа и весьма значительные по амплитуде вертикальные перемещения крупных участков — блоков земной коры. Если первые две особенности не нуждаются в доказательствах благодаря своей очевидности, то последняя подтверждается нахождением среди «современных» глубоководных отложений впадин Каспия и Черного моря мелководных отложений, что указывает на недавние опускания в пределах этих впадин. О значительных вертикальных движениях в современную эпоху свидетельствуют также остатки весьма молодых террас, которые были обнаружены на Кавказе на очень больших высотах.

Основываясь на указанных характерных особенностях современной эпохи, можно принять, что она соответствует посторогенной фазе в принятой нами классификации.

Однако считать, что современные условия осадконакопления вполне тождественны посторогенным фазам всех циклов, конечно, нельзя, так как не следует забывать, что даже сходные по условиям осадконакопления фазы в различные циклы могут различаться условиями, оказывающими значительное влияние на ход седиментационного процесса. Здесь имеются в виду главным образом изменения соотношений различных газов в атмосфере.

Следует указать на невозможность пользоваться без существенных поправок данными о современных закономерностях в процессах осадконакопления. Больше того, необходимо критически относиться даже к закономерностям распределения температуры в прежние эпохи, которая может быть неодинаковой в разные фазы и резко или, наоборот, весьма слабо изменяться на различных широтах в ту или иную фазу, т. е. климатические пояса могут быть резко выраженными или, наоборот, очень сглаженными.

Все это заставляет весьма осторожно относиться к ныне широко применяющемуся сравнительно-литологическому методу, согласно которому основой выяснения условий накопления ископаемых осадков являются знания условий накопления сходных современных образований.

Безусловно, актуалистический метод не потерял своего значения до настоящего времени и, конечно, нам нужно знать условия образования современных отложений, но так как в современную эпоху не происходит накопления ряда осадочных образований, широко распространенных в прежние эпохи, что указывает на существенное изменение процессов осадконакопления в такие эпохи по сравнению с современной, то можно считать, что и ископаемые осадки, вполне аналогичные современным, могли формироваться в существенно отличных условиях.

Кратко рассмотрим связь палеогеографии с другими науками.

Как уже указывалось, основу палеогеографических исследований составляет изучение истории изменения пространственного распределения условий осадконакопления. Без этого материала невозможны дальнейшие палеогеографические построения.

Задачей стратиграфических исследований является изучение истории изменения условий осадконакопления в определенной области за более или менее длительный промежуток времени. Правда, до настоящего времени за основу стратиграфии принималось развитие органического мира, а не изменение условий осадконакопления, даже при разработке местных детальных стратиграфических схем, но это обусловливается тем, что выявление тесных связей между развитием органического мира и изменением условий осадконакопления в ряде случаев еще не может быть установлено. Однако нельзя сомневаться в том, что в недалеком будущем тесную связь между изменениями органического мира и условиями осадконакопления можно будет устанавливать во всех случаях, и тогда определение стратиграфии как науки об истории изменения условий осадконакопления станет обоснованным.

Из определения основ палеогеографических исследований и конечных задач стратиграфии следует, что между этими двумя науками существует самая тесная связь. Она настолько велика, что часто невозможно с большей или меньшей четкостью провести границы между стратиграфическими или палеогеографическими исследованиями. Тесная связь между ними усугубляется еще и одинаковыми методами, применяемыми при выявлении изменений условий осадконакопления в пространстве, что является предметом изучения палеогеографии, и во времени, что преследуется стратиграфическими исследованиями.

Существует тесная связь палеогеографии и с другими науками, например: с учением о фациях, литологией, тектоникой и исторической геологией, гидрологией, климатологией, а также гидробиологией, зоогеографией и другими биологическими науками, с одной стороны, и палеонтологией и палеоэкологией, с другой. Еще бóльшая связь ее с экогенетическими исследованиями.

Тесная связь между перечисленными науками не вызывает сомнений, но нам следовало бы остановиться прежде на отличиях этих наук от палеогеографии, а затем на установлении связи между ними. В самом деле, историческая геология представляет собой обобщение сведений об истории развития ландшафтов в прежние геологические эпохи. В конечном итоге историческую геологию можно рассматривать как науку, суммирующую наши сведения о палеогеографии в прежние геологические эпохи.

Литология, или седиментология, — наука об осадках, условиях их накопления, изменениях в процессе превращения осадков в породу, а также об изменениях условий осадконакопления в прежние геологические эпохи и представляющая собой лишь один из очень важных методов решения ряда палеогеографических вопросов.

Тесная связь существует и между палеогеографией и учением о фациях, ставящим задачей выявление распределения отложений, формировавшихся в одинаковых условиях. Эти исследования являются необходимым и обязательным этапом при палеогеографических построениях и весьма часто фациальные карты называют палеогеографическими.

Тесная связь палеогеографии с тектоникой также не вызывает сомнения, поскольку очевидна зависимость между движениями земной коры, изучаемыми тектоникой и рельефом, обусловливающим распределение ландшафтов.

Палеогеография связана с гидрологией и климатологией, поскольку палеогеография включает в себя палеогидрологические и палеоклиматологические исследования, которые нельзя проводить, не используя закономерностей, могущих быть выявленными при изучении гидрологии современных водоемов, климатических зон на современной поверхности земного шара и др.

Тесная связь палеогеографии с палеонтологией и особенно с палеоэкологией и экогенезом, а через них и с гидробиологией, зоогеографией и другими биологическими науками, также вполне понятна, поскольку палеоэкологические и экогенетические исследования являются одним из надежнейших методов выявления условий формирования пород, содержащих остатки организмов.

Следует особо отметить связь палеогеографии с геохимией, а именно с тем ее разделом, который рассматривает возможные условия образования различных химических соединений. Несомненно, что геохимические исследования и некоторые виды физических исследований, например изучение изотопов, в будущем явятся основным методом познания условий формирования ископаемых осадков. Однако в настоящее время мало геохимических исследований, в результате которых можно было бы четко и вполне определенно говорить о тех или иных условиях отложения изучаемых пород. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что чуть ли не ежегодно появляются новые геохимические методы определения тех или иных условий, в которых формировались ископаемые осадки, но, к сожалению, все эти исследования не доводятся до конца, должным образом не проверяются и не внедряются в практику палеогеографических исследований.

Из приведенных материалов несомненно следует, что обширные задачи, стоящие перед палеогеографическими исследованиями, требуют применения самых разнообразных методов изучения горных пород, составляющих сущность многих самостоятельных наук.

Невольно возникает вопрос, имеет ли палеогеография, которую следует рассматривать в качестве науки синтетической, свои собственные, только ей свойственные, методы изучения. На этот вопрос, безусловно, следует дать положительный ответ. В самом деле для палеогеографических построений нам, например, необходимы определенные данные об условиях формирования исследуемых горных пород, об образе жизни организмов, о пространственном распределении доныне сохранившихся фациально различных комплексов пород и др. Однако методы, применяющиеся для получения указанных материалов, ни в коем случае не могут рассматриваться в качестве палеогеографических.

В качестве палеогеографических методов следует рассматривать лишь те, которые на основе материалов об условиях формирования горных пород и пространственного распределения доныне сохранившихся фациально различных комплексов позволяют нам восстанавливать ранее существовавшие ландшафты. Так, например, определение солевого режима, при котором происходило формирование пород в ранее существовавших бассейнах, осуществляется отнюдь

не палеогеографическими методами, а в результате палеоэкологических, геохимических или литологических исследований.

Выявление распределения солевого режима в ранее существовавших бассейнах, их связи с Мировым океаном изучаемой эпохи, причины отклонения солевого режима отдельных водоемов от нормального для Мирового океана рассматриваемой геологической эпохи — это все задачи палеогеографических исследований.

Однако не следует делать вывод, что нам при палеогеографических исследованиях не нужно рассматривать вопросы, например, о методах определения солевого режима вод, в которых происходило формирование изучаемых пород или же закономерностей распределения солености, что является задачей палеогидрологических исследований. Отказавшись от критического рассмотрения указанных и аналогичных вопросов, мы, во-первых, не сможем получить достоверного материала, исходного для палеогеографических построений, и, во-вторых, не сможем его правильно интерпретировать. Все это в конечном итоге может привести к очень крупным ошибкам при палеогеографических построениях. Поэтому понятно, что в настоящей работе уделяется очень большое внимание как методам выявления условий формирования пород, так и закономерностям распределения тех условий, которые определяют направление процессов осадконакопления.

При изучении условий осадконакопления различными методами, которые необходимы для палеогеографических построений, нам нужно, во-первых, подвергать критическому пересмотру существующие методы определения тех или иных условий осадконакопления, во-вторых, нередко пересматривать уже укоренившиеся представления об интерпретации различных методов выявления условий осадконакопления и выяснять причины, почему те или иные методы не могут быть применимы и, в-третьих, разрабатывать на основании детального изучения ископаемых и современных осадков или осадков недавнего прошлого новые представления о ходе седиментационного процесса и накоплении полезных ископаемых. Поясним сказанное некоторыми примерами. Как известно, еще в недалеком прошлом соленость вод ранее существовавших бассейнов определялась по хлору в водных вытяжках из изучаемых пород. В последующее время было установлено, что этот метод определения солевого режима не может быть применим. То же самое можно сказать и о солености поровых вод в изучаемых ископаемых осадках. Однако важно не только подвергнуть критике указанные методы определения солевого режима вод ранее существовавших бассейнов, но и ответить на вопрос, почему же мы, например, в осадках, образовавшихся даже в недавнее время, обнаруживаем высокую соленость поровых вод.

Так как существующие гипотезы по этому вопросу оказались неприемлемы, то пришлось разрабатывать новую гипотезу о формировании солевого режима поровых вод, которая изложена в настоящем труде. Разработка этой гипотезы дала основание для создания более общей гипотезы о миграции флюидов из уплотняющихся глинистых осадков, которая также изложена в данной книге.

О необходимости пересмотра укоренившихся представлений об условиях осадконакопления, в том числе и условиях накопления полезных ископаемых свидетельствует следующий факт. Изучение разрезов осадков недавнего прошлого показало, что в морских бассейнах не только генерируется огромное количество углеводородных газов, преимущественно метана, но и захороняется в осадках в больших количествах, причем, вероятно, нередко в виде газогидратов.

На этом основании был сделан вывод об образовании газопроизводящих свит в раннюю стадию накопления осадков и разработана гипотеза о газопроизводящих свитах диагенетического типа, согласно которой газовые месторождения могут формироваться в неглубоко погруженных осадках.

Особенности палеогеографических исследований в газовой и нефтяной геологии

Важнейшей практической задачей палеогеографии является выявление распределения отложений, в которых могут быть обнаружены те или иные полезные ископаемые осадочного происхождения, или вернее скопления их, образующие месторождения промышленного значения.

Месторождения горючих газов и нефти, как и другие полезные ископаемые, следует предполагать в районах развития осадков, которые могли их генерировать, т. е. в районах развития газонефтематеринских или вернее газонефтепроизводящих отложений. Однако, какие отложения являются нефтепроизводящими и какие газопроизводящими, ответить трудно, так же как отличить нефтепроизводящие или газопроизводящие отложения от тех, которые не продуцировали нефть и углеводородные газы.

Помимо этого известно, что благодаря своей подвижности как нефтяные, так и газовые залежи могут быть обнаружены во вторичном залегании в слоях, которые не могли продуцировать их. Самое сложное заключается в том, что пути миграции не только углеводородных газов, но и нефти нередко нельзя обнаружить.

В самом деле вряд ли у кого-либо из сторонников термокаталитической гипотезы происхождения нефти возникает сомнение в том, что обнаруженное крупное месторождение нефти в каком-либо пласте песчаника могло образоваться только в результате скопления нефти на большой площади развития указанного пласта песчаника.

Однако обычно каких-либо следов миграции нефти в отложениях вне контура нефтяной залежи обнаружить не удается. Недаром проф. А. Н. Стрижов, выступая на одном из съездов нефтепромышленников до открытия уникального Новогрозненского месторождения, отрицал наличие нефти на этих землях. Основанием для такого заявления служил общеизвестный факт, что в обнажениях чокрак-караганских песчаников, к которым приурочены огромные месторождения нефти во всей Грозненской области, каких-либо следов миграции нефти нельзя обнаружить, а наряду с этим следует указать, что чокрак-караганские отложения, представленные в Грозненской области чередующимися мощными пластами глин и песчаников, обычно рассматриваются в качестве классической нефтепроизводящей толщи.

Следовательно, заявление А. Н. Стрижова следует, придерживаясь гипотезы о нефтепроизводящих отложениях термокаталитического типа, считать правильным. Однако в Новогрозненском месторождении были обнаружены огромные залежи нефти. Невольно возникает вопрос о генезисе их.

При дальнейших исследованиях в Новогрозненской антиклинали было обнаружено, что нижние слои песчаника чокрак-караганской толщи имеют наибольший контур нефтяных залежей, площадь которых в верхних слоях

песчаника постепенно уменьшается, невольно возникает вопрос о поступлении нефти снизу, по нарушению, через мощнейшую, порядка 1000 м, толщу глин майкопской серии, в которой нефтяные месторождения отсутствуют. Если стать на эту точку зрения, то тогда уже придется говорить о миграции нефти по нарушениям толщ мезозоя, а если вероятна миграция нефти в неогеновые чокрак-караганские отложения из мезозойских, то предполагается миграция ее из фундамента, т. е. серьезно можно ставить вопрос о глубинном происхождении нефти. Для объяснения формирования месторождений нефти биогенного происхождения, приуроченных к чокрак-караганским отложениям, выдвинута гипотеза о миграции ее в растворенном в углеводородных газах состоянии, в виде «нефтегаза», который не оставляет каких-либо следов на путях миграции. Однако эта субстанция вообще неизвестна и невольно возникает вопрос, куда же девался растворитель нефти — углеводородные газы, количество которых должно быть огромным и измеряться астрономическими цифрами. Следует напомнить, что покрышки между отдельными пластами чокрак-караганского возраста прекрасные, а, кроме того, вся указанная толща перекрывается мощной толщей глин сарматского возраста.

Что же касается предположения об образовании нефти в диагенетическую стадию развития чокрак-караганских отложений, то в этом случае опять придется говорить о какой-то обширной нефтесборной площади и, следовательно, о миграции нефти по пластам без всяких следов такой миграции, что не просто себе представить, если даже мы будем говорить не о миграции нефти, а лишь о продуктах ее образующих, т. е. о так называемой протонефти.

Из изложенного следует, что палеогеографические построения для газовой и нефтяной геологии при таком состоянии вопроса о генезисе нефти и горючего газа вообще не могут дать какие-либо ощутимые реальные результаты.

Однако такой вывод был бы неправильным. Палеогеографические построения для газовой и нефтяной геологии, даже при указанном состоянии вопроса о генезисе нефти и углеводородных газов, очень важны. Основной задачей этих исследований должно быть выявление районов, в которых развиты отложения, могущие являться коллекторами и надежными покрышками для газовых и нефтяных месторождений.

Помимо этого палеогеографические построения очень важны для выявления зон выклинивания, например песчаных пластов, в которых могут формироваться надежные ловушки стратиграфического типа для нефти и газа. Эти задачи настолько важны, что собственно карты перспектив газо- и нефтеносности должны основываться, в первую очередь, на палеогеографических картах, показывающих распространение слоев, могущих служить коллекторами для горючих газов и нефти, и слоев, могущих являться покрышками для газовых и нефтяных залежей.

Составление таких карт — задача сложная, но, безусловно, необходимая, которая может решаться при условии одновременного проведения широких исследований по разработке детальной стратиграфии изучаемых отложений, поскольку эти исследования не только тесно связаны между собою, но друг друга дополняют.

Что же касается решений вопроса о происхождении горючих газов и нефти, то в настоящее время их не следует считать основой палеогеографических построений. В самом деле, если принять широко распространенную в настоящее время термокаталитическую гипотезу, то, руководствуясь ею, мы должны будем оценивать в качестве бесперспективных целые области, в которых отсутствуют глубокие впадины, где бы могли генерироваться нефть и газ согласно указан-

ной гипотезе, или же принимать какие-то с геологической точки зрения неправдоподобные решения, например, о миграции нефти из глубокой Северо-Каспийской впадины в западное Предуралье, хотя установлено, что в предакчагыльское время Северо-Каспийская впадина представляла собой высокогорную область, поскольку там акчагыльские отложения, очень слабо дислоцированные, залегают с размывом на отложениях различного возраста, вплоть до мезозойских. Из всего изложенного следует, что палеогеографические построения, ставящие перед собой задачу оценки перспектив газоносности и нефтеносности и выбор направления разведок на газ и нефть, имеют свои специфические черты, причем вопросы происхождения нефти и горючего газа должны решаться в результате проведения комплекса геологических исследований, в том числе и палеогеографических, а не на основе принятия той или иной гипотезы об их происхождении, поскольку в настоящее время, как это будет показано дальше, все ныне существующие гипотезы, друг друга исключающие, примерно в равной мере необоснованны.

Методы изучения условий образования осадков в ранее существовавших бассейнах

Выявление условий образования ископаемых осадков представляет собой весьма сложную задачу прежде всего потому, что остатки фауны и флоры, в них находимые, резко отличаются от ныне живущих фаун и флор, или обитания их могли резко отличаться от тех, в которых они существуют в настоящее время. Поэтому обнаружение ископаемых организмов, даже морфологически вполне тождественных современным, еще не свидетельствует, что они обитали в сходных условиях. Помимо этого, нередко многие организмы имеют очень широкий диапазон условий обитания, что еще больше затрудняет решение вопроса об условиях образования осадков, в которых были обнаружены их остатки.

Следует также учитывать экогенез организмов, выявить который, не располагая надежными данными об условиях формирования осадков, их содержащих, представляет задачу очень сложную и трудноразрешимую.

Не менее сложен вопрос об условиях формирования различного типа осадков. Далеко не все литологически сходные осадки формировались в одинаковых условиях, а относительно некоторых мы с уверенностью можем сказать, что формирование их в прежние геологические условия происходило несомненно в иных условиях, чем отложение сходных осадков в современное время. Помимо этого следует указать, что некоторые породы, например: джеспилитовые руды, доломиты морского происхождения и другие, в современную эпоху, по-видимому, вообще не образуются, а поэтому каких-либо материалов об условии их формирования, на основании изучения современных осадков мы получить не можем. Помимо этого всегда следует иметь в виду, что во время диагенеза и катагенеза осадок может настолько резко измениться, что нередко даже трудно бывает установить характер осадка, из которого образовалась изучаемая порода.

Трудность восстановления условий образования ископаемых осадков усугубляется еще изменением условий, оказывающих большое влияние на формирование осадков. Здесь имеются в виду изменение состава газов в атмосфере, а следовательно, и газов, растворенных в воде ранее существовавших бассейнов, изменение концентрации водородных ионов и окислительно-восстановительного потенциала вод ранее существовавших бассейнов и других показателей.

Следует учесть, что не только условия образования осадков, но и пространственное их распределение, которое в значительной мере определяется неодинаковыми условиями накопления осадков в различные фазы циклического развития Земли, могли достаточно резко изменяться в прежние геологические эпохи.

Из изложенного следует, что восстановление условий формирования ископаемых осадков представляет собой весьма сложную задачу, которая должна решаться на основании детального анализа всех остатков ископаемых организмов и тщательного изучения пород с целью выявления осадка, из которого они образовались, и восстановление условий, при которых такой осадок мог формироваться.

Такие исследования, выделяемые под названием палеоседиментационных, наряду с палеоэкологическими являются основными методами палеогеографических исследований. При этом следует отметить, что палеоэкологические и палеоседиментационные исследования должны проводиться совместно, так как перед ними стоит одна общая задача — выявить условия формирования пород и условия жизни организмов, остатки которых встречены в изучаемых породах.

ГЛАВА I

Палеоэкологические исследования

Под палеоэкологическими мы понимаем те исследования, которые на основании изучения комплекса остатков организмов, встречаемых в породе, позволяют сделать вывод об условиях накопления осадков, преобразовавших изучаемую породу, и об изменениях, происшедших в осадке до превращения его в породу. Следовательно, палеоэкологические исследования рассматриваются нами шире, чем обычно они понимаются, т. е. как выяснение образа жизни ранее существовавших организмов. Однако последнее, узкое понимание таких исследований является одним из важнейших разделов палеоэкологических исследований.

Обычным методом выявления образа жизни ранее существовавших организмов, т. е. методом выявления их экологии, является актуалистический метод, сущность которого заключается в сравнении морфологически сходных скелетов ископаемых и ныне живущих, условия существования которых известны.

Другим направлением палеоэкологических исследований является выявление закономерностей в изменении морфологии скелетов организмов от изменения условий обитания. Конечно, и в этом случае руководствоваться приходится в основном выявлением закономерностей в изменении скелета, которые можно обнаружить при изучении скелетов современных организмов, живущих в различных условиях. Это направление палеоэкологических исследований удобно выделять под названием сравнительно-морфологического. Не менее важен и историко-аналитический анализ развития фаун, нередко дающий надежные данные об экологии организмов в ранее существовавшие геологические эпохи, которые не соответствуют представлениям об экологии, сложившимся на основании иных методов, и, в частности, результатам экспериментальных исследований. Конечно, всем палеоэкологическим исследованиям должен предшествовать тафономический анализ.

Таким образом, мы видим, что палеоэкологические исследования — это сложный комплекс исследований, ограничиваясь рассмотрением одной какой-либо его составляющей, мы можем допустить крупные ошибки. При этом следует указать, что основная задача палеоэкологических исследований —

выявление условий образования пород, — нередко может быть решена только при совместном проведении как комплекса палеоэкологических, так и палеоседиментационных исследований, о чем более подробно будет указано в заключении, после рассмотрения методов палеоседиментационных исследований.

ТАФОНОМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основной задачей тафономического анализа является изучение комплекса ископаемых в том или ином их захоронении с целью выявления биоценозов, существовавших во время отложения слоев, в которых обнаружено изучаемое захоронение остатков ископаемых организмов.

Необходимо отметить, что в конечном итоге тафономические исследования, понимаемые как восстановление биоценозов по имеющимся захоронениям, являются теми первыми исследованиями, с которых должно начинаться изучение любых местонахождений ископаемых организмов.

Первой задачей тафономических исследований должно быть отделение остатков организмов, захороненных на месте их обитания, от тех, которые жили в иных условиях. Например, необходимо отличать организмы, жившие на дне, от существовавших в толще воды или на водорослях, произраставших здесь же. Особенно же важно разделение организмов, живших в сходных условиях, но в смежных районах, характеризующихся уже иным субстратом, или вымытых из более древних отложений.

Воссоздание биоценозов, или вернее палеоценозов, т. е. отделение остатков организмов, существовавших в месте их погребения, от занесенных извне, является задачей особой важности. Эта задача решается не всегда так просто, как это может показаться с первого взгляда. Прежде всего не всегда, если экология какого-либо организма малоизвестна, легко решить, жил ли этот организм на субстрате или в субстрате, или же на водорослях, там же произрастающих. Наряду с этим можно почти всегда (хотя и не во всех без исключения случаях) отделить планктонные и нектонные организмы от бентосных.

Исключительно трудно решить вопрос о месте обитания бентосных организмов, т. е. вопрос о том, все ли бентосные организмы, остатки которых мы находим в одном пласте, жили совместно. Еще труднее решить вопрос о том, откуда происходят, возможно, привнесенные извне остатки организмов, захороненные совместно с жившими на месте погребения. В литературе неоднократно обсуждался вопрос о том, жили ли организмы, несомненно захороненные не на месте их обитания, в том же бассейне и в то же время, но лишь в иных условиях, когда жили и те, с которыми они совместно захоронены, или же они вымыты из более древних отложений. Обычно этот вопрос решается в зависимости от вероятности обнаружения остатков чуждых организмов в том же бассейне, но в иных фациях. Так, например, обнаружение стеногалинных моллюсков среди солоноватоводной фауны свидетельствует о том, что они вымыты из более древних отложений.

Следует, однако, указать, что обнаружение остатков ископаемых организмов, которые мы считаем стеногалинными, или вернее полносолеными, среди солоноватоводного комплекса не всегда может свидетельствовать о том, что они являются вымытыми из полносоленых отложений. Так, например, при изучении разрезов соленовского горизонта, охарактеризованного солоноватоводной фауной пелецинод и гастропод обычно при полном отсутствии фора-

минифер, в верхней части разрезов этого горизонта отмечаются находки представителей родов *Nucula*, *Pectunculus*, *Pitar* и других, которые обычно рассматриваются в качестве полносоленых. На основании находок таких форм не следует делать выводов о том, что слои, их содержащие, формировались в полносоленых условиях или, что эти «полносоленые» организмы были вымыты из более древних отложений, охарактеризованных полносоленой морской фауной. Гораздо вероятнее предположение, что такие формы проникли и расселились, в общем, в солоноватоводном бассейне, где они существовали непродолжительное время.

Широкое расселение стеногалинных организмов в солоноватоводных бассейнах наблюдается в современное время, например: *Rapana* — типичных представителей полносоленых моллюсков, в современном сильно опресненном Черном море, в котором представители указанного рода вошли в состав определенных биоценозов, после того как они были завезены в Черное море. Следует также указать на широкое расселение в Каспийском море ряда организмов из Черноморского бассейна, куда они были переселены в целях увеличения кормовой базы для рыб Каспийского бассейна. Среди таких организмов для нас особенно интересны представители родов *Abra*, *Mytilaster* и иных, которые в настоящее время вытесняют из некоторых биоценозов представителей типичной каспийской фауны, например представителей рода *Dreisena*.

Возможно с аналогичным явлением мы сталкиваемся и при рассмотрении фауны из варненских (или туркменских) слоев, в которых наряду с солоноватоводной фауной, типичной для карагандинского горизонта, иногда встречаются формы, которые мы обычно рассматриваем в качестве полносоленых или относительно полносоленых, например представителей родов *Nassa*, *Pitar*, *Turritella* и др.

В свете указанных материалов можно ставить под сомнение и высокую соленость мэотического бассейна, даже в первую половину его существования, несмотря на то что в нижнем мэотисе встречается сравнительно много таких, казалось бы стеногалинных, моллюсков, как *Dosinia*, *Venerupis*, *Trochus* и др., поскольку в нижнем мэотисе много и представителей рода *Congeria*, встречающихся в Молдавии в опресненном верхнесарматском бассейне, а остракоды мэотиса вообще очень мало отличаются от остракод того же верхнесарматского опресненного бассейна. Не менее сложно выявлять биоценозы и в случае, если совместно встречаются остатки ископаемых, которые обычно рассматриваются в качестве характерных для отложений различного возраста, и нередко мы при решении вопроса об одинаковом или разном возрасте этих ископаемых допускаем грубые ошибки.

Так, например, при изучении фораминифер из палеогеновых отложений моноклинали Северного Кавказа было принято, что белые мергели и известняки белоглинской свиты со свойственными этой фации фораминиферами следует относить к эоцену, а вышележащие темные, почти бескарбонатные глины хадумской свиты, для которых характерен резко отличный комплекс фораминифер, — к нижнему олигоцену. В дальнейшем были изучены разрезы в смежных областях, например в Ставрополье, где между типичными эоценовыми мергелями и бескарбонатными глинами олигоценового возраста залегает толща карбонатных и слабокарбонатных глин, в которых совместно встречаются фораминиферы, считающиеся характерными как для эоцена, так и для олигоцена Этот факт дал основание все эоценовые фораминиферы считать переотложенными и, следовательно, все карбонатные и слабокарбонатные глины относить к олигоцену. Такое решение вопроса о первичном или вторичном залегании

остатков любых ископаемых, конечно, нельзя считать методически верным. В частности, в приведенном случае вопрос о возрасте рассматриваемых карбонатных и слабокарбонатных глин решается далеко не так просто. Весьма вероятно, что эти глины имеют эоценовый, а не олигоценовый возраст, поскольку очень сложно доказать вторичное залегание эоценовых форм и обычно отсутствие или плохая сохранность типичных верхнеэоценовых форм, в качестве которых, как правило, рассматриваются крупные фораминиферы, имеющие раковину, в ряде случаев менее плотную, чем у мелких представителей известковых фораминифер, обычных для олигоценовых отложений или вернее для глин, а не мергелей и известняков.

Если учесть, что во время диагенеза, при накоплении слабокарбонатных и бескарбонатных глин, вероятно, была заметно развита зона углекислого заражения, в которой обычно происходит растворение кальцитовых образований, то при этом процессе, конечно, в первую очередь частичному растворению подвергаются менее плотные раковины крупных фораминифер. Следовательно, «следы переотложения» верхнеэоценовых фораминифер и их «окатанности» — это всего лишь более явные признаки начала растворения известковых образований в зоне углекислого заражения.

При решении рассматриваемого вопроса, так же как и предшествующих, не следует забывать и чисто геологические данные. Глинистые отложения с олигоценовой фауной фораминифер и «переотложенной» верхнеэоценовой прослежены на громадных расстояниях от Северного Кавказа до Каракумов в Средней Азии. И везде в этих отложениях «переотложенной» является только верхнеэоценовая фауна фораминифер. Ни в одном разрезе этой толщи не было встречено даже среднеэоценовых переотложенных форм, не говоря уже о более древних. Этот факт вполне достаточен, чтобы отказаться от предположения о вторичном залегании верхнеэоценовых фораминифер в рассматриваемых отложениях.

В изучаемых породах весьма трудно бывает по встречаемым остаткам восстановить облик даже не биоценозов, а лишь сообществ тех организмов, которые были в них захоронены. Обусловлено это обычно тем, что скелеты различных организмов неодинаковы по отношению к разрушению во время различных геохимических процессов, происходящих в осадке с момента выпадения его на дно.

Этим объясняется то широко распространенное явление, что даже в современных осадках, формирующихся в районах со значительным развитием диатомовых, скорлупки этих водорослей редко встречаются, хотя на поверхности осадка они весьма многочисленны. Это пример разрушения скелетов на дне. Однако скорлупки диатомовых водорослей нередко захороняются и разрушаются уже внутри осадка, оставляя в нем следы в виде отпечатков. С таким явлением мы часто сталкиваемся, изучая хотя бы породы палеоген-неогенового возраста. Отмывая породы, мы не обнаруживаем скорлупок диатомей, а изучая шлифы, приготовленные из тех же пород, часто можно рассмотреть остатки панцирей этих водорослей.

Аналогичное явление можно отметить и при изучении некоторых бескарбонатных глин, содержащих разнообразную фауну агглютинирующих фораминифер, среди которых отсутствуют фораминиферы с известковой раковиной. Далеко не всегда может быть принято часто высказываемое предположение о том, что такие отложения формировались или на большой глубине, или в водах низкой температуры, или в условиях недонасыщенности вод углекислыми солями кальция. Вероятно, происходит последующее растворение всех извест-

ковых скелетов. Этот процесс особенно интенсивно протекает в тех осадках, которые во время диагенеза проходили мощную зону углекислого заражения. В это время происходило обескарбонаживание осадков с последующим выпадением карбонатов кальция и железа в виде конкреций. Поэтому, рассматривая породы, содержащие кальцит-сидеритовые конкреции, можно заранее предполагать вероятность нахождения в них только отпечатков известковых скелетов или ядер их, выполненных кремнием, железистыми соединениями и др.

Не следует забывать также и о тех процессах, которые протекают уже в стадию катагенеза, а также при выветривании пород. В процессе циркуляции вод по породам происходит интенсивное растворение известковых образований, в связи с чем в песчаных отложениях остаются только отпечатки организмов с известковым скелетом. Очень часто в песках и песчаниках, промытых водами, вообще никаких следов скелетов организмов не остается, и такие песчаные образования нередко производят впечатление первично «немых». Больше того, многие песчаные отложения, явно формировавшиеся в морских водоемах, сходны с наземными или речными образованиями. Нередко в конкрециях, которые находятся в толщах песчаных «немых» отложений, встречается сравнительно разнообразная морская фауна, что свидетельствует об образовании этих конкреций в морском водоеме до начала интенсивной циркуляции по песчаным породам водных растворов, приведшей к полному растворению всех скелетных остатков. При выветривании также происходит разрушение скелетов, особенно мелких известковых фораминифер, остракод и иных мелких организмов. Поэтому всегда нужно исследовать по возможности невыветрелые или слабо выветрелые породы и для исследований брать керн из скважин, а не образцы из обнажений.

Все изложенное заставляет нас с большой осторожностью относиться к вопросу о восстановлении биоценозов на основании изучения встречаемых в породах комплексов ископаемых. При этом естественно, что мы можем говорить только о палеоценозах, а не о биоценозах. При этом под палеоценозами следует понимать не остатки комплексов организмов, живших в определенных условиях на каком-либо участке дна ранее существовавшего бассейна или в определенной толще воды, например придонной или поверхностной, а комплекс организмов, как бентосных, так и планктонных и нектонных, скелеты которых отлагаются после отмирания совместно на одном участке дна и там же захороняются. Анализируя такой комплекс, следует иметь в виду, что благодаря различному составу скелетов захоронающихся организмов, а именно: кальцитовому, арагонитовому, кремнистому, песчанистому, растворение их происходит неодинаково не только на дне водоемов во время диагенеза и катагенеза, но и в толще воды во время опускания на дно скелетов отмерших планктонных организмов.

По этому вопросу исключительно интересные материалы были приведены Н. В. Беляевой, которая изучала состав планктонных фораминифер, обнаруженных в толще воды, и состав скелетов их в осадках, отлагающихся на разных глубинах современных океанов.

В результате проведенных исследований указанным автором было установлено, что в Индийском океане на глубине свыше 4500 м встречены только обломки раковин фораминифер, которые на глубине порядка 3000 м составляют только 25% от общего количества раковин фораминифер, а на глубине 4000—4500 м уже 75% (рис. 1*а*). Также показано, что благодаря меньшей устойчивости к растворению представителей семейства Globigerinidae по сравнению с представителями семейства Globorotalidae, в основном глобигеринидовый

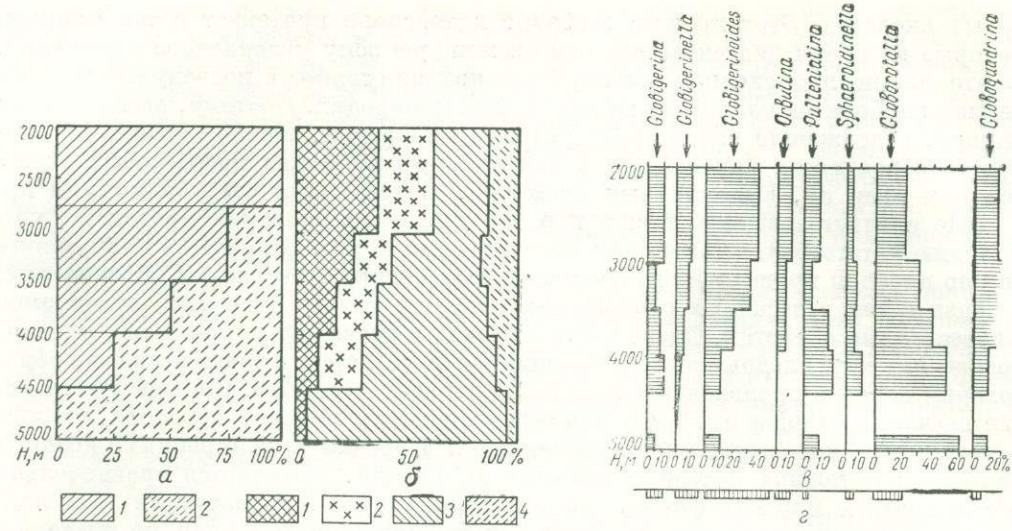


Рис. 1. Распределение раковин планктонных фораминифер в осадках рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта (по Н. В. Беляевой, 1969).

а — весовые соотношения целых раковин (*1*) планктонных фораминифер и их обломков (*2*) на разных глубинах дна океана; *б* — соотношение родов и семейств планктонных фораминифер: семейство Globigerinidae — *1* — *Globigerina*, *2* — остальные представители семейства; семейство Globorotalidae — *3* — *Globorotalia*, *4* — *Globoquadrina*; *в* — соотношение родов планктонных фораминифер на разных глубинах дна в рифтовой зоне Индийского океана; *г* — соотношение родов планктонных фораминифер в поверхностном слое воды (0—100 м) над рифтовой зоной.

комплекс планктонных фораминифер, характерный для места их обитания, постепенно превращается в глобороталиевый (рис. 1*б*).

Постепенное изменение комплексов планктонных фораминифер с глубиной, на которой формируется осадок, их содержащий, показано на прилагаемой схеме (рис. 1*в*, *г*). Рассматривая приведенный график, следует особое внимание обратить на тот факт, что с возрастанием глубины формирования осадка изменяется не только соотношение различных родов планктонных фораминифер, но и видовой состав каждого рода. Из приведенных материалов следует, что восстановление биоценозов, развитых в ранее существовавших бассейнах, на основании изучения остатков скелетов организмов, сохранившихся в исследуемых породах, представляет собой исключительно сложную задачу, так же как и решение вопроса о гидрологии, например, хотя бы солевого режима, ранее существовавших бассейнов.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ МОРСКИХ ФАУН

При изучении фаун установление принадлежности ее к тому или иному типу очень важно для решения главных палеогеографических вопросов. Фауна различного типа может быть встречена только в отложениях, формирующихся при определенных палеогеографических и гидрологических условиях. Поэтому при разработке классификации типов фаун следует учитывать не только солевой, температурный и газовый режим, характерный для различных групп фаун, но и планктонный, нектонный или бентосный образ жизни, глубину обитания их, характер субстрата и др. Кроме того, необходимо проанализировать историю возникновения изучаемых сообществ ископаемых организмов,

т. е. решить вопрос о том, является ли она нормально развивающейся, суперститовой, рекуррентной или колонизаторской, так как значение тех или иных фаун для решения ряда палеогеографических вопросов может быть резко различным.

Не следует забывать также о том, что при изучении истории развития фаун могут быть получены ценные материалы об изменении образа жизни ранее существовавших организмов, так как в процессе развития даже крупных групп организмов изменяется их морфология и экология и, следовательно, можно говорить не только о филогении, но и о направленном изменении экологии.

Фауна полносоленых бассейнов

Эта фауна заселяет бассейны, соленость вод которых близка к солености вод современного Мирового океана, равной 32—37%. Предполагается, что за геологическую историю Земли соленость вод Мирового океана мало изменялась, хотя по этому вопросу имеются материалы, которые позволяют высказать и иные предположения, которые будут освещены в главе, посвященной истории солевого режима Мирового океана, а также в главах, характеризующих методы палеоседиментационных исследований и методы изучения развития фауны.

Граница между полносолеными бассейнами и солоноватоводными условно принимается близкой к солености, равной 25‰. Этот вопрос подробно рассмотрен в главе, посвященной солевому режиму современных бассейнов.

Обнаружение полносоленой фауны в каких-либо отложениях несомненно свидетельствует об их формировании в море, широко сообщающемся с Мировым океаном.

Среди полносоленых фаун следует различать нормально развивающиеся фауны, а также колонизаторские, рекуррентные и суперститовые, значение которых при палеогеографических построениях весьма различно.

Нормально развивающиеся фауны

К этой группе относятся фауны, развивающиеся на протяжении длительного геологического времени в одной области, и комплексы, обнаруживаемые в смежных слоях, генетически связанных между собой. Среди нормально развивающихся фаун, как, впрочем, и среди других групп фаун, различают нектонные, бентосные и планктонные. Значение фаун для палеогеографических построений различно, поэтому рассмотрим их более подробно. При этом следует отметить, что указанные фауны далеко не так четко подразделяются, как это может казаться с первого взгляда, уже прежде всего потому, что в различные стадии своего развития многие организмы ведут различный образ жизни. Кроме того, большая группа организмов нектонного образа жизни тесно связана с субстратом определенного типа, что сильно сближает их с бентосными организмами.

Нектонные фауны. Организмы, активно передвигающиеся в водах бассейна, нередко в какой-то мере связаны с определенным характером дна, что в большей мере относится к придонным организмам. Как правило, нектонные организмы также всегда приспосабливаются к определенным горизонтам вод и к водам, имеющим различную температурную характеристику, загрязненность илистыми частицами и др. Поэтому нектонные организмы в известной мере являются фациальными, но связь их с различными фациями,

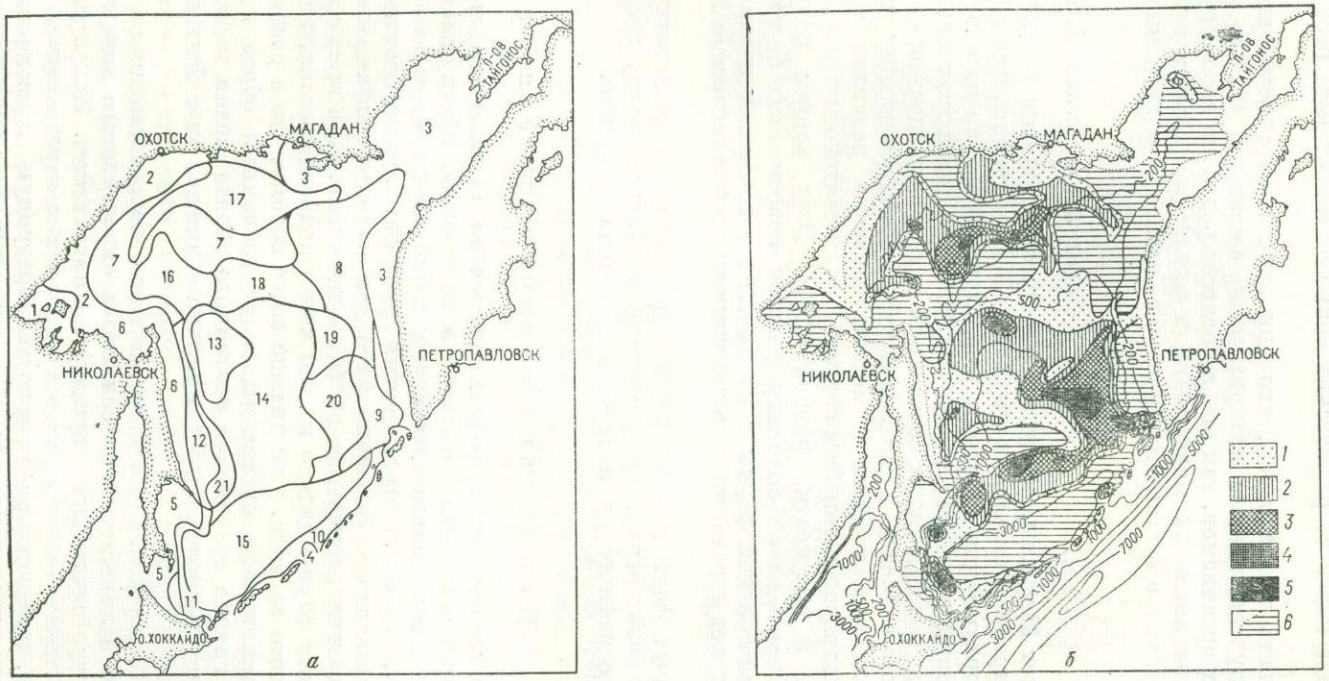


Рис. 2. Распределение бентосных фораминифер в Охотском море (по Х. М. Саидовой, 1967).

а — районирование Охотского моря на основании распределения бентосных фораминифер. Комплекс материковой отмели: *1* — Шантарские острова; *2* — северо-западное побережье Охотского моря, *3* — северо-восточное побережье Охотского моря и побережье Камчатки, *4* — побережье Курильских островов, *5* — южное побережье о. Сахалин и о. Хоккайдо, *6* — северо-восточное побережье о. Сахалин; комплекс материкового склона: *7* — северо-западная часть Охотского моря, *8* — район впадины Тинро, *9* — склон Южной Камчатки *10* — склон Курильской гряды, *11* — склон Южного Сахалина и о. Хоккайдо *12* — склон восточного Сахалина; комплекс центральной части моря: *13* — впадина Дерюгина, *14* — подводные возвышенности, *15* — южная котловина моря; комплексы переходных видов: *16* — западный, *17*—северный, *18* — центральный; смешанные комплексы: *19* — комплексы *14*, *20* — комплексы *9* и *14*, *21* — комплексы *12* и *14*. *б* — распространение *Cassidulina nocrossi* Cushm.: *1* — 1—10 экземпляров, *2* — 10—30 экземпляров, *3* — 30—100 экземпляров, *4* — 100—200 экземпляров, *5* — > 200 экземпляров; *6* — отсутствуют.

т. е. с осадками, формирующимися в неодинаковых условиях, меньшая, чем бентосных. Указанным обстоятельством обусловлена, как правило, большая площадь распространения нектонных организмов, особенно таких, как некоторые акулы и большинство головоногих. В полносоленых бассейнах как среди рыб, так и среди головоногих могут быть выделены крупные группы, приуроченные к определенным горизонтам вод. Например, большинство светящихся рыб приурочено к глубинным горизонтам вод, иные группы нектонных организмов приурочены к областям, характеризующимся определенными температурными условиями. Наряду с этим следует отметить, что иногда даже такие высокоорганизованные животные, как рыбы, живущие в резко различных условиях, обладают сходными признаками. Светящиеся рыбы встречаются не только на больших глубинах современных океанов, но и в некоторых реках, воды которых мало прозрачны, вследствие значительного содержания илистых частиц.

Значение нектонных фаун для палеогеографических построений значительно, поскольку можно прежде всего различать пелагические и неритические нектонные формы, затем глубоководные и мелководные, характерные для теплых и холодных вод.

Нужно однако указать, что нектонные фауны в ископаемых отложениях встречаются гораздо реже, чем бентосные и планктонные, а поэтому значение их для палеогеографических построений невелико.

Бентосные фауны. Среди фаун, обитающих на дне водоемов, обычно пытаются выделять глубоководные и мелководные фауны, но как правило, даже относительно точное определение глубин обитания их не удается и нередко в качестве глубоководных фаун принимают комплексы организмов, характерных для глинистых осадков. Только в очень редких случаях среди фаун, характеризующих глинистые осадки, выделяют комплексы, о которых можно сравнительно уверенно говорить, что они заселяли лишь относительно большие глубины, превышающие 100—150 м.

Следует особо подчеркнуть, что заключения о значительной глубине формирования осадков по остаткам организмов, в них содержащихся, основаны не на обнаружении в ископаемом состоянии каких-либо специфических глубоководных форм. Эти заключения базируются на находках родов и видов, близких к современным, живущих в настоящее время на весьма различных глубинах (в том числе и на довольно значительных), и на отсутствии организмов, ныне обитающих только на небольшой глубине.

При изучении полносоленых фаун особое внимание нужно обращать не только на исключительно резкое различие в комплексе бентосных организмов, обитающих в современных и обитавших в ранее существовавших бассейнах на различных субстратах, но и на тот факт, что и на вполне сходных субстратах нередко встречаются резко различные комплексы организмов. Еще раз напомним, что даже при изучении современных водоемов обычно не удается выяснить, какими же причинами обусловлено различие в комплексе организмов, заселяющих вполне сходные по своему характеру участки дна.

Поэтому при изучении осадков ранее существовавших бассейнов всегда следует иметь в виду, что не только различные породы одного возраста могут содержать остатки весьма отличающихся организмов, но и вполне сходные одновозрастные породы могут быть охарактеризованы остатками различных организмов.

Иллюстрировать указанное положение можно картой распределения биоценозов бентосных фораминифер в современном Охотском море (рис. 2), границы которых не совпадают ни с распределением глубин (рис. 3), ни с распределением

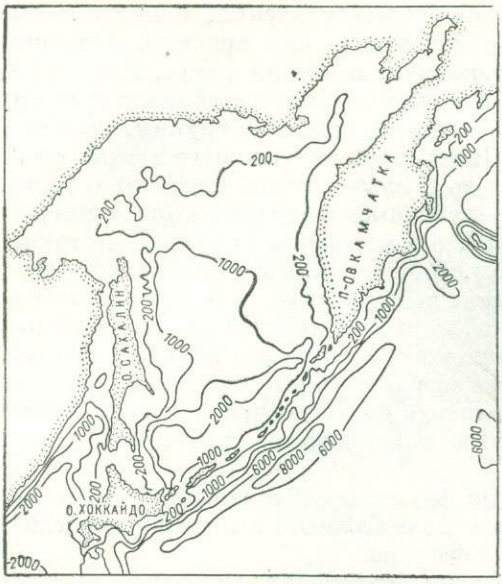


Рис. 3. Распределение глубин в Охотском море.

субстрата (рис. 4). То же самое можем сказать и о распространении отдельных видов бентосных фораминифер, например *Cassidulina nocrossi* Cushm. (рис. 2*б*). Также различные биоценозы развиты на одинаковых субстратах и на сходных глубинах в мелководной части Черного моря. Однако в этом море в его относительно глубоководной зоне, начиная примерно с глубины 100 м и более, до зоны сероводородного заражения, располагающейся примерно с глубины 200 м, развит повсеместно один биоценоз — *Modiola phaseolina*. Однообразие биоценоза, развитого на глубинах примерно от 100 до 200 м, по-видимому, можно объяснить общей обедненностью фауны Черного моря, среди которой лишь *Modiola phaseolina* и несколько других моллюсков, как, например, представители родов *Abra* и *Trophonopsis*, входящие в состав биоценоза *Modiola phaseolina*, приспособились к существованию вблизи зоны сероводородного заражения, характеризующейся относительно низкой температурой воды и сравнительно небольшим содержанием кислорода. Помимо этого следует отметить, что обычно батиметрически выше модиолового биоценоза в Черном море развит биоценоз *Mytilus galloprovincialis*, который обычно называют мидиовым биоценозом. Следует, однако, отметить, что этот биоценоз не всегда развит в зоне, располагающейся непосредственно выше зоны развития модиолового биоценоза, а помимо этого рассматриваемый биоценоз развит и в иных зонах.

Особый интерес представляют материалы о распределении биоценозов в Азовском

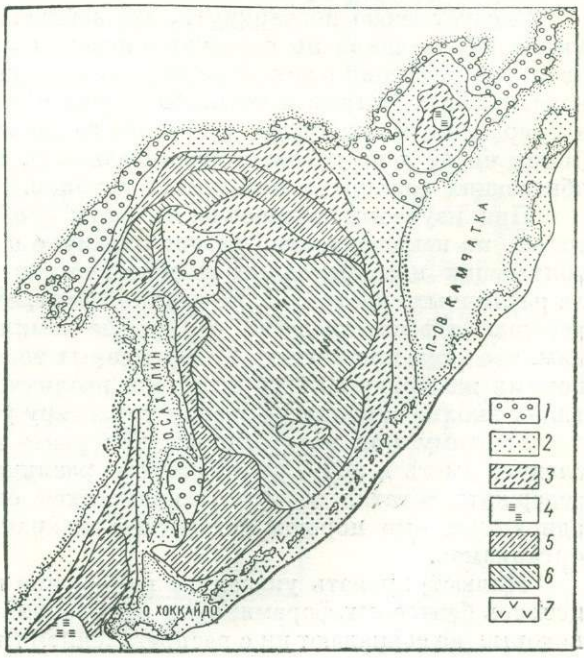


Рис. 4. Распределение грунтов в Охотском море:

1 — галечники; *2* — пески; *3* — алевриты; *4* — пилитовые осадки; *5* — слабокремнистые диатомовые илы; *6* — кремнистые диатомовые илы; *7* — осадки, обогащенные вулкано-кластическим материалом.

море. Как это видно на прилагаемых картах (рис. 5), распределение биоценозов в Азовском море не зависит от субстрата (рис. 6) и от глубины (рис. 7). Особенно важным является перемещение биоценозов в различные времена одного года. Следует отметить, что, если изменение распределения биоценозов в Таганрогском заливе (рис. 5, *б*) можно объяснить изменением величины стока пресных вод р. Дона, то перемещение биоценозов внутри Азовского моря — изменением распределения солености вод объяснить нельзя, поскольку соленость вод внутри Азовского моря практически не меняется. Следовательно, перемещение биоценозов может быть объяснено чисто биологическими причинами.

Данных о перемещении границ биоценозов бентосных организмов на протяжении коротких отрезков времени, измеряемых годами в других морях, автору неизвестно. Однако следует предполагать вероятность не только перемещения границ бентосных организмов, но и замещение одного биоценоза другим на протяжении ничтожных, с геологической точки зрения, отрезков времени, о чем свидетельствуют данные о распределении бентосных организмов в колонках современных осадков, поднятых со дна различного типа водоемов. Нередко, основываясь на изменении комплексов в колонках, например древнечерноморских осадков, в Черном море проводится попытка их расчленения и выделения палеонтологически обоснованных подразделений. Конечно, такие подразделения, основанные на смене биоценозов, не обоснованы.

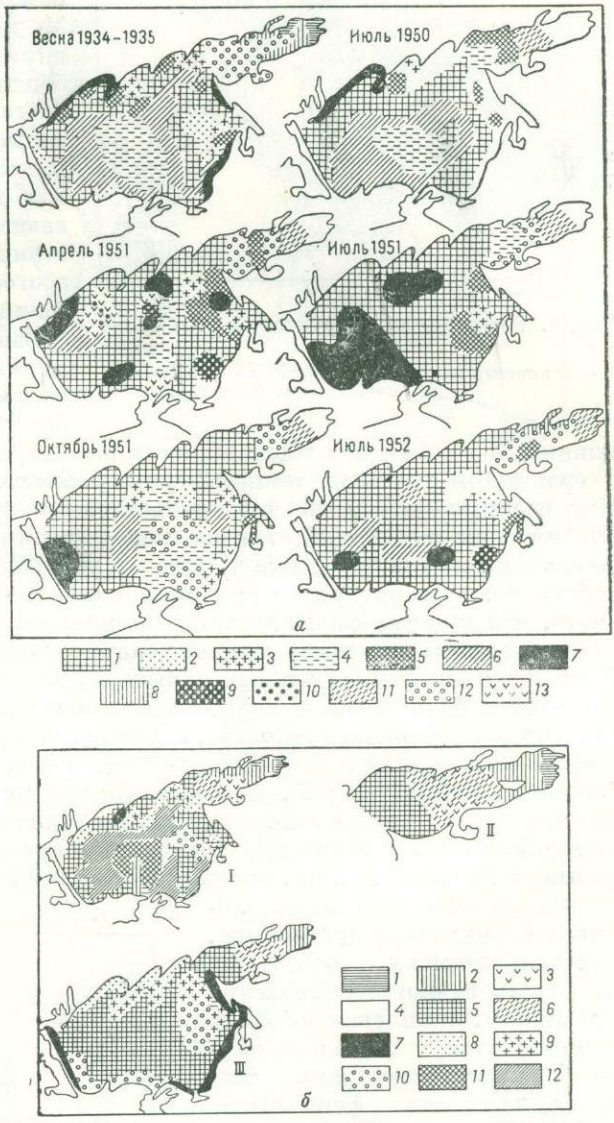


Рис. 5. Распределение донных биоценозов (Л. А. Зенкевич, 1951).

(а — в Азовском море: 1 — Cardium, 2 — Mytilaster, 3 — Balanus, 4 — Hydrobia, 5 — Nereis, 6 — Syndesmia; 7 — Corbulomya, 8 — Monodacna, 9 — Actinia, 10 — Ampelisca, 11 — Oligochaeta, 12 — Ostracoda, 13 — Nephthys; б — в Азовском море и Таганрогском заливе: 1 — Dreissena, 2 — Monodacna, 3 — Hypaniola — Corophium, 4 — Ostracoda, 5 — Cardium, 6 — Nereis — Ostracoda, 7 — Corbulomya, 8 — Nereis, 9 — Balanus, 10 — Mytilaster, Mytilus, 11 — Hydrobia — Nephthys, 12 — Syndesmya. I — при среднем стоке; II — при изъятии около 15% стока; III — при изъятии около 40% стока.

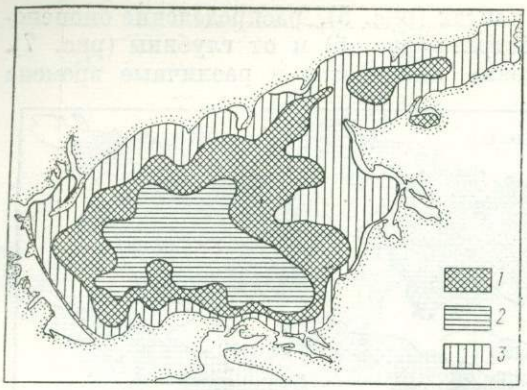


Рис. 6. Распределение грунтов в Азовском море.

1 — глинистый ил; *2* — ракушечник; *3* — ракушечник на песчаном иле и илистом песке.

Помимо весьма резкого различия биоценозов, характеризующих вполне сходные современные осадки в одном море или в одной области Мирового океана, следует обратить внимание на различие комплексов бентосных организмов в разных зоогеографических провинциях, которые достаточно четко могут быть выделены как в современном Мировом океане, так и в ранее существовавшем, начиная с палеозоя. При этом важно отметить, что, во-первых, зоогеографические провинции, выделяемые в современном Мировом океане на основании изучения различных групп организмов, не совпадают между собой, а, во-вторых, что границы зоогеографических провинций не совпадают с общепринятым районированием Мирового океана (рис. 8) с границами главных температурных областей в Мировом океане (рис. 9). Приведенные материалы свидетельствуют о том, что формирование зоогеографических провинций, так же как и формирование различных биоценозов бентосных организмов даже в сходных условиях в смысле глубины, характера субстрата, температурного режима и иных условий внешней среды, указывает на то, что процесс формирования комплексов организмов представляет собой очень сложный процесс, расшифровать который удается далеко не всегда. В этом отношении интересна попытка проанализировать причины развития различных биоценозов в мелководных областях современного Черного моря, располагая данными о субстрате, глубине и иными материалами. Такая попытка решить поставленный вопрос была предпринята сотрудником Севастопольской биологической станции Л. И. Якубовой при участии автора. Нужно отметить, что эта попытка не увенчалась успехом. Причина заключалась в том, что различия биоценозов на сходных субстратах определялись не абиотическими условиями, а биологическими, выявить которые из-за их многообразия не удалось.

В противоположность комплексам бентосных организмов, характеризующих отдельные биоценозы и зоогеографические провинции, комплексы которых определяются в основном биологическими факторами, следует выделять фациальные комплексы, характер которых прежде всего зависит от состава субстрата и в современных полносоленых бассейнах мы наблюдаем резкое различие в комплексах бентосных организмов, живущих на песчаном дне, известковом, илистом бескар-

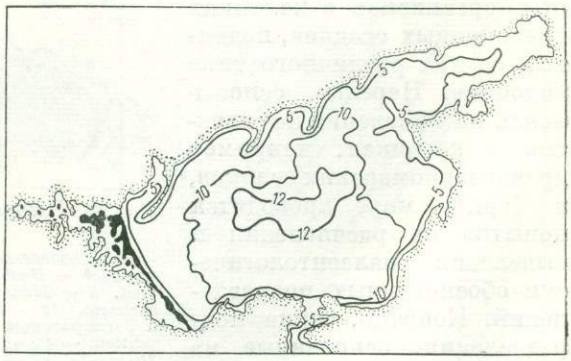


Рис. 7. Распределение глубин в Азовском море.

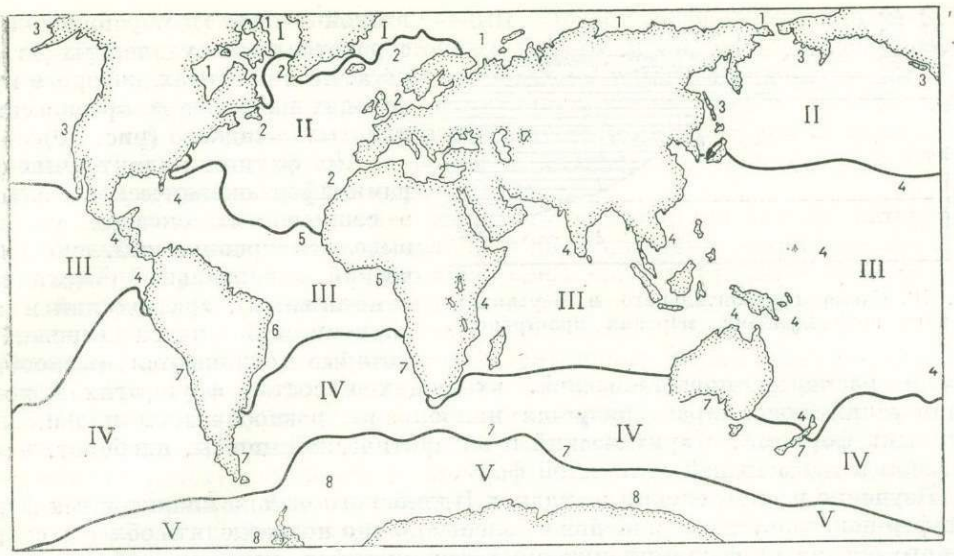


Рис. 8. Зоогеографическое районирование Мирового океана (до глубин 400 м).

Зоны: *I* — арктическая; *II* — умеренная (бореальная); *III* — тропическая; *IV* — умеренная (нотальная); *V* — антарктическая.

Области: *1* — Арктическая кругополярная; *2* — умеренная (бореальная) Атлантическая; *3* — умеренная (бореальная) Тихоокеанская; *4* — тропическая Индийско-Западно-Тихоокеанская; *5* — тропическая Западно-Африканская; *6* — тропическая Американская; *7* — умеренная (нотальная); *8* — Антарктическая кругополярная

бонатном и других, хотя необходимо еще раз подчеркнуть, что биоценозы, развитые на сходных субстратах, могут быть резко различны.

Планктонные фауны. Эти фауны, обитающие и обитавшие в различных участках современных и ранее существовавших полносоленых бассейнов, также значительно, но не столь резко, как бентосные, различаются между собой. Обычно выделяется так называемый неритический и океанический планктон, т. е. планктон, обитающий в толще воды над неритовой зоной и над более глубоководными зонами — батиалью и абиссалью. Среди океанического планктона можно различать эупелагический и гемипелагический. Из них первый характерен для открытых, далеко удаленных от берега морских пространств,

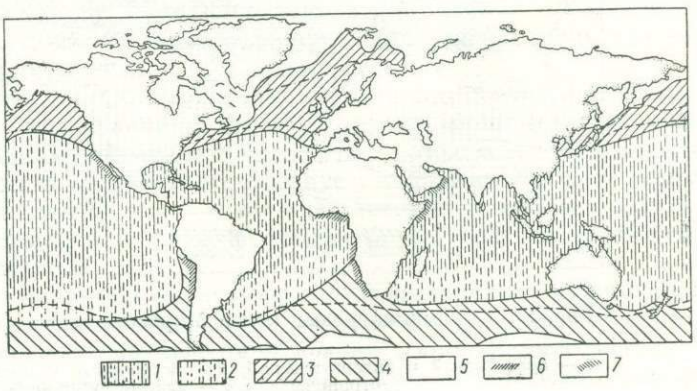


Рис. 9. Главные температурные области на поверхности Мирового океана.

1 — тропическая; *2* — субтропическая; *3* — нотальная; *4* — бореальная; *5* — арктическая и антарктическая; *6* — места подъема глубинных холодных вод; *7* — места подъема глубинных холодных вод при юго-западных пассатах.

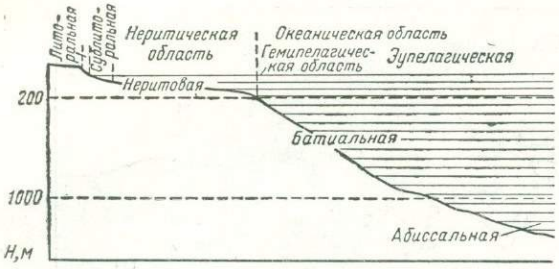


Рис. 10. Схема горизонтального и вертикального подразделения морских пространств.

второй — для морских пространств, также удаленных от берега, но в пределах которого происходит накопление органогенно-илистых осадков (рис. 10).

По фаунам планктонных фораминифер океанической области в современных океанах удается выделить тропический, субтропический, бореальный (сходный с нотальным), арктический и антарктический пояса (рис. 11), которые отличаются разнообразием и размером представителей, входящих в состав фаун этих поясов. Тропический пояс характеризуется наибольшим разнообразием и наиболее крупными формами, а арктический и антарктический поясы, наоборот, однообразием и наименьшей величиной форм.

Изучение распределения в осадках Индийского океана планктонных фораминифер показало, что можно даже более детально подразделять области современного океана по фауне планктонных фораминифер, которые в общем совпадают с распределением главных температурных областей.

Рассматривая комплексы планктонных фораминифер, характерных для различных областей Индийского океана, можно отметить, что все эти области

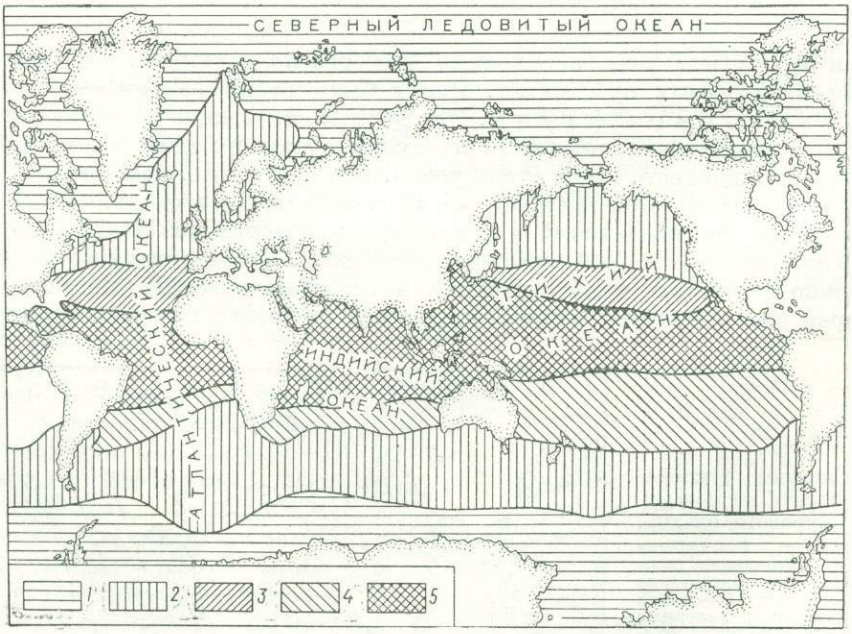


Рис. 11. Фораминиферовые пояса Мирового океана (по Н. В. Беляевой, 1965):

1 — арктический и антарктический; *2* — бореальный и нотальный; *3* — северный субтропический; *4* — южный субтропический; *5* — тропический.

в конечном итоге выделяются главным образом по большему или меньшему разнообразию комплекса планктонных фораминифер, а также по развитию в холодных и умеренно холодных областях не только обедненного комплекса, но и широко развитых мелких планктонных форм, таких, как *Globigerina pachyderma* и *G. bulloides*, и почти полному отсутствию крупных планктонных фораминифер, относящихся к родам *Truncorotalia*, *Globigerinoides*, *Orbulina* и к крупным представителям рода *Globigerina*.

К сожалению, в настоящее время мы располагаем только материалами относительно океанического планктона, а наши сведения о неритическом планктоне крайне ограниченны. Можно лишь предполагать, что неритический планктон по сравнению с океаническим является резко обедненным, что сближает неритический планктон с планктоном холодных областей. В этом мы можем убедиться, изучая резко обедненные планктонные фауны палеогеновых отложений, которые формировались в тропической и субтропической областях.

Помимо этого нужно сказать, что обеднение планктона может быть вызвано и вторичными причинами, а именно, растворением более крупных, но менее плотных скелетов, во-первых, в самой толще воды, а, во-вторых, в осадке, если в нем генерируется большое количество углекислого газа и, следовательно, происходит растворение карбонатов, среди которых в первую очередь будут растворяться крупные раковины планктонных фораминифер. Помимо этого следует указать, что обеднение планктона может быть вызвано еще и опреснением вод бассейна, о чем будет говориться дальше.

Итак, обнаружив обедненный комплекс планктонной фауны, например, фораминифер, еще нельзя однозначно восстановить палеогеографические условия формирования слоев, содержащих такой тип планктона. Гораздо проще решается вопрос, если мы имеем дело с богатым и разнообразным планктоном. В этом случае можно с уверенностью сказать, что слои, его содержащие, отлагались в теплых водах вдали от прибрежной полосы или вернее за пределами сублиторали (см. рис. 11).

Колонизаторские и рекуррентные фауны

Под названием «колонизаторские» понимаются такие фауны, которые, возникнув в одном районе, в последующее время расселились на большой площади. Обычно такие фауны называются колониальными, но обозначить их под указанным названием неудобно, поскольку под термином «колониальные» обычно понимаются организмы, живущие колониями. Кроме того, термин «колонизаторские» фауны более точно определяет сущность этих фаун, которые колонизируют новые территории.

Всякая фауна и почти каждый организм, остатки которого мы встречаем в изучаемых отложениях, в какой-то мере являются «колонизаторскими», поскольку возникнув в одном районе, они затем более или менее широко расселяются. Однако в понятие «колонизаторские» фауны вкладывается иной смысл. Это уже установившееся сообщество организмов, которое сложилось в одном районе, а затем переместилось в иные, вытеснив ранее существовавшее там другое сообщество организмов.

Среди полносоленых фаун под названием «колонизаторских» нужно понимать такие, которые внезапно появляются в какой-либо области, что обычно может быть объяснено резким перемещением границ зоогеографических областей. Отсюда следует, что колонизаторская фауна в одной области не является

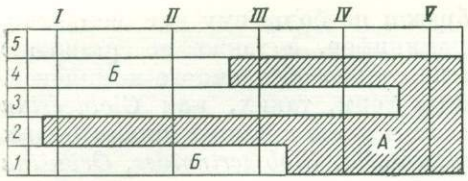


Рис. 12. Схема изменения границ различных зоогеографических областей.

1—5 — отрезки геологического времени; *I—V* — разрезы в различных районах; *А, Б* — различные зоогеографические провинции.

такой же в иной. Если такие перемещения между двумя зоогеографическими провинциями происходят неоднократно, то фауну, вновь возвратившуюся в область, из которой она в предшествующий период мигрировала следует рассматривать как рекуррентную. Поясним сказанное следующей схемой (рис. 12).

В геологический период *1* наблюдаются две зоогеографические провинции (*А* и *Б*), из которых фауна провинции *Б* характерна для районов I, II и III, а другая, свойственная провинции *А*, — для районов IV и V.

В геологический период *2* фауна, характерная для провинции *А*, отмечается во всех районах. Следовательно, эта фауна для районов *I*, *II* и *III* будет являться «колонизаторской». В геологический период *3* во всех районах, за исключением *V*, отмечается фауна, характерная для провинции *Б*. Эту фауну в районах *I*, *II* и *III* нужно рассматривать как рекуррентную, т. е. повторяющуюся, а для района *IV* как «колонизаторскую». Что же касается района *V*, то развитую там фауну, характерную для провинции *А*, нужно рассматривать как суперститовую, или запоздалую. Как рекуррентную фауну придется рассматривать и фауну провинции *Б* в районах *I* и *II* в геологический период *4*, и ее же в районах *III*, *IV* и *V* как «колонизаторскую» в геологический период *5*.

При этом, конечно, следует учитывать, что фауна, характерная для любой провинции, не может быть вполне тождественна в различные периоды геологического времени, но всегда различия между фаунами разных провинций будут неизмеримо более резкими, чем различия между фаунами одной провинции, даже не в смежных отложениях. Например, в отложениях, образовавшихся в геологические периоды *1* и *5* в районе *I*, фауна может быть более сходной, чем в слоях, формировавшихся в геологические периоды *1* и *2* в том же районе.

По-видимому, именно с такими сменами фаун мы встречаемся при изучении верхнедевонских отложений (А. И. Ляшенко, 1959), когда среди слоев, характеризующихся широким развитием представителей рода *Atrypa* как в фаменском, так и в франкском ярусах, выделяется ряд горизонтов, в которых представители брахиопод из рода *Atrypa* полностью отсутствуют и широко развиты представители родов *Camarotoechia* и *Lamellisperifer*, отсутствующие в других горизонтах указанных ярусов.

С явлением такого же порядка сталкиваемся мы и при изучении неоген-антропогеновых отложений (в Паратетисе и, в частности, в Эвксинско-Каспийской области), среди которых отмечается ряд горизонтов (рис. 13, 14), охарактеризованных типичной полносоленой фауной. Эти горизонты, например сакараульский, горийско-тарханский, сартаганский и карангатский, разделены отложениями, содержащими солоноватоводную фауну, а полносоленая фауна может рассматриваться как рекуррентная, поскольку она неоднократно проникает в Эвксинско-Каспийский бассейн из Тетиса, в котором фауна на протяжении всего неогена существенно не менялась. Что же касается полносоленой фауны в Эвксинско-Каспийском бассейне, то она подчас резко различается. Так, например, горийская полносоленая фауна резко разнится от всех, во-первых, присутствием представителей рода *Oncophora*, неизвестных в каких-

либо иных слоях, за исключением солоноватоводных коцахурских, подстилающих горийские, а, во-вторых, необычно широким развитием устричников с преобладанием крупных *Ostrea gryphoides* S c h l o t h.

Сартаганская, полносоленая фауна также характеризуется специфическими чертами. Прежде всего, среди этой фауны отсутствуют представители родов *Nucula* и *Leda*, при широком развитии таких типичных полносоленых моллюсков, как *Pectunculus*, крупные *Arca*, *Panopea*, крупные *Meretrix* и др.

Нужно отметить полное отсутствие среди фауны моллюсков сартаганских отложений, которым на Западной Украине соответствует «верхний тортон» — черновицкий (косовский) горизонт, представителей рода *Amussium*. В предшествующий этап развития полносоленой фауны, т. е. в тархан-чокракское время, которому на Западной Украине соответствует «нижний тортон» — украинский ярус, представитель рода *Amussium*, а именно *A. denudatum* R e u s s, являлся наиболее характерным и наиболее распространенным моллюском в глинистых и даже алевритовых осадках. В сартаганское (верхнетортонское) время не встречено ни одного представителя рода *Amussium*, хотя иная фауна пектинид в верхнем тортоне не менее разнообразна, чем в нижнем.

Следует отметить еще одну характерную особенность сартаганской фауны. В Эвксинско-Каспийской области в сартаганских отложениях совместно с типичной полносоленой фауной моллюсков, нередко в громадном количестве, встречаются представители рода *Barnea* и при этом его видов, тождественных широко распространенным в предшествующем солоноватом караганском бассейне, как, например, *Barnes pseudoustjurtensis* B o g., или видов, генетически тесно связанных с караганскими, как *Barnea kubanica* Z h i z h. При этом отметим, что довольно часто в ряде разрезов вся толща сартаганского горизонта охарактеризована лишь представителями рода *Barnea*, и в этом случае выделение сартаганского горизонта сильно затруднено. Резкие различия в рекуррентных полносоленых фаунах, проникавших в Эвксинско-Каспийскую область, или вернее в Паратетис, в различные периоды геологического времени, обусловлены следующими двумя причинами: 1) обогащение пришлой полносоленой фауны различными организмами, широко развившимися в предшествующие времена господства солоноватоводных условий и сумевших приспособиться к новым для них полносоленым условиям; 2) проникновение в Паратетис в период соединения бассейнов с Тетисом далеко не всех организмов, заселявших Тетис, а лишь части их, хотя условия в этих бассейнах, в смысле, хотя бы глубин, субстратов, и, главное, основных гидрологических показателей могли быть вполне тождественными, так же как и состав заселявшей его фауны.

Невольно возникает предположение, что в бассейны Паратетиса из Тетиса проникали только наиболее подвижные организмы. Однако анализ материалов позволяет утверждать, что это предположение неубедительно. Не всегда можно объяснить различие в комплексе полносоленых организмов, переселившихся из Тетиса в бассейны, расположенные в Паратетисе в различные периоды их соединения, характером этого соединения, а именно его глубиной и шириной. По-видимому, основной причиной рассматриваемого явления может служить следующая. Из Тетиса в Паратетис, да и вообще из одного бассейна в другой мигрируют только организмы, характерные для биоценозов, развитых в районах, примыкающих к проливам, соединяющим эти бассейны, которых намечается несколько, а биоценозы в указанных районах могли резко измениться за короткие отрезки времени. Чем бы мы не объясняли различия в рекуррентных фаунах, но, по-видимому, основной все же следует считать прохождение

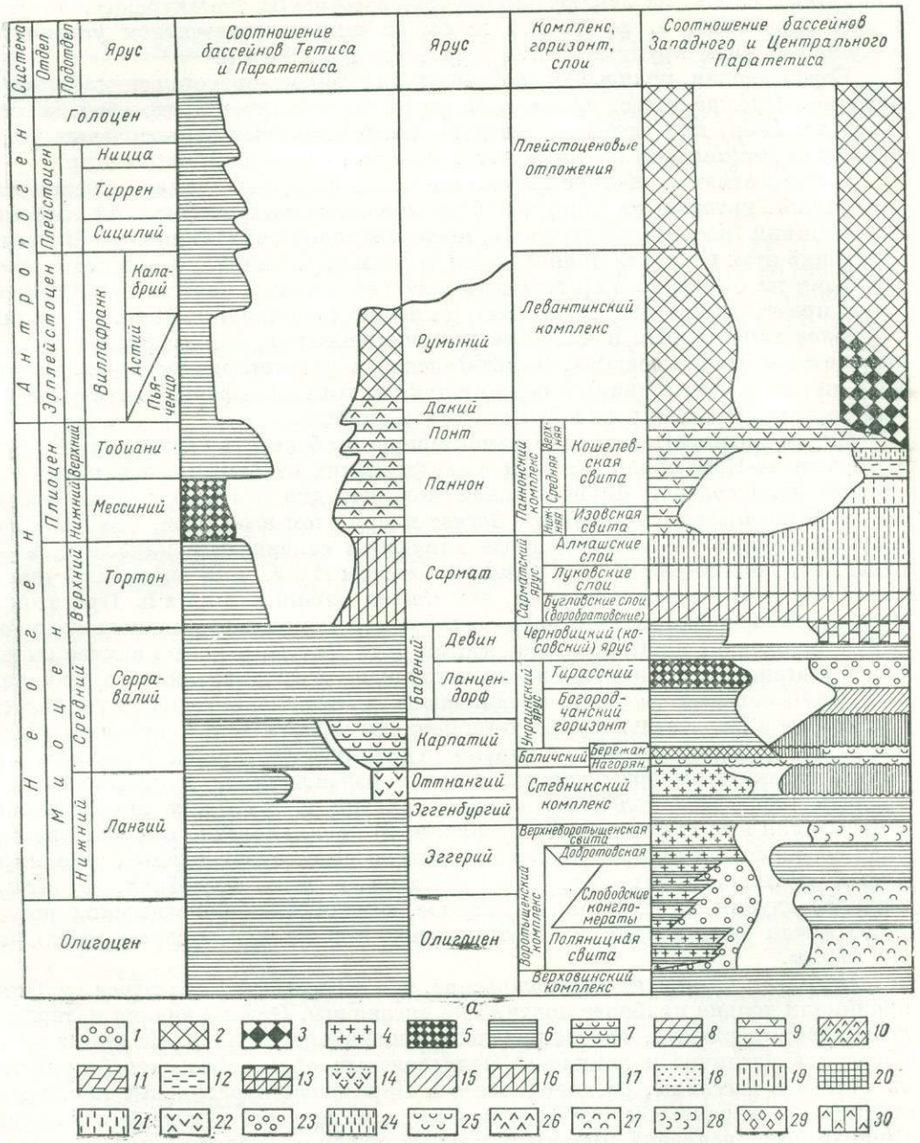


Рис. 13. Изменение условий осадконакопления и фаун в нео

а — соотношение бассейнов Тетиса, Западного

Отложения: *1* — конгломераты; *2* — элю
линными элементами; *12* — полносоленая резко обедненная; *13* — сарматско-эвксинская с редкими стено
элементами; *17* — нижнесарматская; *18* — лиманская куяльницкая; *19* — среднесарматская; *20* — сармат
верхнемэотическая; *25* — онкофоровая; *26* — древнека

Фауна: *6* — полносоленая; *7* — полносоленая с *Oncophora*; *8* — полносоленая незначительно обедненная;

ген-антропогеновое время в южных областях Советского Союза (Б. П. Жижченко, 1967)

Паратетиса и Центрального Паратетиса; *б*—соотношение бассейнов Центрального и Восточного Паратетиса
виально-пролювиальные, озерные и аллювиальные; *3* — красноцветные; *4* — соленосные; *5* — галогенные.
9 — понтическая; *10* — Каспийско-эвксинская (современный Каспий); *11* — эвксинская со стеногалинными элементами; *14* — куяльницкая; *15* — эвксинская; *16* — сарматские с ре кими эвксинскими
ского типа (акчагыльская); *21* — верхнесарматская; *22* — гурийско-чаудинская; *23* — караганская; *24* —
спийская; *27* — ергениковая; *28* — карабулевая; *29* — апшеронская; *30*—древнекаспийская с *Cardium edule*

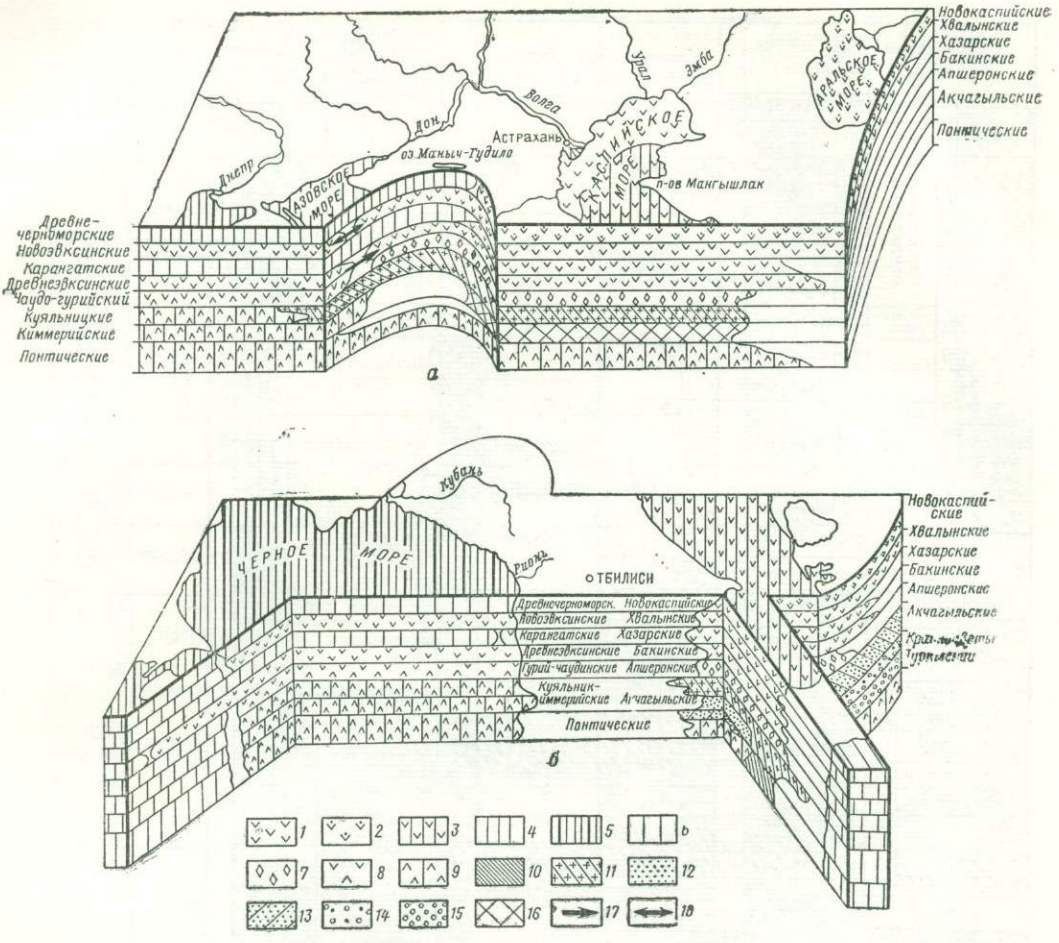


Рис. 14. История развития бассейнов в Черноморско-Каспийской области в антропогене (эоплейстоцен и плейстоцен).

Блок-диаграммы: *а* — Предкавказья; *б* — Закавказья. Ф а у н а: *1* — каспийская, *2* — каспийская с *Cardium edule*, *3* — каспийская с примесью эвксинской, *4* — эвксинская, *5* — эвксинская с *Rapana*, *6* — полносоленая, *7* — апшеронская, *8* — чаудино-гурийская, *9* — понтическая, *10* — сарматская, *11* — акчагыльская; о т л о ж е н и я: *12* — верхняя часть продуктивной толщи Азербайджана, *13* — нижняя часть той же толщи, *14* — верхняя часть красноцветной продуктивной толщи Туркмении, *15* — нижняя часть той же толщи, *16* — подакчагыльская пресноводно-континентальная толща; м и г р а ц и я ф а у н ы: *17* — односторонняя, *18* — двусторонняя.

ее через барьер какого-либо типа, который удобно называть биологическим барьером.

В заключение следует указать, что нередко в качестве колонизаторских и рекуррентных фаун рассматриваются комплексы организмов, характеризующих определенные субстраты или иные абиотические условия. Таким образом, миграция таких фаун связана с перемещением во времени и пространстве каких-либо абиотических условий. Миграция фаций, или вернее время перемещения каких-либо иных абиотических условий, определяющих тип фауны, — это не время свободной миграции организмов. К сожалению, часто смешивается время миграции абиотических условий с временем свободной миграции, что

приводит к крупнейшим ошибкам в представлении о времени, необходимом для свободной миграции организмов. Например, нахождение потомков нуммулитовых фаун, развитых в Европе в эоценовое время, в современное время только в тропической области иногда дает основание предполагать, что для миграции нуммулитовой фауны из средних широт в экваториальные, потребовалось время от эоцена до настоящего времени. Такое заключение безусловно неверно, так как нуммулитовая фауна — это фауна тропического типа, а условия, характерные для тропической области в Европе, господствовали в эоценовое время. Следовательно, здесь следует говорить не о миграции нуммулитовых фаун, а о миграции тропических условий.

В заключение рассмотрения рекуррентных и колонизаторских фаун следует указать, что нередко они представляются резко различными, особенно в конкретных разрезах, в которых различные рекуррентные и колонизаторские фауны содержатся в породах, формировавшихся в различных условиях. Это впечатление нередко ложное, поскольку различные по возрасту рекуррентные и колонизаторские фауны всегда представлены целым набором фациальных комплексов и еще более разнообразным набором биоценозов. Следовательно, нужно провести весьма детальный анализ многочисленных разрезов, представленных различного типа породами, чтобы выявить различия между разновозрастными рекуррентными и колонизаторскими фаунами, имея в виду, что выявленные различия не могут быть положены в основу деления слоев в области, где рекуррентного или колонизаторского типа фауны продолжали существовать на протяжении длительного времени, и где они могут рассматриваться в качестве суперститовых.

Последнего типа фауны мы рассмотрим в главе, посвященной описанию солоноватоводных фаун, среди которых суперститовые фауны встречаются часто и имеют важную роль при выявлении палеогеографической обстановки.

Значение рекуррентных и колонизаторских фаун для палеогеографических построений исключительно велико. Так, например, каждое новое появление в Паратетисе полносоленой фауны (см. рис. 13, 14) свидетельствует о вновь восстановившемся сообщении Паратетиса с Тетисом.

Фауна бассейнов ненормальной солености

Под этим названием выделяются фауны, заселяющие бассейны, соленость вод которых значительно отличается от солености, характерной для современного Мирового океана, которая колеблется в пределах 32—37‰. В большинстве случаев под бассейнами с ненормальной соленостью вод понимаются опресненные или солоноватоводные бассейны, соленость вод которых ниже 20—25‰. Вопрос о границе между водами нормальной солености и солоноватыми более подробно рассмотрен в главе, посвященной солености вод современных бассейнов.

Что касается бассейнов повышенной солености, среди которых прежде всего можно указать Красное море, то следует прежде всего отметить, что в нем при солености до 45‰ мы каких-либо существенных отличий в фауне, его заселяющей, не наблюдаем. При значительном осолонении, так же как и при значительном опреснении, происходят сходные изменения в фауне, а именно ее обеднение. Однако при изучении кайнозойских отложений, сталкиваясь с обедненными фаунами, мы всегда считаем, что обеднение и видоизменение фаун связано с опреснением, что вряд ли верно. Тем не менее указанное положение остается в силе и мы обедненные и видоизмененные фауны всегда рассматриваем

в качестве солоноватоводных. Различие между фаунами обедненными и видоизмененными, конечно, очень велико. Поэтому обедненные фауны удобнее выделять в качестве эвксинских.

Прежде чем приступить к характеристике этих двух типов фаун, следует особо остановиться на их принципиальном различии, заключающемся прежде всего в том, что фауна эвксинского типа — это фауна обедненная, причем степень обеднения может быть весьма различной в зависимости от опреснения водоема, в котором она живет. Что же касается солоноватоводной фауны, то эта фауна прежде всего видоизмененная. При этом особенно важно подчеркнуть, что видоизмененная фауна, т. е. типичная солоноватоводная фауна, может сформироваться только в достаточно длительно существующих бассейнах с ненормальной соленостью, а не в эстуариях и лиманах, как бы обширны они ни были и как бы резко ни отличалась в них соленость от солености основного бассейна. Обусловливается это тем, что эстуарии и лиманы по своему существу не могут являться водоемами, длительное время существующими с неизменной или постоянно изменяющейся соленостью. Поэтому они в зависимости от степени опреснения заселены чисто пресноводной фауной или пресноводной и теми представителями полносоленых организмов, которые в той или иной степени являются эвригалинными.

Иногда, например, в лиманах современных Черного и Азовского морей встречаются представители типичной солоноватоводной фауны — *Monodacna colorata*, но это лишь остатки некогда сравнительно разнообразной солоноватоводной фауны, ранее заселявшей весь Эвксинский бассейн. Остатки этой фауны обречены на вымирание, если только вновь весь Эвксинский бассейн не будет сильно опреснен. В этом случае он вновь может заселиться солоноватоводной фауной, продолжающей жить в лиманах, если только солоноватоводные реликты, ныне живущие в лиманах, к этому времени полностью не исчезнут.

Эвксинские фауны

К типу эвксинских фаун можно отнести фауну, заселяющую современное Черное море, соленость которого равна 18‰. Среди фауны этого моря отсутствуют многие группы организмов, не выносящих значительного опреснения, например: почти все иглокожие, все лопатоногие, многие роды и целые семейства пелеципод и гастропод и др. Что же касается организмов, ныне живущих в Черном море, то они обнаруживают тождество или большое сходство с ныне обитающими в полносоленом Средиземном море, в связи с чем черноморские формы, как правило, определяются под одинаковыми видовыми названиями со средиземноморскими или выделяются лишь в качестве подвидов и сравнительно редко в качестве новых видов. В качестве эвксинской фауны, конечно, следует рассматривать и фауну современного Азовского моря, которая отличается от черноморской лишь еще большим обеднением, что обусловлено меньшей соленостью вод Азовского моря.

Типичной эвксинской фауной является также фауна чокракского бассейна, существовавшего в Эвксинско-Каспийской области в среднемиоценовое время, а также фауна конкского (веселянского) и нижнемэотического бассейнов (см. рис. 13). Однако нужно отметить, что фауна веселянского бассейна в конце его существования содержала много форм, отчетливо уклоняющихся от существовавших в полносоленых среднемиоценовых бассейнах, в связи с чем она близка к солоноватоводной фауне. Нижнемэотическая фауна, как указывалось, в значительной мере представлена солоноватоводными формами (*Ostra-*

coda и представители рода *Congeria*), которые были унаследованы от предшествующего верхнесарматского сильно опресненного бассейна. Стеногалинные элементы, а именно представители родов *Dosinia*, *Venerupis*, *Lucina* и других, проникли в мэотический бассейн во время его кратковременного соединения с полносоленым вернее с бассейном эвксинского типа, во время которого соленость вод мэотического бассейна вряд ли резко изменилась по сравнению с предшествующим верхнесарматским бассейном, который нередко выделяют в настоящее время как Херсонский бассейн.

Солоноватоводные фауны

Среди солоноватоводных фаун можно выделить три типа: сарматский, понтический и мономорфный.

Сарматский тип фаун. Под фауной этого типа понимается уже сильно видоизмененная, сравнительно разнообразная фауна, для представителей которой нетрудно указать исходные организмы, живущие в полносоленых бассейнах, с которыми они связаны рядом переходных форм. Примером таких фаун является фауна, заселявшая сарматский и акчагыльский бассейны.

Понтический тип фаун. Этот тип фаун также представляет собой относительно разнообразную, но гораздо более резко видоизмененную фауну, для представителей которой уже трудно указать исходные организмы, жившие в полносоленых условиях; обычно это может быть объяснено тем, что представители фауны понтического типа происходят не от организмов, живших в полносоленых условиях, а от организмов, обитавших в бассейнах, заселенных фауной сарматского типа или даже фауной мономорфного типа. Характерной фауной понтического типа может считаться фауна моллюсков, заселявшая понтический, киммерийский и апшеронский бассейны.

Мономорфный тип фаун. Наиболее четкой солоноватоводной фауной может считаться мономорфная фауна. К этому типу следует относить фауны, представленные одним или немногими родами моллюсков, выживших в условиях резкого опреснения. При этом исключительно важно отметить, что мономорфные фауны, обычно являющиеся конечным продуктом длительного преобразования солоноватоводных (фауна караганского горизонта и верхнего сармата), иногда могут возникать внезапно, например, фауна соленовского горизонта, которая представлена родами *Ergenica*, *Corbula*, *Janschinella* (*Corbulomya*) и *Cardium* или же фауна коцахурского горизонта, включающая роды *Oncophora Cardium*, *Congeria* и др. При значительном сходстве между собой эти фауны резко отличаются полным отсутствием представителей рода *Corbula* и *Corbulomya* в коцахурских слоях и *Congeria* в соленовских и не содержат переходных форм к типичным полносоленым организмам. Любопытно при этом указать, что мономорфная фауна, представленная относительно мало морфологически уклонившимися организмами, обнаруживает значительное сходство, во-первых, с фауной, заселявшей лиманы и эстуарии, где обычно встречается немного видов организмов из числа живущих в самом бассейне, а, во-вторых, с некоторыми мономорфными биоценозами полносоленых или незначительно опресненных бассейнов. Так, например, очень однообразный биоценоз *Modiola phaseolina* в современном Черном море производит именно такое впечатление, так же как и биоценозы Таганрогского залива и Азовского моря, где необыкновенно широкое развитие получают представители рода *Cardium* и *Monodacna* (см. рис. 5).

Поэтому, встречаясь с ископаемыми биоценозами, среди которых подавляющее количество форм принадлежит представителям одного рода, например *Corbula*, или его подродам, не так легко бывает решить вопрос об условиях, в которых формировались слои, содержащие такой мономорфный биоценоз. В толще, относимой к верхнему олигоцену — нижнему миоцену в различных районах Эвксинско-Каспийского бассейна, отмечается несколько слоев, охарактеризованных корбулевой фауной, причем нередко в одном районе можно указать две или даже три пачки слоев с корбулами, залегающих на различных стратиграфических уровнях, причем они разделены слоями, содержащими остатки как будто бы стеногалинных моллюсков — *Cardium helmerseni* (Северное Приуралье).

Возможно, что некоторые из слоев с корбулевой фауной моллюсков формировались не во всем огромном Эвксинско-Каспийском бассейне в период его опреснения и заселения солоноватоводной мономорфной фауной, а в отдельных сильно опресненных, изолированных или почти изолированных, водоемах типа Азовского и Аральского морей.

Наряду с этим возможно, что корбулевые фауны, являлись лишь биоценозом, аналогичным биоценозу с *C. helmerseni*, и оба эти биоценоза заселяли в определенные этапы весь Эвксинско-Каспийский бассейн в период его резкого опреснения.

В действительности бассейнов, заселенных строго мономорфными фаунами, не встречается; в них всегда можно выделить несколько хотя бы резко обедненных, но достаточно четко различающихся биоценозов, из которых обычно лишь один получает исключительное распространение, подавляя остальные. Так, например, в верхнесарматское время четко выделяются три биоценоза: *Hydrobia*, *Mactra bulgarica и Mactra caspia*, из которых последний обычно получает преимущественное развитие. Кроме того, следует указать, что в слоях с *Mactra carpia* в Молдавии часто встречаются *Congeria*, а в Закаспии — *Solen*.

В караганское время можно отметить три биоценоза: *Spaniodontella* ex gr. *pulchella*, *Ervilia* и *Barnea*. Из этих биоценозов первый для большинства районов является подавляющим на протяжении всего караганского времени, хотя во второй половине караганского времени нередко широкое распространение получают два других биоценоза, особенно барнеевый.

Иногда появление иных биоценозов (например, эрвилиевого или барнеевого) в толще слоев, относимых к караганскому горизонту, пытаются объяснить соединением замкнутого и сильно опресненного караганского бассейна с относительно более соленым, заселенным разнообразной фауной, из которого предполагается миграция представителей родов *Barnea* и *Ervilia*. Такие предположения вполне допустимы, но они могут считаться доказательными лишь в том случае, если можно установить, что организмы, составляющие необычные для того или иного солоноватоводного бассейна биоценозы, нельзя рассматривать в качестве потомков форм, заселявших бассейн в предшествующее время. Так, например, если бы организмы, входящие в состав эрвилиевого и барнеевого биоценозов, отмечаемые в толще, относимой к караганскому горизонту, не имели предков в предшествующее чокракское время, то в этом случае следовало бы предполагать соединение караганского бассейна во время формирования эрвилиевых и барнеевых слоев с каким-то иным. В рассматриваемом случае нам известно, что не только представители рода *Ervilia* и *Barnea*, но и эрвилиевые и барнеевые биоценозы были широко развиты в конце чокракского времени. Несмотря на сказанное, во время формирования слоев с *Ervilia*, которые выделяются под названием варненских и туркменских слоев, следует

все же предполагать, хотя и очень затрудненное, сообщение караганского бассейна с иным, поскольку в рассматриваемых слоях хотя и редко, но все же встречаются формы, неизвестные не только в караганском, но и в чокракском бассейне, например крупные *Pitar* и др.

Обнаружение в слоях с *Ervilia* или в слоях с *Barnea* представителей *Spaniodontella* ex gr. *pulchella* не может служить препятствием для предположения о повышении солености караганского бассейна во время отложения этих слоев, или во всяком случае, об проникновении в караганский бассейн, без заметного изменения его солености, ряда чуждых ему форм. Нам известно, что некоторые организмы, составляющие основную массу мономорфных фаун, заселявших сильно опресненные бассейны, как, например, *Oncophora* и *Barnea*, в коцахурском и верхнекараганском бассейнах продолжают существовать и при восстановлении полносоленых условий. В горийском полносоленом бассейне весьма часты представители рода *Oncophora*, а в аналогичном сартаганском бассейне представители рода *Barnea* не только весьма часто встречаются, но и иногда образуют фоладовые биоценозы, отличить которые от караганских при отсутствии сопутствующих форм затруднительно. Кроме того, те же барнеи продолжают существовать и при последующем бугловском опреснении и даже иногда опять образуют характерные барнеевые биоценозы.

Однако следует указать, что при дальнейшем опреснении представители рода *Barnea* полностью исчезают и в волынском горизонте нижнего, среднего и верхнего сармата не известны. Здесь еще раз интересно отметить, что вымирание барней с начала сарматского времени обычно объясняется постепенно усиливающимся опреснением сарматского моря. Наряду с этим следует напомнить, что в современных опресненных участках Азовского моря, например в Таганрогском заливе, где соленость вод падает до немногих промилле, барнеи являются широко распространенными моллюсками. При этом любопытно напомнить, что морфологически барнеи, встречающиеся в низах сармата, не отличаются от живших в почти пресноводном караганском и в полносоленом сартаганском бассейнах, как, например, *Barnea pseudoustjurtensis*, а барнеи, живущие в Таганрогском заливе, мало отличаются от широко распространенных в Черном и Средиземном морях.

Следует особо подчеркнуть, что мономорфные фауны, возникающие в конце каждого периода опреснения, всегда резко различаются между собой. Причины этого явления кроются в том, что процессы опреснения, отмечаемые в различные периоды геологического времени, не тождественны, хотя и сходны. Поэтому, несмотря на сходство исходного комплекса организмов, мономорфные фауны различных периодов опреснения всегда неодинаковы.

Кроме того, нужно учесть, что не только ход изменения абиотических условий в различные периоды опреснения не может рассматриваться в качестве вполне тождественного. Несомненно, большую, возможно, даже основную роль играет изменение биотической среды, эволюция которой необыкновенно сложна и трудно распознаваема.

Все вышесказанное относится только к моллюскам. Что же касается фораминифер и остракод, то при изменении солевого режима они ведут себя иначе. Например, комплекс фораминифер при опреснении бассейна резко обедняется; остаются только немногие роды и виды, такие, как *Streblus beccarii*, некоторые *Elphidium* и *Miliolidae* и др. При этом фораминиферы не дают резко морфологически отличных форм в разные периоды опреснения, за исключением всегда значительного уменьшения размеров. Особенно досадным является выживание на различных этапах опреснения одного и того же набора родов и, по-видимому,

видов. Правда, в последние годы было установлено, что и фораминиферы, и остракоды в различные периоды опреснения образуют достаточно различные ассоциации, чтобы их можно было различать. Так, например, благодаря в основном исследованиям А. К. Богдановича, было установлено, что в сарматском бассейне сформировались не только виды, характерные лишь для этого бассейна, но даже и некоторые специфические роды.

Четко выявились также различия в комплексах фораминифер и из иных солоноватоводных отложений. Например, в солоноватоводных коцахурских отложениях был обнаружен комплекс, состоящий почти исключительно из *Saccammina zuramakensis*, в то время как в период караганского опреснения выживают лишь *Nonion*, *Elphidium* и некоторые другие, близкие к тем, которые встречаются и во время следующего сарматского опреснения.

Нужно, однако, отметить, что саккамминовый комплекс был обнаружен в майкопских отложениях, причем в той их части, в которой фораминифер с известковой раковиной вообще не сохраняется, а поэтому столь резкое различие в периоды онкофорового и караганского опреснения можно объяснить различием в типе пород. Саккамминовая фауна фораминифер, по-видимому, встречается и в той части майкопских отложений, которая, по данным ихтиофауны, формировалась в полносоленых условиях, но там, кроме *Saccammina*, встречаются и иные агглютинирующие фораминиферы, а саккамминовая фауна характеризует не только окнофоровый период опреснения, но и ергениковый период. Как уже ранее отмечалось, при значительном опреснении нередко фауна фораминифер не только обедняется, но и почти полностью исчезает. Поэтому отсутствие фораминифер в каком-либо интервале изучаемого разреза может быть объяснено опреснением, хотя исчезновение ее может быть вызвано иными причинами. Несмотря на это, при микропалеонтологических исследованиях всегда необходимо выделять отложения, в которых фораминиферы отсутствуют. В связи с этим выделение горизонта без микрофауны — это полезный и нужный результат микропалеонтологических исследований.

Для выявления солевого режима ранее существовавших водоемов более важны остракоды, так как в опресненных водоемах существовал комплекс, вполне отличимый от заселявшего полносоленые бассейны. Однако резкой разницы в комплексе остракод во всевозможные периоды опреснения не отмечается и поэтому отличать между собой хотя бы караганский, сарматский и верхнемэотический периоды опреснения не всегда удается с полной достоверностью. Кроме того, нужно отметить, что иногда остракоды в слоях, образовавшихся в одном, резко опресненном водоеме, но в несходных условиях, достаточно резко между собой разнятся. В более глубоководных комплекс их гораздо беднее, чем в прибрежно-мелководных, что иногда приводит специалистов к неверным заключениям о значительно бóльшем опреснении вод в области формирования глубоководных осадков, чем в области формирования прибрежномелководных. Этот факт, как нам представляется, свидетельствует о ненадежности определения солевого режима по остракодам, и, во всяком случае, указанное обстоятельство всегда следует иметь в виду. В последние годы оказалось возможным четко различать комплекс остракод, характерных для различных периодов опреснения, например, комплекс акчагыльских остракод четко отделяется от понтическо-апшеронского. При этом крайне важны наблюдения М. В. Андреевой, Г. И. Кармишиной и других исследователей о том, что «понтический комплекс» остракод характерен для понтических, киммерийских, куяльницких, апшеронских и бакинских отложений и что этот комплекс легко отличается от «акчагыльского» и «хазарского» комплексов. Напомним, что по

фауне моллюсков бакинские и хазарские отложения очень трудно различать, а апшеронские и понтическо-куяльницкие по этой фауне — легко.

Среди солоноватоводных фаун роль планктонных и нектонных фаун резко ограничена. Обусловлено это тем, что, во-первых, эти две группы организмов в солоноватоводных бассейнах резко сокращаются, а, во-вторых, тем, что до настоящего времени еще не удалось выяснить какие-нибудь резкие различия в комплексе организмов, ведущих планктонный и нектонный образ жизни в различных солоноватоводных бассейнах, в то время как различия бентосных организмов, заселявших солоноватоводные бассейны, возникающие в различные периоды геологического времени, исключительно велики. Поэтому в настоящее время, когда речь идет о солоноватоводной фауне, обычно подразумевается бентосная, а не какая-либо иная фауна, что, однако, не может считаться вполне справедливым, так как нектон и планктон несомненно могут оказаться неодинаковыми в различные периоды опреснения.

Благодаря тому, что при опреснении бассейна происходит изменение солености всех горизонтов вод бассейна, можно выявить отдельные периоды опреснения и даже отдельные этапы каждого такого периода как на основании изучения различных биоценозов, характерных, например, для глинистых отложений, известковых, песчаных и других, так и на основании литолого-геохимических исследований самих отложений.

Следует лишь указать, что отдельные этапы развития солоноватоводной фауны даже для относительно глубоководных отложений можно выявить с гораздо меньшей точностью и всегда с меньшей детальностью.

Обусловлено это тем, что при опреснении глубоководные стеногалинные организмы вымирают в первую очередь и глубины заселяются теми мелководными формами, которые могли приспособиться к относительно глубоководным условиям существования, причем эти организмы за время существования солоноватоводного бассейна морфологически изменяются гораздо меньше, чем живущие в условиях мелководья.

Поэтому, если этапы развития, хотя бы, например, понтической фауны, при изучении мелководных отложений весьма легко выявить даже в деталях, то по глубоководным осадкам, охарактеризованным также фауной понтического типа, нередко не удается уверенно различить даже ярусы. То же самое можно сказать и относительно веселянских и волынских слоев. Различить их удается в тех случаях, когда они представлены мелководными отложениями, а когда те и другие представлены относительно глубоководными илистыми осадками, то разделить их невозможно; обычно и те и другие входят в состав так называемых синдесмиевых слоев, охарактеризованных лишь представителями рода *Abra* (*-Symdesmya*), так как раковины *Spirialis*, встречаемые в низах синдесмиевых слоев, можно сопоставлять только с сартагинскими слоями.

К о л о н и з а т о р с к и е ф а у н ы. При изучении неогеновых отложений Юга Советского Союза и сопредельных стран было с полной несомненностью выявлено, что многие солоноватоводные фауны формировались в относительно небольших водоемах, а затем распространялись на огромных площадях вследствие соединения ранее разобщенных бассейнов. Так, например, фауна понтического типа сформировалась в небольшом Паннонском бассейне, а затем в понтическое время, проникла в Дакийский и огромный Эвксинско-Каспийский бассейны, где она широко расселилась, вытеснив фауну, жившую там в предшествующее время.

В процессе своего распространения такая фауна интенсивно преобразовывалась и обогащалась за счет организмов, живших ранее в указанных водоемах.

Например, понтонская фауна обогащалась за счет организмов, живших в мэотическое время в Дакийско-Эвксинско-Каспийском бассейне, но все же понтическую фауну, безусловно, следует рассматривать как колонизаторскую. В качестве колонизаторской фауны следует рассматривать и акчагыльскую, сформировавшуюся в каком-то пока нам неизвестном бассейне и распространившуюся затем по всему относительно очень крупному акчагыльскому бассейну (см. рис. 13, 14). В качестве колонизаторской фауны можно рассматривать и типичную древнекаспийскую фауну моллюсков, хотя решить окончательно вопрос о месте ее формирования не удается с полной определенностью. Следовательно, мы можем принять, что и среди солоноватоводных фаун можно выделять ясно выраженные колонизаторские фауны.

Рекуррентные фауны. При изучении антропогеновых отложений в Черноморской (Эвксинской) и Каспийской областях (см. рис. 13, 14) обращает на себя внимание то, что, в то время как в Черноморской области в верхнеантропогеновое время наблюдается трехкратная смена отложений, охарактеризованных типичной эвксинской и полносоленой фауной и типичной каспийской, в Каспийской области на протяжении рассматриваемого времени формируются слои, содержащие лишь типичную каспийскую фауну. Возникновение каспийской фауны предполагается в Эвксинском бассейне, а затем миграция ее в Каспийский бассейн во время первого соединения этих бассейнов. В последующее посткарангатское время предполагается вторичное появление каспийской фауны в Черноморской области. Таким образом, появление фауны каспийского типа в посткарангатское — новоэвксинское время можно рассматривать как яркий пример рекурренции. Однако можно предположить, что каспийская фауна, как фауна, характерная для сильно опресненных вод, могла пережить восстановление нормальных или почти нормальных условий в Эвксинском бассейне, в его опресненных эстуариях и лиманах, а затем при новом опреснении всего Эвксинского бассейна вновь в нем расселиться.

Гипотеза об относительно длительных переживаниях какой-либо фауны в таких быстро изменяющих режим и существование водоемах, как эстуарии и лиманы, представляется малообоснованной. Гораздо более обоснована гипотеза о длительных переживаниях солоноватоводных фаун в относительно обширных изолированных водоемах и затем расселение ее вновь на обширных пространствах, когда такой водоем вновь соединится с бассейном, от которого он ранее отшнуровался, если, конечно, в нем к этому времени создадутся условия, благоприятные для расселения сохранившейся фауны.

Суперститовые, или запоздалые, фауны. В самом определении суперститовых фаун имеется некоторая неясность. Под этим названием понимаются фауны, которые носят более древний отпечаток, чем одновременные в других областях. Объясняется это тем, что условия, для которых они характерны в данной области, в противоположность соседним остались неизменными, вследствие чего ранее внедрившиеся туда организмы не заменяются новыми иммигрантами. По-видимому, распространение собственно суперститовых фаун крайне ограниченно, но зато часто встречаются фауны криптосуперститовые, т. е. скрытозапоздалые, и фауны псевдосуперститовые, или ложнозапоздалые.

Криптосуперститовые фауны. Под этим названием понимаются фауны, которые носят облик, характерный для более древних эпох не потому, что в областях их распространения условия существования сохранились на протяжении более длительных периодов времени, чем в иных, а потому, что области их развития оказались изолированными, вследствие чего в них

не могли проникнуть иммигранты, более приспособленные к развитию в новых изменившихся условиях. Характерной криптосуперститовой фауной является современная фауна Каспийского моря и современная фауна наземных млекопитающих Австралии или, вернее, та фауна, которая существовала в Каспийском море и в Австралии до заселения их человеком новыми иммигрантами, интенсивно вытесняющими туземную фауну.

О том, что «современная» фауна Каспия является криптосуперститовой, может свидетельствовать не только факт вытеснения ее иммигрантами, приспособленными к жизни в воде с соленостью порядка $10^0/_{00}$, но и тот факт, что аналогичная фауна в водоемах, сообщающихся с бассейнами, заселенными организмами, приспособленными к различной солености, может существовать лишь в участках, соленость которых не превышает $5^0/_{00}$ (напомним, что в современном Каспии соленость вод равна $13—14^0/_{00}$). Правда, в этом бассейне процент содержания сульфатов достигает 30%, в то время как в обычных морях он равен примерно 10%, но все же следует отметить, что даже при пересчете солености по хлору таковая в Каспии достигает $10^0/_{00}$.

Кроме того, следует учитывать, что результаты изучения истории Каспийского бассейна в древнекаспийское время позволяют утверждать, что в нем резко изменился не только солевой, но и температурный режим, а фауна, его заселяющая, оставалась почти неизменной (см. рис. 13, 14).

Псевдосуперститовые фауны. Под этим названием понимаются такие фауны, которые лишь производят впечатление более древних благодаря тому, что условия, в которых они существовали, сохранились лишь в более раннее время. Так, например, с точки зрения исследователей, работающих в Крымско-Кавказской области, где полносоленые отложения со средиземноморской фауной широко развиты в среднемиоценовое время (см. рис. 13), фауна плиоценовых и даже современных отложений Средиземного моря будет казаться запоздалой (см. рис. 13), какой она, конечно, не является. То же самое можно сказать и относительно, например, современной фауны фораминифер Индо-Тихоокеанской провинции, которая обнаруживает сходство с эоценовой фауной Западной Европы, но на западно-европейских исследователей будет производить впечатление запоздалой, которой она также не является.

В заключение следует указать, что влияние сложившихся представлений об определенном возрасте фаун того или иного типа настолько велико, что приводит нередко к абсурдным заключениям. Так, например, почти все палеонтологи, изучающие гиппарионовые фауны в Центральной и Восточной Европе, которые обнаружены в паннонских отложениях в Паннонском бассейне и в мэотических и верхнесарматских отложениях Дакийского бассейна, считают такую фауну нижнеплиоценового возраста. Однако аналогичную фауну, обнаруженную в юго-западной Франции единогласно относят к среднему миоцену. Причина такой парадоксально разной датировки гиппарионовой фауны заключается в том, что она в юго-западной Франции, т. е. в Средиземноморской области (в Тетисе) была обнаружена среди отложений, содержащих полносоленую фауну средиземноморского типа, а в Паннонском и Дакийском бассейнах такого типа фауна известна лишь среди отложений, датируемых в качестве среднемиоценовых (см. рис. 13).

Холодо-и теплолюбивые типы фаун. Среди полносоленых и солоноватоводных типов фаун могут выделяться еще фауны, характерные для теплых и холодных вод. Обычно под указанными названиями понимаются фауны, обитаемые в теплых областях, т. е. в тропиках и субтропиках,

и в холодных областях — в арктической и бореальной, в антарктической и нотальной.

Среди современных фаун выделяются более узкие типы фаун, например, арктические, бореальные, субтропические и тропические, но такое узкое выделение ископаемых фаун вряд ли возможно, за исключением только фаун недавнего прошлого. Объясняется это тем, что, располагая остатками ископаемых организмов, о температурном режиме вод ранее существовавших бассейнов, а следовательно, и о типе ископаемых комплексов мы можем судить только на основании каких-то общих особенностей строения скелетов ископаемых организмов и на основании сходства их скелетов со скелетами современных организмов, экология которых нам известна.

На основании достаточного материала о планктонной фауне и об остатках бентосных организмов, живших только в мелководных условиях, поскольку уже на глубинах свыше 50—100 м температура вод как современных, так и ранее существовавших бассейнов более низкая по сравнению с температурой поверхностных вод, удается сделать заключение о холодолюбивом или теплолюбивом типе изучаемых комплексов ископаемых.

О влиянии температурных условий на состав организмов и их особенностей мы подробно остановимся в главе, посвященной температурному режиму современных и ранее существовавших бассейнов.

ЗНАЧЕНИЕ УСТАНОВЛЕНИЯ ТИПА ФАУН ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

При описании различных типов фаун уже указывалось, что даже установление принадлежности какой-либо изучаемой фауны к тому или иному типу, позволяет сделать важные палеогеографические выводы.

Так, например, заключение о том, что изучаемая фауна является полносоленой, несомненно, свидетельствует об образовании слоев, ее содержащих, в полносоленом бассейне, а следовательно, и в бассейне, широко сообщающемся с Мировым океаном.

Обедненный комплекс ископаемых свидетельствует о формировании слоев, его содержащих, в опресненном бассейне эвксинского типа, т. е. в опресненном полузамкнутом бассейне. Следует иметь в виду, что в полносоленых бассейнах нередко в силу тех или иных причин некоторые биоценозы очень обеднены, благодаря чему они могут быть отнесены к биоценозу фауны эвксинского типа. Ложное представление может создаться о солености ранее существовавшего бассейна, если оно будет основано на обедненных биоценозах бассейна эвксинского типа. Основываясь на материалах такого типа, мы можем предположить, что имеем дело с солоноватоводным бассейном, а не с опресненным или даже с полносоленым.

Из изложенного следует, что вопрос о типе бассейна, а следовательно, и о типе фауны, его заселяющей, нужно основывать не на ее характеристике в одном каком-либо разрезе, а на данных многих разрезов, точно между собой сопоставляемых всеми имеющимися методами корреляции разрезов. В этом отношении крайне любопытно рассмотреть вопрос об определении солевого режима отложений, залегающих под дорobратовскими слоями в Бугловском районе Западной Украины, который расположен вблизи восточной границы распространения миоценовых бассейнов. В этом районе под несогласно залегающими дорobратовскими слоями, содержащими фауну моллюсков сарматского типа, находятся отложения, которые в ряде разрезов охарактеризованы главным

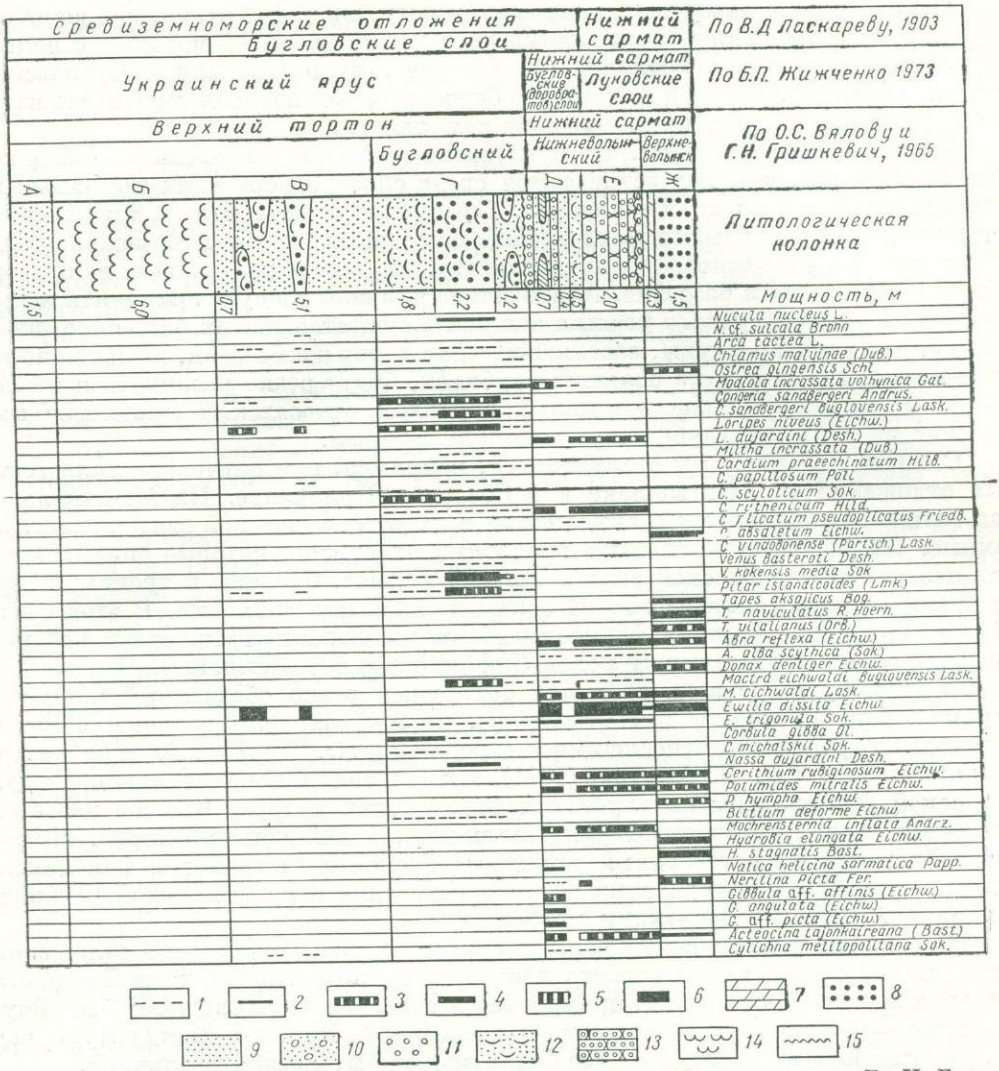


Рис. 15. Распределение моллюсков в разрезе по р. Бугловке (по материалам Г. Н. Гришкевич, 1970).

Встречаемость моллюсков (экземпляр): *1* — 1—5; *2* — 6—10; *3* — 10—25; *4* — 26—50; *5* — > 50; *6* — массово; отложения: *7* — мергели и известняки; *8* — пески крупнозернистые; *9* — пески мелкозернистые; *10* — пески с галькой; *11* — гальки; *12* — пески с ракушей; *13* — оолитовый песчаник; *14* — литотамнии; *15* — размыв.

образом *Ervilia pusilla* var. *trigonula* S o k. и *Venus* (*Parvivenus*). Такая палеонтологическая характеристика их дает основание предполагать, что эти отложения образовались в каком-то солоноватоводном, или вернее опресненном, бассейне эвксинского типа, а поэтому они должны быть отнесены к бугловским слоям и сопоставлены с веселянскими слоями. Последние содержат фауну эвксинского типа и повсеместно выделяются между солоноватоводными сарматскими слоями и сартаганскими слоями, охарактеризованными комплексом полносоленых ископаемых.

Однако в ряде иных мест, например, в разрезах у г. Хотина, под доробратовскими слоями, также залегающими несогласно, расположены слои с полносоленым комплексом организмов, а геологические построения в Бугловском районе показали, что над слоями с обедненным комплексом также залегают ныне размытые слои с полносоленым комплексом.

Из изложенного следует, что бугловские слои — это отложения с обедненным биоценозом, которые встречаются среди слоев, содержащих нормальный, полносоленый комплекс ископаемых. Следует отметить, что в приведенном разрезе (рис. 15) некоторые слои вообще не содержат каких-либо ископаемых, но это не дает нам основания предполагать, что они образовались, например, в резко опресненном бассейне. Аналогичное правило следует применять и при выявлении температурного режима вод ранее существовавших бассейнов, имея в виду, что нередко фауны, заселявшие один и тот же бассейн, но жившие на небольших глубинах и на больших глубинах, будут резко различаться между собой, а именно: жившие на малых глубинах относятся к теплолюбивым, жившие на больших глубинах — к холодолюбивым.

С таким явлением мы сталкиваемся, например, при изучении палеогеновых отложений на Мангышлаке и в Северном Приаралье. На Мангышлаке, над толщей белых мергелей, выделяемых в качестве адаевской свиты, залегают темные, бескарбонатные глины с прослоями алевритов, которые описываются под названием узунбасской свиты. Теплый климат, близкий к тропическому, во время формирования адаевской свиты не вызывает сомнения. В этой свите обнаружена разнообразная фауна планктонных фораминифер, среди которой часты крупные представители родов *Globigerina* и *Globigerinoides*. Что же касается узунбасской свиты, то в ней обнаружен резко обедненный комплекс фораминифер. Моллюски многочисленны, но представлены главным образом мелкими гастроподами, относящимися к родам *Turris*, *Trophon*, *Anorrhais* и др. Как предполагает О. В. Амитров (1971), эти отложения накапливались в водах невысокой температуры на глубине порядка сотни метров. Что же касается чеганской свиты, то состав фауны моллюсков, в ней обнаруженный, весьма разнообразный, представленный крупными формами гастропод и пелеципод, свидетельствует о формировании ее в теплых водах и на небольшой глубине, измеряемой первыми десятками метров.

На основании изложенных данных считается, что узунбасские отложения Мангышлака не могут быть сопоставлены с чеганскими отложениями Северного Приаралья, поскольку первые приурочены к относительно холодному бассейну, а вторые — к теплому. Вывод конечно неверный, так как температура вод одного бассейна на различных глубинах может быть резко различной.

Актуалистический метод

Этот метод в настоящее время является основным методом палеоэкологических исследований. Сущность его заключается в том, что условия формирования пород, в которых встречены скелеты ископаемых организмов, определяются на основании сходства некоторых из встреченных скелетов ископаемых организмов со скелетом современных организмов, экология которых известна.

При использовании актуалистического метода для установления экологии ископаемых организмов необходимо не только учитывать условия обитания современного организма, морфологическое сходство с ископаемым, экологию которого необходимо установить, но и детально выяснить пределы условий, где он может существовать, что, конечно, возможно сделать лишь тогда, когда

исследования не ограничиваются регистрацией сведений об условиях, в которых обнаружен современный организм, а имеют цель проанализировать причины отсутствия его в иных условиях и, наоборот, широкого распространения в других.

Поясним сказанное на примере. Изучая фауну моллюсков Черного моря, нельзя не обратить внимание на нахождение в так называемом фазеолиновом иле громадного количества раковин *Modiola phaseolina* Phill, которые в Средиземном море встречаются весьма редко. Это дало основание предполагать, что будто бы массовое развитие указанной формы в Черном море было вызвано его опреснением (соленость вод Черного моря равна 18‰, а Средиземного 37—38‰).

Более детальное изучение распространения *Modiola phaseolina* Phill. показывает, что указанный вывод неверен. Этот моллюск широко известен в северной части Атлантического океана, а также в большом количестве был встречен в четвертичных осадках Средиземного моря, где указывается совместное его нахождение не только с типичными стеногалинными формами, но и с такими, как *Joldia*, рассматриваемые в качестве показателей низкой температуры вод.

Если мы примем во внимание, что в современном Средиземном море во всей толще вод не отмечается температуры ниже 13° С, а также и то, что в Черном море *Modiola phaseolina* Phill. живет на больших глубинах, заселенных фауной, где наблюдается более низкая постоянная температура, равная примерно 8° С, то нетрудно сделать заключение о том, что причиной пышного развития указанной формы в Черном море и ее отсутствие в Средиземном является не пониженная соленость Черного моря, а более низкая температура его вод.

Можно было бы привести много примеров, иллюстрирующих необходимость тщательного анализа широкого развития какого-либо организма в одних условиях и отсутствия их в иных.

В самом деле, можем ли мы на основании широкого развития в современном Каспийском море, соленость которого равна 12—13‰, представителей родов *Didacna*, *Monodacna* и *Dreissena* утверждать, что представители этих родов в ископаемых осадках формировались в условиях, аналогичных обстановке современного Каспийского моря.

Можем ли мы утверждать, что обнаружение представителей рода *Corbula* в современном Черном море только в Прибосфорском его участке и широкое развитие их в Средиземном море свидетельствует о том, что представители этого рода не выдерживают значительного опреснения вод, которые в Прибосфорском участке имеют соленость, близкую к нормальной (35‰), а в Черном море, равную 18‰. Наоборот, можем ли мы утверждать, что обнаружение большого количества представителей рода *Lentidium*, ныне живущие как в Средиземном море, так и в Черном и Азовском морях, может свидетельствовать о значительном опреснении. Как мы увидим дальше, после рассмотрения историко-аналитического метода палеоэкологических исследований и рассмотрения типов фаун и экспериментальных исследований, на поставленный вопрос, безусловно, нужно дать отрицательный ответ. Это свидетельствует о том, что самое ошибочное для палеоэкологических исследований — это отрывочные материалы об образе жизни тех или иных современных ископаемых, среди которых мы всегда пытаемся выделить «индикаторы» солевого или температурного режима ранее существовавших водоемов.

Однако указанный метод использования «индикаторов» для определения солености ранее существовавших бассейнов широко применяется. Приведем

пример определения солености во время отложения одного пласта палеогенового возраста, в котором было обнаружено десять моллюсков, близких к современным. Из этих десяти форм, три ныне живут при солености от 25 до 35‰, четыре — при солености от 10 до 35‰, одна известна только из бассейнов нормальной солености (35‰), а остальные две — пресноводные моллюски.

После арифметического подсчета, было установлено, что соленость бассейна, в котором формировался рассматриваемый пласт, равнялась 21,5‰. Вывод точный, но, несомненно, неверный, прежде всего по следующей причине. Во-первых, принимать во внимание пресноводные формы при выявлении бассейна просто недопустимо, так как они не могут входить в комплекс ни полносоленых, ни солоноватоводных фаун. Во-вторых, обнаружение форм, которые встречаются не только в полносоленых бассейнах, но и в водоемах пониженной солености, свидетельствует лишь о том, что по таким формам определять соленость крайне рискованно, так как она может быть нормальной. Обнаружение хотя бы одной формы, известной только из полносоленых бассейнов, может привести нас к выводу, что рассматриваемый пласт формировался именно в такого типа бассейне, но для этого нужно еще доказать, что такая форма не встречена в современных солоноватоводных бассейнах, и в таковых не встречалась в прежние геологические эпохи. Поэтому при решении вопроса об условиях формирования слоев, содержащих тот или иной комплекс ископаемых, нужно располагать не только материалами об экологии современных близких форм, но и результатами экспериментальных исследований, выполнить сравнительно-морфологический анализ, выявить тип фауны, к которому относится изучаемый нами комплекс, и провести историко-аналитический анализ развития фаун в прежние геологические эпохи в исследуемой области.

Экспериментальные исследования

Количество исследований, посвященных выявлению пределов солености температуры и различных газов, при которых могут существовать и развиваться морские организмы, сравнительно велико. Все они крайне важны и интересны, но мы здесь ограничимся приведением небольшого количества материала, свидетельствующего о том, что наши представления об экологии, полученные в результате изучения распространения тех или иных представителей морских организмов в современных бассейнах различного типа, не могут быть приняты без значительных поправок.

Е. К. Турпаева и др. (1962) на основании экспериментальных исследований показала, что *Abra ovata* может существовать в водах, соленость которых колеблется в пределах от 5‰ до нормальной. Вместе с тем другой вид этого же рода — *Abra alba* может существовать в бассейнах, соленость вод в которых не падает ниже 14‰. Интересно привести данные и относительно иных моллюсков, также ныне живущих в Черном море при солености его в 18‰.

Mytilus, согласно приведенным экспериментальным данным, может существовать в бассейнах с соленостью в пределах от 10 до 35‰, *Mactra* — от 14 до 35‰, *Mytilaster* — от 8 до 35‰, *Nassa* — от 12 до 35‰.

К сожалению, имеются материалы о пределах возможного существования ряда моллюсков, ныне живущих в опресненном Черном море. Было бы конечно интересным располагать такими же материалами о моллюсках, относимых к тем же родам и тем же видам и живущих в нормально соленом Средиземном море, нормальная соленость которого не изменялась на протяжении длительных промежутков геологического времени. Можно предположить, что эксперименты

даже с одним и тем же видом из бассейнов, опресненных и полносоленых, могут привести к разным результатам. Об этом может свидетельствовать хотя бы тот факт, что только в Прибосфорском участке Черного моря, куда поступают воды нормальной солености, мы встречаем таких моллюсков, как *Corbula gibba*, *Nucula nucleus*, *Isocardia cor*, крупные *Turritella* и некоторые другие, которые относятся к организмам, не выносящим даже незначительного отклонения от нормальной солености, а в ранее существовавших бассейнах, что будет освещено в разделе, посвященном истории развития фауны в неогеновых бассейнах Паратетиса, мы увидим, что имеющиеся наблюдения над распределением моллюсков в бассейнах различной солености и полученные экспериментальные данные не могут быть положены в основу заключений о солевом режиме ранее существовавших бассейнов без существенных поправок.

Сравнительно-морфологические исследования

При изучении неогеновых и четвертичных фаун было установлено, что некоторые роды и виды, жившие в бассейнах, соленость вод которых значительно отличалась от нормальной, заметно разнятся по морфологии своего скелета от близких родов и видов, обитавших в бассейнах нормальной солености.

Давно уже было замечено, что замочный аппарат у представителей рода *Cardium*, живших в солоноватоводном бассейне, значительно ослаблен, в первую очередь за счет редукции задних боковых зубов. Помимо этого следует отметить, что представители рода *Cardium* из солоноватоводных отложений нередко по своей форме резко отличаются от предковых, полносоленых представителей рода *Cardium*. Форма их становится весьма разнообразной, например, у представителей этого рода из солоноватоводных сарматских отложений от сильно вытянутых и резко неравносторонних и иногда значительно уплощенных до почти округлых. Очень разнообразной становится и скульптура наружной поверхности. Ребра нередко редуцируются, количество их значительно сокращается. Форма их и украшения также начинают значительно варьировать. Что же касается размеров, то в солоноватоводных отложениях сарматского типа крупные представители рассматриваемого рода отсутствуют, а если относительно крупные и встречаются, как, например, *Cardium fittoni*, то они резко отличаются от исходных полносоленых представителей этого рода. В солоноватоводных отложениях, содержащих фауну понтического типа, встречаются очень крупные представители рода *Cardium* s. l., как, например, *Arcicardium*, *Prosodacna*, некоторые *Didacna* и другие, но они уже настолько отклонились в своей морфологии от исходных представителей рода *Cardium* и характеризуются такими особенностями своей формы, строением ребер, зубного аппарата, что могут быть отнесены только к семейству Cardiidae, но не к роду *Cardium*, даже в самом широком его понимании.

Нужно, однако, указать, что небольшие представители рода *Cardium* из группы *Cardium edule* при любых изменениях как солевого, так и температурного режима сохраняют все особенности строения рода *Cardium*. Представители этой группы встречаются как в полносоленых бассейнах, а именно в Атлантическом океане и Средиземном море, так и в Черном, Каспийском, Аральском морях и даже в опресненных лиманах Черного моря. Наряду с этим представители этой группы неизвестны ни в отложениях с фауной сарматского типа, ни в отложениях с фауной понтического типа. Этот факт свидетельствует о том, что некоторые представители рода *Cardium*, причем небольших размеров,

при относительно быстром, хотя и весьма значительном изменении солевого режима, мало изменяют морфологические особенности своего скелета.

Аналогичные явления наблюдаются у представителей семейства Veneridae. Если типичные представители этого рода, например, *Venus* s. str не выдерживают значительного опреснения, то представители рода или подрода *Parvivenus* встречаются не только в чокракских и веселянских слоях, но и в нижнепонтических. Однако *Parvivenus* из этих отложений, как правило, утрачивают правильную концентрическую скульптуру, характерную для представителей *Parvivenus* из полносоленых бассейнов. Утрата правильной и резко выраженной концентрической скульптуры при изменении солевых условий у раковин, относящихся к родам *Venus*, *Pitar*, *Paphia* и другим, вообще является признаком, достаточно характерным и распространенным, хотя и не обязательным. Обычно и размеры раковин у многих родов и видов при опреснении вод заметно уменьшаются. В этом отношении очень показательны размеры раковин у моллюсков, живущих в Атлантическом океане и в Балтийском море. Так, раковины *Mytilus*, *Astarte* и другие из Балтийского моря по крайней мере в два раза меньше раковин тех же видов, живущих в Атлантическом океане.

На основании анализа как ископаемых, так и современных организмов следует особо отметить, что у мелких организмов, например *Parvivenus*, мелких представителей рода *Cardium*, например *Parvicardium*, и других, размеры раковин при опреснении остаются прежними, а у крупных организмов — *Mytilus*, *Astarte* и других — они резко уменьшаются.

Аналогичное явление наблюдается и у фораминифер. Например, давно уже было отмечено, что фораминиферы, относящиеся к родам *Miliolina*, *Nonion*, *Elphidium* и другим, близкие к встречающимся в чокракском горизонте, имеют в слоях со *Spaniodontella pulchella* и в фоладовых слоях очень малые размеры, и именно поэтому были находимы в них крайне редко, хотя они там, конечно, вообще значительно более редки, чем в чокракском горизонте.

Сказанное об изменении размеров при колебании солевого режима справедливо только для фаун эвксинского типа, представленных видами, близкими к живущим в полносоленых условиях.

Что же касается фаун сарматского и особенно понтического типа, т. е. фаун уже резко изменившихся, то здесь мы сталкиваемся нередко с иными изменениями морфологии раковин, а именно с резким увеличением их размеров, которое можно рассматривать как явление гигантизма.

В самом деле рассмотрим размеры представителей семейства Cardiidae в понт-киммерийских отложениях. Раковины *Arcicardium*, *Prosodacna*, *Didacna* и другие нередко чуть ли не в десять раз превышают размеры раковин исходных форм. То же самое можно сказать о представителях рода *Mactra* из сарматских отложений, сравнивая, например, среднесарматскую *Mactra fabreana* с исходной нижнесарматской *Mactra podolica*, а также о *Spaniodontella pulchella* из караганского горизонта, если сопоставлять ее с исходной чокракской *Spaniodontella intermedia*, а последнюю с предковыми представителями рода *Alveinus* или *Zutetia*.

Следует обратить внимание, что при прогрессирующем опреснении бассейна, в котором развиты фауны сарматского или понтического типа, мы в конечных этапах опреснения наблюдаем не наибольшие размеры раковин, а, наоборот, вновь уменьшенные. Например, наибольшие размеры и наибольшее разнообразие отмечаются в среднем сармате и в киммерийском ярусе, который можно и следует рассматривать как средний этап развития фауны понтического типа (понт—киммерий—куяльник; см. рис. 13).

Вряд ли из изложенного можно сделать заключение, что всегда в конце развития указанных типов фаун происходит обратное явление, уменьшение размеров крупных организмов. Не лишено вероятности предположение, что определенные организмы, достигнув наибольших размеров, вымирают, а организмы, развитые в конце рассматриваемых длительных периодов опреснения, формируются из тех форм, которые в предыдущее время не являлись господствующими.

В заключение следует указать, что изучение морфологических особенностей ископаемых комплексов может дать много для выяснения условий формирования слоев, их содержащих, но если ограничиваться такими исследованиями, то можно допустить крупные ошибки.

Исторический анализ развития фаун

Ранее указанные исследования, ставящие своей задачей выяснение обстановки формирования отложений, содержащих различные комплексы ископаемых, необходимы, но недостаточны, поскольку, во-первых, в прежние геологические эпохи могла меняться экология организмов, морфологические особенности скелетов которых могли существенно не изменяться, а, во-вторых, резко могли эволюционировать на всей поверхности Земли абиотические условия, например: солевой режим Мирового океана, состав атмосферы Земного шара и температурные условия.

Рассмотрим сначала основные этапы изменения фаун на протяжении всего геологического развития Земли, т. е. на протяжении всего фанерозоя с целью выявления вероятных глобальных изменений абиотических условий, а затем основные этапы изменения морских фаун на протяжении неогена и антропогена с целью выявления истории изменения экологии различных представителей морских организмов в неоднократные периоды опреснения бассейнов в указанное время в Тетисе и Паратетисе, т. е. в Паннонско-Эвксинско-Каспийском бассейне.

Основные этапы развития морских фаун в фанерозое

При изучении развития морских фаун в фанерозое всегда обращают на себя внимание резкие изменения, которые претерпевает эта фауна на границе палеозойского и мезозойского времени, а также на границе мезозоя и кайнозоя.

В первый из указанных периодов отмечаются изменения среди разных групп организмов и при этом весьма широко распространенных. Так, например, в палеозое вымирают четырехлучевые кораллы, гониатиты, весь отряд фузулинид, все семейство спириферид, атрипид и иных из класса брахиопод. Вместо них широкое развитие в мезозое получают шестилучевые кораллы, аммониты, иные отряды и семейства фораминифер, иные семейства брахиопод.

Такие резкие изменения в морских фаунах многие исследователи считают невозможным объяснить естественной эволюцией органического мира и для объяснения привлекают гипотезы о каких-то глобальных, достаточно резких изменениях абиотических условий. Особенно интересной представляется гипотеза об опреснении вод Мирового океана в конце пермского периода, что связывается с образованием в это время огромных галогенных толщ. Этот вопрос достаточно подробно рассматривается в главе, посвященной истории изменения солевого режима Мирового океана в фанерозое. Если принять указанную гипотезу, то мы можем сделать ряд важных палеоэкологических выводов.

Например, мы можем принять, что из брахиопод Spiriferidae не могли вынести заметного опреснения, в то время как Rinchonellidae и Terebratulidae оказались способными его перенести. То же самое можем сказать относительно гониатитов, четырехлучевых кораллов, фузулинид и других вымерших палеозойских групп организмов, показавших свою крайнюю стеногалинность.

Что касается резкого изменения морских фаун на границе мезозоя и кайнозоя, когда вымирают из фораминифер глоботрунканы, многие группы моллюсков — иноцерамы, рудисты, аммониты, а также морские рептилии и другие, то для объяснения вымирания этих групп организмов высказываются иные гипотезы.

Неоднократно выдвигалось предположение, что вымирание так называемой мезозойской фауны было связано с резким похолоданием вод Мирового океана. Однако эта гипотеза вряд ли может быть принята по следующим соображениям.

При рассмотрении истории изменения температурного режима вод Мирового океана отмечалось, что, по-видимому, можно на протяжении фанерозоя выделить «теплые» и «холодные» периоды. Однако в «теплые» и «холодные» периоды можно говорить только о более или менее резко выраженных климатических поясах и о большей или меньшей ширине тропического или арктическо-антарктического пояса. Следовательно, в «холодные» периоды в Мировом океане вблизи экватора всегда будут господствовать тропические условия и можно говорить только о большей или меньшей широте распространения теплолюбивой фауны, но не о ее вымирании.

Помимо этого следует отметить, что наибольшее похолодание отмечается не в конце мезозоя, т. е. в конце маастрихта — начале датского яруса, а в начале маастрихта, что видно из материалов, приведенных в главе, посвященной рассмотрению температурного режима. Помимо этого следует указать, что характерная для датского яруса фауна мелких планктонных фораминифер, которая по облику близка к фауне, ныне обитающей в холодных поясах, нередко характеризует слои палеоцена, т. е. отложения, формирующиеся в периоды, безусловно «теплые». Следовательно, обедненный комплекс планктонных фораминифер не может служить надежным показателем климатических условий. В самом деле, нами уже отмечалось, что слои, формировавшиеся в неритической зоне, или вернее в зоне сублиторали, характеризуются обедненным комплексом планктонных фораминифер. Помимо этого следует указать, что кумские слои верхнего палеогена, представленные темными битуминозными мергелями, всегда выделяются в качестве «зоны мелких планктонных фораминифер», а эти мергели, необычайно широко распространенные на юге Советского Союза, нет основания рассматривать в качестве отложений сублиторали. Помимо этого следует указать, что в разрезах, где эти мергели имеют лишь буроватую окраску, как, например, в разрезе у г. Бахчисарая в Крыму, они охарактеризованы гораздо более богатым комплексом планктонных фораминифер; в них помимо мелких *Globigerina* ex gr. *bulloides* (*G. turkmenica*) встречаются в большом количестве *Globorotalia* (*Acarinina*) *crassaformis*, *G.* (*A.*) *rotundimarginata* и др. Следовательно, причин обеднения комплекса планктонных фораминифер много и нельзя просто и безоговорочно решать вопрос об условиях формирования слоев, содержащих такой комплекс. То же самое, по-видимому, можно сказать и о право- и левозавернутых раковинах некоторых планктонных фораминифер, т. е. о синистральных и декстральных популяциях, из которых первые рассматриваются как представители холодных вод, а вторые — теплых.

Попытки применения этих показателей при изучении палеогеновых отложений для их расчленения и определения палеотемператур не увенчались

успехом. Что же касается антропогеновых отложений, то для расчленения морских отложений данные о развитии синистральных и декстральных популяций *Globorotalia pachyderma* положены в основу проведения границ между плиоценом и плейстоценом. Малое количество декстральных популяций в слоях, относимых к калабрию (Италия), позволяет считать, что слои калабрия отлагались в теплых водах, хотя в этих слоях встречаются *Arctica islandica* и *Hyalinea balthica*, обычно причисляемые к холодолюбивым формам.

Приведенный пример свидетельствует лишь о том, что определение температурного режима — задача исключительно сложная. Кроме того, на основании изложенных материалов следует признать, что гипотеза о похолодании на границе мезозоя и кайнозоя, которое явилось причиной вымирания мезозойской фауны, не может быть принята. Резким похолоданием, т. е. сокращением зоны тропических условий, можно было бы объяснить значительное уменьшение ареала распространения «мезозойской» фауны, но не ее вымирание. Следовательно, нужно предполагать какие-то иные, действительно планетарные изменения абиотических условий для объяснения причин вымирания «мезозойской» фауны.

Предположение об изменении солевого режима вод Мирового океана на границе мезозоя и кайнозоя, которое высказывается некоторыми исследователями, не имеет оснований, так как, во-первых, очень резкое изменение его происходит в весьма короткий промежуток времени, а, во-вторых, изучение разрезов пограничных слоев не дает каких-либо материалов для указанного предположения. На границе мезозоя и кайнозоя не отмечается ни развития галогенных толщ, ни изменения характера пород, например, смены широкого развития доломитов на известняки или иных характерных изменений.

Гораздо более вероятна гипотеза об изменении состава атмосферы, а именно увеличение в ней процента содержания кислорода за счет уменьшения процента содержания углекислого газа, что не могло не сказаться как на содержании растворенных в воде газов, так и на иных показателях свойств вод Мирового океана, например, изменения концентрации водородных ионов (величина pH), окислительно-восстановительного потенциала (величина Eh) и щелочного резерва (величина Alk). В настоящее время указанная гипотеза представляется наиболее вероятной и, следовательно, можно принять, что представители, близкие к мезозойским формам, вероятно, развивались в среде, обедненной кислородом и обогащенной углекислым газом.

Основные этапы развития морских фаун в неогене — антропогене

Изучение развития морских фаун в неоген-антропогеновое время в Мировом океане и широко с ним сообщающихся бассейнах типа Средиземного моря может дать мало материала для палеоэкологических исследований, так как на протяжении рассматриваемого времени солевой и газовый режимы оставались неизменными, а температурный режим в бассейнах, располагавшихся в тропической и субтропических областях, если и изменялся, то незначительно. Что же касается отложений бореальной зоны, где температурные колебания были велики, то в этой области мы их прослеживаем на основании смены теплолюбивых и холодолюбивых фаун, которые устанавливаем по сходству их с соответствующими современными фаунами.

Иначе обстоит дело при изучении морских неоген-антропогеновых фаун в Паратетисе и особенно в его центральной (Эвксинской) и восточной (Каспийской)

частях, где солевой режим в рассматриваемое время резко и неоднократно изменялся.

Изучение фауны в этих бассейнах показало, что определение солевого режима ранее существовавших бассейнов на основании палеоэкологических исследований далеко не так просто, как это может показаться с первого взгляда.

Рассмотрим изменение комплексов фауны в этих бассейнах на протяжении неоген-антропогенового времени. В начале миоцена в центральном и восточном Паратетисе, когда откладывались соленовские слои, выделяемые иногда в качестве белозерского яруса или слоев с *Ergenica cimlanica*, отмечается резкое обеднение фауны моллюсков и практическое отсутствие фораминифер при огромном развитии резко обедненного комплекса остракод, местами образующих остракодовые слои. Обычно остракодовые слои, или вернее остракодовый пласт, четко выделяются в основании соленовских слоев и таким образом, как правило, соленовские слои делятся на две части: нижняя часть — остракодовый пласт, представленный мергелем, выделяемым под названием полбинского остракодового (средний хадум на Северном Кавказе) или молочанского остракодового пласта (Южная Украина); верхняя часть — алевриты или глины, выделяемые в качестве морозкинских (верхний хадум на Северном Кавказе) или серогозских слоев (Южная Украина).

Правда, нужно отметить, что в Северном Ставрополье, на Северном Кавказе иногда в толще слоев, относимых к соленовскому горизонту, выделяется несколько мергельных остракодовых слоев, разделенных пачками бескарбонатных глин, а в некоторых разрезах Крыма соленовские слои представлены сплошь мощной, свыше 200 м, толщей мергелей с остракодами.

Среди моллюсков соленовского горизонта широкое развитие получают *Ergenica cimlanica* и *Corbula* (*Ianschinella-Corbulomya*) *garetzkii*, а также *Cardium seragosicum*, явно, но не резко отличающийся от полносоленых представителей этого рода. Особенно следует подчеркнуть, что среди фауны моллюсков соленовского горизонта отсутствуют представители родов *Congeria*, *Mactra*, *Modiola* и другие, которые нередко рассматриваются в качестве «индикаторов» опреснения, но широко развиты *Ergenica*, близкие к *Oncophora-Rzehakia* — характерные формы для онкофоровых слоев, образование которых в резко опресненном водоеме не вызывает сомнения.

Резко обедненный состав комплекса моллюсков, нередко громадное количество остракод, почти полное отсутствие фораминифер показывают, что соленовские слои, так же как и окнофоровые, формировались в резко опресненном бассейне.

Следовательно, относительно *Corbulla* (*Ianschinella* и *Ergenica*) мы можем сделать вывод, что представители этих родов характеризуют солоноватоводные отложения, или вернее, что представители этих родов могут переносить значительное опреснение. Однако следует указать, что примерно в верхней части соленовских слоев наряду с типичными соленовскими формами встречаются представители таких родов, как *Nucula*, *Pectunculus*, *Pitar*, *Pleurotoma* и иные, которые всегда рассматриваются как типичные полносоленые формы. Слои, где они обнаружены, вряд ли можно рассматривать в качестве отложений, формировавшихся в полносоленом бассейне, так как в них полносоленые формы встречаются лишь спорадически, а общий облик фауны такой же, как в подстилающих и перекрывающих слоях, содержащих типичный соленовский комплекс фауны.

Приведенные материалы позволяют высказать предположение, что во второй половине соленовского времени происходило проникновение полносоленых

элементов в солоноватоводный Соленовский бассейн во время, вероятно, кратковременных соединений его с полносоленым бассейном, когда солоноватоводный режим Соленовского бассейна существенно не менялся.

Такому предположению не противоречит, а, наоборот, его подтверждает обнаружение обедненного комплекса планктонных фораминифер в верхней части морозкинских слоев (верхний хадум Северного Кавказа).

Из этого следует, что к соленовскому горизонту должны относиться не только морозкинские слои, но и залегающая выше немая баталпашинская свита. В слоях, залегающих выше соленовского горизонта, содержится полносоленая фауна как моллюсков, так и фораминифер. Эти слои в различных областях имеют разные названия: в Грузии они выделяются в качестве аквитанского яруса, или уплесуихских слоев, в Северном Приаралье, в качестве мурунских слоев, или нижнего байгубека, на Украине как асканийские слои, а на Северном Кавказе в качестве алкунского горизонта и т. д.

Комплексы моллюсков в рассматриваемых полносоленых отложениях разнообразны и различны. Здесь хотелось лишь подчеркнуть, что среди полносоленой фауны обнаружены не только представители рода *Corbula*, причем подрода *Corbula*, s. str., а не *Ianschinella*, но и рода *Lentidium* — *L. kouzhasaica*.

На основании приведенного материала можно сделать вывод, что *Ianschinella* (= *Corbulomya*) представляет собою солоноватоводную форму, а *Lentidium* и *Corbula s.* str. — полносоленые.

В слоях, залегающих выше, относимых к байгубек-аральским, мы вновь наблюдаем резко обедненную фауну, которая в аральских слоях представлена почти исключительно крупными *Corbula helmersenii* и небольшим количеством *Cardium helmersenii*, мало отличающегося от встречаемых в слоях с полносоленой фауной, например в слоях эггенбурга нижнемиоценового возраста в Венском бассейне, которые там описывались в качестве разновидностей *Cardium edule*.

При анализе приведенного материала установлено, что во время первого соленовского опреснения основными представителями моллюсков являлись *Ergenica* и *Ianschinella*, *Corbula* s. str. в этих слоях практически отсутствовали, так же как и представители рода *Lentidium*.

Во время второго аральского опреснения основную роль играли крупные представители рода *Corbula* s. str. — *C.* (*Corbula*) *helmersenii*. Представители рода *Ianschinella* отсутсгвуют, так же как и представители рода *Engenica*, очень близкие к роду *Rzehacia* (= *Oncophora*).

Выше залегают слои с полносоленой фауной, выделяемые в различных областях под разными названиями: в Грузии — сахарагульский горизонт, на Северном Кавказе — ольгинская свита, на Устюрте — мынсуалмазские, или кинтыкчинские, слои и т. д.

Над ними вновь располагаются слои с солоноватоводной фауной — онкофоровые слои, или слои с *Rzehakia socialis*, которые близки к *Ergenica cimlanica*. Особенно следует подчеркнуть, что в этих слоях полностью отсутствуют представители родов *Ianschinella* и *Corbula*, но встречаются *Congeria* и *Cardium*, резко отличающиеся от характерных полносоленых представителей этого рода и имеющих сходство с плиоценовыми представителями рода *Cardium*, которые выделяются в качестве самостоятельных родов: *Prosodacna*, *Limnocardium* и другие — и обычно считаются характерными для фаун понтического типа.

Следует отметить, что в вышележащих полносоленых отложениях, обычно выделяемых в качестве горийских слоев, включаемых в состав тарханского горизонта, наряду с разнообразной полносоленой фауной моллюсков весьма

часто встречаются и *Oncophora* (= *Rzehakia*), вполне сходные с представителями этого рода из онкофоровых слоев.

На основании изложенного материала можно заключить, что в первый (соленовский) период опреснения широко развиты представители рода *Corbula* (*Ianschinella*), а во второй (аральский) — *Corbula* s. str. При этом важно отметить, что в полносоленых отложениях, предшествующих как соленовскому горизонту, так и аральскому, встречаются вполне сходные *Corbula*. Также следует отметить, что в полносоленых слоях, предшествующих соленовскому, аральскому и коцахурскому (онкофоровому) опреснениям, встречается вполне сходный комплекс полносоленых моллюсков. Мы не можем объяснить широкое развитие в соленовских слоях представителей *Corbula* (*Ianschinella*) и отсутствие их в аральских и коцахурских слоях, не ясны также причины широкого развития в одних слоях *Oncophora* и *Ergènica* и отсутствие их в других, формировавшихся как будто бы во вполне сходных условиях. То же самое можно сказать и о ряде представителей других родов, например, *Congeria*, известных в коцахурских слоях, но полностью отсутствующих в соленовских и аральских слоях.

Выше горийских слоев залегают терские, а затем аргунские слои, которые все включаются в тарханский горизонт. Это начало нового крымского периода опреснения, которое прогрессирует в последующее чокракское время и заканчивается образованием резко опресненного Караганского бассейна, заселенного почти исключительно крупными представителями рода *Spaniodontella*. Несмотря на то что полносоленые горийские слои содержат разнообразную фауну моллюсков, принципиально сходную с фауной слоев, образовавшихся в предшествующие периоды восстановления полносоленых условий, во время рассматриваемого периода опреснения мы не встречаем представителей родов *Ianschinella*, *Corbula* s. str., *Oncophora* (= *Rzehakia*), *Cardium*. В рассматриваемый период, когда опреснение не было еще значительным, в отложениях чокракского горизонта обнаружены представители рода *Cardium*, значительно уклонившиеся от исходных форм, и иногда в очень большом количестве встречаются *Corbula gibba*, тождественные с ныне живущими в Средиземном море, но в верхнем чокраке они уже отсутствуют и там остаются только *Spaniodontella intermedia* и близкие к *Spaniodontella pulchella*, и также много *Ervilia otissita*; в верхах чокрака имеются также *Donax tarchanensis* и местами много представителей рода *Barnea*.

Крайне важно отметить, что в ряде областей, например в Грузии и Туркмении, выше слоев, охарактеризованных только *Spaniodontella pulchella*, встречаются в огромном количестве мелкие *Ervilia*, а иногда мелкие *Trochus*, *Nassa* и очень редко такие формы, как сравнительно крупные *Pitar*, и некоторые другие, которые обычно рассматриваются как полносоленые формы, не встречающиеся даже в чокраке. Отметим, что наряду с перечисленными моллюсками в указанных эрвилиевых слоях, выделяемых в качестве варненских, или туркменских, слоев, присутствует большое количество *Spaniodontella pulchella* и *S.* (*Savanela*) *andrussovi*. В тех же областях выше эрвилиевых слоев развиты фоладовые, вернее барнеевые, слои. Что касается фораминифер, то во всех перечисленных слоях присутствует мелкая, резко обедненная чокракская фауна фораминифер. Лишь иногда в эрвилиевых слоях встречается большое количество крупных *Bulimina elongata*.

Рассматривая развитие фаун в указанный период опреснения, мы вряд ли можем предположить, что в караганское время происходит прогрессирующее опреснение, в результате которого наблюдается смена спаниодонтелловой

фауны на эрвилиевую, а затем на барнеевую. Такому предположению противоречит развитие барнеевых и эрвилиевых биоценозов в конце чокракского времени и, главное, широкое развитие спаниодонтелловых биоценозов до конца караганского времени. Если учесть, что во всей толще караганских слоев обнаружены, хотя и очень редко, мелкие *Trochus*, *Nassa*, *Potamides*, *Evilia* и более часто *Barnea*, *Mohrensternia*, *Sandbergeria*, то невольно как барнеевые слои, так и эрвилиевые и спаниодонтелловые можно отнести к определенному типу биоценозов, из которых спаниодонтелловый получил повсеместное распространение в начале караганского, эрвилиевый — относительно широкое распространение в середине караганского, а барнеевый, в конце караганского времени.

Следовательно, в конце крымского периода опреснения, т. е. в караганское время, широкое развитие получает не один биоценоз, как в предшествующие периоды опреснения, а, по крайней мере, три: спаниодонтелловый, эрвилиевый и барнеевый.

Нужно, однако, отметить, что в эрвилиевом биоценозе встречаются как моллюски, так и фораминиферы, не только чуждые караганскому горизонту, но даже как будто бы и чокракскому, которые, как уже указывалось, обычно рассматриваются в качестве стеногалинных. По-видимому, эти формы проникли в Караганский бассейн извне примерно в начале второй половины его существования в результате кратковременного и затрудненного соединения его с полносоленым бассейном, что, однако, не нарушило гидрологических особенностей Караганского бассейна. Отметим, что с аналогичным явлением мы уже встречались при описании первого — соленовского опреснения.

В последующее конкское время во всем Паратетисе вновь восстанавливаются полносоленые условия и начинают отлагаться сартаганские слои. Однако нужно указать, что в местах развития обедненных биоценозов сартаганские слои не везде можно отделить от веселянских слоев, составляющих верхнюю часть конкского горизонта, когда в связи с опреснением конкского бассейна произошло обеднение фауны, заселявшей указанный бассейн. По своему типу фауна сартаганских слоев очень близка к фауне тарханского горизонта и особенно к фауне горийских слоев. Что же касается фауны веселянских слоев, то она сходна с фауной чокракского горизонта. Однако дальнейшее развитие конкской фауны уже в сарматское время резко отличается от развития чокрак-караганской фауны. В то время как в чокрак-караганский период опреснения, в конце его, преобладают спаниодонтелловый эрвилиевый и барнеевый биоценозы, в сарматское время широкое развитие получают резко измененные представители родов *Cardium* и *Mactra*, а также синдесмиевые и эрвилиевые биоценозы. Что же касается представителей рода *Spaniodontella*, то, несмотря на большое количество их в конкское время, в сармате они полностью отсутствуют. Представители рода *Abra* (= *Syndesmya*) вымирают в чокраке и не переходят в караган; в конкско-сармате они получают необыкновенно широкое развитие.

Изучая моллюсковую фауну в сарматское время, следует обратить внимание, что в нижнем сармате кроме сендесмиевых и эрвилиевых биоценозов в Центральном и Западном Паратетисе, а именно в Паннонском и Дактийском бассейнах преобладают церитовые, или вернее потамидесовые, биоценозы, а местами и моренштерниевые биоценозы.

При прослеживании развития сарматской фауны обращает на себя внимание, что синдесмиевые и эрвилиевые биоценозы уже не встречаются в среднем сармате. Отчасти это справедливо и для потамидесовых и моренштерниевых биоценозов.

Прогрессирующее опреснение сарматского бассейна привело к тому, что такие роды моллюсков, как *Abra* (= *Syndesmya*), *Ervilia*, отчасти *Potamides* и *Mohrensternia*, не выдерживают значительного опреснения, которого достиг сарматский бассейн к середине своего существования, когда основная роль в моллюсковой фауне перешла к родам *Cardium*, *Mactra* и отчасти *Tapes*, *Donax* и др. Напомним, что в предшествующий крымский период опреснения представители рода *Mohrensternia* довольно часты даже в карагане, а в конце чокрака и в среднем карагане представители рода *Ervilia* получают в некоторых районах очень широкое распространение. Отметим, что местами и *Potamides* встречаются в караганских слоях.

Особенно интересно указать на необычайно широкое развитие в конце сарматского времени мастровых биоценозов, которые состоят почти исключительно из представителей двух видов — *Mactra caspia* и *M. bulgarica*, причем эти два вида, как правило, образуют два самостоятельных биоценоза — биоценоз с *Mactra caspia* и с *M. bulgarica*. При этом следует указать, что в Закаспийской области, кроме представителей рода *Mactra*, в верхнем сармате часто встречаются *Solen*, а в Молдавии — *Congeria*.

Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие в верхнем сармате крупных мактр, столь характерных для среднего сармата, в роде *Mactra vitaliana* и *M. fabreana*, которые своими крупными размерами отличаются и от нижнесарматских представителей этого рода. То же самое можно сказать и о родах *Cardium* и *Tapes*. Следовательно, наибольших размеров выживающие в сармате роды *Mactra*, *Cardium*, *Tapes* получают не в период наибольшего опреснения, т. е. в верхнем сармате. Напомним, что в период крымского опреснения представители выживших родов *Spaniodontella*, *Mohrensternia* и *Sandbergeria* наибольших размеров достигают в караганское время. При изучении сарматской фауны моллюсков следует обратить внимание, что в верхнем сармате не только резко сокращаются размеры представителей рода *Mactra*, но и полностью вымирают даже такие изменившиеся представители рода *Cardium*, как *Cardium fittoni*. Следовательно, создается впечатление, что представители рода *Cardium* гораздо менее эвригалинны, чем представители рода *Mactra*, что противоречит ранее сделанным наблюдениям, когда мы отмечали частые находки даже таких крупных представителей рода *Cardium*, как *Cardium helmerschii* в аральских слоях.

О развитии фауны в сарматское время некоторые исследователи высказывают предположение, что в верхнесарматское время отмечалось не дальнейшее опреснение сарматского бассейна, а, наоборот, его осолонение. Конечно, такое предположение вероятно, тем более что размеры верхнесарматского бассейна намного меньше среднесарматского. Однако вопрос о солености верхнесарматского бассейна в настоящее время не может быть решен с полной достоверностью.

Если в Центральном и Восточном Паратетисе, т. е. в Черноморской и Каспийской областях сарматский бассейн существовал до отложения слоев с *Mactra caspia* и *M. bulgarica*, то иначе шло развитие бассейнов в Западном Паратетисе — Панноне. В этой области известны только нижнесарматские отложения и, возможно, частично среднесарматские. Выше них залегают паннонские слои, охарактеризованные специфической фауной моллюсков, которые обычно рассматриваются в качестве моллюсков понтического типа, состоящих из резко видоизмененных представителей рода *Cardium* s. l., относимых к родам *Prosodacna*, *Plagiodacna*, *Limnocardium*, и резко видоизмененных представителей рода *Congeria*, а также представителей рода *Drcissensis* и некото-

рых других. Слои с фауной указанного типа отлагаются в Паннонском бассейне на протяжении длительного промежутка времени. Обычно считается, что в Черноморской и Каспийской областях резко опресненный верхнесарматский бассейн превращается в почти полносоленый, в результате соединения его с полносоленым Тетисом, Трансэгейским проливом (см. рис. 13), в котором начинают отлагаться слои, относимые к нижнему мэотису. Такое представление о мэотическом бассейне основывается на обнаружении в нижнемэотических отложениях представителей родов *Dosinia*, *Lucina*, *Venerupis*, *Abra* и иных. Однако обычно упускается из вида, что фауна остракод мэотиса очень близка к фауне остракод верхнего сармата и что наряду с перечисленными моллюсками, создающими представление о высокой солености вод мэотического бассейна, даже в нижнем мэотисе встречается много мелких конгерий, столь характерных для слоев верхнего мэотиса, которые по общим представлениям формировались в сильно опресненном водоеме. Все это заставляет высказать предположение, что вряд ли слои нижнего мэотиса формировались в полносоленом бассейне, и вполне возможно предположение, что в результате кратковременного и затрудненного сообщения верхнесарматского бассейна с полносоленым Тетисом, в Черноморско-Каспийскую область проникли организмы, которые мы ныне рассматриваем в качестве показателей полносоленых условий. Возможно, что нижнемэотические условия были близки к таковым во время отложения той части соленовских слоев, в которой встречаются полносоленые элементы, и во время формирования варненских или туркменских слоев караганского горизонта. Если же указанное предположение верно, то, следовательно, нельзя моллюски, обнаруженные в нижнем мэотисе, причислять к надежным индикаторам полносоленых условий.

Позже мэотиса в рассматриваемой Черноморско-Каспийской области залегают слои с понтической фауной, сформировавшейся в предшествующее время в Паннонском бассейне. Эта фауна, образовавшаяся, по общепринятому мнению, в солоноватоводных условиях, резко отличается от ранее известных солоноватоводных фаун, по-видимому, потому, что исходными для нее формами являлись уже сильно измененные виды, а именно нижнесарматские представители родов *Cardium* и *Congeria*. Однако при прогрессирующем опреснении сарматского бассейна в Черноморско-Каспийской области к концу его существования отмечается значительное обеднение фауны в смысле ее родового и видового состава, а в понтическое время образуется весьма разнообразная фауна. Причины этого явления непонятны; может быть история развития абиотических условий была иной, а Паннонский бассейн осолонялся в начале своего существования. С аналогичным развитием фаун мы сталкиваемся и в других случаях. При изучении акчагыльской фауны моллюсков, формировавшейся, вероятно, также из сравнительно однообразной фауны сарматского типа, возможно в южной части Южного Каспия, мы опять наблюдаем образование разнообразной фауны. Еще более ярко это проявляется при рассмотрении апшеронской фауны моллюсков, сформировавшейся, вероятно, из резко обедненной и сильно измененной куяльницкой фауны.

Относительно разнообразная сарматская фауна, очевидно, сформировалась из немногих видов, относительно бедных видами фауны веселянских слоев.

При рассмотрении длительно изменяющейся фауны весьма трудно делать выводы об истории изменения абиотических условий и наши обычные представления о распределении солености вод внутренних бассейнов вряд ли могут объяснить различное направление изменения фаун. Вероятно, в этом случае более важны колебания температурного режима, а, может быть, еще более

важно изменение соотношения различного типа солей, растворенных в водах ранее длительно существовавших изолированных бассейнов.

Над апшеронскими отложениями в Каспийской области и над куяльницкими отложениями в Черноморской области залегают слои с крупными дидакнами каспийского типа, т. е. с плоскореберными дидакнами. Предполагается, что эта группа дидакн сформировалась в Черноморской области, а затем проникла в Каспийскую, где она существует и в настоящее время. Весьма вероятно, что соленость вод Гурийского бассейна, где впервые встречаются дидакны каспийского типа — *Didacna degressa*, *D.* ex gr. *crassa* и другие, была очень небольшой, порядка 5—7‰. Однако в настоящее время такого типа дидакны — *Didacna crassa*, *D. trigonoides* и другие, живут в Каспийском море при солености 13‰, поэтому определить соленость вод по ископаемым, сильно видоизмененным фаунам, невозможно.

В заключение остановимся на рассмотрении последнего этапа развития фаун в Черноморском бассейне, в котором выше слоев с фауной каспийского типа — древнеэвксинские слои, — залегают карангатские отложения, охарактеризованные полносоленой фауной моллюсков. Над ними вновь лежат слои с фауной каспийского типа «новоэвксинские отложения, а выше располагаются древнечерноморские и современные отложения с обедненной фауной моллюсков, так называемой фауной эвксинского типа, характерной для бассейнов, соленость вод которых меньше 20‰.

Казалось бы, что различать между собой карангатские отложения и древнечерноморские не трудно, поскольку в древнечерноморских не встречается таких типичных полносоленых форм, как крупные *Cardium tuberculatum*, *C. aculcatum Turritella* и др.

Однако нередко в карангатском бассейне, как и в любых иных бассейнах, могут быть развиты обедненные биоценозы, которые трудно отличить от некоторых древнечерноморских биоценозов. То же самое можно сказать и о биоценозах древнечерноморских и современных.

Приведенные материалы показывают прежде всего сложность палеоэкологических исследований, что обусловливается отсутствием индикаторов, например, солевого режима ранее существовавших водоемов. В предыдущем разделе мы видели, что в различный период опреснения Паратетиса он был заселен разнообразными комплексами моллюсков. В соленовский период опреснения — *Ianschinella* и *Ergenica*, в аральский — *Corbula* s. str., затем *Oncophora* (*Rzehakia*), в караганский — *Spaniodontella*, в сарматский — *Mactra*, в мэотический — *Congeria* и *Modiola*, в понтический — резко видоизмененными *Cardium* (*Prosodacna*, *Limnocardium*, *Arcicardium*, понтического типа *Didacna*, *Congeria* и др. Акчагыльский солоноватоводный бассейн был заселен *Mactra* и *Cardium*, апшеронский — разнообразными *Monodacna*, *Didacna* и специфическими родами — *Apscheronia*, а древнекаспийский — разнообразными *Didacna* каспийского типа, которые живут до настоящего времени в Каспийском бассейне, где начиная с новокаспийских отложений появляются многочисленные *Cardium edula*, а ныне широко в нем расселившиеся *Abra*, *Mytilaster* и другие формы, переселенные из Азовского моря.

Анализируя распространение некоторых моллюсков, можно отметить весьма важное обстоятельство. При изучении нижнемиоценовой фауны создается впечатление, что представители рода *Lentidium* характерны для полносоленых условий, а *Corbula* для солоноватоводных. Если же изучать современную фауну моллюсков Черного и Азовского морей, то известно, что *Corbula gibba* в Черном море встречается только в Прибосфорском его участке, где

соленость придонных вод близка к нормальной, а *Lentidium meditterraneum* распространен не только по всему Черному морю, но живет и в сильно опресненном (соленость $10^0/_{00}$) Азовском море.

Интересно также особо отметить, что представители рода *Abra* (=*Syndesmya*) в сарматском бассейне распространены только в начале его существования, а в современное время они встречаются даже в резко опресненных участках Азовского моря, где соленость не превышает нескольких промилле.

Также интересно и наблюдение за распространением представителей рода *Mytilus*, встречаемые обычно только в полносоленых отложениях или незначительно опресненных, а в современных условиях они, например в Балтийском море, живут при солености меньше $5^0/_{00}$. При этом распределение ряда моллюсков в ранее существовавших бассейнах противоречит тем представлениям о пределах солености, в которых они могут существовать на основании экспериментальных данных.

На основании изложенного мы можем сделать важные выводы.

1. Актуалистический метод выявления условий существования тех или иных организмов может явиться источником грубых ошибок в заключении о гидрогеологии ранее существовавших бассейнов.

2. Экспериментальные исследования пределов возможного существования различных организмов также не могут являться основой для безошибочных заключений об условиях, в которых жили морфологически сходные организмы.

3. Выводы об условиях формирования осадков на основе палеоэкологических исследований должны базироваться на истории развития комплекса фаун, а не отдельных форм, экология которых могла, с одной стороны, резко изменяться, а, с другой, развитие того или иного организма и его распределение зависят от суммы столь разнообразных особенностей, разобраться в которых не может не только палеонтолог, но даже биолог, изучающий распределение биоценозов в современных бассейнах. Во всяком случае, при попытках выявления истории гидрологического режима необходимо учитывать не только вариации солености вод ранее существовавших водоемов, но и изменения в них соотношения растворенных солей, примеси солей редких элементов, скорости процесса солевого режима и параллельно температурного режима, состава исходного комплекса организмов и, может быть, самое главное очень сложный комплекс биологических причин, которыми в любом бассейне только и могут быть объяснены нередко резкие различия биоценозов, заселяющих вполне сходные биотопы.

ГЛАВА II

Палеоседиментационные исследования

Под палеоседиментационными понимается комплекс исследований, включающий не только выявление условий формирования осадков, из которых образовались изучаемые породы, но и изучение процессов преобразования осадков в породу.

В разделе, посвященном палеоэкологическим исследованиям, указывалось, что для выяснения условий образования какой-либо породы недостаточно знать, в каких условиях живут в современную эпоху организмы, морфологически сходные с теми, которые мы в ней находим. Обусловливается это тем, что,

во-первых, многие ископаемые организмы не имеют среди современных сходных форм, а, во-вторых, морфологически сходные ископаемые и современные организмы могли существовать в резко различных условиях.

То же можно сказать и в отношении ископаемых осадков. Гомологов многих из них мы не видим среди современных осадков, а сходные между собой осадки могли в разные периоды времени образовываться в резко различных условиях. Обусловливается это тем, что многие гидрологические факторы, как, например, газовый режим и другие, имеющие первостепенное значение на направление хода седиментационного процесса, могли в прежние геологические эпохи резко отличаться от современных. Поэтому нельзя ограничиваться изучением условий образования современных отложений различного типа. Необходимо, кроме того, установить на основании экспериментальных данных, в каких условиях могут образовываться те или иные (особенно химические) осадки, т. е. нам необходимо знать, при каких условиях то или иное химическое соединение является подвижным и, следовательно, может в значительных количествах переноситься в виде растворов, а также при каких условиях и в виде какого химического соединения оно будет выпадать в осадок. Кроме того, нужно иметь в виду, что в ряде случаев благодаря процессам, происходящим в стадию диагенеза и в последующую стадию катагенеза, бывает весьма трудно установить, из какого осадка произошла та или иная порода. При решении вопроса о возможных условиях образования того или иного осадка всегда нужно учитывать возможность, при аналогичных условиях, образования иных осадков, тесно связанных парагенетически между собой.

Например, нередко высказывается мнение, что известковые конкреции образуются в слоях, накапливающихся в опресненных или пресных водоемах. Однако известно, что, например, известковые конкреции в майкопской свите Кавказа (олигоцен — нижний миоцен), отлагались в слоях полносоленого бассейна.

Приведем еще один пример. Известно, что загипсованность пород обычно происходит в бассейнах повышенной солености. Однако обнаружение в них ископаемой фауны, указывающей на образование их в бассейне нормальной солености или даже в солоноватоводном бассейне, свидетельствует о том, что загипсованность представляет собой вторичный процесс и не может служить основанием для определения солевого режима бассейна седиментации. Еще более показательно изучение различных форм соединения железа, которые встречаются в осадочных отложениях.

Известно, что в осадочных породах, иногда даже совместно, железо встречается в виде различных гидроокисей, карбонатов железа и сернистых соединений — преимущественно в виде пирита.

Однако гидроокиси могут образовываться только в кислородной среде, карбонаты железа — сидериты в среде, зараженной углекислотой, а сернистые соединения в среде, зараженной сероводородом.

Помимо этого известно, что подвижность, т. е. растворимость железа, очень различна. Например, окисные соединения малоподвижны, но закисные весьма подвижны. Однако закисные формы железа легко переходят в окисные в случае наличия свободного кислорода. Нужно также всегда иметь в виду, что на устойчивость различных соединений железа, а также, конечно, на соединения других элементов большое влияние оказывают не только указанные факторы, но и особенности воды, а именно концентрация в ней водородных ионов, ее окислительно-восстановительный потенциал, температура, соленость и даже соотношение растворенных солей.

Так, основной причиной выпадения различных соединений железа, привносимых в морские бассейны разными водами, считается электролиз, проявление которого в современное время весьма значительно ввиду большой разницы между соленостью морских и речных вод.

Что же касается таких водоемов, как болота и озера, соленость вод которых обычно мало отличается от солености питающих их вод, то выпадение в них железа, поступающего с суши, происходит вследствие других причин, например, окисления, а также разницы в величине pH. В самом деле, грунтовые воды, которые поступают в болота, часто характеризуются восстановительной средой и несут такие соединения железа, как FeO и $FeO(OH)_2$. Окисляясь, они переходят в труднорастворимые окиси и гидроокиси, которые, естественно, выпадают из раствора. Принимая во внимание, что pH в болотах может быть иногда даже ниже pH их питающих вод, можно, казалось бы, признать, что в данном случае основная причина выпадения солей железа — окисление. В озерах выпадение железа происходит, вероятно, в основном в результате изменения pH. Влияние изменения pH на выпадение железа из раствора весьма велико.

«Воды, содержащие в своем составе окислы железа, алюминия и кремнезема, приносимые в бассейн, могут иметь щелочную или кислую реакцию; pH этих растворов в соответствии с растворимостью алюминиевых соединений может быть или выше 7, что будет соответствовать щелочному раствору, или ниже, что соответствует кислому раствору, способному извлекать алюминий из пород. В этих последних условиях происходит интенсивное растворение соединений окисного железа. . .»

«При проникновении кислых береговых вод в щелочные воды бассейна (pH >4) в первую очередь будут выпадать преимущественно гидраты окиси алюминия и окисного железа и, может быть, небольшое количество закисного железа; в последующую, при pH = 5—6 — соединения закисного железа и меньшее количество гидрата окиси алюминия. Очевидно, этим фактом должно быть объяснено то явление, что у берегов водоемов откладываются руды с большим содержанием глинозема, тогда как в центральных его частях количество глинозема иногда настолько падает, что боксит постепенно переходит в железную руду. Изменением pH на коротких расстояниях как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, очевидно, можно объяснить и постоянную изменчивость руды. . .» (А. Д. Архангельский, 1937).

Приведенные данные об условиях выпадения различного типа железистых соединений необходимо дополнить указаниями, что подвижность различных форм железа, может быть, не в такой степени зависит от концентрации водородных ионов, как от окислительно-восстановительного потенциала. Например, можно предполагать выпадение соединений железа в озерах не изменением pH их вод по сравнению с pH грунтовых вод, а разницей Eh вод озер и грунтовых вод. По-видимому, этой же причиной можно объяснить и выпадение соединений железа из раствора в болотах. Выше кратко был освещен вопрос о кислородных соединениях железа.

Из приведенных материалов видно, что решение вопроса о подвижности этих соединений и условиях их выпадения в осадок решается далеко не просто. То же самое можно сказать и об иных соединениях железа, сернистых и карбонатных. Например, известно, что карбонаты железа малоподвижны, а бикарбонаты хорошо растворимы, но они могут существовать, не переходя в карбонаты, только в среде, насыщенной свободной углекислотой. Сказанное о соединениях железа в равной степени относится и к соединениям иных элементов, как то:

кремния, фосфора, марганца и др. Поэтому при изучении условий образования руд каких-либо элементов нам необходимо решить следующие вопросы.

1. Какие соединения изучаемого элемента могут образовываться в реальной обстановке?

2. Какие из соединений изучаемого элемента являются хорошо растворимыми, т. е. подвижными, и какие являются плохо растворимыми, т. е. малоподвижными?

3. В каких условиях происходит переход подвижных соединений в малоподвижные?

4. Какие изменения обстановки осадконакопления происходят во время диагенеза и катагенеза?

5. Какие изменения обстановки осадконакопления наблюдаются на протяжении геологической истории Земли, которая должна быть выявлена на основании всей суммы палеоэкологических и палеоседиментационных исследований? Изменение обстановки осадконакопления должно быть выявлено на основании изучения по возможности большего числа элементов в ранее указанном плане, а также в чисто геологическом плане, где особое внимание следует уделить масштабу накопления различного типа соединений тех или иных элементов в различные геологические эпохи и связи их с общими особенностями различных эпох. Конечно, в настоящей работе невозможно в предлагаемом плане рассмотреть большое количество элементов, а поэтому после освещения вопроса об изменении обстановки во время формирования осадочной породы в стадии диагенеза и катагенеза, рассмотрим лишь несколько элементов — железо, кальций, магний и фосфор.

ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОЙ ПОРОДЫ

В процессе формирования породы осадки, из которых они образовались, претерпевают столь значительные изменения, что судить о характере осадков на основании изучения пород нередко очень трудно, не зная тех изменений обстановки, которые характерны для ранних стадий преобразования — сингенеза и диагенеза, и поздних — катагенеза и метаморфизма.

Сингенез

Под сингенезом, или сингенетической стадией образования, осадков понимается тот первичный этап накопления осадков, когда частицы как минеральные, так и органические, выпадая на дно бассейна седиментации еще не вступают во взаимодействие. Этот этап очень краткий и нередко вообще не выделяется из общего цикла начальной стадии накопления осадков.

Диагенез

Диагенез — ранняя стадия накопления осадка, когда в результате взаимодействия отложившихся частиц органического и неорганического происхождения протекают нередко весьма сложные, иногда бурные процессы, в основном в результате жизнедеятельности различного типа бактерий, которые нередко резко изменяют осадок до его литификации, т. е. превращения его в породу, преобразование которой обычно рассматривается уже в качестве катагенеза или литогенеза, а затем метаморфизма. Вопрос о понимании стадии диагенеза очень сложен; он неоднократно обсуждался в литературе, но до сих пор не получил однозначного решения.

В настоящей работе принимается понимание диагенеза, предложенное А. Е. Ферсманом.

Диагенез — это та стадия изменения осадка, когда в нем протекают физико-химические процессы за счет преобразования веществ, содержащихся в момент его захоронения.

К этой формулировке нужно добавить, что в стадию диагенеза интенсивно протекают не только физико-химические процессы, но и биологические, которые являются основными.

Для стадии диагенеза характерна малая уплотненность осадка, в связи с чем осадок обладает высокой пористостью, наличием пор диаметром более 10^{-5} см, большим количеством свободной воды, что обеспечивает интенсивные обменные реакции. Что касается толщины слоя осадка, который подвергается процессам, характерным для диагенеза, то он достаточно неопределен. Условно можно принять, что толщина его для илистых осадков вряд ли превышает 10—15 м, если об этом судить прежде всего по пористости и влажности осадка, которые представляют собой функцию от его уплотненности.

Однако следует указать, что осадки, формирующиеся на больших глубинах, например в океанах на глубине порядка 6000 м, обладают высокой пористостью, до 70%, а следовательно, и высокой влажностью в толще, измеряемой сотнями метров. Слабое уплотнение осадков, отлагающихся на больших глубинах, объясняется тем, что уплотнение осадка происходит под влиянием веса накапливающихся минеральных частиц, т. е. под влиянием геостатического давления, в то время как гидростатическое давление препятствует уплотнению осадка. Отсюда следует, что для уплотнения осадка важно не только геостатическое давление, но и разница между геостатическим и гидростатическим давлением.

Например, если скважина бурилась в океане, глубина которого в месте бурения была 6000 м, то в этом случае в кернах скважин, поднятых с глубины 300 м от поверхности дна, отношение геостатического давления (660 кгс/см^2) к гидростатическому (630 кгс/см^2) будет равно 1,05. В случае, если скважина бурилась в море, глубина которого в месте бурения была равна 100 м, то в этом случае в керне, поднятом с глубины 300 м от поверхности дна, отношение геостатического давления (70 кгс/см^2) к гидростатическому (40 кгс/см^2) будет равно почти 2 (70/40 = 1,75).

Из приведенных цифр нетрудно рассчитать, что уплотненность керна из скважины на глубине 300 м, пробуренной в океане на глубине 6000 м, будет близка к уплотненности керна на губине 10 м в скважине, пробуренной в море на глубине 100 м. К этому следует добавить, что если бы плотность воды была близка к плотности минеральных частиц, то в этом случае образовывались очень слабо уплотненные осадки в бассейнах любой глубины.

Приняв за основной критерий стадий преобразования осадка его уплотненность, можно ли считать, что стадия диагенеза в глубоких водоемах продолжается в осадках на глубину, измеряемую сотнями метров.

На этом вопросе мы подробно остановимся при рассмотрении динамики изменения солености поровых вод. Здесь же только отметим, что указанная точка зрения вполне допустима.

При изучении современных осадков по колонкам, поднятых грунтовыми трубками со дна различных бассейнов, которые имеют длину как правило, порядка 10 м, видно, что эти осадки формируются в стадию диагенеза. Так как в настоящее время детально изучено много указанного типа колонок современных осадков, то можно сказать, что диагенетическая стадия формирования пород является, может быть, наиболее охарактеризованной.

В настоящее время можно выделить три типа диагенетических преобразований, происходящих: 1) в восстановительных условиях, начиная с сингенеза; 2) сначала в окислительных, а затем в восстановительных условиях; 3) только в окислительных условиях.

Осадки, образовавшиеся в восстановительных условиях. К этому типу относятся осадки, отлагающиеся в условиях застойного режима придонных вод, для которых характерны восстановительные условия в результате заражения их сероводородом или углекислотой, диффундирующей из осадка. Конечно, следует подразделить прежде всего осадки, образующиеся в условиях сероводородного заражения придонных вод, что характерно, например, для осадков Черного моря, формирующихся глубже 200 м, и для осадков, образующихся в условиях углекислого заражения, например, в некоторых котловинах Балтийского моря с застойным режимом, а также для осадков, формирующихся в водоемах, воды которых содержат малое количество сульфатов, при разложении образующих сероводород, как, например, в озере Киву.

В осадках, накапливающихся в условиях углекислого заражения придонных вод, по-видимому, можно выделять и зону сероводородного заражения, расположенную ниже зоны углекислого заражения. Об этом свидетельствует, во-первых, тот факт, что в зоне углекислого заражения придонных вод, например, в придонных водах котловин Балтийского моря и пресноводного оз. Киву всегда помимо углекислого газа отмечается и присутствие сероводорода и, во-вторых, что при изучении осадков, образовавшихся в условиях углекислого заражения придонных вод, в них наряду с карбонатными соединениями железа всегда или почти всегда отмечаются и сульфатные соединения. Что касается преобразования иловых вод в осадках, формировавшихся в условиях углекислого заражения придонных вод, то, к сожалению, автору неизвестны достоверные материалы о динамике их изменения. Можно только предполагать, что в условиях углекислого заражения в иловых водах должно резко увеличиваться количество кальция за счет растворения карбонатов органического и неорганического происхождения, поскольку они в условиях углекислого заражения переходят из слаборастворимых карбонатов в легкорастворимые бикарбонаты, что влечет за собой и значительное увеличение щелочного резерва (Alk). В последующее время, когда прекратится генерация углекислого газа в осадке за счет разложения захороненных организмов, то бикарбонаты, растворенные в иловой воде, могут вновь переходить в труднорастворимые карбонаты,которые, выпадая из раствора, образуют карбонатные конкреции. Аналогичный процесс можно предполагать и для карбонатов железа.

Таким образом, очевидно, бескарбонатные или слабокарбонатные толщи, лишенные известковых скелетов организмов, но содержащие известковые и железистые конкреции, формировались в условиях углекислого заражения. Что же касается осадков из области сероводородного заражения придонных вод, то, конечно, основным показателем таких толщ является присутствие сернистых соединений железа, главным образом пирита, отсутствие скелетов бентосных организмов при наличии скелетов планктонных организмов.

Иловые воды в осадках, накопившихся в условиях придонного сероводородного заражения, претерпевают весьма характерные преобразования. Так, количество SO_4 в рассматриваемых водах резко убывает, что хорошо видно на прилагаемом графике (рис. 16) и в табл. 1, где помещены данные о составе иловых вод на одной из колонок, поднятой в Черном море.

Рассматривая прилагаемые табл. 1 и рис. 16, следует прежде всего указать на резкое уменьшение сульфатов, в зоне зараженной сероводородом, которые

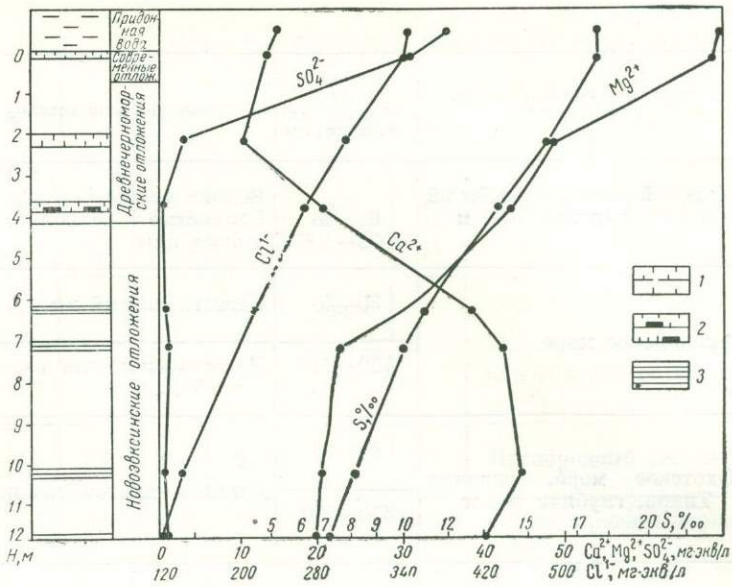


Рис. 16. Изменение состава иловых вод в Черном море на ст. 4745 с глубины 1700 м (по О. В. Шишкиной, 1969). *1* — известковый ил; *2* — известковый ил с гидротролитом; *3* — глинистый ил.

иногда почти полностью исчезают в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, преобразующих их в сероводород. Следует, однако, указать, что в условиях даже интенсивного сероводородного заражения придонных слоев воды в осадке всегда генерируется очень большое количество углекислого газа за счет разложения органического вещества. Поэтому какие-то следы углекислого заражения всегда будут отмечаться в таких осадках в виде образования карбонатных соединений железа и даже известковых конкреций, залегающих в осадках, сформировавшихся в условиях углекислого придонного заражения. Иловая вода в дальнейшем, уже в стадию катагенеза, претерпевает резкие изменения, поэтому, изучая сохранившуюся в породах иловую воду, которую обычно называют в породах поровой водой или поровым раствором, мы не можем расшифровать условия формирования изучаемых пород.

Основным критерием сероводородного заражения будут данные о составе сингенетичных минералов, а именно, отсутствие каких-либо иных железистых минералов кроме пирита. Однако, учитывая генерацию в осадке углекислого газа, возможно обнаружение даже в рассматриваемом типе карбонатных соединений железа. Следовательно, только по количественному соотношению сульфатного и карбонатного железа можно судить о развитии углекислого или сероводородного заражения придонных вод.

Более надежные материалы можно было бы получить на основании анализа остатков организмов с известковым скелетом. В случае обнаружения известковых остатков только планктонных организмов при полном отсутствии бентосных можно говорить о придонном сероводородном заражении. Отметим, что в осадках с углекислым придонным заражением, обнаружение каких-либо известковых остатков организмов весьма сомнительно.

Осадки, отлагавшиеся в окислительных условиях, а затем формировавшиеся в восстановительных. Во всех бассейнах с нормальным, т. е. кислородным, газовым режимом придонных вод, в случае накопления осадков с органическим веществом, ниже

Таблица 1

Изменение химического состава (мг-экв/л) иловых вод

Географическое положение колонки	Интервал глубины образца из колонки, см	Литологический состав	Eh	pH	Cl^{1-}	SO_4^{2-}	Alk	$\sum$ анионов	Na^{1+}	K^{1+}	NH_4^{1-}	Ca^{1+}	Mg^{1+}	$\sum$ катионов	S, ‰	Газовый режим
Мировой океан, Индийский океан, глубина 5186 м	68—88	Водная толща	500	7—8	546	56,2	2,3	605	468	9,9		20,6	106	605	35	Кислородный режим
	1035—1060	Глинистые радиоляриевые илы			533	59,0	2,8	595			0,1	21,5	107		35	То же
					533	59,4	2,6	596	463	13,2	0,1	21,5	101	599	35	»
Аравийское море	30—40	Известковистый ил	68	7,4	529	58,6	2,9	591	467	11,6		17,8	99	595		»
	720—740	Известковисто-глинистый ил	—238	7,3	539	21,8	9,0	570	478	11,8		7,6	75	572		Сероводородное заражение
Охотское море, впадина Тинро, глубина 964 м	10—60	Глинисто-диатомовый ил		8,1	523	49,8	10,3	584	454	11,3	0,7	20,5	97	584	35	Кислородный режим
	470—480			8,3	535	2,9	42,8	582	461	10,4	2,9	12,9	94	581	35	Сероводородное заражение
		Придонная вода				53,5	2,2					20,7				Кислородный режим
Охотское море, ст. 1835, глубина 146 м	20—25	Илы, обогащенные органическим веществом		8,0	527	54,8	2,9	586	464	11,4	0,1	21,5	93	590	34,3	Углекислое заражение
	80—90			8,0	521	48,0	9,7	580	453	11,6	0,7	20,5	94	580	33,6	Сероводородное заражение
	135—145			8,1	523	40,6	12,7	578	456	12,3	1,4	19,9	90	580	33,8	
	197—207			8,1	525	38,0	18,1	582	456	11,7	1,7	19,2	92	581	—	
	265—275			8,1	527	25,2	24,2	577	453	12,5	2,4	18,3	89	575	33,6	
Черное море		Придонная вода	—170	8,1	348	35,4	4,1	388		304	?	14,7	69	388	18	Наддонное сероводородное заражение
Ст. 4745, глубина 1700 м	10—20	Известковый ил Современные отложения	—176	7,73	345	31,5	5,2	382	291	6,0	0,3	13,5	68,0	379	19	
	198—220	Известковый ил Древнечерноморские отложения			311	3,4	8,4	323	255	5,2	1,1	10,7	48	320	16	
	360—380	Известковый ил с гидроиллитом	—151	7,45	269	0,9	11,1	281	212	2,7	1,4	20,3	44	280	14	
	620—635	Новоэвксинская глина	—166	7,67	219	1,3	7,9	228	156	0,5	2,0	38,0	31	227	11	Сероводородное заражение
	704—720	То же	—101	7,73	201	1,7	3,2	206	136	0,7	2,7	42,0	23	204	10	
	1013—1030	»	+14	7,50	150	1,3	3,4	155				44,1	21		8	
	1171—1192	»	+74	7,40	128	1,7	2,0	132	67	0,3	2,9	39,9	20	130	7	

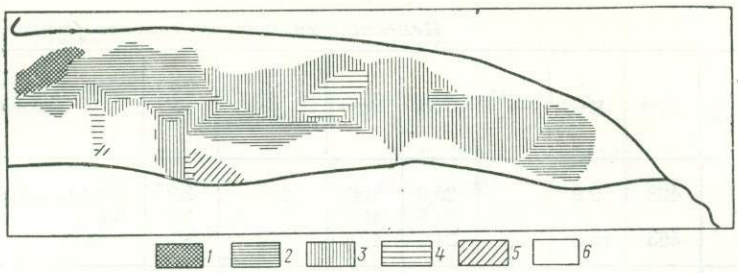


Рис. 17. Распределение окисленной зоны илов по ее мощности (мм) в Севастопольской бухте (по Д. М. Раузер-Черноусовой, 1935):

1 — более 25, *2* — 15—20; *3* — 10—15; *4* — 5—10; *5* — до 5; *6* — отсутствие окисленной зоны.

окисленной зоны всегда образуется зона редукции, характеризующаяся восстановительными условиями, которые создаются в результате генерации в осадке углекислого газа и сероводорода. Мощность окисленной зоны очень невелика и обычно измеряется миллиметрами или немногими сантиметрами (рис. 17). Однако иногда она достигает мощности до 0,5 м и даже больше, как, например, в некоторых колонках Охотского и Аравийского моря (см. табл. 1). В зоне редукции, по-видимому, намечается две подзоны: вверху — подзона углекислого заражения, а внизу — подзона сероводородного заражения.

Обычно при изучении колонок современных отложений, например, содержащихся в осадках иловой воды, подзона углекислого заражения не выделяется, что может быть объяснено ее малой мощностью, измеряемой, как правило, немногими десятками сантиметров. Поэтому в случае, если иловая вода изучается из редких интервалов колонки современных осадков, то эта подзона не улавливается и слои, формировавшиеся в этой подзоне, включаются или в состав окисленной зоны или в состав сероводородной подзоны. Иногда же подзона углекислого заражения может быть выделена достаточно отчетливо, как, например, в одной из колонок Охотского моря (ст. 1835, глубина 146 м) в интервале 20—25 см (см. табл. 1), в котором отчетливо увеличивается как содержание кальция, так и преобладание щелочного режима (величина Alk). Нужно, однако, отметить, что преобладание щелочного режима, как это уже было показано. О. В. Шишкиной в 1955 г., отмеченное в другой колонке Охотского моря, поднятой на глубине 964 м (см. табл. 1), происходит не за счет обогащения иловых вод кальцием, содержание которого не увеличивается, а в результате обеднения иловых вод сильными анионами — сульфатами. Эта же причина вызывает и повышение величины pH, что ведет к выпадению карбонатов кальция, а иногда и магния. Таким образом, мы должны признать, что выпадение в осадок карбонатов кальция или магния может происходить и без предварительного обогащения ими иловых вод в результате перехода карбонатов в бикарбонаты под влиянием избытка свободной углекислоты, генерируемой в осадке. Однако нужно иметь в виду, что последняя схема преобразования карбонатов: сначала накопление их в иловой воде за счет растворения карбонатов органического и неорганического происхождения, имеющихся в осадке, а затем выпадение из раствора, представляется более универсальной и, главное, более действенной, тем более что она опирается на реальные факты. Например, при изучении колонок современных отложений

Черного моря, поднятых в зоне развития мидиевого ила, отмечается, что в верхней части колонок известковый слой раковин мидий имеет такую же толщину, как у живых мидий. Вниз по колонкам толщина этого слоя уменьшается, несомненно за счет растворения его иловыми водами и в нижней части колонок известковая часть раковин полностью исчезает. От раковин остается только верхний хитиновый покров, нерастворимый в иловых водах.

Таким образом, мы видим, что в рассматриваемом типе диагенетических преобразований можно выделять три зоны: I — окисленная зона, II — зона углекислого заражения, III — зона сероводородного заражения. Конечно, все указанные зоны в зависимости от конкретных причин могут быть развиты весьма различно и часто не привлекать внимание исследователей, поэтому обычно выделяют только две зоны — окисленную и зону редукции. Как показали исследования Д. М. Раузер-Черноусовой (1935), основными факторами, определяющими мощность окисленной зоны, являются количество органического вещества, поступающего на дно, интенсивность накопления неорганических частиц, их механический состав и интенсивность аэрации осадков.

Осадки, отлагавшиеся и формировавшиеся в окислительных условиях. Характерной особенностью осадков, относимых к указанному типу, является не только отложение их в бассейнах с кислородным режимом придонных слоев воды, но и отсутствие зоны редукции, что может быть объяснено полной минерализацией органического вещества непосредственно на дне водоемов или же даже в придонном слое воды.

Образование такого типа осадков возможно лишь в тех бассейнах, где происходит очень медленное накопление осадков вообще и поступление на дно незначительных количество органического вещества, которое успевает полностью минерализоваться до его погребения под новыми порциями осадка.

Указанного типа осадки характерны прежде всего для глубоководных частей Мирового океана, где осадки накапливаются очень медленно, а органическое вещество поступает в малом количестве. К указанному типу осадков могут быть отнесены и сравнительно грубые осадки — например, пески и алевриты, в случае, если они настолько интенсивно аэрируются, что отлагающееся органическое вещество может полностью минерализоваться. Если небольшое его количество успевает все же фоссилизироваться хотя бы в очень малом количестве, то в этом случае возможно возникновение слабого углекислого заражения, что приводит к повышению в иловой воде содержания кальция и повышению щелочного резерва, как это показано в одной из колонок, поднятых в Индийском океане с глубины 5186 м (см. табл. 1).

Рассматривая изменения, протекающие в стадию диагенеза, предполагалось, что за все время диагенеза откладывались однотипные осадки. Однако нередко в зоне диагенеза располагаются весьма различные осадки, которые взаимодействуют между собой и в результате резко меняют свою характеристику. Так, например, когда изучаются органогенные илы и залегающие под ними пески, то мы может предполагать, что пески до отложения органогенных илов имели иную характеристику, чем та, которую они получили в результате взаимодействия их с органогенными илами (табл. 2). Результаты опытов, проведенных В. В. Вебером, показывают, что рассматриваемые пески формировались в иной обстановке, и приведенная характеристика является вторичной (табл. 3, 4).

Изучая приведенный материал, может создаться впечатление об очень интенсивном обмене в рассматриваемом случае миграции органического вещества и восстановительных условий между слоями, резко различающимися по своей характеристике. Однако нужно особо подчеркнуть, что такой вывод

Слой	Характер образца	$C_{орг}$, % на сухое вещество	легко гидролизуемое вещество, %	гуминовые вещества, %	Битум, % на органическое вещество	Бензольная			
						Бензольная часть, %	C	H	S
1	Разлагающаяся растительность (макрофиты, диатомовые, синезеленые водоросли)	6,71	72,0	3,8	11,90	95,3	68,85	10,08	1,17
2	Черный алевритовый песок, залегающий под слоем *1* . .	0,92	63,2	5,9	6,40	73,6	72,03	10,33	1,18
3	Отмирающая *Ruppia* и синезеленые водоросли	15,92	85,9	1,1	8,90	95,0	63,02	10,17	0,86
4	Черный мелкозернистый песок, залегающий под слоем *3*	0,60	68,1	2,7	10,80	78,9	67,0	9,68	—
5	Темно-серый алевролитовый песок, залегающий под слоем *3*	0,37	39,7	3,0	8,90	56,6	61,47	8,00	—
6	Разлагающаяся *Zostera* . . .	9,8	82,0	4,3	7,70	67,5	67,87	8,95	1,58
7	Черный ракушниковый песок, залегающий под слоем *6* . .	0,37	77,1	2,2	8,10	64,1	72,18	10,31	3,19

Таблица 3

Результаты опытов по перемещению органического вещества в смежные слои различного гранулометрического состава (по В. В. Веберу, 1956)

Описание слоев	На сухое вещество, %			C/N	Eh, мВ
	влажность	$C_{орг}$	N		
До постановки опыта 13/III 1951 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	79,1	9,8	0,65	15,1	—204
Нижний слой — песок	—	0,02	—	—	+451
После окончания опыта 20/V 1952 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	79,7	6,6	0,60	11,0	—263
Верхняя (темная) часть песка	27,4	0,37	0,05	7,4	
Средняя (бурая) часть песка	27,0	0,20	0,05	4,0	—263
Подошва песка (черная)		0,17	0,08	2,1	—
До постановки опыта 13/III 1951 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	79,1	9,8	0,65	15,1	—204
Нижний слой — алеврит	—	0,21	—	—	+429

Таблица 2

ках, залегающих ниже органогенных образований (по А. И. Горской и В. В. Веберу, 1956)

Групповой состав органического вещества												
Битум												
часть				Спиртобензольная часть								
N	O	C/H	C/N	Спиртобензольная часть, %	C	H	S	N	O	C/H	C/N	Eh, мВ
2,03	17,87	6,8	3,4	4,7	44,77	7,89	1,88	2,90	42,56	5,7	15	—204
—	—	6,9	—	26,4	37,76	8,11	1,34	—	—	4,6	—	—191
—	—	6,3	—	5,0	54,45	8,25	0,89	—	—	6,6	—	—
0,96	—	6,9	7,0	21,1	46,22	7,91	—	—	—	5,8	—	—186
—	—	7,5	—	43,4	47,51	5,95	7,5	—	—	8,5	—	—81
0,57	21,03	7,6	11,9	32,5	52,85	6,46	1,58	1,24	37,87	8,2	43	—167
—	—	7,0	—	35,9	—	—	4,1	—	—	—	—	—142

Продолжение табл.

Описание слоев	На сухое вещество, %			C/N	Eh, мВ
	влажность	$C_{орг}$	N		
После окончания опыта 20/V 1952 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	78,7	8,02	0,60	13,3	—312
Верхняя (темная) часть алеврита	—	0,39	0,04	9,8	—272
Средняя (бурая) часть алеврита	25,1	0,22	0,06	3,7	—
Подошва алеврита (черная)	—	0,22	0,09	2,4	—
До постановки опыта 12/III 1951 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	79,1	9,8	0,65	15,1	—204
Нижний слой — глина	—	0,57	—	—	+127
После окончания опыта 20/V 1952 г.					
Верхний слой — разлагающаяся морская растительность	80,4	7,26	0,55	13,2	—268
Верхняя (темная) часть глины	37,6	0,92	0,12	7,7	
Средняя (бурая) часть глины	33,9	0,62	0,10	6,2	—240
Подошва глины (черная)	33,7	0,60	0,09	6,7	—

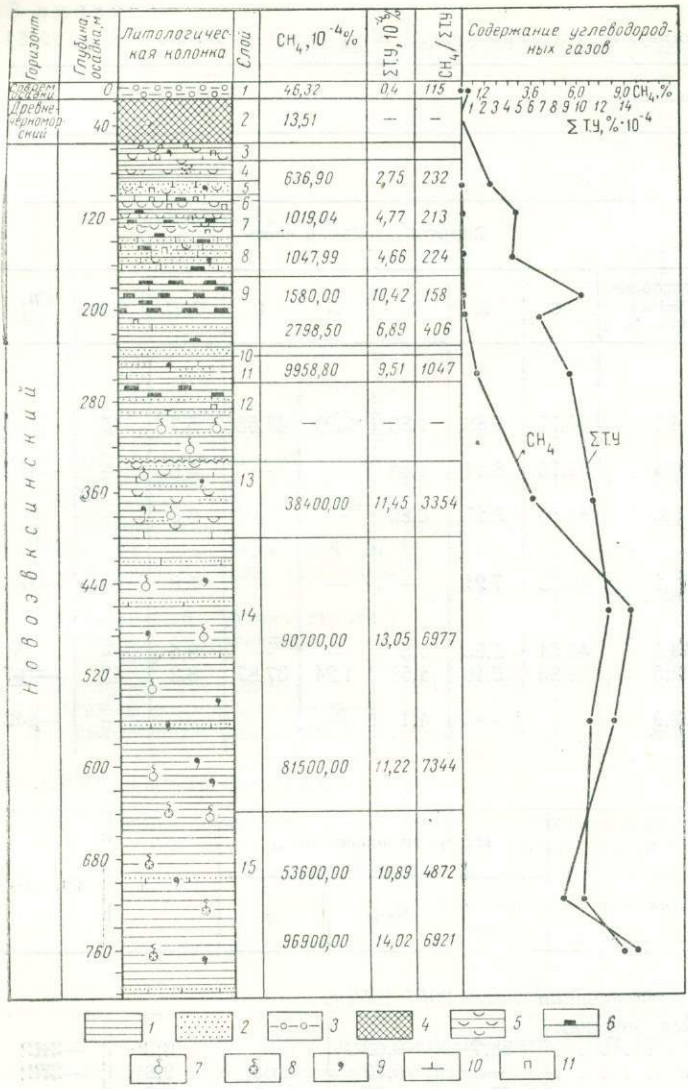


Рис. 18. Колонка осадков Черного моря, поднятая на ст. 116 с глубины 1950 м (по Б. П. Жижченко и А. Г. Ефремовой, 1973).

1 — ил глинистый; *2* — ил алевритовый; *3* — ил известковистый, органогенный с кокколитами; *4* — ил сапропелевый; *5* — диатомовые; *6* — пирит; *7* — примазки гидротроилита; *8* — газовые каверны; *9* — каверны с кристаллогидратами; *10* — глауконит; *11* — известковистость.

Литологическое описание разреза колонки 116.

Слой 1. Глубина осадка 0—20 см. Ил беловато-серый, известковистый, органогенный с кокколитами и раковинами эмбрионов пелиципод, тонкодисперсный, тонкогоризонтальнослоистый за счет нитевидных прослоев сапропелевидного органического вещества. В осадке развит пирит в виде мельчайших шариков диаметром менее 0,01 мм. Для осадка характерен острый запах сероводорода.

Слой 2. Глубина осадка 20—58 см. Ил темно-бурый, сапропелевидный, органогенный, тонкогоризонтальнослоистый. В верхней части развиты нитевидные прослои ила беловатого известковистого с кокколитами. Пирит равномерно рассеян в виде мельчайших шариков диаметром менее 0,01 мм. Для осадка характерна микропористая структура (губчатая), образовавшаяся, по-видимому, за счет газов (в основном сероводорода), содержащихся в осадке.

Слой 3. Глубина осадка 58—70 см. Ил серый глинистый однородный с примесью скелетов диатомей кремнистого состава. В осадке развит глауконит и пирит. Видимых газопроявлений нет.

Слой 4. Глубина осадка 70—87 см. Ил известковисто-глинистый, серый с примесью кремнистых скелетов диатомей, с гнездами алеврита (3—5 см). Видимых газопроявлений нет.

Слой 5. Глубина осадка 87—100 см. Ил серый, алевритовый с глинистой примесью, известковистый за счет примеси кальцита в виде сгустков. В осадке развит пирит и глауконит. Видимых газопроявлений нет.

Слой 6. Глубина осадка 100—105 см. Ил светло-серый, известковистый, пелитоморфно-сгустковый с примазками гидротроилита и пиритом. Видимых газопроявлений нет.

Слой 7. Глубина осадка 105—138 см. Ил серый, глинисто-диатомовый, полосчато-слоистый за счет тонких прослоев гидротроилита. Скелеты диатомей почти полностью кальцитизированы. В осадке развит пирит. Видимых газопроявлений нет.

Слой 8. Глубина осадка 138—162 см. Ил светло-серый, известковисто-алевритовый, известковистый материал имеет сгустковую структуру. В осадке развиты тонкие прослои и примазки гидротроилита, пирит и глауконит. Присутствует небольшая примесь кальцитизированных диатомей. Видимых газопроявлений нет.

Слой 9. Глубина осадка 162—235 см. Ил глинистый, коричневый с тонкими прослоями серого ила. До 200 см развиты прослои и конкрециеподобные сгустки гидротроилита и марказита. На глубине 210—214 см развит прослой алеврита мусковито-кварцевого состава. Видимых газопроявлений нет.

Слой 10. Глубина осадка 235—240 см. Ил алевритовый, серый, мусковито-кварцевого состава, характерна неправильно волнистая текстура. Видимых газопроявлений нет.

Слой 11. Глубина осадка 240—262 см. Ил глинистый, палевый с гнездами алеврита, к которым приурочены примазки гидротроилита и включения марказита. В осадке развит глауконит. Видимых газопроявлений нет.

Слой 12. Глубина осадка 262—333 см. Ил серый, глинистый с алевритовой примесью, вверху прослои

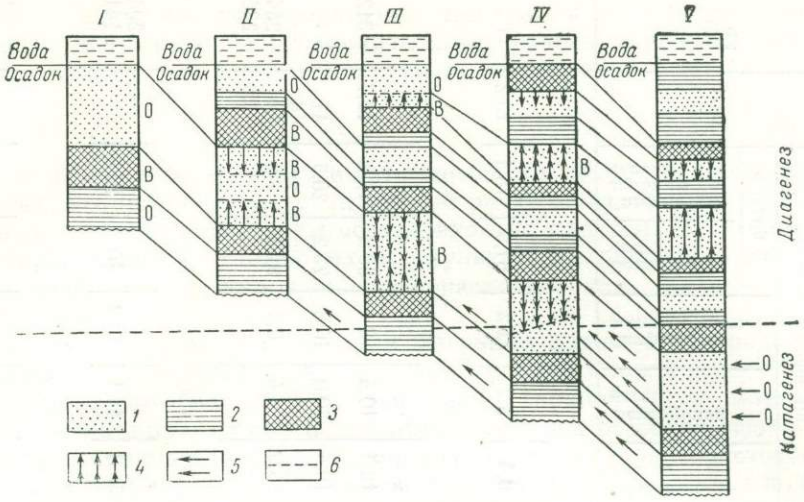


Рис. 19. Схема изменения первичных окислительно-восстановительных условий в различные стадии диагенеза и начальную стадию катагенеза.

Породы: *1* — пески; *2* — глины; *3* — сапропель; миграция: *4* — вертикальная, *5* — вверх по восстанию пласта; *6* — граница диагенеза и катагенеза.
О — окислительные условия; В — восстановительные условия; I—V — стадии накопления осадка.

возможен лишь в случае контакта таких слоев, как пески, характеризующиеся окислительными условиями, и органогенные илы, находящиеся в восстановительных условиях. В случае, если органогенные илы контактируют с легко уплотняющимися глинами, то тогда обменные реакции между ними практически отсутствуют. В этом отношении интересны колонки, поднятые в Черном море из области развития сапропелевых илов. На этих колонках видно (рис. 18), что границы сапропелевого ила резко выражены и миграция органического вещества в смежные глинистые пласты практически отсутствует. Об отсутствии, или вернее ограниченности, миграции не только органического вещества, но даже поровых вод различной солености между смежными глинистыми пластами свидетельствует и различие солености иловых вод в новоэвксинских слоях и в древнечерноморских осадках, что было уже отмечено (см. рис. 16).

Приведенные материалы и выводы, на них основанные, можно представить следующей схемой (рис. 19).

Рассматривая прилагаемую схему, следует особое внимание обратить на то, что в последующее за диагенезом время, когда начнется циркуляция

и примазки гидротроилита, внизу — прослои алеврита. В интервале 308—333 см цвет ила постепенно меняется на коричневый. Состав алеврита мусковито-кварцевый. В осадке развит пирит. В нижней части слоя много газовых пустот диаметром до 0,5 см. Запаха сероводорода нет.

Слой 13. Глубина осадка 333—400 см. Ил серый алеврито-диатомово-глинистый, скелеты диатомей кальцитизированы. Состав алевритовой примеси мусковито-кварцевый. В осадке развит глауконит. Ни пирита, ни гидротроилита нет. В осадке много газовых пустот диаметром до 0,5 см. Запаха сероводорода нет.

Слой 14. Глубина осадка 400—640 см. Ил голубовато-серый, глинистый, однородный с алевритовыми известковистыми прослоями. Состав алеврита мусковито-кварцевый. В осадке развит глауконит. Ни пирита, ни гидротроилита нет. Запаха сероводорода нет. Для слоя характерно наличие многочисленных газовых пустот диаметром до 0,5 см.

Слой 15. Глубина осадка 640—800 см. Ил серый, глинистый, с алевритистыми, известковистыми прослоями, аналогичный горизонту 400—640 см, отличается от последнего более высокой газонасыщенностью, в осадке развиты многочисленные газовые каверны диаметром до 1,5—2 см. Внутри этих пустот, на их стенках были обнаружены инееподобные, быстро исчезающие микрокристаллы, которые, возможно, являются кристаллогидратами газа

Таблица 4

Результаты опытов по перемещению органического вещества в смежные слои (по В. В. Веберу, 1956)

Описание образцов	На сухое вещество, %						Содержание битума, % на органическое вещество					C/N	Eh, мВ
				Содержание битума						В битуме			
	Влажность	$C_{орг}$	N	Общее количество	Бензольная часть	Спирто-бензольная часть	Общее количество	Бензольная часть	Спирто-бензольная часть	Бензольная часть	Спирто-бензольная часть		
До постановки опыта 2/II 1951 г.													
Верхний слой — водоросли в начале разложения	—	2,55	—	3,8	3,1	0,7	6,4	5,2	1,2	81,9	18,1	15,2	—64
После окончания опыта 10/VI 1953 г.													
Сильно разложившаяся водорослевая масса	17,8	8,00	0,63	2,12	1,76	0,36	12,5	10,4	2,1	83,2	16,8	12,7	—312
Черный песок у контакта с верхним слоем	34,5	0,47	0,10	0,353	0,26	0,093	40,8	30,0	10,8	73,2	26,5	47	—
Остальная часть черного песка	28,5	0,36	0,079	—	—	—	—	—	—	—	—	46	—
Верхняя часть серого песка	27,1	0,22	0,052	0,0224	0,02	0,0024	5,9	5,4	0,5	91,5	8,5	42	—254
Остальная часть серого песка		0,22	0,097	—	—	—	—	—	—	—	—	2,3	—235
До постановки опыта 25/I 1951 г.													
Верхний слой — органогенный ил	—	2,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—204
Нижний слой — песок	—	0,02	—	0,011	0,009	0,002	55,0	44,1	10,9	80,2	19,8	—	+141
После окончания опыта 15/I 1954 г.													
Органогенный ил	—	2,54	0,26	0,3104	0,3034	0,0070	12,2	11,9	0,3	97,7	2,3	9,8	—270
Верхняя часть черного песка	—	0,20	0,021	0,0204	0,0185	0,0019	11,1	10,1	1,0	90,7	9,3	9,5	—235
Нижняя часть черного песка	—	0,16	0,030	—	—	—	—	—	—	—	—	5,3	—
Остальная (серая) часть песка	—	0,07	0,028	0,0171	0,0154	0,0027	25,7	21,8	3,9	85,1	14,9	2,5	—

флюидов по пластам, что характерно уже для стадии катагенеза, в песчаных пластах могут восстановиться окислительные условия, поэтому временные восстановительные условия в них могут быть не замечены.

Катагенез

Как уже отмечалось, в качестве катагенеза выделяются те преобразования в отложениях, которые связаны с миграцией различного типа флюидов, а следовательно, и соответствующей им обстановкой по пластам. Катагенетические изменения происходят в отложениях в результате миграции флюидов со стороны, а не перемещения, или вернее перераспределения, флюидов, образующихся на месте.

П о р о в ы е в о д ы. В отношении миграции флюидов в породах исключительно показательны изменения химического состава иловой воды. Как видно на прилагаемой схеме (рис. 20), иловая вода в верхней части разреза имеет соленость, не отличимую от солености придонных вод бассейна седиментации, т. е. соленость порядка 12—13‰. В верхней части осадков пористость достигает порядка 70% и такое же количество свободной воды. Глубже количество свободной воды уменьшается, так же как и пористость, а минерализация возрастает.

Еще глубже (см. рис. 20), указанный процесс уменьшения пористости и свободной воды и увеличения минерализации продолжается, причем соленость достигает более 100‰. На рис. 20*б* видно, что в продуктивной свите — нижней из вскрытых свит рассматриваемой скважины, пористость заметно уменьшается. К сожалению, мы не можем утверждать, что в рассматриваемом

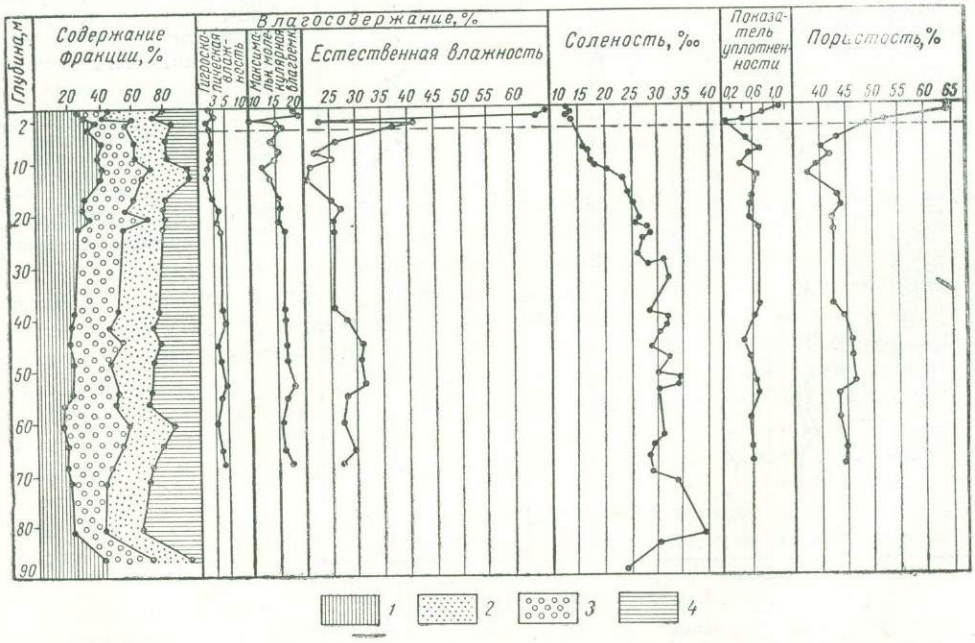


Рис. 20. Изменение механического состава осадка и пористости в кернах скв. 8 Аляты-море в Азербайджане (современные и древнекаспийские глины).
Фракции (мм): *1* — < 0,001; *2* — 0,005—0,001; *3* — 0,01—0,005; *4* — > 0,01.

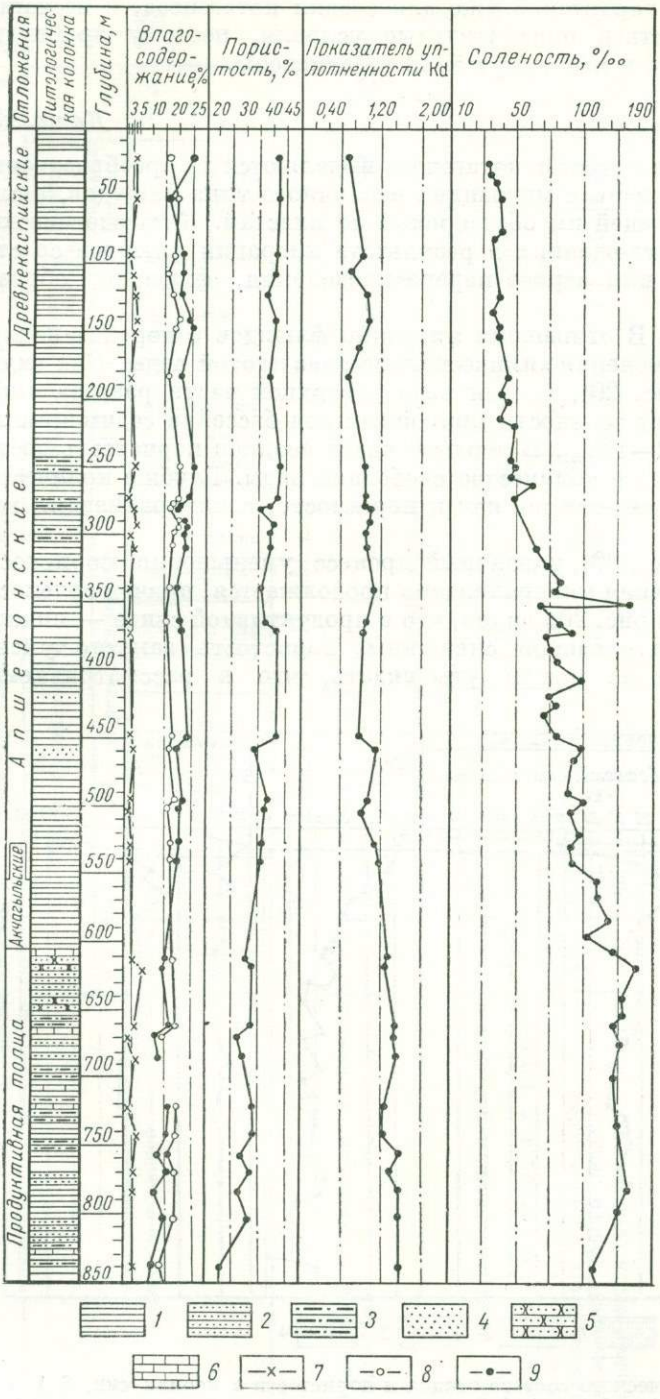


Рис. 21. Изменение литологии, влагосодержания, пористости, уплотненности и солености скв. 4 Аляты-море.

Породы: *1* — глина, *2* — глина песчаная, *3* — алевролит, *4* — песок, *5* — песчаник, *6* — глина известковистая; влагосодержание: *7* — гигроскопическая влажность, *8* — максимальная молекулярная влагоемкость, *9* — естественная влажность.

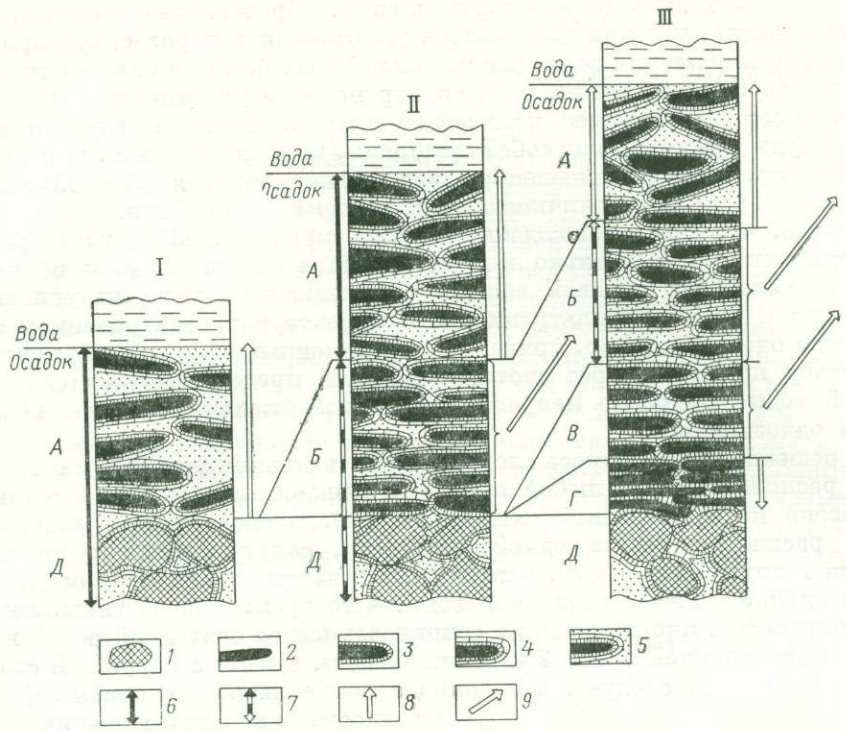


Рис. 22. Изменение положения минеральных частиц по мере уплотнения осадков.

А — неупорядоченное расположение минеральных частиц на стадии сингенеза; *Б* — первая стадия уплотнения; *В* — вторая стадия уплотнения; *Г* — третья стадия уплотнения (рыхлосвязанная вода отжата); *Д* — уплотненный слой на контакте глин и песков, образующийся на второй стадии уплотнения осадков. *I—III* — стадии накопления осадков.

Породы: *1* — песчаная частица; *2* — глинистая частица; глинистая частица: *3* — с одним слоем связанной воды; *4* — с двумя слоями связанной воды; *5* — с двумя слоями связанной воды и рыхлосвязанная вода; обменные реакции: *6* — свободные, *7* — затрудненные; *8* — направление отжима поровых вод; *9* — отжим поровых вод по плоскостям напластования вверх по восстанию слоев.

конкретном разрезе этот процесс не осложнен иной характеристикой вскрытых пород, так как продуктивная свита отличается от всех выше лежащих, относимых к акчагыльским, апшеронским и древнекаспийским отложениям, своей песчанистостью. Тем не менее процесс сначала увеличения минерализации поровой воды, а затем уменьшения ее минерализации — это нормальный процесс, сопровождающий уплотнения любых глин. Общее представление об изменении в скв. 8 и 4 солености, состава солей, пористости, соотношения различных форм поровой воды и механического состава осадков можно получить на прилагаемой схеме (рис. 21).

Механизм изменения состава поровых вод представляется следующим образом.

В начале накопления осадков (рис. 22), когда пористость очень велика (порядка 70%), поровая вода имеет соленость такую же, как и придонные воды бассейна седиментации. По мере уплотнения, а следовательно, и уменьшения пористости поровая вода отжимается в придонную часть бассейна седиментации. Когда уплотненность достигает такой степени, что свободный отжим поровых вод окажется невозможным, т. е. когда верхние слои рыхлосвязанной воды в порах сомкнутся (рис. 23), то в этом случае при дальнейшем уплотнении вода

из пор может выходить только через пленки, образованные рыхлосвязанной воды. Естественно, что при дальнейшем уплотнении в порах будут приходить в соприкосновение пленки воды, расположенные все ближе и ближе к минеральным частицам. Следовательно, вода из пор по мере уплотнения глин должна выходить через все большее количество пленок. Соприкасающиеся пленки связанной воды представляют собой мембраны, и, следовательно, при уплотнении, сопровождающемся уменьшением диаметра пор, поровая вода должна выходить из пор через все увеличивающееся количество мембран.

Известно, что при прохождении через мембраны любого раствора ионы солей тормозятся относительно молекул воды и таким образом происходит увеличение солености поровой воды в отложениях по мере их уплотнения. Следовательно, наличие фильтрационного эффекта в рассматриваемом случае проявляется очень наглядно, причем фильтрационный эффект воспринимается, если раствор проходит через систему мембран, представляющих собой слои связанной воды. Вопрос о направлении потока отжимаемой воды не всегда решается однозначно.

При решении этого вопроса следует принять во внимание, что минеральные частицы располагаются в любой породе в горизонтальном направлении, как это показано на прилагаемой схеме (рис. 24). Следовательно, минеральные частицы, расположенные в одной плоскости, соприкасаются с частицами, лежащими в другой плоскости, например, в зависимости от степени уплотненности на пленке 4 или 5 связанной воды, в то время как частицы, лежащие в одной плоскости, иногда даже не соприкасаются со связанной водой или же соприкасаются пленкой 1 или 2 связанной воды, считая с наружной стороны.

Из изложенного следует, что сопротивление движению любых флюидов по плоскостям напластования несоизмеримо меньше, чем сопротивление движению флюидов перпендикулярно указанным плоскостям. Помимо этого нужно иметь в виду, что если бы

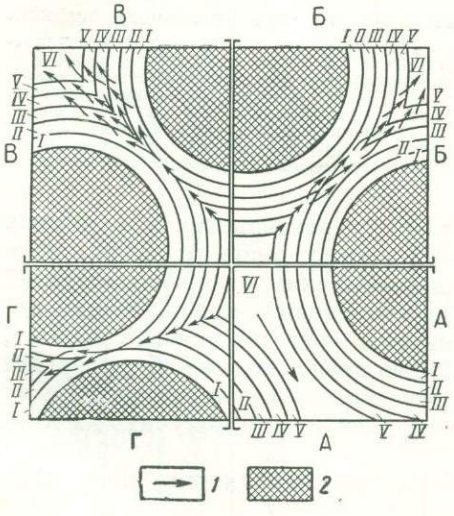


Рис. 23. Принципиальная схема фильтрации поровых вод по мере сближения минеральных частиц.

1 — направление перемещения водных частиц; *2* — минеральные частицы. Этапы изменения условий фильтрации поровых вод. Фильтрация через слои А — *VI*; Б — *III*; В — *II*; Г — *I*. *I, II, III, IV, V, VI* — слои связанной воды.

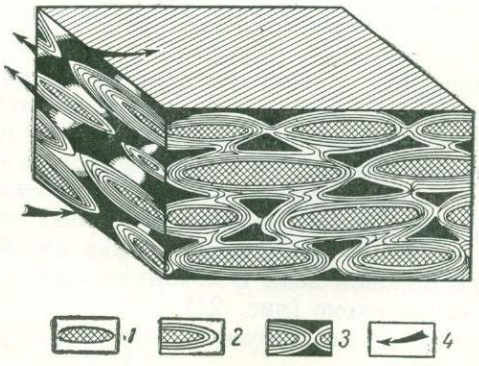


Рис. 24. Блок-диаграмма, показывающая возможность перемещения поровых вод только по плоскостям напластования.

1 — минеральная частица; *2* — минеральная частица и слои связанной воды; *3* — то же и рыхлосвязанная вода; *4* — направление отжима поровых вод.

выжимание флюида в данном случае поровой воды происходило в вертикальном направлении, то соленость вод, расположенных в слоях, залегающих выше слоев с поровой водой пониженной солености, должна быть ниже солености придонных вод бассейна седиментации, но этого не отмечается. Например, в приведенных материалах (см. рис. 20, 21), соленость поровых вод в интервале примерно от нуля до 10 м должна быть ниже солености вод Каспийского моря.

Изложенная точка зрения на изменение солености поровых вод в катагенезе разделяется далеко не всеми исследователями. Так, Н. П. Крюков и другие, занимающиеся моделированием процесса изменения состава поровых вод, отмечают, что при отжиме на прессах поровых вод указанного фильтрационного эффекта, а именно, отжима сначала слабоминерализованных вод, а затем уже вод высокой минерализации, не происходит. Обычно на прессах отжимается сначала вода высокой минерализации, а затем пониженной минерализации.

Полученные результаты отжима поровых вод можно объяснить следующим образом. Если отжим производится в течение нескольких дней, а не часов или минут, происходит разрушение структуры испытываемого образца и из него выжимается вода с той соленостью, которую приобрела рыхлосвязанная вода, которая, конечно, всегда гораздо выше солености воды бассейна седиментации. При дальнейшем отжиме будет уже поступать вода более тесно связанная, соленость которой будет, конечно, значительно меньшей. При моделировании процесса изменения состава поровых вод уловить фильтрационный эффект невозможно. Этот эффект проявляется только при очень медленно, в геологическом смысле времени, изменяющихся нагрузках, при которых структура пород не разрушается, а перемещение поровых вод должно происходить на большие расстояния, измеряемые, по крайней мере, километрами, а не сантиметрами, как в прессах.

Увеличение солености поровых вод другие исследователи объясняют тем, что ранее существовавшие бассейны имели более высокую соленость, так как, по их мнению, соленость поровых вод отражает соленость вод бассейнов седиментации. В ранее рассмотренных примерах, исходя из указанной точки зрения, мы должны были бы принять, что соленость апшеронского моря должна составлять порядка $70^0/_{00}$, акчагыльского бассейна еще выше, а бассейн, в котором формировалась продуктивная свита Апшеронского полуострова, должен был иметь соленость свыше $100^0/_{00}$.

Существуют и иные воззрения на причины высокой солености поровых вод. Так, например, М. Г. Валяшко и другие высокую соленость поровых вод объясняют проникновением сверху вниз рассолов растворения или рассолов испарения, хотя следов существования в изученном разрезе (см. рис. 20, 21) каких-либо галогенных толщ не отмечается. Если бы ранее галогенные пласты и существовали, но к настоящему времени они были растворены, то в этом случае кривая изменения солености поровых вод имела бы резко отличную конфигурацию от ныне наблюдаемой.

Не может быть принята и другая точка зрения, развивавшаяся В. А. Соколовым и иными, о том, что высокая соленость поровых вод объясняется диффузией солей, залегающих на глубине. Такое объяснение не может быть удовлетворительным потому, во-первых, что в Азербайджане неизвестны галогенные толщи, а во-вторых, как показало изучение более древних пород, например майкопских, из которых рыхлосвязанная вода уже почти полностью отжата, соленость поровых вод в них ниже солености вод бассейнов седиментации.

Следует упомянуть еще об одной точке зрения, согласно которой высокая соленость поровых вод может быть объяснена стеканием по плоскостям

напластования рассолов, образующихся у соляных куполов. Во-первых, в Азербайджане соляных куполов неизвестно, а, во-вторых, стекание рассолов вниз по пластам, т. е. из областей с малым внутрипоровым давлением, вряд ли возможно.

На основании изложенного можно считать, что рассматриваемая кривая изменения солености поровых вод (см. рис. 20) является характерной кривой для отложений, не погружавшихся на глубину, превышаемую 1000 м. Что же касается более погруженных слоев, то следует полагать, что в них не может быть обнаружено иных поровых вод, кроме тесно связанных, имеющих невысокую соленость. Однако из таких слоев нередко отжимаются или вымываются воды сравнительно высокой минерализации. По-видимому, в данном случае воды не поровые, а воды, заполняющие трещины, которые характерны для уплотненных пород, особенно относительно древнего возраста. Конечно, состав вод из трещин ничего общего не имеет с поровыми водами и химический состав их может быть очень различен. Состав этих вод зависит от большого количества причин, которые очень трудно учесть, как и состав пластовых вод, отличающихся от состава поровых вод прежде всего подвижностью, причем перемещение пластовых вод связано с изменением гидростатического давления, в то время как перемещение поровых вод — с изменением геостатического.

Предполагается, что пластовые воды песчаных пластов, характеризующиеся застойным режимом, — это воды, отжатые из глинистых толщ, между которыми заключены песчаные пласты. Если принять указанное предположение, то нужно сделать вывод о том, что пластовые и поровые воды по химическому составу должны быть близки. Однако известно, что даже по своей солености пластовые воды нередко резко отличаются от солености поровых вод (см. рис. 21). Это вполне понятно, так как уже на первых этапах уплотнения глинистых толщ на границе их с песчаными образуется уплотненный слой, препятствующий отжиму поровых вод глин в песчаные пласты (см. рис. 22).

На основании всего изложенного мы может сказать, что изучение поровых вод может дать ценный материал для расшифровки изменений, претерпеваемых в первые этапы катагенеза. Что же касается анализов состава пластовых вод, то вопрос о формировании состава этих вод настолько сложен, что руководствоваться им для выявления хода изменений, протекающих даже в первые стадии катагенеза, пока крайне рискованно. Следует лишь заметить, что в случае резкого отличия состава пластовых вод в каком-либо песчанике от поровых вод прилегающих пластов глин, можно высказать предположение о большой площадной распространенности такого пласта по сравнению с песчаниками, содержащими пластовую воду, близкую по своему химическому составу к поровой воде глин.

Органическое вещество. Считается, что при катагенезе, особенно в его позднюю стадию, исключительно важные преобразования претерпевает захороненное в осадках органическое вещество. Обычно принимается, что на определенной стадии катагенеза образуются разнообразные углеводородные газы и подвижные (аллохтонные) битумоиды, происходит мощное метанообразование, из этого следует, что, изучая органическое вещество в породах, можно судить о тех изменениях, или вернее о той стадии катагенеза, которую прошла изучаемая порода. В самом деле, возможно по степени преобразования органического вещества выделять отложения, в которых преобразование органического вещества еще не достигло той степени, когда из него выделяются подвижные битумоиды, скопления которых образуют нефтяные залежи. Эти отложения получили название недозревших свит. Затем выделяются отложения,

из которых битумоиды мигрируют — это нефтепроизводящие или зрелые свиты. Выделяются также и перезрелые отложения, из которых подвижные нефтяные битумоиды уже мигрировали, и такие отложения рассматриваются в качестве газо- или, вернее, метанопроизводящих, поскольку углеводородные газы как метан, так и тяжелые углеводородные газы образуются и в нефтепроизводящих свитах. Помимо этого в последнее время выделяют еще газопроизводящие свиты диагенетического типа, т. е. газопроизводящие свиты, формирующиеся в ранние стадии накопления осадков.

Нужно, однако, отметить, что вопрос о выделении газо- и нефтепроизводящих отложений настолько сложен, что его следует подробно рассмотреть в специальной главе, посвященной органическому веществу.

Литология и остатки организмов. Вопрос об изменении минеральной части осадков во время катагенеза подробно рассматривается в многочисленных специальных работах, на обзоре которых в настоящей работе нет возможности останавливаться. Отметим только, что под воздействием циркулирующих растворов нередко кардинально изменяются не только структура, но и состав пород, например, известняки преобразуются в доломиты, органогенные породы принимают вид хемогенных и т. д. Вероятно и изменение глинистых минералов, хотя, например, до сих пор нет каких-либо достаточно убедительных материалов о преобразовании монтмориллонитов в гидрослюды. То же самое можно сказать и об остатках организмов. Скелеты их, состоящие из одних соединений, замещаются иными, например кальцитовые скелеты становятся кремнистыми, иногда сидеритовыми или пиритовыми.

Замещение как неорганических частиц, так и скелетов организмов нередко происходит настолько полно, что первичный состав бывает трудно выяснить, например: отличить первичные доломиты от вторичных, органогенные известняки от хемогенных.

Метаморфизм

Процессы, происходящие в стадию метаморфизма, исключительно сложны и описаны в обширной литературе. В настоящей работе, посвященной палеогеографическим исследованиям в нефтегазоносных областях, нас в основном интересуют преобразования, которые претерпевает в рассматриваемую стадию органическое вещество.

Наши сведения по затронутому вопросу очень ограниченны, но имеющиеся крайне важны. Заключаются они в том, что, во-первых, количество органического вещества в метаморфизованных породах в несколько раз меньше, чем в породах неметаморфизованных, а, во-вторых, что в рассматриваемых породах органическое вещество представлено в виде графита.

Изменения, претерпеваемые осадками с момента их отложения, нередко настолько значительны, что иногда трудно бывает выяснить условия формирования изучаемых пород. При этом важно отметить следующие обстоятельства.

1. Палеоседиментационные методы основываются на актуалистическом принципе, поэтому принимается, что основные факторы, определяющие характер осадков, как то: солевой режим Мирового океана, состав растворенных газов, отражающий состав атмосферы, рельеф, температурный режим и иные — оставались неизменными на протяжении всей геологической истории Земли или, во всяком случае, на протяжении всего фанерозоя.

2. Существующие классификации геохимических типов пород базируются в конечном итоге исключительно на различных изменениях, претерпеваемых осадком в процессе диагенеза. Исключение составляет только

классификация пород, основанная на преобразовании органического вещества, содержащего в осадочных породах, но эта классификация, хотя и является в настоящее время широко принятой, вернее даже почти общепринятой, но она требует, по мнению автора, кардинального пересмотра. В самом деле, несмотря на то что согласно этой классификации выделяются отложения биозоны и переходной зоны — недозревшие нефтепроизводящие свиты, затем нефтепроизводящая зона — зрелые нефтепроизводящие свиты и газовая зона — перезрелые нефтепроизводящие свиты, но признаки этих свит или зон настолько неопределенны, что вводить их в классификацию геохимических типов пород представляется пока невозможным. Поэтому прежде чем переходить к классификации геохимических, или вернее литологических, типов пород, нам необходимо остановиться на рассмотрении условий осадконакопления на протяжении геологической истории Земли с целью выявления только возможных общих для всей Земли изменений, отражающихся на процессе осадконакопления.

ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕЖНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Метод выявления изменения условий осадконакопления в прежние геологические эпохи должен основываться на выявлении возможных условий формирования тех пород, гомологов которых мы не знаем среди современных осадков, и выявлении возможных условий формирования тех пород, гомологи которых в настоящее время образуются, несомненно, в иных условиях, что можно установить на основании парагенезиса.

Для иллюстрации метода выявления условий осадконакопления в прежние геологические эпохи рассмотрим историю накопления соединений некоторых элементов.

С о е д и н е н и я ж е л е з а. При рассмотрении химических осадков, образующихся в современную эпоху, всеми отмечается, что в современных морских бассейнах железные руды не образуются: последние формируются лишь в озерах и болотах гумидных зон, а также в континентальных условиях. Ископаемые железные руды формировались и в морских бассейнах, причем масштаб накопления этих руд в докембрийское и в последующее время совершенно иной, что ясно видно на рис. 25. В докембрийское время железные руды могли образовываться, без сомнения, в существенно иных условиях, чем в последующее время. Так, в настоящее время благодаря, главным образом, исследованиям Н. М. Страхова (1947) уже не вызывает сомнения то, что в докембрийское время железные руды скапливались в удаленных от берега частях бассейнов (руды джеспилитового типа).

В последующие эпохи, согласно мнению многих исследователей, месторождения железных руд если и образовывались в морских бассейнах, то лишь в их прибрежных частях (гидрогётито-шамозито-сидеритовые руды), а в современную эпоху, как уже упоминалось, образование их происходит лишь в озерах и болотах гумидных зон, а также в наземных условиях.

Нужно, однако, указать, что в последнее время, благодаря исследованиям А. П. Лисицина, выяснилось, что и в современную эпоху формируются отложения, содержащие громадное количество окисного железа эндогенного происхождения, которые были обнаружены вдоль рифтовой зоны, протягивающейся в восточной части Тихого океана. По мнению В. И. Смирнова, железонакопление в указанной области соизмеримо с железонакоплением в допалеозойское время, когда формировались джеспилитовые руды, например, в районе Курской магнитной аномалии и других областях.

Из сказанного следует, что и докембрийские джеспилитовые руды также могут иметь эндогенное происхождение, и что в схему накопления железных руд, по Н. М. Страхову (см. рис. 25), в прежние геологические эпохи необходимо внести существенные поправки. В последние годы М. М. Калгановым (1972) была выдвинута гипотеза о внеземном происхождении железа, входящего в состав джеспилитовых руд докембрийского возраста. Таким образом, в настоящее время выдвинуты три гипотезы накопления железных руд в докембрийское время, которые связаны с морскими осадками, формировавшимися вдали от прибрежной области.

1. Поступление железа с континентов и большая подвижность его в водах докембрийских морей, вызванная слабой соленостью докембрийских морей (Страхов, 1947) или высоким содержанием углекислоты в атмосфере докембрия и в водах докембрийских морей (Жижченко, 1959).

2. Внеземное поступление железа (Калганов, 1972).

3. Эндогенное происхождение железа — поступление на поверхность по глубинным разломам (по данным А. П. Лисицина, В. И. Смирнова).

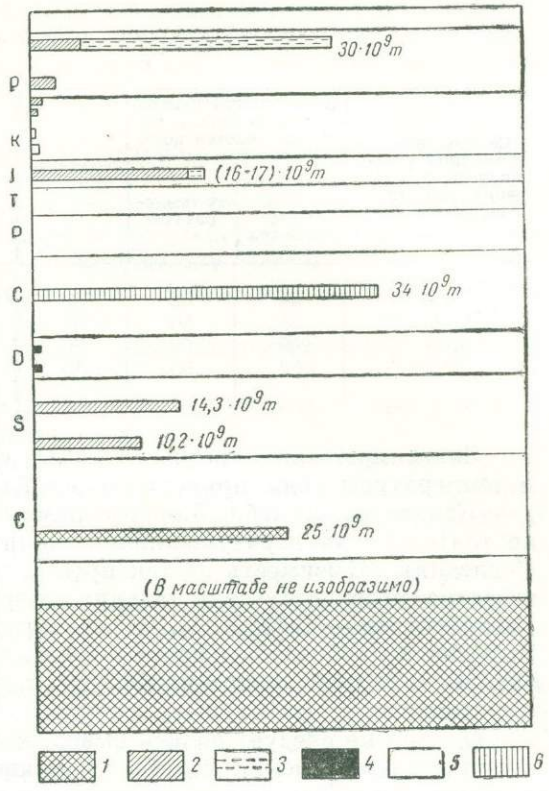


Рис. 25. История накопления гипергенных железных руд (по Н. М. Страхову, 1947).

1 — руды джеспилитового типа; *2* — гидрогётито-шамозито-сидеритовые морские руды; *3* — континентальные (элювиально и озерно-болотные руды, главным образом гидрогётиты и сидериты; *4* — эффузивнообломочные руды; *5* — обломочные руды; *6* — сидериты паралитических бассейнов.

Отметим, что все три гипотезы являются прежде всего резко противоречивыми, и если принять, например, гипотезу о внеземном поступлении железа или о его эндогенном происхождении, то в этом случае обоснования для предположения о малой солености докембрийского Мирового океана или о высоком содержании углекислоты и малом содержании кислорода в атмосфере в докембрийское время, конечно, просто отпадают. Из этого не следует, однако, делать вывод о том, что состав атмосферы и солевой режим Мирового океана не изменялись от докембрия до настоящего времени. Этот вопрос нужно лишь рассматривать, привлекая не только данные по железорудному накоплению, но и иные материалы.

Углекислые соли кальция и магния. Накопления хемогенных известняков и доломитов зависят от ряда причин, важнейшими из которых для выпадения из воды водоемов карбонатов кальция являются содержание в воде свободной углекислоты и температуры, так как эти параметры в основном и определяют растворимость углекислых солей кальция.

Таблиц

Растворимость $CaCO_3$ в зависимости от температуры и содержания свободной углекислоты

Содержание свободной углекислоты в растворе на 1 млн. частей воды	Зависимость растворимости $CaCO_3$, на 1 млн. частей воды		Температура, °С	Содержание свободной углекислоты в растворе на 1 млн. частей воды	Зависимость растворимости $CaCO_3$, на 1 млн. частей воды		Температура, °С
	от содержания углекислоты	от температуры			от содержания углекислоты	от температуры	
0,18	44	52	30	0,64	66	70	10
0,36	55	56	25	0,73	69	75	5
0,45	49	60	20	0,90	75	81	0
0,55	63	65	15				

Зависимость растворимости $CaCO_3$ от содержания свободной углекислоты и температуры воды приводится в табл. 5.

Как видно из табл. 5, растворимость углекислых солей кальция зависит не только от температуры, но и от количества свободной углекислоты в воде. Последняя зависимость не так проста, как зависимость от температуры. Как известно, углекислые соли кальция содержатся в воде в виде легкорастворимых бикарбонатов — $Ca(HCO_3)_2$, а не трудорастворимых карбонатов — $CaCO_3$. Выделение карбонатов начнется тогда, когда наступят условия, при которых бикарбонаты переходят в карбонаты, т. е. при уменьшении содержания в воде углекислоты.

Однако не следует делать вывод, что изменение содержания углекислоты в сторону уменьшения неизбежно приводит к выпадению углекислых солей кальция, если вода насыщена этими солями, а если количество углекислоты увеличится, то вода из насыщенной станет недонасыщенной. Объясняется это тем, что выпадение $CaCO_3$ из насыщенной воды может происходить как за счет углекислоты, связанной с карбонатами, т. е. за счет перехода бикарбонатов в карбонаты, так и за счет свободной углекислоты, количество которой обусловливает величину pH. Из этого следует, что последняя не всегда уменьшается при уменьшении общей углекислоты, так как это может происходить за счет углекислоты, связанной с бикарбонатами.

Буферное действие бикарбонатов особенно резко проявляется при значении pH 5,5—8,0. Отсюда можно сделать заключение, что выпадение $CaCO_3$ может происходить и при pH, незначительно превышающем величину 5,5. Однако понятно, что при pH более 8, даже незначительное уменьшение содержания в воде углекислоты вызовет выпадение из раствора $CaCO_3$, так как уменьшение содержания углекислоты происходит главным образом за счет перехода бикарбонатов в карбонаты, а не уменьшения количества свободной углекислоты.

Вопрос о растворимости кальций-магниевых солей углекислоты, т. е. доломита, весьма сложен, и по этому поводу существуют различные, часто противоречивые, мнения. Так, например, Н. М. Страхов считает, что доломит более растворим, чем кальцит, но это мнение не может быть принято без некоторых оговорок. Д. С. Соколов (1955), основываясь на экспериментальных данных О. К. Янатьевой (1950), отмечает, что сульфаты кальция значительно снижают растворимость кальцита и, наоборот, повышают растворимость доломита. В связи с этим в водах с малым содержанием сульфата растворимость

кальцита выше растворимости доломита, а у вод со значительным содержанием $CaSO_4$, наоборот, растворимость доломита выше растворимости кальцита.

Переходя к рассмотрению вероятных условий выпадения углекислых солей кальция и магния в прежние геологические эпохи, можно принять следующие предположения.

1. Первичное доломитообразование характерно для допалеозойского и палеозойского времени.

2. Эпохи карбонатонакопления, это в основном эпохи больших трансгрессий, во время которых заметно уменьшалось парциальное давление углекислоты и резко сокращался привнос терригенного материала в бассейны седиментации.

3. На протяжении геологической истории Земли заметно уменьшалось поступление в воду Мирового океана магния.

4. В воде Мирового океана содержание сульфат-ионов изменяется, вероятно, в сторону их увеличения.

Приведенными материалами можно широко пользоваться при решении различных палеогеографических вопросов.

Имея в виду весьма разнообразные условия, при которых могут образовываться карбонатные отложения, необходимо обращать весьма серьезное внимание на пространственное распределение их и на соотношение их с осадками другого типа.

Как мы увидим дальше в главе, посвященной температурному режиму, в периоды широких трансгрессий можно предполагать не только сильное сглаживание климатических поясов, но и весьма значительное повышение средней температуры вод Мирового океана.

Галогены. Если в геологической истории Земли можно выделить «карбонатные периоды», то еще отчетливее прослеживаются «галогенные периоды», количество которых невелико. К галогенным периодам относятся кембрийский, девонский и пермский. Весьма возможно, что два первых галогенных периода характеризуются не только широким развитием галогенов, но и другими особенностями, которые, однако, отчетливо не улавливаются. Что же касается третьего, пермского, или вернее верхнепермского, галогенного периода, то этот период знаменуется другими отчетливо выделяющимися особенностями, а именно резким изменением органического мира — сменой палеозойской фауны мезозойской. Следует при этом подчеркнуть, что эта смена охватывает чуть ли не все типы организмов, о чем уже упоминалось в разделе, посвященном палеоэкологическим исследованиям. Из этого следует, что причину таких резких изменений в органическом мире следует искать в изменении каких-то абиотических факторов, которые характеризовали бы изменения во всех частях Мирового океана, т. е. которые были присущи водам всего Мирового океана, а не каким-либо отдельным его участкам, хотя бы и весьма обширным. Естественно предположить, что такими изменениями абиотической среды является изменение солевого режима вод Мирового океана, что можно связать с выпадением из вод Мирового океана огромных количеств галогенов в верхнепермское время.

Механизм выпадения галогенов и изменение солености вод Мирового океана в рассматриваемое время представляются следующим образом. В огромных лагунах, характерных для верхнепермского времени, происходит интенсивное испарение океанических вод и повышение солености их вод вплоть до образования высококонцентрированных рассолов и садки галогенов. Частично образовавшиеся рассолы высокой плотности через проливы, соединяющие лагуны с океаном, стекают в глубокие части океана, постепенно их заполняя. Благодаря

интенсивному испарению в лагунах масса пресных вод в виде атмосферных осадков выпадает на поверхности Мирового океана, опресняя воды верхних горизонтов.

В результате указанного перемещения водных масс различного состава в Мировом океане в это время, возможно, возникает отчетливое различие между соленостью глубинных осолоненных вод и опресненных поверхностных вод. Предполагается, что поверхностные воды были опреснены по сравнению с нормальными океаническими водами на 10‰. Что же касается глубинных вод, то их соленость могла быть весьма значительной. Положение границы между осолоненными и опресненными водами установить трудно, вероятно, она располагалась на глубине нескольких сот метров.

Это различие солености глубинных и поверхностных вод нужно рассматривать в качестве равновесия динамического, т. е. нарушения притока определенных количеств осолоненных вод или изменения количества атмосферных осадков. Такое равновесие должно нарушаться, что сказывается сначала на перемещении вверх или вниз разделяющей их границы или же на исчезновении разницы в солености глубинных и поверхностных вод. Осолоненные глубинные воды будут иметь застойный режим и, следовательно, там должны отлагаться слои, лишенные бентосных фаун и флор. Широкое развитие таких немых толщ верхнепермского возраста следует предполагать. Вероятно, в пределах современных континентов в основном формировались лагунные и лагунно-континентальные верхнепермские осадки.

В последующее триасовое время, когда в связи с изменением палеогеографической обстановки приток осолоненных вод прекратился, то постепенно в результате перемешивания глубинных и поверхностных вод исчезла разница в солености и воды Мирового океана вновь приобрели нормальную для них соленость. После завершения указанного процесса в Мировом океане исчезли огромные глубоководные области с застойным режимом вод. Аналогичные явления могли наблюдаться и в кембрийский, и девонский галогенные периоды, но какими-либо отчетливыми данными мы не располагаем.

Выводы

Краткий обзор накопления железных руд, углекислых солей кальция и магния, а также галогенов дает основание полагать, что общие условия осадконакопления в прежние геологические эпохи значительно эволюционировали. На основании только приведенных материалов можно сделать выводы о следующих основных моментах изменения абиотической среды.

1. Начиная с мезозоя, содержание магния в составе солей, растворенных в водах Мирового океана, вероятно, значительно уменьшилось.

2. Относительное содержание сульфат-ионов заметно сократилось.

3. Общая соленость верхних горизонтов вод Мирового океана в периоды интенсивного накопления галогенов очевидно, уменьшалась, а нижних горизонтов повышалась.

4. Состав атмосферы, так же как и состав газов, растворенных в водах Мирового океана, на протяжении фанерозоя значительно уменьшался за счет увеличения процентного содержания кислорода и уменьшения углекислоты.

5. Вероятны значительные колебания общей температуры поверхностных вод Мирового океана и обострение или, наоборот, сглаженность климатических поясов.

Различные условия накопления осадков, которые отражаются на характере их, в первую очередь на образовании различных сингенетичных минералов (пирит, сидерит, глауконит), позволили разработать классификацию осадков, которая обычно рассматривается в качестве классификации геохимических типов пород. Однако следует указать, что одним из важнейших показателей такой классификации является наличие или отсутствие остатков организмов и при этом исключительно важное значение приобретает решение вопроса, остатки каких организмов встречаются в изучаемых отложениях — бентосные или планктонные, с известковым скелетом или кремнистым. Следовательно, классификация осадков, обычно рассматриваемая как геохимическая, обычно такой не является. Однако в связи с тем, что в конечном итоге в основу ее положены различного типа сингенетичные минералы, ее условно можно рассматривать в качестве геохимической.

Классификация геохимических типов пород зиждется на принципе, предложенном Л. В. Пустоваловым (1941 г.), согласно которому основой классификации является положение плоскости, отделяющей окислительные условия от восстановительных. Обычно на колонках, иллюстрирующих различное положение этой плоскости, линия, указывающая ее положение, обозначается, как линия раздела окислительно-восстановительного потенциала, или линия ОКВ.

Иллюстрировать геохимические фации, или вернее, геохимические типы, пород можно следующей схемой, составленной по материалам Л. В. Пустовалова (рис. 26).

Приведенную схему в дальнейшем существенно переработал Г. И. Теодорович. Он классифицировал геохимические типы пород не только по положению раздела ОКВ, но и по величине концентрации водородных ионов, т. е. по величине pH.

Весьма сложная схема классификации геохимических типов пород, разработанная Г. И. Теодоровичем, представляется неприемлемой по той причине, что классифицировать осадки по величине pH невозможно; эта величина совершенно не изменяется при резком изменении геохимической обстановки, хотя бы,

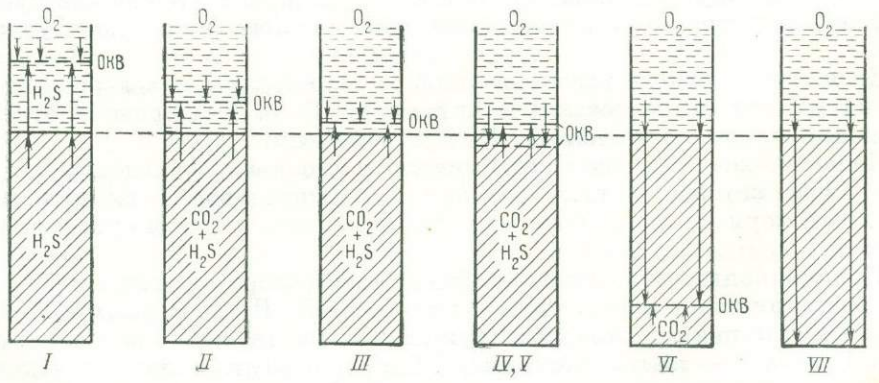


Рис. 26. Схема геохимических фаций (по Л. В. Пустовалову, 1941).

I — сероводородная фация — пирит, $C_{орг}$; *II* — сидеритовая фация — сидерит + пирит, $C_{орг}$ + +; *III* — шамозитовая фация — сидерит, шамозит (силикат закиси железа), $C_{орг}$+; *IV*, *V* — глауконитовая и фосфоритовая фации — глауконит (силикат окиси и закиси железа) и фосфориты, $C_{орг} \sim 0$; *VI* — окислительная фация — гематит, $C_{орг}$ —; *VII* — ультраокислительная фация; марганец, $C_{орг}$—.

Таблица 6

Схема геохимических фаций (по Л. А. Гуляевой, 1956)

Характерные особенности	Окислительная обстановка		Восстановительная обстановка			
	окислительная	субокислительная	слабовосстановительная	восстановительная	резковосстановительная	сероводородная
Сера сульфидная . . .	—	До 0,1	До 0,5	До 1,0	Свыше 1,0	Обычно $>1,0$
Углерод органический	—	До 0,2	До 0,5	До 0,8	До 2,0	Обычно $>2,0$
Отношение углерода к азоту	—	5	17	16	33	Обычно велико
Битум	—	До 0,003	0,07	0,05	0,3	Обычно много
Окисное железо	Много	Много	—	—	—	—
Закисное железо . . .	—	»	Много	Много	Много	—
Железо сульфидное . .	—	Мало	Незначительно	Значительно	»	Очень много
Донная фауна	Имеется	Имеется	Иногда есть	Иногда есть	Иногда есть	—

например, за счет перехода карбонатов в бикарбонаты и, наоборот, бикарбонатов в карбонаты. В справедливости такого утверждения можно легко убедиться, рассмотрев табл. 1, из которой видно, что величина pH в придонном слое воды мало отличается от pH осадка, причем в тех его частях, где господствуют резко отрицательные значения ОКВ.

Н. М. Страхов (1963), критикуя сложную классификацию геохимических типов пород, разработанную Г. И. Теодоровичем, указывал на недопустимость классифицировать породы по величине pH, данной в абсолютных цифрах. Эта критика не совсем правильна, так как основана лишь на том, что в древние геологические периоды соотношение углекислоты и кислорода в атмосфере и в воде Мирового океана было иным, чем в настоящее время. Дело не в том или ином соотношении углекислоты и кислорода, а в принципиальной невозможности для основных типов осадков классифицировать геохимическую обстановку их формирования по величине pH по причинам, уже указанным выше.

Если же отбросить классификацию по концентрации водородных ионов, т. е. по pH, то схема геохимических фаций Г. И. Теодоровича будет мало отличаться от разработанной Л. В. Пустоваловым.

Иначе к классификации геохимических типов пород подошла Л. А. Гуляева (1955), которая считала возможным классифицировать их по количеству различных форм органического вещества и железа, а также сульфидной серы (табл. 6).

Принципиально эта схема как будто бы разнится от схем классификации геохимических типов пород, разработанных Л. В. Пустоваловым и Г. И. Теодоровичем, так как эти схемы базируются на качественных признаках, а схема Л. А. Гуляевой — на количественных. Однако в действительности какого-либо существенного различия между схемами Л. В. Пустовалова, Г. И. Теодоровича и Л. А. Гуляевой не существует, что отражено в названиях выделяемых геохимических типов пород.

Количество тех или иных компонентов осадка, из которых наиболее показательны для выделения геохимических типов пород различные формы железа

и органического вещества, отнюдь не является решающим для выяснения вопроса о том, к какому геохимическому типу должна быть отнесена та или иная порода. Объясняется это тем, что геохимическая обстановка, возникающая в осадке, обусловлена не только напряженностью восстановительных процессов, которые прежде всего зависят от количества разлагающегося органического вещества, не успевшего минерализоваться до погребения в осадке, но и более или менее интенсивной подачей кислорода в придонные слои воды, которая зависит от гидрологических особенностей каждого водоема. Так, например, сероводородное заражение громадной толщи воды в Черном море, мощность которой превышает 1800 м, объясняется совсем не тем, что интенсивность процесса восстановления в осадках Черного моря, отлагающихся на глубинах свыше 200 м *, очень велика, а тем, что подача кислорода из верхних слоев воды на глубину происходит очень слабо в результате гидрологических особенностей этого моря. Поэтому в глубоководных осадках Черного моря, которые следует отнести, конечно, к сероводородному типу, органического вещества может содержаться даже меньше, чем в иных более мелководных осадках, отлагающихся в условиях кислородного режима придонных слоев воды, в которых напряженность восстановительных условий гораздо выше, чем в современных глубоководных осадках этого моря.

Изучение еще крайне незначительного материала по диагенезу современных отложений показало, что все рассмотренные классификации геохимических типов пород и высказанные по этому поводу замечания свидетельствуют о крайне упрощенном подходе к процессам, происходящим во время диагенеза, а отсюда и к указанной классификации.

Прежде всего нужно указать на необходимость в процессе диагенеза выделять верхнюю окисленную зону и зону редукции и, кроме того, последнюю подразделять на верхнюю — зону углекислого заражения и нижнюю — зону сероводородного заражения. Эти две зоны резко разнятся, что видно на колонке, поднятой в Охотском море с глубины 146 м (см. табл. 1). Рассматривая эту колонку, особое внимание следует обратить на то, что в иловой воде осадка из зоны сероводородного заражения количество SO_4 резко падает по сравнению с количеством его в придонной воде, а в зоне углекислого заражения количество SO_4, наоборот, возрастает. Обратное явление наблюдается с содержанием Ca, которое увеличивается в иловой воде в зоне углекислого заражения и уменьшается в зоне сероводородного заражения.

В связи с тем, что мощность зоны углекислого заражения в Охотском море незначительна (в колонке с глубины 146 м она, вероятно, не превышает 30—40 см), то в колонках при отжиме иловой воды из интервала 10—60 см (колонка с глубины 964 м) зону углекислого заражения не удается выделить и она рассматривается обычно как иловая вода, характерная для зоны сероводородного заражения (см. табл. 1).

В других же водоемах, а возможно, и в некоторых участках Охотского моря зона углекислого заражения может быть очень мощной, как, например, в области накопления мидиевого ила в Черном море.

Учитывая все изложенное, можно предложить следующую классификацию геохимических типов осадков, формирующихся в морских водоемах. Нужно лишь особо оговориться, что это классификация осадков, а не пород, поскольку

---

* Сероводородное заражение воды в Черном море начинается примерно с глубины около 200 м и охватывает всю толщу воды до наибольших глубин, которые превышают 2000 м.

в этой классификации не учтены те изменения, которые претерпевает порода в стадии катагенеза. Это в полной мере относится и к классификациям, разработанным Л. В. Пустоваловым, Г. И. Теодоровичем и Л. А. Гуляевой.

1. Породы, образовавшиеся из осадка, отложившегося в окислительной обстановке, при высоких положительных значениях окислительно-восстановительного потенциала (величина Eh = 300—500 мВ), обычной для морских вод концентрации водородных ионов (величина pH = 7) и обычном щелочном резерве (величина Alk = 2—3). Среди пород этого типа можно различать следующие подтипы.

а. Породы, формирующиеся из осадка, до захоронения которого содержащееся в нем органическое вещество полностью минерализовалось. Поэтому в таком осадке газовый режим и показатели pH, Eh и Alk не менялись до превращения его в породу. Для пород, образовавшихся в указанных условиях, показательно полное отсутствие органического вещества, наличие скелетов донных и планктонных организмов и минеральных новообразований, характерных для окислительных условий. Такие породы относятся к ультраокислительному геохимическому типу.

б. Породы, образовавшиеся из осадка, при захоронении которого лишь незначительная часть органического вещества не успела минерализоваться. Благодаря этому при захоронении осадка в нем хотя и незначительно, но все же величины pH, Eh и Alk изменяются. Из новообразований для таких пород характерен глауконит. Относятся они к окислительному или глауконитовому геохимическому типу.

в. Породы, возникшие из осадка, при захоронении которого значительная часть органического вещества не успела минерализоваться. При разложении его в осадке формировалось большое количество углекислого газа, чем было вызвано его углекислое заражение. В результате резко увеличилась величина Alk и уменьшились величины pH и Eh до отрицательных значений, характерных для восстановительных условий. В указанных условиях происходило растворение известковистых скоплений органического и неорганического происхождения, образование бикарбонатов железа и бикарбонатов кальция с последующим выпадением карбонатов кальция и железа, нередко в виде конкреций. Породы, образовавшиеся в указанных условиях, относятся к сидеритовому геохимическому типу.

г. Породы, образовавшиеся из осадка, в котором при диагенезе ниже окисленной пленки возникло углекислое заражение, а затем сероводородное. Последнее было обусловлено в основном скоплением большого количества сероводорода за счет разложения сульфатов иловой воды, что привело к переходу подвижных форм железа в сернистые соединения. Благодаря этому основными новообразованиями для пород рассматриваемого геохимического типа являются пирит и марказит. Выделяются такие породы в качестве сидерит-пиритового геохимического типа.

д. Породы, формировавшиеся из осадка, в котором ниже окисленной пленки сразу же возникают условия сероводородного заражения, благодаря чему в таких породах отсутствуют следы в виде карбонатных соединений железа, характерных для условий углекислого заражения. Возможно, что рассматриваемого типа породы проходили зону углекислого заражения, но она была развита очень слабо и от нее не осталось ощутимых следов. Выделяются такие породы в качестве пиритового геохимического типа.

2. Породы, образующиеся в условиях заражения придонных слоев воды

углекислотой или сероводородом. Среди пород этого типа можно различать следующие подтипы.

а. Породы, возникшие в условиях углекислого заражения придонных слоев воды. Для пород этого типа характерно отсутствие остатков донных организмов и большое количество карбонатных соединений железа. Выделяются они в качестве ультрасидеритового геохимического типа пород. Из планктонных организмов встречаются только имеющие неизвестковый скелет.

б. Породы, образовавшиеся в условиях сероводородного заражения придонных слоев воды. Этот тип характеризуется отсутствием остатков донных организмов. Характерно присутствие остатков планктонных организмов, имеющих известковый скелет. Из новообразований встречаются лишь сернистые соединения железа — пирит и марказит. Выделяются они в качестве ультрапиритового геохимического типа пород.

Хотя в настоящей классификации учтена в какой-то, конечно, очень грубой форме динамика изменений условий осадконакопления во время диагенеза, но даже и она, несомненно, не может полностью удовлетворить, когда речь идет о накоплении осадков, различных по своему характеру например, если накопление глинистых осадков сменяется накоплением песчаных отложений или органогенных илов. В этом случае геохимические обстановки, возникающие в различных слоях осадка, могут резко разниться между собой. Затем после погребения, еще до превращения осадков в породу, геохимическая обстановка, характерная для одного слоя, может распространяться на другой, уже погребенный слой осадка, который сформировался в существенно новой обстановке.

На ранее помещенной схеме (см. рис. 19) показано, что песчаные породы, отложившиеся в резко окислительной обстановке, в случае контакта их со слоями, содержащими большое количество органического вещества (сапропель), обогащаются не только мигрирующим органическим веществом из смежных слоев, но и приобретают все особенности отложений, формировавшихся в резко восстановительных условиях (см. табл. 2 и 3). При этом особо следует подчеркнуть, что, если аналогичные песчаные породы перекрываются и подстилаются глинами, содержащими малое количество органического вещества, то в этом случае их характеристика не меняется (см. рис. 18, 19). В случае, если они только перекрываются или только подстилаются слоями, обогащенными органическим веществом (сапропель), то пески приобретают особенности, характерные для слоев, формирующихся в резко восстановительных условиях (см. рис. 19).

Особенно важно, что в стадию катагенеза, когда начнется интенсивное перемещение флюидов по пластам, то некоторые отложения, особенно песчано-алевролитовые, могут вновь изменить свою характеристику. Например, в некоторых песчано-алевролитовых слоях ранее существовавшие восстановительные условия (см. рис. 19, разрез III—IV) могут смениться вновь на окислительные (см. рис. 19, разрез IV—V). Это относится не только к подвижному органическому веществу, но и к иным флюидам.

Например, при уплотнении осадков поровая вода в них резко осолоняется за счет миграции растворителя, т. е. молекул воды. В ряде случаев этот процесс может привести не только к образованию в порах воды высокой минерализации, но и выпадению кристалликов солей. Следовательно, такие отложения будут отнесены к разряду соленосных и формирование их в сильно осолоненных бассейнах не будет вызывать сомнения, хотя они, возможно, образовались

в солоноватом водоеме. То же самое можно сказать и о загипсованных слоях, в которых гипс — образование вторичное, а не первичное.

Следует также отметить, что в случае полной миграции рыхлосвязанной поровой воды в порах остается только слабо осолоненная связанная вода. Если этот факт не учитывать, то на основании малой солености поровой воды можно сделать заключение, что изучаемые осадки формировались в слабо осолоненных бассейнах, а в действительности они отлагались в морях нормальной океанической солености.

Из изложенного следует сделать вывод, что нужно разработать классификацию геохимических типов пород, а не осадков, при этом необходимо учитывать изменения, происходящие не только в стадию диагенеза, но и в стадию катагенеза.

Гидрология современных и ранее существовавших бассейнов

ГЛАВА I

Солевой режим

Воды в Мировом океане и широко с ним сообщающихся морях содержат в растворенном состоянии разнообразные соли, из которых важнейшими являются сульфаты, хлориды и карбонаты. Соотношение этих солей может быть иллюстрировано табл. 7.

По соотношению различных солей океаны, полузамкнутые и замкнутые бассейны и реки весьма разнятся между собой, как это видно из табл. 8.

Наглядное представление о содержании различных элементов в водах океана и рек дают прилагаемые таблицы, заимствованные из работы А. П. Виноградова (1967).

Как указывает А. П. Виноградов, элементы, образующие в океанической воде, ионы истинно растворимых солей (табл. 9) концентрируются в воде океанов, где содержание этих элементов значительно превышает содержание их в речных водах.

Элементы, главным образом соединения тяжелых металлов и другие, образующие нерастворимые гидроокиси в океанической воде, содержатся в речных водах на 1—2 порядка выше по сравнению с содержанием их в океанической воде (табл. 10).

Таблица 7

Состав важнейших солей в воде Мирового океана

Соль	Содержание солей, %	Группа солей	Содержание групп солей, %
$NaCl$	78,32		
$MgCl_2$	9,44	Хлориды	89,45 *
KCl	1,69		
$MgSO_4$	6,40	Сульфаты	10,34
$CaSO_4$	3,94		
$CaCO_3$	0,21	Карбонаты	0,21 **

* Вместе с небольшим количеством соединений брома, примерно 0,2%.

** Углекислый кальций содержится в растворе обычно не в виде карбоната ($CaCO_3$), а в виде бикарбоната [$Ca(HCO_3)_2$].

Таблица 8

Соотношение солей (в %) в водоемах различного типа

Водоем	Хлориды	Сульфаты	Карбонаты	Прочие
Океан	89,45	10,34	0,21	$<0,1$
Черное море	89,78	9,69	0,53	$<0,1$
Каспийское море	67,90	30,50	1,24	$\sim 0,4$
Аральское море	59,95	38,71	0,93	$\sim 0,4$
Реки	5,2 *	9,9	60,1	24,8
	11,8 **	18,9	81,5	45,5
	3,6 ***	2,5	45,9	0

*— среднее; **— максимальное; ***— минимальное.

Таблица 9

Содержание химических элементов в океанической воде и в воде рек (находятся в ионной форме в океанической воде)

Элемент	Содержание, %		Элемент	Содержание, %	
	в океанах	в реках		в океанах	в реках
Li	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	Ca	0,0408	$1,3 \cdot 10^{-3}$
B	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$	Br	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-6}$
F	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$	Rb	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-7}$
Na	1,035	$4,5 \cdot 10^{-4}$	Sr	$8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Mg	0,129	$3,3 \cdot 10^{-4}$	I	$5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-7}$
S	0,089	$4 \cdot 10^{-4}$	Cs	$3,7 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-8}$
Cl	1,935	$6,4 \cdot 10^{-4}$	Ba	$2 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-7}$
K	0,039	$1,5 \cdot 10^{-4}$			

Таблица 10

Содержание химических элементов в океанической воде и в воде рек (находятся в коллоидной форме в океанической воде)

Элемент	Содержание, %		Элемент	Содержание, %	
	в океанах	в реках		в океанах	в реках
Si	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	Ni	$2 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$
Ti	$1 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	Cu	$3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$
Cr	$2 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$	Zn	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Mn	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	Pb	$3 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Fe	$1 \cdot 10^{-6}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	Al	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Co	$5 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$			

Количество важнейших солей, находящихся в растворенном состоянии в водоемах различного типа, неодинаково. В водах океанов и широко с ним сообщающихся морей в 1000 г воды в среднем содержится 35 г солей, соответственно чему средняя соленость вод океана принимается равной $35‰$. Во много раз ниже содержание солей в пресных водах; за границу между пресной и солоноватой водой принимают содержание солей, равное 0,3—0,5%. Менее единодушно мнение различных исследователей о границе между солоноватой и настоящей морской водой. М. Н. Книпович (1938), например, предлагает считать

за указанную границу воду с соленостью 24,695‰, исходя из того соображения, что при такой солености температура воды наибольшей плотности и температура замерзания совпадают, в то время как у вод с более высокой или низкой соленостью температура наибольшей плотности соответственно понижается или повышается быстрее, чем температура замерзания.

С. А. Зернов (1934) границу между солоноватой и морской водой предлагает проводить при содержании солей 16‰; другие ученые — при 30‰ и при ином содержании солей. Такое различие во взглядах, по справедливому замечанию М. Н. Книповича, объясняется тем, что «. . . для решения гидрологического вопроса о разных категориях вод прибегали, игнорируя давно известные гидрологические факты, к очень расплывчатым данным из совершенно иной области — области биологии вод, а именно к данным о распределении тех или иных водных организмов в зависимости от солености воды. Граница между солоноватой и морской водою зависела от того, какими организмами занимался исследователь» (Книпович, 1938, стр. 48).

Наконец, исходя из наблюдений в крупных водоемах, за верхний предел солености морской воды обычно принимается соленость 46,5—47‰, наблюдаемая не в океане, где отмечается соленость лишь до 37,5‰, а в средиземных морях; так, например, в Красном море соленость составляет 46,5‰.

ОКЕАН И ШИРОКО СООБЩАЮЩИЕСЯ С НИМ МОРЯ

Как уже отмечалось, соленость вод в указанных бассейнах в среднем равна 35,5‰, однако она в поверхностных водах значительно варьирует, что хорошо видно на карте распределения солености на поверхности Атлантического океана (рис. 27). Основной причиной, вызывающей изменение солености поверхностных вод океана, является различие в испарении и количестве выпадающих осадков в отдельных его частях.

Указанные два основных фактора в значительной мере зависят от распределения пассатных ветров, так как в областях пассатов испарение очень интенсивное, а осадков выпадает очень мало. Вполне понятно, почему наибольшая соленость наблюдается в областях, прилегающих к экватору, а не к собственно экваториальной штилевой области, где

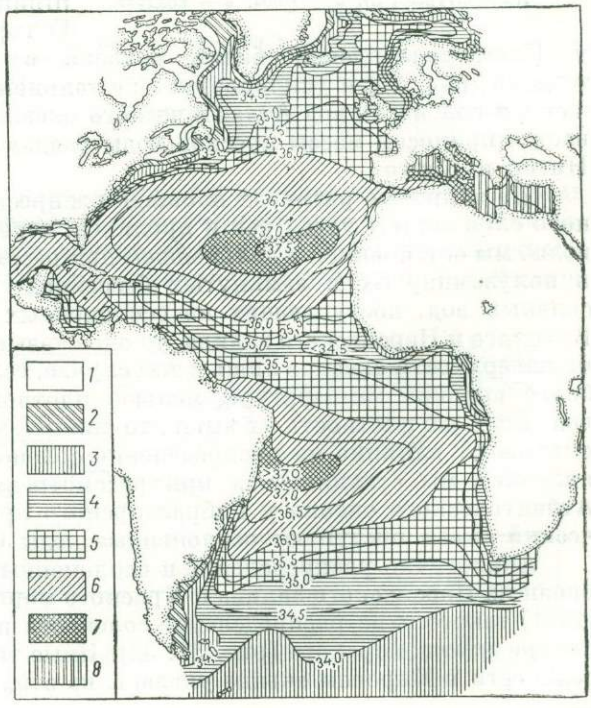


Рис. 27. Распределение солености (‰) на поверхности вод в Атлантическом океане (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

1 — менее 32; *2* — 32—33; *3* — 33—34; *4* — 34—35; *5* — 35—36; *6* — 36—37; *7* — 37—38; *8* — более 38.

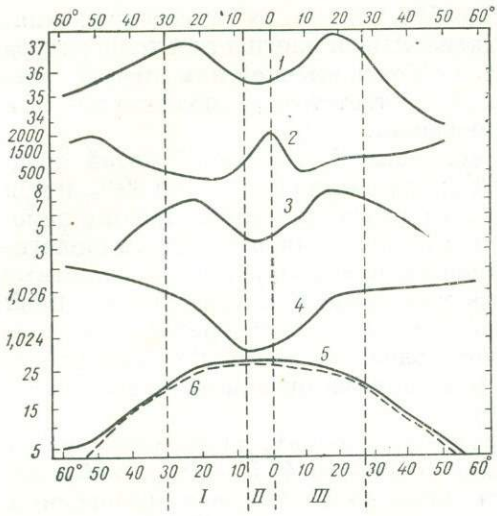


Рис. 28. Распределение по широтам в Атлантическом океане солености, осадков, испарения, плотности и температуры воды на поверхности и воздуха над ней (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

I — полоса северо-восточных пассатов; *II* — штилевая полоса; *III* — полоса юго-восточных пассатов.

К р и в ы е: *1* — солености (‰); *2* — осадков (мм); *3* — испарения (мм): *4* — плотности (г/см³); температуры (°С): *5* — воды; *6* — воздуха.

выпадает огромное количество осадков, а испарение меньше, несмотря на более высокую температуру. В областях развития полярных льдов невысокая соленость объясняется главным образом слабым испарением наряду с большим количество осадков. Соотношение между соленостью, количеством осадков, испарением и температурой воды на поверхности и воздуха над нею наглядно показано на рис. 28.

Однако на картах распределения солености на поверхности океанов наблюдается значительно более сложная картина распределения солености. Объясняется это тем, что, кроме пассатов, значительное влияние на испарение и выпадение осадков, а следовательно, и на распределение солености оказывают и другие ветры, например, западные ветры умеренных широт и муссоны, а также морские течения и приток более соленых или пресных вод из внутренних морей и рек. Так, например, соленость воды 35‰, наблюдаемая севернее 70° с. ш. к западу от Шпицбергена, обусловлена течением Гольфстрим, а низкая соленость вод у Ньюфаундлендской банки связана с прохождением здесь полярного течения (рис. 29) и усиливается еще таянием приносимых им айсбергов; пониженная соленость вод Атлантического океана в Гвинейском заливе обусловливается приносом массы пресной воды впадающими здесь многоводными реками Нигер и Конго.

На вопросе о размерах площади распресненных вод и толщине распресненного слоя воды у устья рек и проливов, через которые поступают опресненные воды, мы остановимся в дальнейшем при рассмотрении распределения солености в полузамкнутых и замкнутых бассейнах. Что же касается влияния более соленых вод, поступающих из осолоненных морей, например, Средиземного, Красного и Персидского залива, то оно сказывается на распределении солености на поверхности океанов лишь в том случае, если плотность таких вод вследствие более высокой температуры меньше плотности поверхностных океанических вод. Если же плотность их выше, то они по выходу из пролива опускаются и не оказывают влияние на распределение солености поверхностных вод. С таким явлением мы сталкиваемся при рассмотрении солености поверхностных вод Атлантического океана у Гибралтарского пролива, через который в Атлантический океан поступают осолоненные воды Средиземного моря (рис. 30).

Аналогично распределение и осолоненных вод, поступающих в Индийский океан из Персидского залива и Красного моря. В. Н. Степанов и В. А. Шагин (1961) такого типа распределение солености по вертикали выделяют в качестве присредиземноморского (рис. 31, 32). Иные типы вертикального распределения солености в Мировом океане указаны на этих же рисунках. Изучение их пока-

зывает, что различия в солености, превышающие 1—2‰, отмечаются только в верхнем 100—200-метровом слое воды, а глубже различия в солености не превышают 1‰.

При рассмотрении распределения солености в водах Мирового океана и широко с ним сообщающихся морей фактически говорилось о распространении основных солей, т. е. хлоридов, сульфатов и карбонатов (см. табл. 7, 8). Что же касается элементов, содержащихся в воде Мирового океана в малых количествах, т. е. таких, как Si, Ti, Cr, Mn, Fe и другие (см. табл. 9, 10), то содержание их в разных частях Мирового океана весьма различно. Высокое содержание их отмечается в районах, или вернее в областях, поступления таких элементов в воду Мирового океана, например, содержание железа, марганца и других элементов, указанных в табл. 10, в областях привноса их реками и подводными вулканами резко увеличивается. Однако нужно особо отметить распределение в воде океанов и в воде любых водоемов так называемых биогенных элементов, среди которых важнейшими являются фосфор, органический азот и кремнекислота. Конечно, к ним относятся и многие другие химические элементы, например, C, O, S, Ca, K и иные, но указанные выше являются важнейшими, содержание

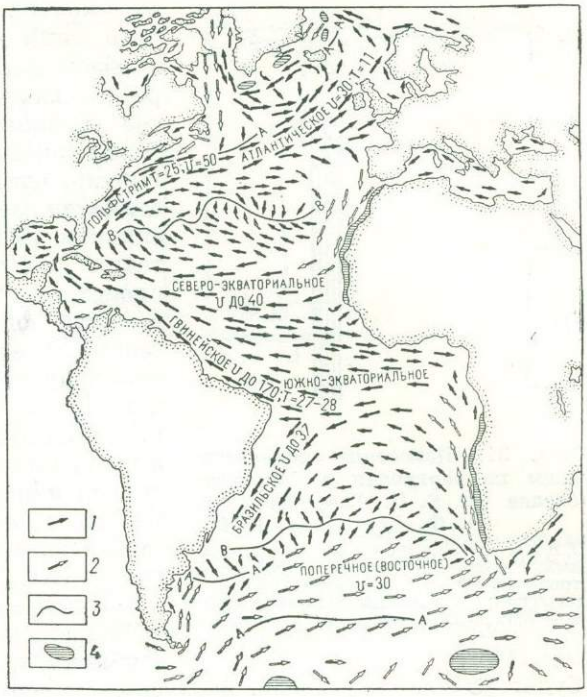


Рис. 29. Движение поверхностных вод летом в северном полушарии в Атлантическом океане (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — направление главнейших теплых течений; *2* — направление главнейших холодных течений; *3* — линии конвергенции; *4* — места подъема глубинных вод; *А*—А — полярный фронт; В—В — субтропический фронт. Скорость движения воды дана в километрах, деленных на сутки; температура в градусах Цельсия.

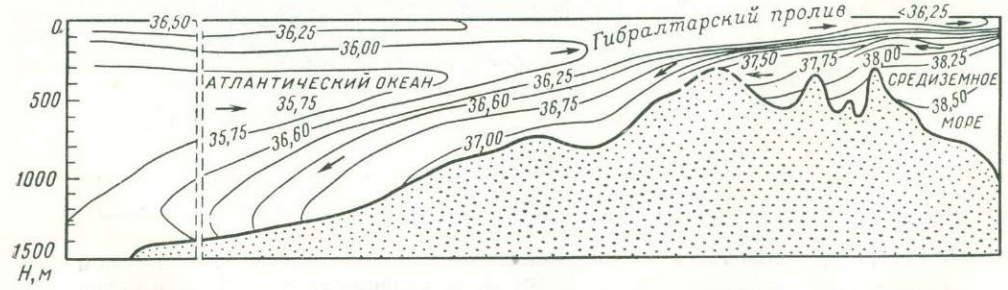


Рис. 30. Изменение солености (‰) с глубиной в районе Гибралтарского пролива в весенне-летний период.

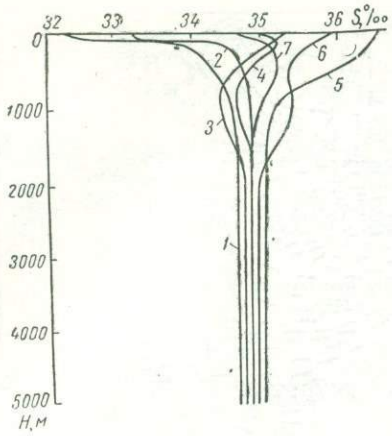


Рис. 31. Изменение солености воды по вертикали в Мировом океане (из Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дергольца, 1971).

Типы солености: *1* — полярный; *2* — субполярный; *3* — умеренно тропический; *4* — экваториально-тропический; *5* — северо-атлантический; *6* — присредиземноморский; *7* — индо-малайский.

их контролируется потреблением различного типа организмов и при этом главным образом планктоном. Поэтому на прилагаемом рис. 33 видно, что количество фосфатов, нитратов и силикатов во всех океанах в верхней толще океанических вод резко уменьшается. Нужно, однако, отметить, что содержание соединения азота в верхних слоях вод подвержено сильным колебаниям (рис. 34). Во время «цветения» планктона, т. е. в то время года, когда происходит интенсивное развитие планктона, в толще воды, где развивается планктон, биогенные элементы нередко исчезают, так как они полностью извлекаются из воды планктоном. После его отмирания и выпадения на дно происходит регенерация биогенных элементов и поступление их в верхние слои воды. Рассматривая изменения содержания биогенных элементов в поверхностном слое воды, следует особое внимание обратить на соотношение нитратов (NO_3) и нитритов (NO_2).

Учитывая, что в Арктике и Антарктике наблюдается наиболее свободный обмен между глубинными и поверхностными водами, о чем будет указано в разделе, посвященном вертикальному движению вод, становится понятным, почему наибольшее количество биогенных элементов отмечается в указанных областях. Тесная связь между количеством биогенных элементов, в частности фосфора, наглядно выступает при сравнении карты

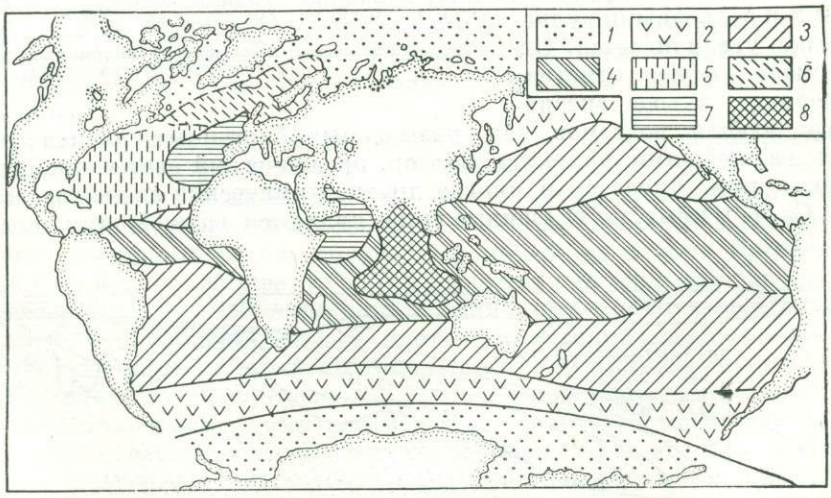


Рис. 32. Распространение типов изменения солености воды по вертикали в Мировом океане (из Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дергольца, 1971).

Типы солености: *1* — полярный; *2* — субполярный; *3* — умеренно тропический; *4* — экваториально-тропический; *5* — умеренно тропический подтип северо-атлантического; *6* — суббореальный подтип северо-атлантического; *7* — присредиземноморский; *8* — индо-малайский.

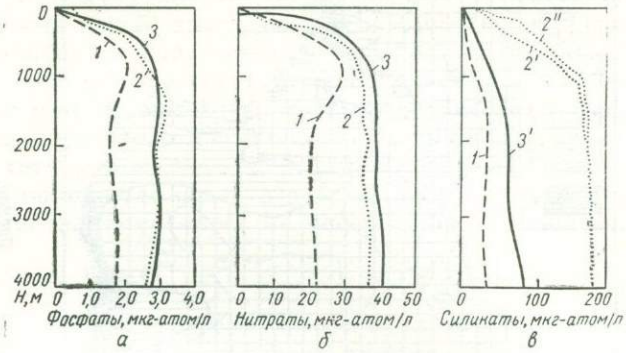


Рис. 33. Вертикальное распределение фосфатов (*а*), нитратов (*б*) и силикатов (*в*) в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах (по Р. Хорну, 1972).

1 — Атлантический океан; *2* — Тихий океан; *2′* — северо-восточная часть Тихого океана; *2″* — северная часть Тихого океана; *3* — Индийский океан; *3′* — южная часть Индийского океана.

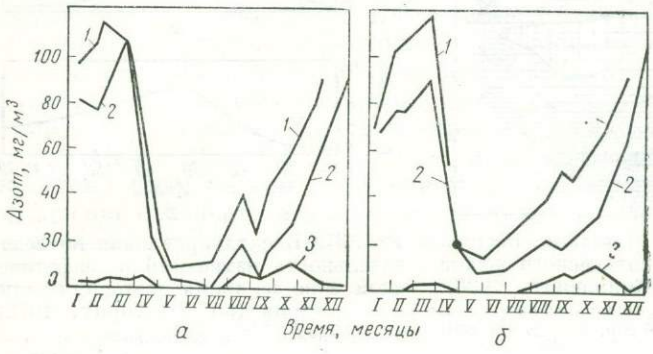


Рис. 34. Колебание содержания соединений азота — NH_4^+ (*1*), NO_2^- (*2*) и NO_3^- (*3*) — в водах Ла-Манша на поверхности (*а*) и на дне (*б*) (по Р. Хорну, 1972).

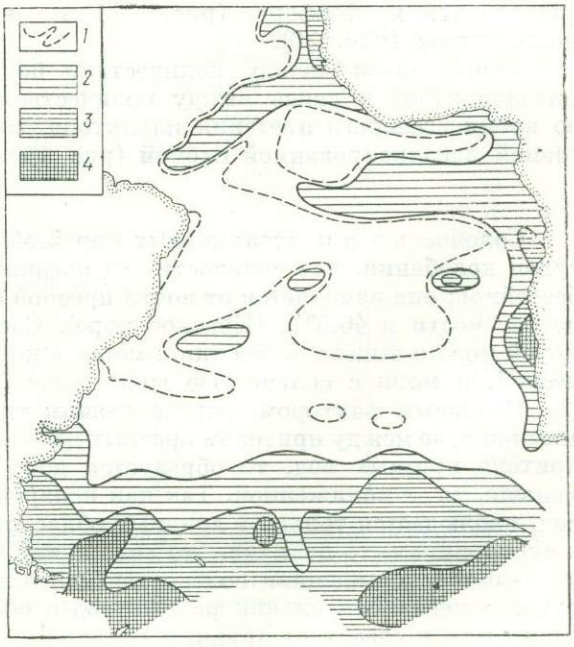


Рис. 35. Среднее содержание фосфора (мг/м³) в слое воды от поверхности до 50 м в южной части Атлантического океана (по Н. М. Книповичу, 1938):

1 — 2—9; *2* — 9—22; *3* — 22—35; *4* — > 35.

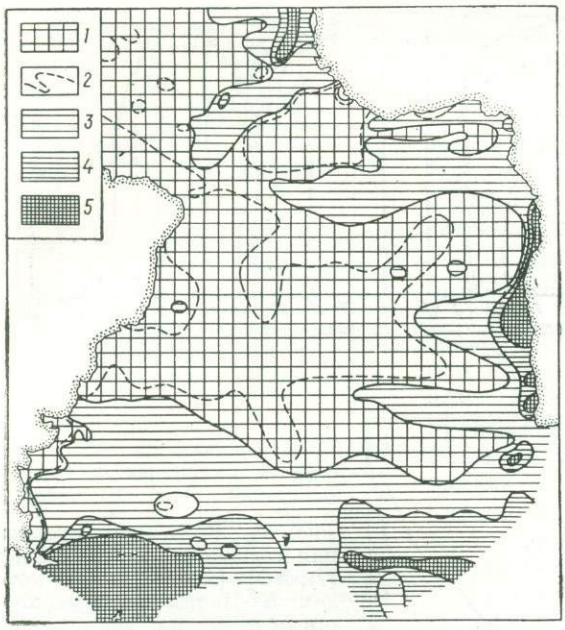


Рис. 36. Среднее содержание наннопланктона (экземпляры) в южной части Атлантического океана (по Н. М. Книповичу, 1938):
1 — < 5000; *2* — 5000—10 000; *3* — 10 000—50 000; *4* — 50 000—100 000; *5* — > 100 000.

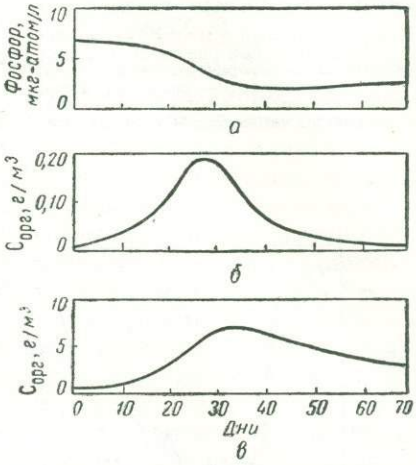


Рис. 37. Идеализированная последовательность изменений в эвфотической зоне во время цветения планктона (по Р. Хорну, 1972):
а — фосфора; *б* — фитопланктона; *в* — зоопланктона.

распределения фосфора (рис. 35) и карты среднего содержания наннопланктона (рис. 36).

Тесная связь между количеством биогенных элементов и количеством фитопланктона и связь между количеством фито- и зоопланктона, особенно во время весеннего цветения планктона, может быть иллюстрирована прилагаемой идеализированной схемой (рис. 37).

ПОЛУЗАМКНУТЫЕ МОРЯ

Соленость вод полузамкнутых морей обладает значительно большей амплитудой колебания, чем соленость вод океанов и широко сообщающихся с ними бассейнов; она изменяется от почти пресной (северные части Балтийского моря) до солености в 46,5‰ (Красное море). Соответственно среди полузамкнутых морей можно выделить два типа: моря, в которых соленость воды ниже океанической, и моря с соленостью воды выше океанической.

Основным фактором, определяющим тип полузамкнутого моря, является соотношение между притоком пресных вод и испарением. Если испарение больше притока пресных вод, то образуется вода повышенной солености, если оно меньше, то — пониженной. Так как испарение, превышающее приток пресных вод, наблюдается только в аридных областях, которые приурочены в основном к субтропикам, то понятно, что только там и имеются бассейны, воды которых отличаются повышенной соленостью, да и то лишь в том случае, если они не служат водосборными для речных вод с обширных площадей, расположенных к югу или к северу от аридных областей.

Изменение солености вод в полузамкнутых бассейнах сопровождается изменением соотношения различных солей, выражающимся обычно значительным повышением содержания карбонатов в опресненных бассейнах в том случае, если опреснение вызвано впадением рек, несущих большое количество карбонатов. Наглядно это выступает при сравнении соотношения солей в океане и Черном море (см. табл. 7). Различие в соотношении солей в таких бассейнах и океане объясняется тем, что, хотя речная вода имеет резко отличный солевой состав от океанических вод, но количество солей в ней весьма незначительно и оно может оказывать заметное влияние лишь на содержание карбонатов.

Осолоненные моря

В отношении солевого режима в полузамкнутых бассейнах, воды которых обладают соленостью выше океанической, особенный интерес представляет Красное море, в котором соленость вод колеблется в среднем от 37 до 41‰, постепенно повышаясь от Баб-эль-Мандебского пролива по направлению к Суэцкому перешейку. Повышенная соленость Красного моря обусловливается, с одной стороны, его расположением между пустынными областями Аравии и Африки, не дающими притока пресных вод, а с другой — затруднённостью сообщения с океаном. Красное море, имея наибольшие глубины (до 2200 м), соединяется с Индийским океаном проливом глубиной всего лишь в 200 м. Изоляция его Суэцким перешейком от Средиземного моря [1] влечет за собой повышение солености вод по направлению к указанному перешейку. По вертикали соленость вод в Красном море на всех глубинах примерно одинакова.

Таблица 11

Сравнение химического состава рассолов из впадин Красного моря с нормальной океанической водой (Гавриленко, Дергольц, 1971)

Ионы	Концентрация рассолов, ‰		
	Впадина Дискавери	Впадина Атлантис II	Океаническая вода
Cl^{1-}	155,2	195	19,35
Na^{1+}	92,77	105	10,76
K^{1+}	2,15	3,61	0,39
Mg^{1+}	0,81	0,95	1,30
Ca^{2+}	4,70	6,44	0,41
$Br^{2+} \cdot 10^3$	1,123	0,083	0,66
Отношение ионов			
Ca^{2+}/Na^{1+}	0,051	—	0,04
Mg^{2+}/Ca^{2+}	0,17	—	312
K^{1+}/Na^{1+}	0,023	—	0,036
Li^{1+}/Na^{1+}	0,000005	—	—
HCO_3^{1+}/Cl^{1-}	0,00004	—	0,0074
SO_4^{2-}/Cl^{1-}	0,00047	—	0,140
Br^{1+}/Cl^{1-}	0,00079	—	0,0034
I^{1+}/Cl^{1-}	0,000002	—	—

[1] Существование Суэцкого канала между Красным и Средиземным морями не сказывается на их гидрологии, так как обмена вод между указанными морями не происходит. Объясняется это настолько сильным испарением вод в зоне Суэцкого канала, что течение направлено из моря в канал как в части, примыкающей к Средиземному морю, так и в части, примыкающей к Красному морю.

Исключительно интересно обнаружение в некоторых впадинах Красного моря (рис. 38) вод резко повышенной солености, имеющих очень высокую температуру (рис. 39).

Ниже приводится сравнение химического состава рассолов из разных впадин Красного моря с нормальной океанической водой (табл. 11).

Было выдвинуто несколько гипотез, объясняющих образование высокоминеральных и высокотемпературных рассолов в некоторых впадинах Красного моря.

1. Рассолы сформировались за счет стекания высокоминерализованных вод из мелководных лагун Красного моря.

2. Рассматриваемые рассолы являются реликтовыми, образовавшимися во время низкого стояния уровня Мирового океана, когда Красное море было изолированным усыхающим бассейном.

3. Рассолы образовались за счет осадочно-эвапоритовых пород, которые в районе Красного моря и прилегающих частях суши широко распространены и представляют собой соленосные и гипсоносные толщи миоценового возраста мощностью более 2000—3000 м.

4. Рассолы поступают из глубоких недр Земли по разломам, секущим базальтовый слой земной коры, который является своеобразным «водоупором», препятствующим проникновению вверх легколетучих компонентов из вещества мантии, являющихся первичными источниками питания гидросферы Земли.

При обсуждении вопроса о происхождении рассматриваемых рассолов следует прежде всего учитывать следующие характерные особенности: температура рассолов достигает 60° С, хотя во впадинах, не менее глубоких, где такие рассолы отсутствуют, температура придонных вод не превышает 22° С; рассолы обнаружены только в некоторых впадинах, причем не самых глубоких, которые удалены на сотни километров от берегов Красного моря.

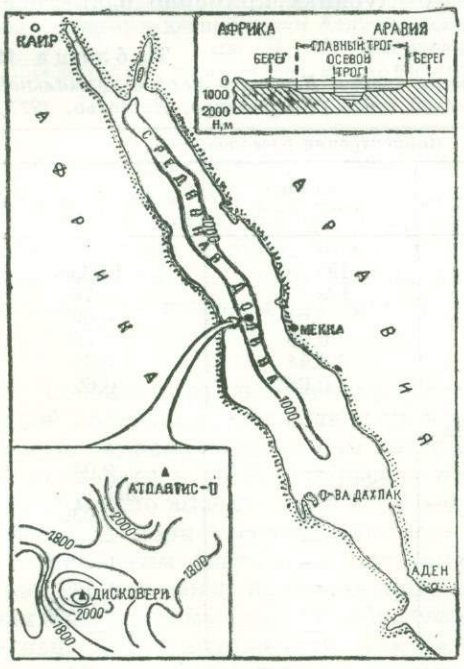


Рис. 38. Местонахождение донных впадин в Красном море (из Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дергольца, 1971).

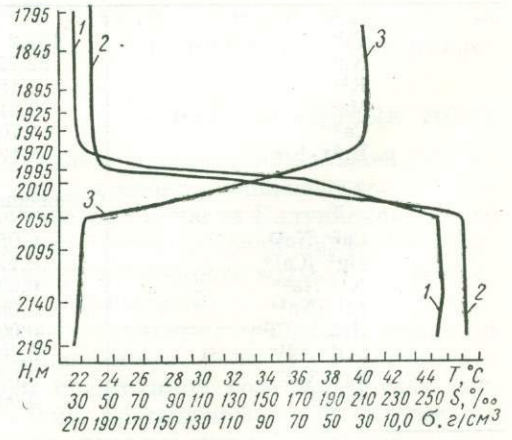


Рис. 39. Распределение температуры, солености и плотности воды (σ) Красного моря по вертикали (по Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дергольцу, 1971).

1 — температура; *2* — соленость; *3* — плотность

Приведенные факты позволяют предположить, что рассолы, обнаруженные в некоторых впадинах Красного моря, имеют глубинное происхождение.

Из полузамкнутых бассейнов с повышенной соленостью интересно Средиземное море, соленость вод которого ниже солености вод Красного моря и колеблется в пределах от 37 до 39‰. Меньшая его соленость (37—39‰) может быть объяснена иным географическим положением, в связи с чем поступление в него пресных и опресненных вод более значительно, чем в Красном море, а испарение меньше. Следует иметь в виду также большие размеры Средиземного моря при большей глубине его (до 4000 м) и большую глубину Гибралтарского пролива (370 м), которым Средиземное море соединяется с Атлантическим океаном. В горизонтальном направлении соленость изменяется очень мало, несколько повышаясь в восточной части (до 39‰) по сравнению с западной (37—38‰), а также уменьшаясь до 37‰ и менее в Адриатическом море. Очень незначительное (не более чем на 1‰) изменение солености наблюдается и по вертикали.

Постоянство солености воды в бассейнах с повышенной соленостью, каковыми являются Средиземное и Красное моря, вызвано тем, что во время зимнего охлаждения более соленые поверхностные воды, образовавшиеся за летний период в результате испарения, опускаются до наибольших глубин, восстанавливая, таким образом, равномерное распределение солености во всей толще воды. Однако известные различия в солености вод наблюдаются в проливах, соединяющих осолоненные моря с океаном, что хорошо видно на схеме распределения солености в Гибралтарском проливе (см. рис. 30). Несомненно, что еще большие различия будут наблюдаться в Баб-эль-Мандебском проливе, соединяющем Красное море с Индийским океаном, поскольку соленость вод Красного моря отличается более значительно от солености вод Индийского океана, чем соленость вод Средиземного моря от солености вод Атлантического океана.

Конечно, поверхностные воды полузамкнутых осолоненных бассейнов у устья рек значительно распреснены. На этом вопросе мы остановимся после рассмотрения солености вод опресненных полузамкнутых бассейнов.

Опресненные моря

Из опресненных полузамкнутых бассейнов наиболее интересной является система морей, в состав которых входят соединенные между собой проливами Мраморное, Черное и Азовское моря.

Мраморное море, глубины которого превышают 1000 м, соединяется со Средиземным морем Дарданельским проливом глубиной 70—90 м. Соленость поверхностных вод Мраморного моря не превышает 25‰ (рис. 40, *а*), причем она значительно понижается к Босфорскому проливу, через который поступают опресненные воды Черного моря. Уже на глубине 50 м соленость вод резко меняется (рис. 40, *б*). Объясняется это тем, что Мраморное море содержит воду, поступающую в него из Средиземного моря через пролив Дарданеллы, которая частично через Босфорский пролив по его придонной части поступает в Черное море (рис. 41). Таким образом Мраморное море отличается весьма своеобразным распределением солености вод, которое характерно для проливов, соединяющих моря, содержащих воды различной солености, и его, очевидно, можно рассматривать как расширенный участок пролива, связывающего Средиземное море с Черным, а не самостоятельное море. Соленость вод Черного моря равна 18‰. Такая невысокая соленость объясняется тем, что Черное море является

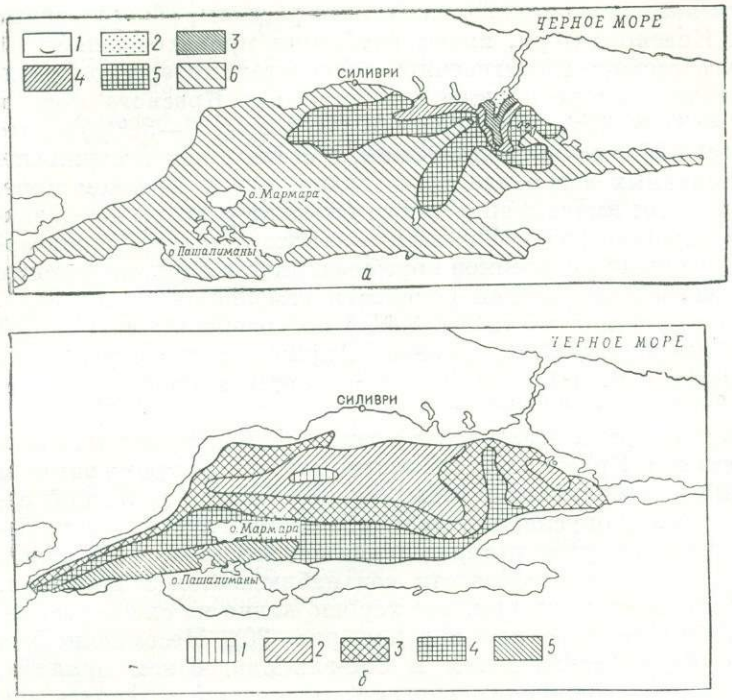


Рис. 40. Распределение солености (‰) в Мраморном море (по Н. Шпиндлеру, 1896).

а — на поверхности: *1* — < 20, *2* — 20—21, *3* — 21—22, *4* — 22—23, *5* — 23—24, *6* — 24—25; *б* — на глубине 50 м: *1* — < 37,0, *2* — 37,0—37,5, *3* — 37,5—38,0, *4* — 38, 0—38,5, *5* — > 38,5.

водосборным бассейном для многочисленных рек, впадающих в него (Дунай, Днепр, Днестр). Кроме того, на поверхность Черного моря выпадает значительное количество осадков. Поступление в Черное море вод высокой солености из Мраморного моря невелико. Сильное опреснение вод Черного моря влечет за собой и некоторое изменение соотношения в нем растворенных солей, а именно в воде Черного моря отмечается повышенное содержание карбонатов (см. табл. 7).

Прослеживая распределение солености на поверхности Черного моря, следует прежде всего отметить очень незначительные ее колебания. Даже в северо-западной части Черного моря, в которую впадают все основные реки Черноморского бассейна, поверхностные воды заметно опреснены на значительной площади только в апреле (рис. 42, *а*), а в сентябре (рис. 42, *б*) отчетливое опреснение наблюдается лишь в западной половине рассматриваемой части Черного моря.

Крайне важно отметить, что толщина распресненного слоя воды даже у устья такой многоводной реки, как Дунай, крайне невелика, порядка 5 м осенью и около 10 м весной.

В заключение следует указать, что у устья лиманов, например, у устья Днепровского лимана наблюдается очень своеобразное распределение солености вод. Если лиман не глубок, то у его устья изогалины располагаются почти вертикально, что хорошо видно на прилагаемом рис. 43. Аналогично располагаются изогалины и в Таганрогском заливе, который можно рассматривать как устье р. Дона. Следует лишь указать, что резкое смещение изогалин наблюдается не только в различные времена года, когда меняется количество пресных вод, привносимых р. Доном, но и в зависимости от силы и направления ветров. Вертикальное распределение солености в Черном море в районах, даже незначительно удаленных от устья крупных рек, почти не изменяется. Исключением

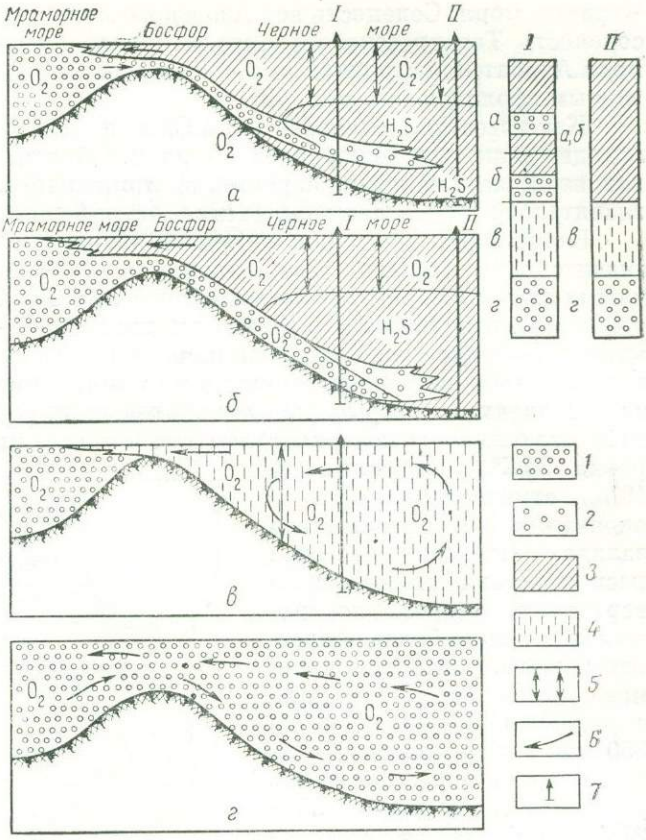


Рис. 41. Солевой режим вод Черного моря в Прибосфорском участке в карангат-современное время.

а, б — современное и древнечерноморское время; *в* — новоэвксинское время, *г* — карангатское время. *1* — полносоленая вода ($S = 37^0/_{00}$) *2* — распресненная вода ($S = 25—30^0/_{00}$); *3* — солоноватая вода ($S = 15—20^0/_{00}$); *4* — резко опресненная вода ($S = 5—8^0/_{00}$); *5* — зона, охваченная вертикальной циркуляцией; *6* — направление течений; *7*—место взятия колонки осадка.

является только Прибосфорский участок, в котором глубинные воды сильно осолонены по сравнению с водами нормальной солености Черного моря.

Интересно отметить, что благодаря более высокой температуре соленых вод, поступающих в Черное море из Босфора, струя этих вод только у Босфора перемещается по дну, а дальше, по направлению к центральной части Черного моря, по мере ее разбавления опресненными водами Черного моря, она уже движется не по дну, а на некотором расстоянии от дна (см. рис. 41). Этим объясняется аномалийное распределение солености, а также температуры и газовый режим в центральной котловине Черного моря, где отмечается меньшая соленость придонных вод по сравнению с водами, располагающимися выше.

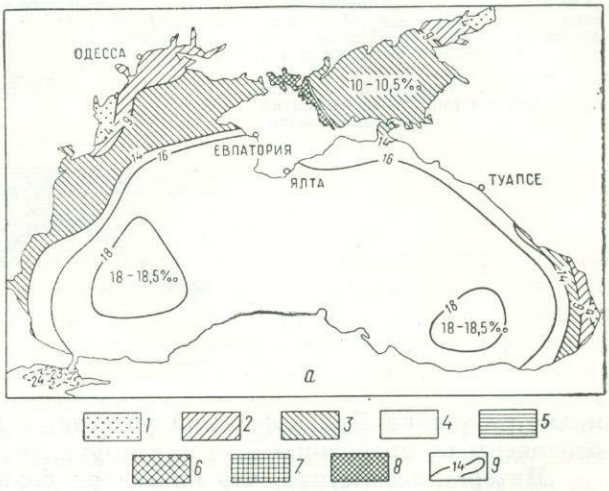
Благодаря тому, что мощность струи солевых вод, поступающих из Босфора, может значительно колебаться, естественно, что площадь, на которой эта струя протекает по дну, также изменяется, а поэтому в один период времени в каком-либо районе Прибосфорского участка наблюдаются осолоненные придонные воды, а в другой период — воды нормальной солености для Черного моря (см. рис. 41, *б*). Конечно, колеблется и степень проникновения осолоненных вод в глубь Черноморской впадины, т. е. проникновение ее на большее или меньшее расстояние от Прибосфорского участка (см. рис. 41).

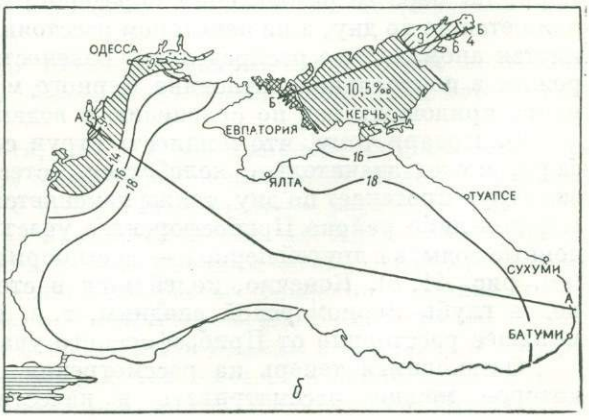
Остановимся теперь на рассмотрении солевого режима Азовского моря, которое можно рассматривать в качестве резко изолированного района

Черного моря. Соленость вод Азовского моря в среднем равна 10‰, исключая соленость Таганрогского залива и залива Сиваш, отделенного от Азовского моря Арабатской стрелкой, и соединяющегося с Азовским морем узким и мелководным проливом (см. рис. 42).

Как известно, соленость вод в Сиваше настолько значительна, что там происходит даже выпадение солей в осадок. Объясняется это тем, что в залив Сиваш не впадает какой-либо реки и он примыкает к району, в котором испарение значительно превышает выпадение атмосферных осадков.

Белое море, так же как и Черное, является опресненным, хотя и не в столь значительной степени. Так, соленость поверхностных вод в центральных частях Белого моря колеблется в пределах 25—27‰, что отвечает солености вод, изливающихся из Белого моря через Горло — пролив, соединяющий Белое море с Баренцевым. Более низкая соленость наблюдается в поверхностных водах, только сильно врезанных в материк, в мелководных Онежском и Двинском заливах, в которые впадают многоводные реки. При этом любопытно отметить, что соленость поверхностных вод в летнее время в Двинском заливе была равна 24,2‰, а соленость 19‰ отмечалась лишь у окончания Кандалакшского залива. Что же касается распределения солености по вертикали, то здесь поверхностные воды более опреснены, чем глубинные. Основная масса вод примерно с глубины 50—60 м и до 350 м имеет соленость 30‰, в то время как соленость у поверхности равна 25—27‰. В Горле, несмотря на значительную глубину (до 100 м), вода в вертикальном направлении одинаковой солености. Объясняется это влиянием сильных приливно-отливных течений, вызывающих перемешивание вод от поверхности до дна. Этим же объясняется и сравнительно невысокая соленость глубинных вод в Белом море, так как благодаря перемешиванию, через Горло в него даже зимой не проникает вода соленостью выше 30—31‰.





Гораздо более опресненным является Балтийское море. Так, например, в проливах Бельт и Эресунн соленость поверхностных вод

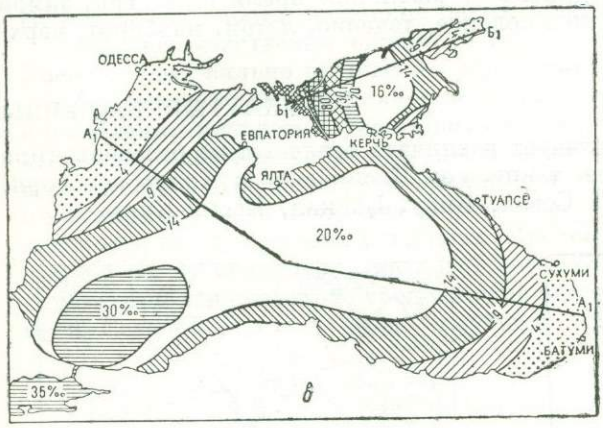
Таблица 12

Распределение солености и температуры в Готландской котловине

Глубина, м	0	20	30	60	70	80	100	125	150	200	220
Соленость,	7,05	7,05	7,12	7,24	7,77	8,98	10,23	10,45	11,37	11,65	14,76
Температура, °С	12,9	11,5	5,4	2,8	2,8	3,8	4,5	4,7	4,7	4,6	4,9
Слой	Поверхностный			Промежуточный				Глубинный			

в зависимости от направления ветра колеблется от 10 до 22‰. К юго-востоку от указанных проливов соленость равна 12—16‰, восточнее о. Рюген она падает до 7—8‰, а восточнее о. Борнхольм — до 7—7,5‰. В районе о. Готланд соленость равна 6—6,5‰. В заливах же Балтийского моря соленость падает еще значительнее. Так, в Ботническом заливе соленость в 5‰ достигает пролива Северный Кваркен, а севернее составляет 2—4‰. Подобным же образом уменьшается соленость по направлению с запада на восток и в Финском заливе (рис. 44).

Различная соленость наблюдается также и по вертикали в местах расположения наибольших котловин Балтийского моря — Готландской и Ботнической. Наглядно распределение солеyостей вод в Готландской впадине восточнее о. Готланд представлено на рис. 45 и в табл. 12, заимствованной из работы Н. М. Книповича



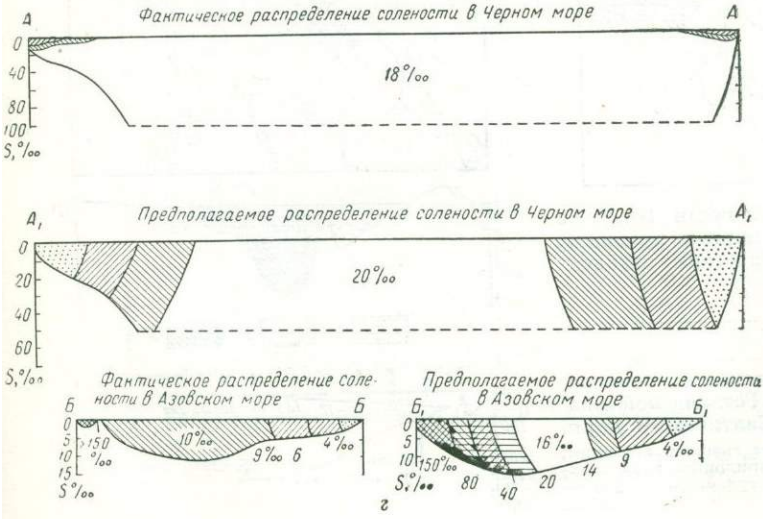


Рис. 42. Распределение солености (‰) поверхностных вод Черного и Азовского морей.

а — в апреле; *б* — в сентябре; *в* — предполагаемое геологами распределение солености в бассейнах типа Черного и Азовского морей; *г* — гидрологические профили.

1 — меньше 4; *2* — 4—9; *3* — 9—14; *4* — 14—20; *5* — 20—40; *6* — 40—80; *7* — 80—150; *8* — > 150; *9* — изогалы.

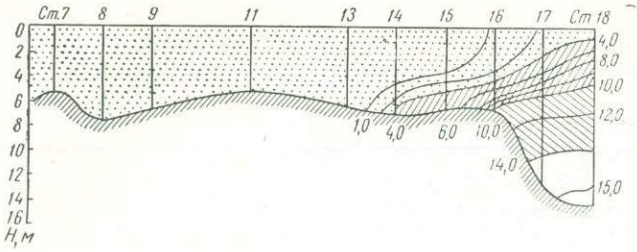


Рис. 43. Распределение солености (‰) в Днепровском лимане в октябре.

(1938), в которой воды подразделены по солености на три слоя — 0—50 м; 50—100 м и от 100 м до наибольших глубин.

Как обычно, в полузамкнутых бассейнах различие солености глубинных и поверхностных вод Балтийского моря вызвано поступлением в него более соленых вод в нижней части пролива и притоком пресных вод с берега. При этом отметим, что сток опресненных вод через верхнюю часть пролива и приток более соленых через нижнюю неодинаков в различное время года. Так, зимой наибольшую скорость имеет нижнее, соленое, течение, летом, наоборот, верхнее, опресненное.

ЗАМКНУТЫЕ БАССЕЙНЫ

Среди этого типа бассейнов следует различать осолоненные бассейны типа Мертвого моря, солоноватоводные, такие, как Каспийское и Аральское моря, и пресноводные, например, озера Севан, Киву, Байкал, Иссык-Куль.

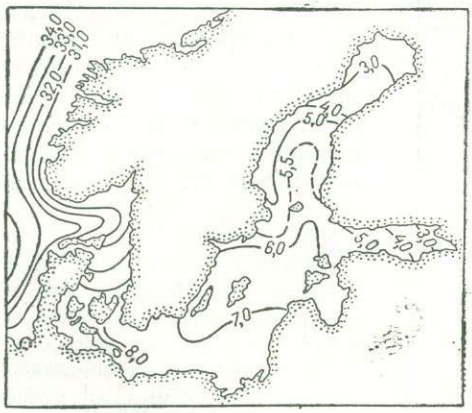


Рис. 44. Распределение солености (‰) на поверхности Балтийского моря и проливов, соединяющих его с Атлантическим океаном.

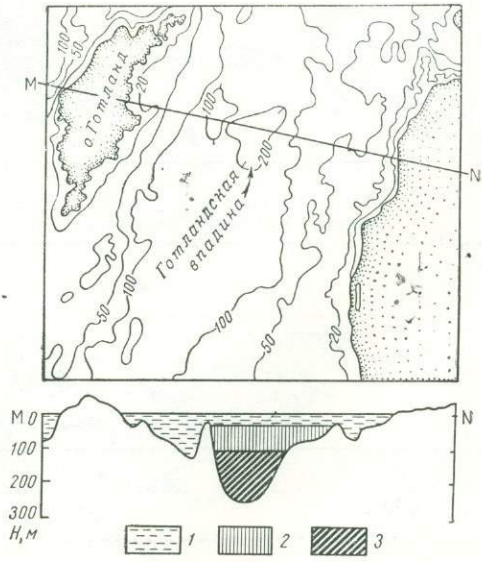
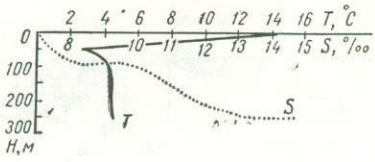


Рис. 45. Распределение солености, температуры и газового режима в Готландской впадине Балтийского моря.

1 — толщи воды с нормальным газовым режимом; *2* — промежуточный слой; *3* — придонные воды с застойным режимом, содержание углекислого газа до 52 см³/л.



Характерным осолоненным замкнутым бассейном является Мертвое море площадью 1 тыс. км². Уровень моря лежит на 392 м ниже уровня Средиземного моря. Наибольшая глубина озера равна 356 м. Соленость воды Мертвого моря в среднем равна 260‰. Запас солей, растворенных в Мертвом море, достигает 43 млрд. т, из которых на долю хлористого магния приходится 22 млрд. т, хлористого натрия — 11 млрд. т, хлористого кальция — 6 млрд. т, бромистого магния — около 1 млрд. т и хлористого калия 2 млрд. т.

Воды Мертвого моря безжизненны вследствие их высокой солености.

Солоноватоводные бассейны

Из замкнутых солоноватоводных бассейнов наибольший интерес представляет Каспийское море. Соленость поверхностных вод Каспийского моря почти на всей его площади равна примерно 13‰ (рис. 46). Исключением является северная часть Северного Каспия, где соленость вод падает у устья Волги до солености волжской воды, равной в зимнее время 0,24—0,34‰.

Вполне естественно ожидать, что распределение соленостей в Северном Каспии будет сильно отличаться в различное время года (рис. 47).

С приведенным материалом о солености воды в различных частях Северного Каспия интересно сопоставить тот факт, что соленость даже поверхностных вод вблизи впадения р. Куры мало отличается от нормальной, так же как и соленость в Красноводском заливе, где она равна 14‰, хотя там испарение происходит с огромной интенсивностью. Такие незначительные изменения солености вод в указанных районах обусловлены двумя причинами: малой изоляцией их от основной ванны Каспия и относительно быстрым возрастанием глубин при движении от берега внутрь бассейна. Напомним, что огромная площадь Северного Каспия имеет глубины, измеряемые немногими метрами, что

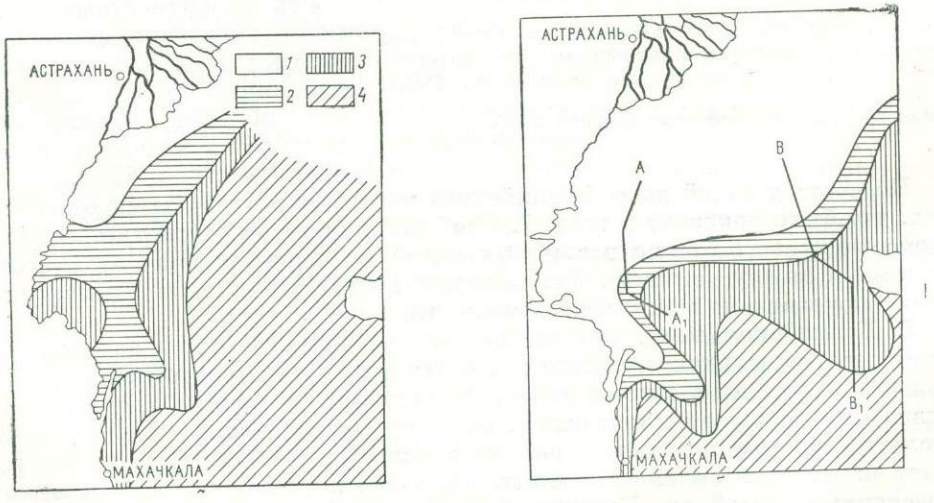


Рис. 46. Распределение солености (‰) в Каспийском море (по материалам Н. М. Книповича, 1921).

а — зимнее распределение солености на поверхности вод в западной части Северного Каспия; *б* — летнее распределение солености на поверхности вод в западной части Северного Каспия. *1* — < 6; *2* — 6—9; *3* — 9—12; *4* — 12—13. А—$А_1$, В—$В_1$ — линии гидрологических профилей.

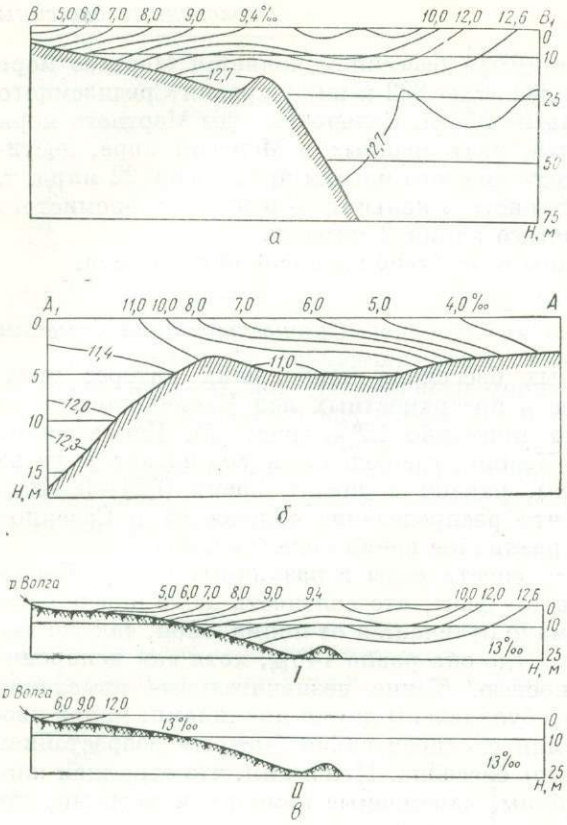


Рис. 47. Распределение солености в Каспийском море по гидрологическим профилям (по материалам Н. М. Книповича, 1921).

а — по профилю В—$В_1$ в июле; *б* — по профилю А—$А_1$ в июле; *в* — по меридиональному профилю к югу р. Волги: *I* — летнее; *II* — зимнее.

позволяет весь Северный Каспий рассматривать в качестве дельты р. Волги.

При рассмотрении контура площади распространения опресненных вод в Северном Каспии следует иметь в виду, что его очертания в значительной мере определяются течениями. Проникновение заметно опресненных вод Северного Каспия далеко на юг в его западной части объясняется течением, идущим с севера на юг вдоль западного берега Каспия (см. рис. 46). Распределение солености по вертикали в Каспийском море характеризуется следующими особенностями. В Южном и Среднем Каспии уже на небольших глубинах отмечена наиболее высокая соленость на поверхности. В Северном Каспии, для которого характерны малые глубины, даже у дна, на незначительном расстоянии от устья р. Волги наблюдается более высокая соленость, чем соленость поверхностных вод. Степень опреснения не только поверхностных, но и относительно глубинных вод в рассматриваемой области Каспия сильно колеблется в зимнее и летнее время (см. рис. 47).

По составу солей воды Каспийского моря резко отличаются от океанических, что было показано в табл. 7. Особенно интересно рассмотреть изменение солености и соотношение различных солей в северо-западной части Каспийского моря между устьем р. Урала и уже высохшим заливом Кайдак, что наглядно показано на прилагаемой табл. 13.

В Каспийском море, значительно опреснённом речными водами, наблюдается резкое увеличение углекислых солей и различное содержание сульфатов. Процент последних в составе солей, растворенных в речных водах, в среднем близок к таковому в составе солей, растворенных в океанической воде. Следовательно, при распределении океанических вод речными водами ее солевой состав измениться сильно не может, что часто и отмечается в полузамкнутых опресненных бассейнах. Принимая во внимание это обстоятельство, а также легкую растворимость сульфатов, например $MgSO_4$, мы приходим к заключению, что высокое содержание сульфатов в воде какого-либо бассейна могло произойти лишь в результате продолжительного упаривания вод бассейна, пополняемых

Таблица 13

Изменения солености и содержания солей (%) в северо-восточной части Каспийского моря

Место отбора пробы	Соленость, ‰	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Сульфаты	$MgCl_2$	NaCl	KCl	Хлориды	KBr
Мировой океан	35,30	0,21	3,94	6,40	10,34	9,44	78,32	1,69	89,45	—
Каспийское море (по Л. С. Бергу)	12,86	1,24	6,92	23,58	30,50	4,54	62,15	1,21	67,90	—
Каспийское море, против устья р. Урала . . .	2,05	11,22	8,78	20,00	28,78	8,29	50,25	1,46	60,00	—
Каспийское море, между Буинскими островами и р. Прорвой	6,77	4,29	8,27	21,71	29,98	6,76	58,49	1,48	66,73	—
Начало пролива Мертвый Култук	15,7	1,52	6,92	23,27	30,19	4,15	62,49	1,65	68,29	—
У входа в залив Мертвый Култук	26,0	1,13	7,77	22,70	30,47	4,15	62,37	1,41	68,23	0,17
Мертвый Култук, середина залива	30,80	0,71	8,31	22,18	30,49	5,16	61,95	1,59	68,70	0,10
Залив Кайдак, начало залива	34,47	0,81	7,83	22,23	30,11	5,01	62,75	13,1	69,07	—
Залив Кайдак, южная часть	56,26	0,60	7,07	22,58	29,65	4,91	63,44	1,21	69,56	0,19

притоком речных вод. Незначительное содержание в таких бассейнах углекислых солей, которых, как известно, в речных водах очень много, можно объяснить тем, что основная часть принесенных речными водами углекислых соединений выпала из раствора. Вполне естественно, что в бассейнах, воды которых образовались в значительной мере в результате упаривания речных вод, содержание хлоридов будет значительно меньше, чем в океане, так как хотя они и не выпадают из раствора, но приносятся реками, как правило, в количестве намного меньшем, чем карбонаты и сульфаты.

Сравнивая средний солевой состав вод Каспийского моря с составом вод близ впадения р. Урала, где соленость равна 2,05‰, следует обратить внимание прежде всего на резкое увеличение карбонатов — до 11,22%. Объясняется это приносом речными водами большого количества этих солей, в связи с чем значительно возрастает не только относительное, но и абсолютное их количество. Заслуживает внимания увеличение содержания $CaSO_4$ и $MgCl_2$ и уменьшением $MgSO_4$ и NaCl. Все эти соли приносятся речной водой, но относительное содержание последних двух в речной воде гораздо меньше, чем в Каспийском море, в связи с чем уменьшается не только их абсолютное количество в опресненных участках Каспийского моря, но значительно падает и участие их в общем составе солей. Что же касается $CaSO_4$ и $MgCl_2$, то даже в том случае, если абсолютное содержание их в речной воде будет заметно меньше, чем в воде Каспийского моря, но не настолько, как относительное содержание $MgSO_4$ и NaCl, то увеличение их относительного содержания в опресненном участке Каспийского моря станет неизбежным.

Прослеживая изменения в составе солей по мере концентрации их в сильно опресненной каспийской воде, естественно было бы ожидать постепенное

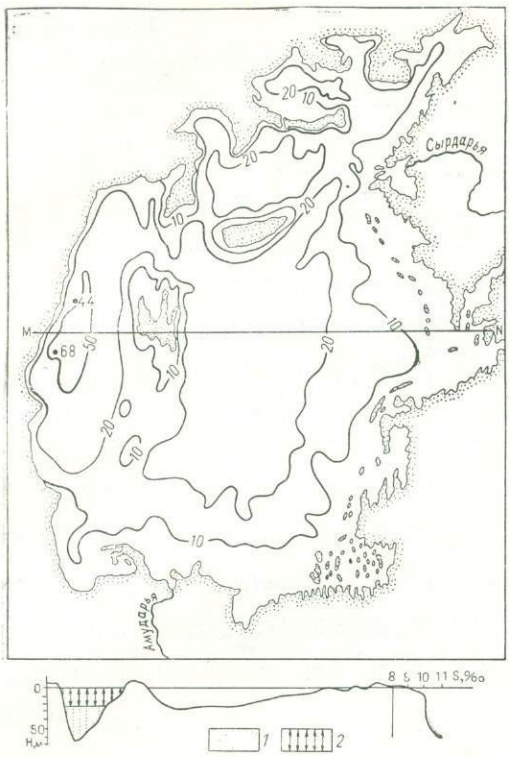


Рис. 48. Распределение глубин в Аральском море и гидрологический профиль по линии *MN*

1 — толща воды с нормальным газовым режимом; *2* — придонные воды с застойным режимом, зараженные сероводородом.

увеличение содержания хорошо растворимых солей ($NaCl$, $MgSO_4$ и др.) и уменьшение плохо растворимых солей ($CaCO_3$, $CaSO_4$ и др.). Это оправдывается по отношению к $NaCl$ и $CaCO_3$, но не наблюдается при рассмотрении изменений в составе других солей. Объясняется это тем, что углекислые соли кальция, поступающие с прилегающей суши, вступая в реакцию с $MgSO_4$, приводят к образованию труднорастворимых, частично выпадающих из раствора $CaSO_4$ и $CaMg(CO_3)_2$. Реакцией с углекислыми солями кальция может объясняться и уменьшение содержания $MgCl_2$. Показательно, что, по данным М. А. Глазовской (1938), при сравнении вод в начале залива Кайдак (соленость 34,47‰) и в глубине этого же залива (соленость 56,26‰) наблюдается иногда очень значительное обогащение состава $CaSO_4$ и обеднение $MgSO_4$.

Таким образом, мы убеждаемся в том, что при упаривании в естественных условиях сильно опресненной воды с доведением в ней концентрации до солености воды, подвергшейся распреснению, соотношение солей в упариваемой воде может оказаться различным. При достаточном упаривании опресненной воды соотношение солей в ней станет близким к соотношению солей в океане. В этом легко убедиться, сравнив соотношение солей в заливе Кайдак и Мировом океане.

При рассмотрении солевого состава в еще более осолоненных участках, например в заливе Кара-Богаз-Гол, где происходит интенсивное выпадение солей, обнаруживаются сложные химические реакции, влекущие за собой резкое изменение соотношения солей. В этом легко убедиться по данным табл. 14.

Рассмотрим солевой режим еще одного замкнутого опресненного бассейна — Аральского моря. По солености, равной примерно 10‰, а также по соотношению различных солей Аральское море очень близко к Каспийскому, но резко отличается от него по площади и глубине. Последняя не превышает 68 м, причем глубины свыше 30 м протягиваются в виде узкой полосы вдоль западного берега (рис. 48). Распределение солености поверхностных вод изменяется очень мало. Так, уже на небольшом расстоянии от устья р. Амударьи соленость поверхностных вод на значительной площади, хотя несколько и отличается от солености поверхностных вод других участков, но не более чем на 1‰, несмотря на сильное течение, идущее от устья Амударьи на север, вдоль западного берега. Незначительно в общем различие в соле-

Таблица 14

Соотношение солей в Каспийском море и заливе Кара-Богаз-Гол на различных глубинах

Место отбора пробы	Соленость, ‰	Содержание, %						
		$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$MgCl_2$	NaCl	KCl	Na_2SO_4
Каспийское море . .	13	1	7	24	5	62	1	—
Кара-Богаз-Гол								
На глубине (м):								
0	164	—	2	19	14	65	—	—
5,49	164	—	2	18	13	66	—	—
7,32	183		1,5	26,5	3	68	—	—
Маточный рассол . .	226		1	24	—	56	—	19

ности и по вертикали; оно редко превышает 1‰. Исключение составляют лишь те участки, где поверхностные воды значительно опреснены речной водой. Так, например, у западного берега Аральского моря, где поверхностный слой воды распреснен водами Амударьи, наблюдалось следующее распределение солености (‰) по глубине (м): 0—8,6, 10 — 9,7, 20 — 9,9, 40 — 9,9, 50 — 10,0, 62 — 10,5.

Из приведенных материалов видно, что соленость с увеличением глубины возрастает приблизительно на 2‰, а распресненный слой воды имеет очень незначительную мощность. То же явление наблюдается и вблизи устья Амударьи (примерно в 13 км к северу), где на поверхности соленость равна 8,37‰, на глубине 1 м — 9,56‰, а у дна, на глубине 11,5 м — 10,29‰.

Пресноводные бассейны

В качестве характерных крупных пресноводных водоемов рассмотрим оз. Севан в Армении и оз. Киву в Центральной Африке. Соленость вод в оз. Севан равна 0,5‰, следовательно, его можно рассматривать в качестве пресноводного водоема.

При анализе состава солей (табл. 15) обращает на себя внимание преобладание анионов HCO_3^{1-} и CO_3^{2-} над анионами Cl^{1-} и SO_4^{2-}, что обусловливается высокой долей углекислых солей.

Таблица 15

Состав воды оз. Севан, его притоков и океанической воды

Элемент	Содержание элементов в оз. Севан		Содержание элементов в притоках		Отношение элементов в озере к элементам в притоках	Содержание элементов в Мировом океане, мг/л
	мг/л	%	мг/л	%		
K	21,4	3	2,7	2	7,0	1,11
Na	77,3	11	7,9	6	9,8	20,59
Ca	33,9	5	17,0	14	2,0	1,20
Mg	55,9	8	6,2	5	9,9	3,72
Cl	62,3	9	4,9	3	12,7	55,29
SO_4	16,9	2	4,8	3	3,5	7,69
CO_3	500,9	61	85	65	5,9	0,21
Прочие	0,99	1	1,53	2	0,5	0,2

Показательно также превышение почти в 2 раза эквивалентов ионов щелочей над суммой эквивалентов Cl и SO_4. Эти факты позволяют отнести оз. Севан к типу содовых озер. Интересен вопрос о формировании солевого состава оз. Севан, который образовался из солей, приносимых реками, впадающими в оз. Севан, поскольку не вызывает сомнения, что оз. Севан представляет собой скопление речных вод. Соотношение солей в оз. Севан и в воде рек, в него впадающих, очень различно, так же как оно отлично от соотношения солей в океане, что видно из табл. 15.

Сравнение солевого состава вод оз. Севан и впадающих рек в него показывает, что оз. Севан в конечном итоге больше всего накапливает в растворе Cl, Na, Mg и других наиболее растворимых и индифферентных элементов, т. е. вода оз. Севан преобразуется из пресной в морскую. Этот вывод, сделанный С. Я. Лятти (1932), представляется нам очень важным, так как он намечает путь образования солевого состава вод современного Мирового океана в прежние геологические эпохи. Но возникает вопрос, куда же исчезают труднорастворимые соли, например $CaCO_3$, $CaSO_4$ и другие? Можно предполагать, что они выпадают из раствора или в виде химического осадка, как, например, $CaCO_3$ в оз. Севан, или же накапливаются на дне в виде остатков организмов, которые усваивали их из растворенного состояния. Однако ни в осадках оз. Севан, ни в организмах мы не видим значительного количества сернистых соединений; куда они исчезают, не совсем ясно. Наиболее вероятно предположение, что сульфаты расходуются главным образом в самом осадке в процессе диагенеза, восстанавливаясь до сероводорода, а затем образуют нерастворимые соединения, выпадающие из кругооборота. Таким же образом можно объяснить и исчезновение части других элементов, например, Mg, Na, K и др.

Отсутствие в донных осадках оз. Севан хлористых соединений при содержании Cl в воде оз. Севан в 12,7 раза большем, чем в воде питающих его рек, дало основание С. Я. Лятти высказать предположение, что вода оз. Севан образовалась в результате 12,7-кратного упаривания поступающих в него вод. Если Cl не мог значительно расходоваться в процессе диагенетического преобразования осадков оз. Севан, то предложение С. Я. Лятти можно принять.

Оз. Киву, расположенное в Центральной Африке (Танганьика) на высоте 1468 м над уровнем моря, представляет собой большой пресноводный бассейн площадью 2370 км², который образовался совсем недавно — 16 000 лет. Фауна его, за исключением планктона, чрезвычайно бедна.

Озеро расположено в области Великих африканских разломов, где много вулканов.

Как видно на прилагаемой карте (рис. 49), берега оз. Киву очень крутые, в связи с чем мелководная зона почти отсутствует. Максимальная глубина озера 496 м. Толща воды в озере отчетливо подразделяется на три части. Верхний, 70-метровый слой воды имеет кислородный режим, что свидетельствует об интенсивном перемешивании вод в этом слое, ниже располагается переходная зона (70—275 м), а под нею, застойная зона, с глубины 275 м до дна — 496 м.

Соленость вод в оз. Киву по вертикали заметно изменяется от $1^0/_{00}$ на поверхности до $4^0/_{00}$ в нижней застойной зоне.

В заключение кратко остановимся на распределении биогенных элементов в полузамкнутых и замкнутых бассейнах. В Каспийском море наблюдается обычное распределение фосфора и кремния, а именно увеличение содержания их с глубиной. Что же касается азотистых соединений, то отмечается высокое содержание в верхнем слое нитритов (NO_2), в то время как высокое содержание нитратов (NO_3) наблюдается в более глубоких горизонтах вод.

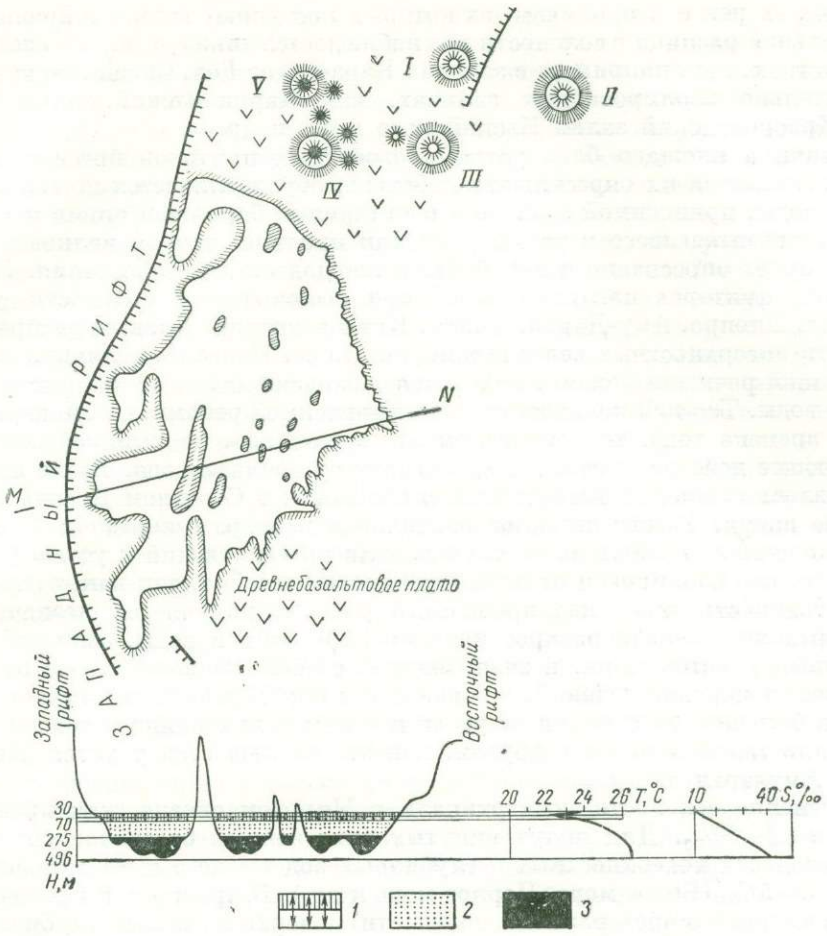


Рис. 49. Распределение глубин в оз. Киву.

1 — верхний 30-метровый слой, постоянно насыщенный кислородом; ниже, до глубины 70 м происходит полное перемешивание воды в течение года; *2* — на глубине от 70 до 270 м происходит медленное многолетнее перемешивание воды; *3* — с глубины 275 до 495 м (дно) застойный газовый режим; растворено большое количество углекислого газа, метана и небольшое количество сероводорода.
Вулканы: *I* — Микено, *II* — Мухавура, *III* — Карисимби, *IV* — Нвира-Гонга, *V* — Ньямлагир.

Следует, однако, отметить, что такое распределение азотистых соединений характерно лишь для определенного времени года. Резко меняется содержание биогенных элементов в различное время года в Черном море.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЕВОГО РЕЖИМА ВОД В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ

Резюмируя приведенный материал по солевому режиму бассейнов различных типов, мы можем принять, что соленость поверхностных вод в различных частях одного бассейна колеблется крайне незначительно, не более 2—3‰. Исключение составляют только изолированные участки, примыкающие к устью

многоводных рек и к проливам, из которых поступают воды иной солености [1]. Значительная разница в солености вод наблюдается также в сильно изолированных участках, как, например, в заливах Кара-Богаз-Гол, Сиваш, но не в таких, незначительно изолированных заливах, как Каркинитский залив Черного моря, Красноводский залив Каспийского моря и др.

Величина площади близ устья многоводных притоков пресных вод, где резко сказывается их опресняющее действие, обусловливается не только количеством воды, приносимой ими, но и очертаниями береговой линии и глубиной участка, примыкающего к устью реки или пролива: чем он мелководнее, тем сильнее будет опреснение и тем больше площадь этого опреснения. Значение названных факторов наглядно видно при рассмотрении солености у устья рек Дона, Днепра, Аму-Дарьи, Волги, Куры и других, а также распределения солености поверхностных вод в Мраморном море. Конечно, величина площади, опресненной речными водами, находится в зависимости и от количества поступающей воды. Так как количество воды, приносимой реками, неодинаково в различные времена года, то в конечном итоге площадь, на которой сказывается опресняющее действие речных вод, зависит от времени года. Выше это иллюстрировалось примером распределения солености в Северном Каспии в летнее и зимнее время. Резкое сезонное различие в размерах опресненной площади водоема ощущается лишь в том случае, если примыкающий к устью реки участок не сильно изолирован от остальной части бассейна, так как в противном случае соленость всего изолированного участка изменяется незначительно.

Очертание площади распространения опресненной воды, если это не изолированный участок моря, в значительной степени зависит также от силы и направления морских течений, в связи с чем опреснение часто бывает заметно на очень большом расстоянии от устья в одном направлении и совсем не ощущается или менее заметно в другом, как это наблюдается у устья рек Куры, Волги, Амударьи и др.

Изменение солености по вертикали в Мировом океане, как правило, не превышает 1—3‰. Для полузамкнутых опресненных бассейнов обычно различие солености поверхностных и глубинных вод также весьма незначительно, порядка 3—5‰ (Белое море, Черное море и др.). В проливах и проточных морях (Мраморное море) разница солености поверхностных и глубинных вод может быть очень большой, иногда превышать 10‰.

Величина солености по вертикали зависит главным образом от ширины и глубины пролива, соединяющего полузамкнутый бассейн с океаном, и от количества пресных вод, поступающих в полузамкнутый бассейн. Характер пролива и количество поступающих пресных вод могут быть различными. При рассмотрении глубины пролива нужно принимать во внимание глубину бассейна, а ширины пролива — его размеры. Точно так же невозможно изучать количество поступающих пресных вод без учета площади полузамкнутого бассейна и его глубины.

Все сказанное по поводу значения относительных цифр при оценке роли проливов, соединяющих полузамкнутые бассейны с океаном, остается в силе и для проливов между бассейнами с различным солевым режимом.

При определении градиента солености по вертикали, естественно, не принимались во внимание примыкающие к устью рек участки, поверхностные

[1] В случае поступления из проливов вод более высокой солености влияние последних очень мало сказывается на изменение солености поверхностных вод, так как они вблизи устья пролива опускаются в придонные части бассейна. В связи с этим в дальнейшем мы будем иметь в виду только поступление опресненных вод.

воды которых сильно опреснены. В таких участках различие в солености по вертикали на протяжении 10 м может достигать 5—6‰ и более.

Существование полузамкнутых (непроточных) бассейнов с резко различающимися по солености поверхностными и глубинными водами приходится отвергать. В самом деле, если бы, например, количество осолоненных вод, поступающих в Черное море из Мраморного, увеличилось, то можно считать, что это явление привело бы не к увеличению разницы солености между поверхностными и глубинными водами, а, наоборот, к уменьшению ее за счет повышения солености поверхностных вод. Если представить, что увеличился приток в Черное море опресненных вод, то это опять-таки привело бы не к увеличению разницы в солености поверхностных и глубинных вод, а, наоборот, к ее уменьшению. В этом случае поступление соленых вод через Босфор прекратилось бы, так как в Босфоре наблюдался сток в одну сторону — из Черного моря в Мраморное. Глубинные воды Черного моря в скором времени в результате постепенного перемешивания опреснились бы и не отличались или мало отличались по солености от поверхностных вод (см. рис. 41).

В современную эпоху не наблюдается резкого изменения солености по вертикали и в замкнутых бассейнах из-за перемешивания поверхностных и глубинных вод, которое происходит постепенно, но, по-видимому, достаточно быстро, чтобы солевой режим бассейнов мог оказаться устойчивым в течение более или менее продолжительного времени.

Различие солености глубинных и поверхностных вод — явление не статическое, а динамическое, причем крайне неустойчивое. Поэтому его нельзя принимать во внимание при рассмотрении гидрологического режима ранее существовавших бассейнов. Конечно, и здесь исключаются участки, часто весьма обширные, находящиеся под влиянием притока пресных речных вод.

Соотношение солей в бассейнах различного типа во всех частях Мирового океана и широко с ним сообщающихся морях всегда постоянно. Примерно то же наблюдается и в умеренно осолоненных полузамкнутых бассейнах. В опресненных полузамкнутых бассейнах соотношение солей заметно изменяется главным образом за счет значительного увеличения карбонатов. Более резко соотношение солей отличается в замкнутых бассейнах в связи с тем, что заполняющие их воды образовались в основном из упаренных речных вод, а не являются чисто морскими с примесью (большею или меньшею) речных вод. Поэтому, чем меньше содержание морской воды в замкнутом бассейне, оставшейся со времени отделения его от океана, тем более резко соотношение солей в таком бассейне будет отличаться от соотношения солей в океанической воде. Пользоваться, однако, этим для определения времени обособления какого-либо бассейна можно только с осторожностью. Количество и состав солей, приносимых реками в разное геологическое время, весьма различно. Кроме того, не все соли, ранее находившиеся в растворенном состоянии и принесенные реками, остаются в растворе; часть солей выпадает из раствора, как это наблюдается не только в сильно осолоненных бассейнах, но даже в пресных. Например, в оз. Севан выпадает в большом количестве $CaCO_3$. Поэтому принимать во внимание следует главным образом легкорастворимые соли, например $MgSO_4$ и NaCl, соотношение которых в речной и морской воде весьма различно. Так, значительное содержание $MgSO_4$ в водах Каспийского и Аральского морей позволяет сделать вывод, что воды этих морей произошли не в результате опреснения океанических вод речными, а как следствие упаривания последних, и притом весьма продолжительного.

Таблица 16

Соленость и ее распределение в бассейнах различного типа

Характер бассейна		Соленость, ‰	Изменения солености (‰) в направлении *		Соотношение солей
			горизонтальном	вертикальном	
Мировой океан и широко с ним соединяющиеся моря		34—37	Незначительные, в пределах 2—3	Незначительные, в пределах 1—2	Хлориды — 89% Сульфаты — 10% Карбонаты — 1% Остальные — 1%
Полузамкнутые осолоненные **		до 45—50	То же	То же	Близкое к таковому в Мировом океане
Опресненные	Непроточные (типа Белого моря)	Весьма различная: от 2—3 до 30—33	»	Иногда до 5	Увеличивается содержание карбонатов за счет приноса речными водами
	Проточные (типа Мраморного моря)	То же	»	Иногда весьма значительные, до 20	То же
Замкнутые	Осолоненные **	Иногда намного выше 35	»	Обычно незначительные	Часто весьма сильно отличается от такового в океанах, особенно в бассейнах, давно обособившихся от Мирового океана
	Опресненные	От почти пресной до 30—33	»	То же	

* Не приняты во внимание участки бассейнов, расположенные вблизи устья многоводных рек.
** Не включены бассейны или их участки, в которых наблюдается выпадение солей из раствора.

Однако, руководствуясь соотношением указанных солей, следует указать на опасность заключений о времени образования того или иного замкнутого бассейна на основании его солевого состава даже в том случае, если в опресненных бассейнах типа Каспийского и Аральского морей не происходит (как в сильно осолоненных) сложных химических реакций, в результате которых выпадает ряд химических осадков, что приводит к сильному изменению соотношения солей.

Несмотря на сказанное некоторые исследователи все же считают возможным время отшнурования бассейнов от морей, соленость вод которых была близка к океанической, вычислять по соотношению солей. Л. К. Блинов считает, что если известна скорость поступления в такой бассейн солей, приносимых реками, то нетрудно вычислить время, необходимое для метаморфизации его солевого режима. На этом основании Л. К. Блинов определяет время от-

шнурования Каспийского моря от Черного периодом в 4200 лет. Руководствуясь по существу тем же методом, С. В. Бруевич определяет это время несколько иначе — от 6400 до 10 600 лет.

Однако, как это справедливо отмечает К. К. Марков, «Даже маломальские из этих цифр меньше тех, какие можно предполагать на основании геологических данных. Последнее время соединения Каспийского и Черного морей предполагают в хвалынское время. Его сопоставляют, правда, совершенно провизорно с валдайской ледниковой эпохой, максимум которой удален от нас, во всяком случае, на несколько десятков тысяч лет».

На основании сказанного К. К. Марков считает необходимым учитывать, при таких расчетах, вынос солей ветром, что может увеличить цифру времени отшнурования Каспия на 1/3 и главное учесть удаление солей из Каспия осолоненными заливами, в частности Кара-Богаз-Голом.

На основании изложенного можно принять следующее.

1. В результате распреснения сильно осолоненных вод речными не может образоваться вод, в которых соотношение солей было бы таким же, как и в изначальной морской воде.

2. Упаривая пресную воду или сильно опресненную метаморфизованную (например, каспийскую), нельзя получить океаническую.

В заключение следует особо подчеркнуть, что во всех частях как полузамкнутых, так и замкнутых бассейнов соотношение солей будет везде одинаково даже в том случае, если оно значительно отличается от соотношения их в океане. Конечно, за исключением тех изолированных участков, где соленость резко отличается от солености основной части полузамкнутого или замкнутого бассейна.

Наглядно иллюстрировать изложенное можно табл. 16.

ВЛИЯНИЕ СОЛЕВОГО РЕЖИМА НА СОСТАВ ОРГАНИЗМОВ

Изучение состава растений и животных, заселяющих бассейны различной солености, показало, что комплексы их в бассейнах различного типа резко разнятся между собой. Так, например, установив ненормальный солевой режим какого-либо бассейна, мы можем с полным правом утверждать, что он являлся полузамкнутым или замкнутым. Если изучаемый бассейн был повышенной солености, то не вызывает сомнения, что он располагался в области аридного климата. При установлении пониженной солености ранее существовавшего бассейна можно утверждать, что он располагался в области гумидного климата или, находясь в области аридного климата, являлся водосборным бассейном для рек, текущих из области с гумидным климатом. Для установления климата в области расположения древнего опресненного бассейна необходимо решить, что является характерным для осадков этого бассейна — наличие отдельных пластов и линз с большим количеством химических осадков типа гипсов и каменной соли, или, наоборот, пластов и линз пород, указывающих на формирование их в пресноводных условиях. В первом случае рассматриваемый опресненный бассейн располагался в аридном климате, а во втором — в гумидном.

Помимо этого следует особое внимание обратить на тот факт, что длительное время в опресняющихся бассейнах размеры некоторых организмов не уменьшаются, а, наоборот, увеличиваются, причем нередко проявляется даже «гигантизм», а состав организмов в таких бассейнах нередко становится очень разнообразным, на определенном этапе развития таких бассейнов, за счет интенсивного родо- и видообразования.

ВЛИЯНИЕ СОЛЕВОГО РЕЖИМА НА СОСТАВ ОСАДКОВ

В настоящее время трудно указать какие-либо типы пород, свидетельствующие о солевом режиме вод бассейна, в котором они формировались. Известно, что даже такие породы, как доломиты, могли отлагаться не только в бассейнах повышенной солености, но и пониженной. То же самое можно сказать и о сингенетичных минералах, конкрециях как известковых, так и железистых, марганцовых, фосфоритовых и иных. Ничего для определения солевого режима не может дать и изучение глинистых минералов. Исключение, конечно, представляют галогены, а именно такие, как гипс, ангидрид, поваренная соль и другие, но и при этом нужно, даже при наличии таких образований, являющихся свидетелями очень высокой солености вод бассейнов седиментации, провести тщательный анализ для решения вопроса о «загипсованности» или «засолоненности» изучаемых осадков, поскольку таковая особенность может отражать процессы, происходящие в стадию катагенеза и не иметь никакого отношения к солености вод бассейна седиментации.

Особенную осторожность следует проявлять при изучении бассейнов, нередко опресненных, но расположенных в резко выраженной аридной зоне, как, например, Аральское море. В бассейнах указанного типа, в любом даже временно отшнуровавшемся участке будет происходить накопление гипсов или поваренной соли и поэтому при наблюдении в разрезах за чередованием слоев галогенов и нормальных морских осадков может создаться впечатление, что морские осадки формировались в водоеме повышенной солености, но это, конечно, неверно.

То же самое можно сказать и о морях, расположенных в гумидной области. В отшнуровавшихся участках таких морей будут накапливаться пресноводные осадки и в разрезах по чередованию отложений с пресноводной и морской фаунами, конечно, можно предположить пониженную соленость вод такого моря. При этом важно указать, что слои с пресноводной фауной могут быть обнаружены даже среди морских отложений, формирующихся в морях, расположенных в аридной зоне, так как и в такой зоне, в отдельных отшнуровавшихся водоемах, если в них поступали речные воды, могут отлагаться слои с пресноводной фауной.

Все изложенное свидетельствует о том, что по составу осадков исключительно сложно восстанавливать солевой режим в ранее существовавших водоемах и что даже такие показатели, как галогены, могут привести к совершенно неверным заключениям. Для решения поставленного вопроса необходимо изучение большого количества тщательно сопоставленных между собой разрезов, иначе палеогеографические построения не только не отразят палеогеографическую обстановку в то или иное геологическое время, но и приведут к составлению неправильных палеогеографических карт.

ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО РЕЖИМА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

В главе, посвященной солевому режиму современного океана, указывалось, что в воде океана содержатся группа элементов в виде ионов истинно растворимых солей и группа элементов, находящихся в океанической воде преимущественно в коллоидной форме (см. табл. 9, 10).

Время пребывания первой группы элементов в океанической воде значительно выше, чем второй, а поэтому, если знать общее количество того или иного элемента в океане, а также располагать данными об уносе их в осадок и привносе

Таблица 17

Баланс вещества при выветривании и сносе в океан *

Элемент	Среднее содержание в первичных породах земной коры, г/кг	Привнесено в океан (на 600 г первично разрушенных пород), г	Содержание в настоящее время, в океанической воде, г/кг	Содержание в океанической воде, % по отношениию к привносу
Cl	0,17	0,10	19,350	19 350,0
Br	0,002	0,0012	0,0659	5 492,0
F	0,66	0,396	0,0013	0,3
S	0,37	0,222	0,900	400,0
B	0,01	0,006	0,0045	75,0
Na	25	15,0	10,764	64,0
K	25	15,0	0,388	2,6
Mg	18,7	11,2	1,297	11,5
Ca	33	19,0	0,4080	2,1
Sr	0,34	0,2	0,008	4,0

* Баланс рассчитан по содержанию Na в океанической воде.

реками в океан, то можно рассчитать время пребывания каждого элемента в воде океана. Конечно, все полученные выводы по этому вопросу дают только общие представления, но как пишет А. П. Виноградов (1967, стр. 191), «во всяком случае мы отчетливо видим, что простые ионы Na, K, Mg, Sr, Cl, Br, SO_4, B и другие имеют максимально продолжительное время пребывания в воде океана 10^7—10^8 лет. Ионы других, в частности, тяжелых металлов, Ca, F, Li, Rb, I, Cs, U, Ag, V, Mo, P, имеют среднее время пребывания 10^5—10^6 лет. Наконец, химические элементы, которые образуют нерастворимые соединения, гидролизуются, находятся главным образом в виде взвесей. Их время пребывания значительно меньше 10^3—10^4 лет. Это Ba, Si, Be, Ti, Cr, Mn, Te, Co, Ni, Sn, Zn, Pl, As, Sr, Al, Th и др.» (1967, стр. 191—192).

Зная, что Na и Cl в осадках океанов отсутствуют, и зная привнос их реками, казалось бы, можно высчитать, с одной стороны, возраст Мирового океана, который может быть определен цифрой $2 \cdot 10^8$, а, с другой, кратность упаривания стока вод с суши, из которых образовалась океаническая вода и таким образом представить эволюцию содержания в океанах отдельных элементов. Напомним, что такие попытки для решения вопроса о времени образования небольших водоемов проводились некоторыми исследователями, например указанная методика применялась при решении вопроса о происхождении солевого режима вод оз. Севан, образовавшегося в результате упаривания речных вод, в него поступавших. Следует, однако, отметить, что метод, приемлемый для определения условий формирования солевого режима вод небольших водоемов типа оз. Севан, которые образовались недавно, бесконечно осложняется при решении вопроса о формировании солевого режима вод Мирового океана. Прежде всего следует указать, что соотношение различных элементов, содержащихся в первичных породах земной коры, резко отличается от соотношения их в воде океанов, что наглядно видно в табл. 17, заимствованной из работы А. П. Виноградова (1967).

А. П. Виноградов на основании анализа приведенной таблицы справедливо отмечает следующие положения. «Если бы даже все породы земной коры были разрушены, то подобные количества Cl^{1-}, F^{1-}, а также SO_2^{2-} и HCO_3^{1-} привнесены

в океан быть не могли» (стр. 27). Поэтому нельзя не согласиться с его следующим положением.

«Можно определенно утверждать, что вся анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная — за счет разрушения горных пород» (стр. 26).

Следует также иметь в виду, что состав продуктов вулканов, выносимых на поверхность Земли, возможно, ощутимо изменялся. Что же касается состава элементов, привносимых в океан в результате разрушения горных пород, то он несомненно резко изменялся. А. П. Виноградов отмечает, что «разрушению в далеком прошлом подвергались главным образом основные и ультраосновные породы. . . В основных и ультраосновных породах Na было в десятки раз больше, чем K, тогда как сейчас отношение Na/K на поверхности Земли близко к 1. . . Если накопление Na^{1+} в океане шло более или менее монотонно до установления какого-то обменного равновесия между сушей и океаном, то для интенсивного выноса K^{1+} в океан должна была пройти глубокая дифференциация горных пород в пределах земной коры. Источником Mg^{2+} были основные и ультраосновные породы материков и дна океанов, значительно более богатые магнием, чем современные породы поверхности Земли, и в этом случае не требовалось глубокой дифференциации земной коры (средние содержания Mg в %; в современных глинах — 1,3, а в базальтах 4,5 и ультраосновных породах — до 30)».

На основании анализа привноса в океан различных элементов А. П. Виноградов считает, что в истории формирования солевого режима океана можно выделить три стадии: раннюю — отсутствие биосферы (глубокий архей), среднюю — время становления биосферы (конец архея — палеозой) и позднюю или современную (палеозой — настоящее время).

При решении вопроса об эволюции солевого режима океана нужно принимать во внимание, что растворимость многих элементов зависит от количества растворенных иных элементов, затем от эволюции газового режима океанических вод, эволюции окислительно-восстановительного потенциала (величина Eh), концентрация водородных ионов (величина pH), щелочного резерва (величина Alk), от большего или меньшего развития обособленных водоемов, в которых происходила садка солей, а также от изменения площадей осадконакопления, величина которых менялась в зависимости от преимущественного развития трансгрессий или регрессий. Несомненно, что ценные материалы по эволюции солевого режима Мирового океана могут быть получены и на основании изучения развития органического мира, если особое внимание обращать на анализ причин вымирания или пышного развития крупных групп организмов, населявших океан в прежние геологические эпохи. Палеоэкологические исследования несомненно весьма важны при решении обсуждаемого вопроса, так же как и палеоседиментационные исследования, ставящие перед собой задачу выявления условий седиментации в различные периоды геологического времени, при решении которой также особое внимание следует обращать на формирование пород, характеризующих определенные периоды геологического времени и формировавшиеся в разные периоды времени в различных условиях.

Попытаемся теперь рассмотреть и по возможности объяснить те изменения осадконакопления и развития органического мира, которыми можно руководствоваться при обсуждении эволюции солевого состава Мирового океана в геологический период существования Земли, т. е. попытаемся при обсуждении этого вопроса руководствоваться палеоседиментационными и палеоэкологическими методами.

В главе, посвященной палеоэкологическим исследованиям, отмечалось, что на границе палеозоя и мезозоя отмечаются такие изменения состава организмов, заселявших воды Мирового океана и широко с ним сообщающихся бассейнов, которые не могут быть объяснены естественной эволюцией органического мира. Очевидно, указанные резкие изменения были тесно связаны с воздействием абиотической среды.

Вероятно, что на указанном рубеже геологического времени произошло отчетливое изменение солевого режима Мирового океана, а именно его опреснение, что может быть связано с выпадением в верхнепермское время огромного количества галогенов. Вероятно, что в палеозое воды Мирового океана гораздо больше содержали магния по сравнению с кальцием, что и обусловливало широкое выпадение в палеозое доломитов, которые в последующее время, по-видимому, в нормальных океанических условиях уже не формировались. Учитывая возможность насыщенности вод Мирового океана в прежние геологические эпохи гораздо большим количеством углекислого газа, что будет рассмотрено в главе, посвященной газовому режиму, следует предполагать, что и щелочной резерв (Alk) ранее был выше. Щелочной резерв, так же как и содержание растворенного углекислого газа, постепенно понижался от допалеозоя до настоящего времени. В палеозое и даже в мезозое растения заселяли преимущественно верхние горизонты водных пространств, а на суше были распространены только на влажных участках теплых областей, поэтому в периоды обширных трансгрессий щелочной резерв и содержание углекислоты изменялись более резко, чем в периоды регрессий, а отсюда становится понятным выпадение из раствора гораздо большего количества углекислых солей в трансгрессивные периоды. При этом следует отметить, что широкое развитие в конце мезозоя и в кайнозое листопадной флоры и травянистых растений, покрывавших ранее безжизненные огромные пространства суши, обусловило, вероятно, на границе мезозоя и кайнозоя неодинаковое соотношение углекислого газа и кислорода в атмосфере. Резкое колебание соотношения указанных газов наблюдалось и в воде Мирового океана, что не могло не повлечь за собой и соответствующие вариации величин pH, Eh и Alk, а это в свою очередь не могло не сказаться на вымирании одних групп организмов и расцвете других.

Солевой режим вод Мирового океана на протяжении фанерозоя, вероятно, незаметно изменялся, поэтому нам представляется возможным присоединиться к мнению Л. А. Зенкевича (1951) о том, что «за время, протекшее с кембрия, океан не претерпел в своей солености существенных изменений».

Такое представление можно подтвердить и следующим соображением. Общепризнано, что период от кембрия до настоящего времени исчисляется цифрой 5000 млн. лет, а вся геологическая история Земли, со времени образования Мирового океана, исчисляется цифрой от 30 000 до 40 000 млн. лет. Следовательно, если даже принять, что со времени образования Мирового океана до настоящего времени произошло изменение его солености от 1—5 до 35‰, то и тогда остается непонятным, почему же соленость его за промежуток времени от времени образования Мирового океана до начала кембрия, т. е. за промежуток в 25 000—35 000 млн. лет, изменилась незначительно и лишь за последние 5000 млн. лет произошли резкие изменения его солености. Следует, однако, указать, что по обсуждаемому вопросу имеются и иные мнения.

Так, например, А. К. Блинов (1946, 1947) вычислял соленость вод Мирового океана на границе палеозоя и допалеозоя (10—14‰) и соленость вод в цехштейновое время (26,1‰). Были высказаны и иные мнения об изменении солености вод Мирового океана, которые, так же как и вычисления А. К. Блинова,

представляются необоснованными, по ранее уже высказанным соображениям, как, например, вычисления Я. В. Самойлова, который соленость вод в пермский период принимал равной 26‰ и считал, что лишь в верхнемеловое время соленость вод Мирового океана приблизилась к наблюдаемой в нем в современное время.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЕНОСТИ ВОД В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Независимо от решения вопроса об эволюции солевого режима вод Мирового океана вопрос о распределении солености в воде океанов и широко с ним сообщающихся морей должен решаться так же, как и для современных бассейнов указанного типа (см. табл. 16).

Однако в геологической литературе по вопросу о распределении солености в ранее существовавших бассейнах рассматриваемого типа господствуют иные представления, введенные Л. В. Пустоваловым (1940).

Указанный исследователь считал, что вода в одном бассейне может в различных его частях резко разниться, так как химические и терригенные продукты, поступающие в бассейн, выпадают в различных его частях (рис. 50). Эта схема легла в основу составленной им карты верхнепермских отложений на территории Татарской АССР.

Воззрения Л. В. Пустовалова о возможности резких различий солености вод в одном бассейне получили широкое распространение. Так, например, Л. В. Пустовалов считал, что в одном и том же бассейне соленость вод по направлению от берега, с которого поступали пресные воды, постепенно повышается от нескольких промилле, до нескольких десятков промилле, а вблизи берега, куда пресные воды не поступали, соленость вод могла достигать сотен промилле и здесь выпадали галоидные осадки.

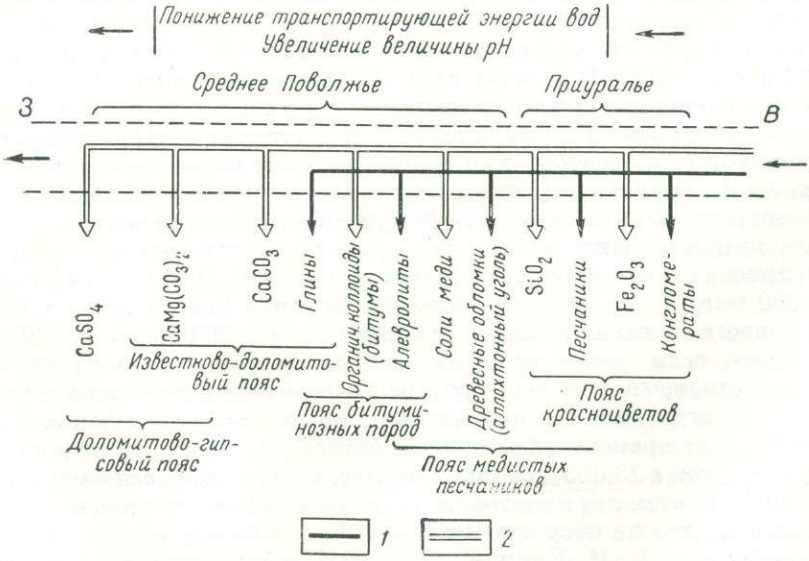


Рис. 50. Общая схема осадочной дифференциации вещества (по Л. В. Пустовалову, 1940).

1 — продукты механической дифференциации; *2* — продукты химической дифференциации.

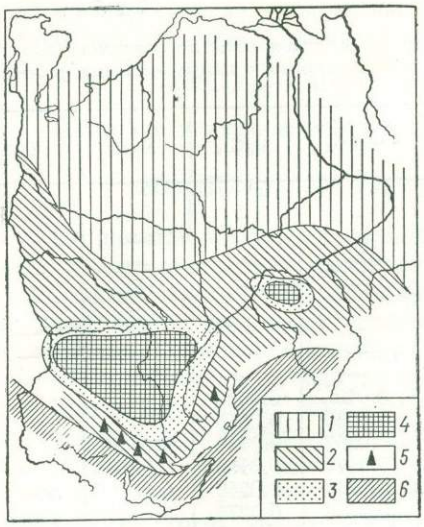


Рис. 51. Схема распределения солености на Сибирской платформе в бельское время (по Н. М. Страхову, 1963).

1 — нормальная соленость; *2* — повышенная соленость (до 50‰); *3* — значительная соленость (временами больше 150‰); *4* — высокая соленость (временами больше 270‰); *5* — находки трилобитов; *6* — суша.

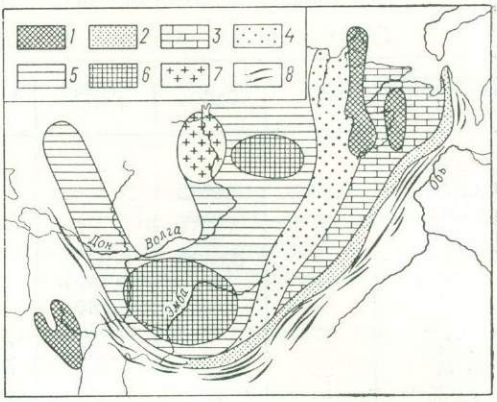


Рис. 52. Схема распределения осадков и солености в восточной части Русской платформы в сакмарское и артинское время (по В. Д. Наливкину и Н. М. Страхову, 1963).

1 — отсутствие осадков; *2* — континентально-пресноводные осадки; *3* — море с нормальной соленостью; *4* — море с несколько повышенной соленостью (до 50‰); *5* — море со значительной соленостью (до 150‰); *6* — море высокой солености (150—270‰); *7* — море с локальной и эпизодической соленостью (150—270‰); *8* — горные сооружения.

Н. М. Страхов не только принимает представления Л. В. Пустовалова, но даже считает, что наиболее повышенная соленость может наблюдаться в центральных частях ранее существовавших бассейнов (рис. 51, 52). Аналогичные взгляды отражены и на палеогеографических картах среднемиоценового возраста в «Атласе палеогеографических карт Советского Союза», на которых в Предкарпатской области показано отложение гипсов в средней части среднемиоценового моря.

ИЗМЕНЕНИЕ СОЛЕВОГО РЕЖИМА ВОД В ПОЛУЗАМКНУТЫХ И ЗАМКНУТЫХ БАССЕЙНАХ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕГО В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ УКАЗАННЫХ ТИПОВ

В главе, посвященной рассмотрению солевого режима полузамкнутых бассейнов, указывалось, что среди таких бассейнов выделяются осолоненные и опресненные.

Осолоненные моря

Соленость осолоненных бассейнов типа Красного моря, если и повышена, то соотношение солей в нем мало изменено. Резко соотношение солей может быть нарушено только в сильно осолоненных бассейнах, что, однако, наблюдается лишь в бассейнах типа залива Кара-Богаз-Гол, т. е. в бассейнах, где происходит садка солей.

Вопрос о садке солей в таких бассейнах весьма сложен и зависит от деталей изменения, во-первых, соотношения солей в таких сильно осолоненных бассейнах,

Таблица 18

Последовательность выпадения солей (г/л) из морской воды нормального состава при ее упаривании в искусственных условиях

Объем воды при упаривании, л	Fe_2O_3	$CaCO_3$	$CaSO_4+2H_2O$	NaCl	$MgSO_4$	$MgCl_2$	NaBr	KCl
1,000			—	—	—	—	—	—
0,533	0,0030	0,0642	—	—	—	—	—	—
0,316	—	Следы	—	—	—	—	—	—
0,245	—	—	—	—	—	—	—	—
0,190	—	0,0430	0,5600	—	—	—	—	—
0,1445	—	—	0,5620	—	—	—	—	—
0,131	—	—	0,1840	—	—	—	—	—
0,112	—	—	0,1600	—	—	—	—	—
0,093	—	—	0,0509	3,2614	0,040	0,0078	—	—
0,064	—	—	0,1476	9,6500	0,0130	0,0356	—	—
0,039	—	—	0,0700	7,8960	0,0262	0,0434	0,0728	—
0,0302	—	—	0,0144	2,6240	0,0174	0,0150	0,0358	—
0,023	—	—	—	2,2720	0,0254	0,0240	0,0518	—
0,0162	—	—	—	1,4040	0,5382	0,0274	0,0620	—
Количество выпавших солей	0,0030	0,1072	1,7489	27,1074	0,6602	0,1432	0,2224	—
Соли в последнем растворе				2,5885	1,8545	3,1640	0,3300	0,5339
Всего твердого осадка	0,030	0,1072	1,7489	29,6959	2,5147	3,3072	0,5524	0,5339

а, во-вторых, от обмена вод с бассейнами нормальной солености или даже опресненными, как, например, обмена вод между осолоненным заливом Кара-Богаз-Гол и опресненным Каспийским морем, а также, конечно, от притока материковых вод, соотношение солей в которых, конечно, резко отлично от соотношения солей в любом осолоненном бассейне.

Детально рассмотреть вопрос о садке солей в осолоненных бассейнах невозможно. Это слишком сложный специальный вопрос. Поэтому нужно здесь ограничиться только приведением некоторых материалов.

Порядок выпадения солей из морской воды нормального состава в искусственных условиях наглядно представлен в табл. 18, заимствованной из работы У. Х. Твенхофела (1936, стр. 416).

Нужно, однако, иметь в виду, что в нормальных условиях при высыхании какого-либо полузамкнутого или замкнутого участка бассейна выпадение солей может происходить и не в указанной последовательности; выпадать могут и иные соли. Объясняется это тем, что вода, подвергающаяся испарению в таких бассейнах, может быть различной по составу. Кроме того, в усыхающий участок бассейна, каким, например, являлся ныне высохший залив Кайдак, поступают воды как из Каспийского моря, так и с прилегающих участков суши, которые приносят дополнительное количество солей, часто отличных от содержащихся в воде обособленных участков бассейна. Приносимые из материковых отложе-

ний в залив Кайдак углекислые соли вступают в реакцию с $MgSO_4$, имеющимся в воде этого залива. Это ведет к выпадению доломита по формуле

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 = CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 + 2CO_2 + 2H_2O.$$

В случае же исчезновения $MgSO_4$ реакция пойдет иначе, а именно по формуле:

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 = CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2 + 2H_2O + 2CO_2.$$

По данным М. А. Глазовской (1937), здесь происходит следующая последовательность выпадения химических осадков. «На первых стадиях выделяется гипс, затем хлористый кальций и одновременно происходит доломитизация осадков. Многочисленные исследования приазовских и причерноморских озер и лиманов полностью подтвердили эти положения...».

«Залив Кайдак находится в первых стадиях этого процесса континентальной метаморфизации, когда поступающий с материка в залив $Ca(HCO_3)_2$ реагирует с серномагниевой солью, выделяя свободный гипс. Пересчеты солей в процентах к общей сумме сухого остатка явно показывают увеличение $CaSO_4$ и уменьшение $MgSO_4$ в глубь залива...».

«Кроме того, экспедицией были обнаружены в южной части Кайдака (путем донного бурения) пропластки гипса, что также указывает, насколько интенсивно происходит здесь процесс огипсования...».

«Распространение пропластков гипса, однако, приурочено лишь к центральным частям бассейна; к побережьям они исчезают, сменяясь черными илистыми отложениями с сильным запахом сероводорода...».

«Можно предположить, что в силу происходящих здесь биологических восстановительных процессов, оседающий на дно гипс восстанавливается до сернистых соединений и до сероводорода, который, выделяясь, совершенно выводит серу из круговорота веществ в бассейне» (М. А. Глазовская, 1937).

В заливе Кара-Богаз-Гол выпадает из раствора не NaCl, как следовало бы ожидать, а $Na_2SO_4 + 10H_2O$ — мирабилит. Это объясняется тем, что воды Каспийского моря, испаряющиеся в заливе Кара-Богаз-Гол, содержат во много раз большее количество сульфатов, чем океанические.

Вопрос о порядке выпадения различных химических соединений в осолоняющихся бассейнах настолько сложен, что дать какую-то общую схему их выпадения почти невозможно. В таких бассейнах выпаривание сопровождается постоянной метаморфизацией в связи с привносом с материков дополнительных химических соединений. Особенно трудно дать такую схему для полузамкнутых бассейнов, в которые поступают в изменяющемся количестве воды из другого водоема. В таких бассейнах порядок осаждения различных химических осадков может часто и весьма резко меняться, что наблюдается в заливе Кара-Богаз-Гол, где выпадение мирабилита в последнее время сменялось выпадением поваренной соли NaCl, а затем вновь начал выпадать мирабилит.

В водоемах с обычной соленостью, вплоть до сильно опресненных, выпадение солей происходит в ранее указанной последовательности по мере насыщения ими вод этих водоемов. Углекислые соли кальция, например, выпадают из раствора как в сильно опресненных водоемах, так и в нормально соленых. Выпадение этих солей в гораздо большей степени зависит от температурного и газового режима, чем от солевого.

Часто высказывается мнение об образовании доломита лишь в значительно осолоненных водоемах. Такое представление не может быть принято потому, что доломиты и доломитизированные известняки, например, в палеоген-

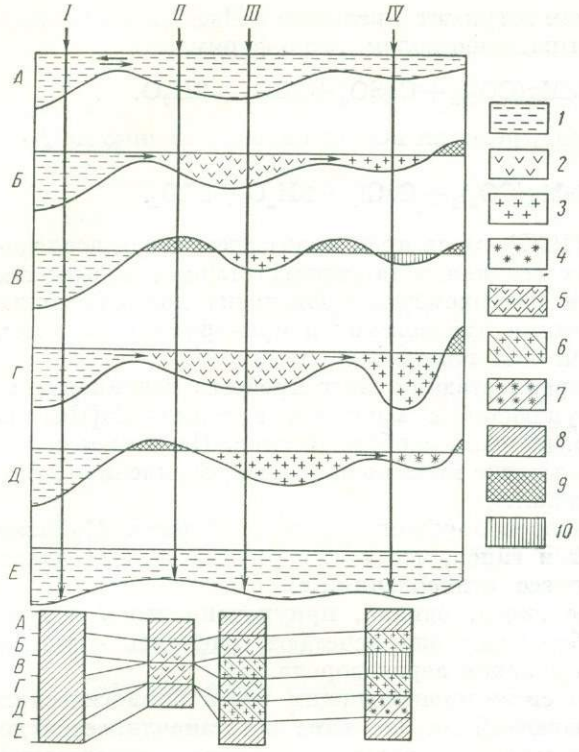


Рис. 53. Одна из вероятных схем накопления галогенных отложений.

1 — нормальный соленый бассейн; *2* — бассейн с садкой сульфидов; *3* — бассейны с садкой хлоридов; *4* — бассейны с садкой калийных солей; *5* — гипсы; *6* — каменная соль; *7* — калийные соли; *8* — нормально морские осадки; *9* — суша; *10* — континентальные осадки. *А, Б, В, Г, Д, Е* — последовательные этапы развития соленосного бассейна. *I—IV* — местоположение разрезов.

неогеновых отложениях, несомненно, отлагались как в нормально соленых бассейнах, так и в сильно опресненных. В опресненных водоемах выпадение доломита, согласно справедливому замечанию Д. С. Соколова (1955), происходит в результате малого количества сульфат-ионов, повышающих растворимость доломита. Следовательно, в случае большого привноса с суши в опресненные бассейны углекислых магниевых солей, такие соли могут скоро (иногда даже быстрее, чем кальциевые соли) достигнуть степени насыщения и выпасть из раствора в виде доломита или доломитизированных известняков. Важно при этом отметить, что доломитизированные известняки и доломиты, образовавшиеся в таких почти пресных водоемах, будут ассоциироваться с известняками, а формирующиеся в сильно осолоненных бассейнах — с гипсами.

Сложность решения вопроса о порядке выпадения солей различного химического состава в сильно осолоненных бассейнах осложняется еще тем, что динамика изменения солевого режима солеродных бассейнов зависит не только от притока в него вод с тем или иным соотношением солей, но также и от исходного состава солей в солеродном бассейне, поскольку воды таких бассейнов могут, во-первых, мигрировать, а, во-вторых, садка химических осадков может быть прекращена на разных стадиях, например, в результате восстановления в таком бассейне нормального солевого режима. Только таким образом можно объяснить причины обнаружения в некоторых районах только толщ гипсов, в других — только каменной соли, а иногда даже преимущественное развитие калийных солей.

В самом деле, представим себе нормальный морской бассейн, в котором наметилось обособление двух впадин (рис. 53 *А*). В последующее время (рис. 53 *Б*) указанные две впадины почти обособились, и так как в первую из них поступали воды нормальной солености, то степень осолонения в ней была достаточна для выпадения гипсов, но недостаточна для выпадения каменной соли. Во второй впадине, в которую поступали уже сильно осолоненные воды из первой впадины, началась садка каменной соли.

В последующее время (рис. 53 *В*) при обособлении первой впадины отложилась каменная соль, а когда вновь восстановилось сообщение ее с нормально соленым бассейном (рис. 53 *Г*), в этой впадине вновь началось накопление гипсов, а во второй впадине — каменной соли.

Когда в первой впадине началось отложение каменной соли (рис. 53 *Д*), во второй впадине отлагались калийные соли. Конечно, возможных схем накопления галогенов различного типа можно нарисовать много, но при разработке таких схем нужно учитывать следующие положения.

1. При высыхании бассейна нормальной солености образоваться может незначительное количество солей. Так, при высыхании бассейна глубиной 100 м может образоваться только 3-метровый пласт галогенов, из которых только 0,3 м составят сульфаты (гипсы и ангидриты) и 2,7 м — хлориды — каменная соль. Следовательно, накопление мощных толщ галогенов — процесс динамический, т. е. процесс, при котором постоянно должен быть подток вод нормальной солености.

2. Накопление различного типа галогенов, а именно, в одном случае только сульфатов, а в другом, хлоридов, свидетельствует о широком развитии подготовительных бассейнов, в одном из которых отлагаются только сульфаты, а рассолы с хлоридами из этого бассейна поступают в другой бассейн, в котором и отлагаются хлориднонатриевые соли, поступающие еще в иной бассейн (рис. 53 *Г*). Последний бассейн может иногда также представлять собой подготовительный бассейн, из которого хлориднокалиевые рассолы поступают в следующий бассейн (рис. 53 *Д*), где отлагаются хлориднокалиевые соли. Конечно, перемычки между нормально соленым морем и бассейнами, в которых отлагаются различного типа галогены в изучаемых разрезах (разрезы I, II, III, IV на рис. 53), обычно не фиксируются и поэтому создается впечатление, что каменная соль по простиранию переходит в гипсы и ангидриды, а последние в осадки, формировавшиеся в бассейне нормальной солености. Отсутствие следов перемычек между бассейнами различной солености является основой грубейших ошибок в построении палеогеографических карт (см. рис. 50, 51 и 52) времени отложения соленосных толщ.

Солоноватоводные моря

П о л у з а м к н у т ы е м о р я. Соленость вод, в солоноватоводных морях, как уже указывалось, может изменяться очень резко и очень быстро, о чем свидетельствует история изменения солевого режима Черного моря в четвертичное время (см. рис. 41). Закономерности распределения солевого режима в ранее существовавших солоноватоводных бассейнах не могли не отличаться от закономерностей, установленных для современных бассейнов. Однако следует указать, что, основываясь на законе о химической дифференциации солевого режима вод бассейна, выдвинутом Л. В. Пустоваловым, многие исследователи считают возможным предполагать резко отличающиеся воды даже в современных бассейнах, что легко опровергается простым определением солености вод в различных их частях. Так, например, основываясь на привносе реками большого количества пресных вод в северо-западную часть Черного моря, а также в юго-восточную его часть, где в Черное море впадает р. Риони, обычно предполагается сильное опреснение указанных частей Черного моря и, наоборот, повышенная соленость его вод в участке, примыкающем к проливу Босфор, откуда поступают воды высокой солености. Таким образом складывается определенное представление о распределении солености в современном

Черном море, которое резко отличается от действительного, основанного на большом количестве определения солености (см. рис. 42, *а*, *б*, *в*).

В ранее существовавших солоноватоводных бассейнах также предполагается возможность в одном бассейне наличие вод разной солености. Например, Н. А. Соколовым (1899) отражались аналогичные взгляды.

Н. А. Соколов считал, что слои со *Spaniodontella pulchella*, характеризующиеся однообразной (мономорфной) фауной, формировались в водах повышенной солености, а слои с *Venus konkensis*, содержащие разнообразную фауну, которые Н. А. Соколов считал за отложения, образовавшиеся в водах пониженной солености, отлагались в одном бассейне. Это дало основание Н. А. Соколову высказать предположение, что рассматриваемый бассейн в центральной части, где отлагались слои со *Spaniodontella pulchella*, был осолонен, а по периферии, в прибрежных районах, куда поступали с суши пресные воды и где отлагались слои с *Venus konkensis*, этот бассейн был опреснен.

Н. И. Андрусов также считал возможным предполагать разную соленость вод в одном бассейне. Например, он считал, что в чокракском бассейне среднемиоценового возраста глубокие горизонты вод имели соленость, близкую к нормальной, и что они были заселены соответствующей фауной, а верхние горизонты вод были опреснены, что он также обосновывал комплексом фаун, находимых в мелководных отложениях.

Поскольку чокракский бассейн нельзя представить себе как море проточного типа (типа Мраморного моря), то в случае, если бы в бассейне наблюдалась какая-либо разница в солености глубинных и поверхностных вод, как, например, в современном Черном море, то в этом случае не могла осуществляться вертикальная циркуляция вод, а следовательно, поступление в глубокие горизонты вод кислорода, что неизбежно вызвало бы их сероводородное или углекислое заражение и вымирание глубоководной фауны.

З а м к н у т ы е м о р я. Соленость вод в современных замкнутых солоноватоводных бассейнах резко различна, что зависит от объема оставшейся в таких водоемах морской воды, степени ее опреснения, времени отшнурования, интенсивности испарения, количества поступающих материковых вод и многих иных причин. Поэтому понятно, что говорить о солености ранее существовавших солоноватоводных замкнутых бассейнов исключительно трудно и нередко не всегда однозначно даже решается вопрос о том, являлся ли тот или иной замкнутый бассейн солоноватоводным или, наоборот, осолоненным. Например, караганский среднемиоценовый бассейн некоторые исследователи считают осолоненным, а не опресненным, то же самое можно сказать и о верхнесарматском бассейне.

Учитывая трудности определения солевого режима вод всего бассейна, определение солености вод в его различных частях, конечно, уже почти невозможно. Поэтому принимается вероятность отсутствия таких различий, исключая возможность более высокой солености глубинных вод в случае, если среди отложений, образовавшихся в рассматриваемом бассейне, развиты осадки, формировавшиеся в зоне придонного сероводородного или углекислого заражения.

СОЛЕНОСТЬ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

О солености вод бассейнов в прежние геологические эпохи мы можем принять следующие положения.

1. Закономерности, выведенные на основе изучения распределения солености в современных бассейнах, характерны и для прежних геологических

эпох, вне зависимости от того, отличалась или нет солевая количественная и качественная характеристика вод Мирового океана в эти эпохи от современной.

Эти закономерности основаны на следующем: при увеличении солености плотность воды увеличивается; плотность поверхностных вод не может быть выше плотности глубинных; плотность вод в одном районе бассейна (конечно, не в сильно изолированном) не может заметно отличаться от плотности в другом районе.

2. В полузамкнутых бассейнах соленость вод в прежние геологические эпохи могла резко и быстро меняться, причем степень опреснения их может быть сравнительно точно выявлена на основании палеоэкологических исследований.

3. В замкнутых бассейнах соленость и соотношение растворенных солей могут резко изменяться, но не так быстро и резко, как в полузамкнутых. Соленость вод замкнутых бассейнов и ее колебания на протяжении всего времени их существования охарактеризовать очень сложно и обычно с большей или меньшей достоверностью можно определить лишь соленость замкнутого бассейна в период его обособления.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЕНОСТИ РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНОВ

В главах, посвященных палеоэкологическим и палеоседиментационным исследованиям, уже рассматривались методы определения солевого режима ранее существовавших бассейнов. Поэтому здесь мы ограничимся основными выводами и некоторыми дополнительными замечаниями.

Палеоэкологические методы

1. При изменении солевого режима в сторону увеличения или уменьшения солености всегда будет наблюдаться резкое сокращение родового и видового состава фаун и флор, заселяющих бассейны нормальной солености.

2. Размеры организмов в бассейнах ненормальной солености обычно уменьшаются, но если солоноватоводный бассейн длительно существует, то среди некоторых выживших организмов четко проявляется явление гигантизма.

3. Состав организмов, сохранившихся в различные периоды опреснения, всегда различен. В один период опреснения выживают представители рода *Oncophora* (*Rzehakia*), *Corbula* (*Janschinella*), в другой — *Corbula* (*Corbula*), в третий — *Spaniodontella* или *Mactra* или *Congeria*, несмотря на то что в исходной фауне нередко имеются предковые формы всех выживающих организмов.

4. Выявление изменения солевого режима длительно существующих обособленных бассейнов — задача исключительно сложная, которую не удается пока решить с полной достоверностью. Поэтому изменение солевого режима бассейнов неогенового возраста, особенно плиоценового в Каспийском, Эвксинском и Паннонском (см. рис. 13) следует рассматривать как весьма проблематичное.

Палеоседиментационные методы

В конечном итоге для выявления солевого режима ранее существовавших бассейнов на основании литологических и геохимических исследований мы можем руководствоваться почти исключительно наличием или отсутствием в изучаемых разрезах галогенных толщ. При этом относительно слоев, разделяющих галогенные толщи, нельзя сказать что-либо определенное, поскольку эти слои могли формироваться не в бассейне с повышенным содержанием слоев, а в солоноватоводном бассейне.

Что касается так называемой «загипсованности» или «засолоненности» слоев, то наличие в них прослоев гипсов и даже кристаллов каменной соли может быть вызвано вторичными процессами, которые не имеют какого-либо отношения к солевому режиму вод бассейнов седиментации. В главе, посвященной палеоседиментационным исследованиям, уже указывалось, что при уплотнении глинистых пород, в результате отжима и ухода вверх по восстанию пласта растворителя поровых вод, в порах и на путях миграции растворителя, состав поровых вод изменяется вплоть до превращения их в рассолы, из которых выпадают гипсы и каменная соль. Учитывая, что уплотнение глин начинается с очень небольшой глубины от дна (см. рис. 20—22), можно предполагать, что, начиная уже с этой глубины, происходит изменение солености поровых вод в результате ухода растворителя. Поэтому определение солевого режима ранее существовавших бассейнов на основании изучения солености поровых рассолов принципиально невозможно, исключая еще неуплотненные осадки (см. рис. 16).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О СОЛЕВОМ РЕЖИМЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Выявление солевого режима древних бассейнов имеет огромное значение прежде всего для стратиграфических построений, так как только при выяснении истории изменения солевого режима в ранее существовавших бассейнах можно широко использовать такой прогрессивный метод стратиграфических построений, как палеогидрологический. Имея же надежную и при этом дробную стратиграфическую схему деления изучаемых отложений, можно разрабатывать и достаточно детальные палеогеографические построения, в число которых входит не только составление палеогеографических карт, но и карт распределения различного типа осадков, нередко обогащенных теми или иными полезными ископаемыми осадочного происхождения, благодаря чему палеогеографические построения приобретают огромную практическую ценность. К сожалению, в нашей литературе поставленные вопросы до сих пор решаются самым невероятным образом. Например, многие геологи считают, что в одном бассейне могут отлагаться слои, свидетельствующие об отложении их в условиях резко различного солевого режима бассейна седиментации, и что различного типа полезные ископаемые приурочены к слоям, формирующимся только в условиях определенного солевого режима. В этом отношении особенно любопытна таблица, составленная Н. М. Страховым (1957, стр. 392, рис. 95). Рассматривая такую таблицу, невольно возникает вопрос, как можно, например, утверждать, что органическое вещество в опресненных водоемах в стадию диагенеза изменяется в сторону углеобразования, а в нормально соленых и осолоненных, в сторону нефтеобразования.

Рудные образования марганца и железа происходят только в опресненных бассейнах, а в осадках остальных бассейнов железо и марганец встречаются только в рассеянном состоянии.

Глинистые минералы преобразуются во время диагенеза в опресненных бассейнах в сторону каолинита и галлуазита, а в осолоненных бассейнах в сторону гидрослюд, монтмориллонита и др.

Следует отметить, что нефть Апшеронского полуострова приурочена к продуктивной толще, формирование которой в солоноватоводном бассейне ни у кого и никогда не вызывало сомнения. Также не возникает сомнения, что крупнейшее Никопольское месторождение марганца на Украине приурочено к слоям, формировавшимся в полносоленом бассейне. Что же касается глинистых мине-

ралов, то высказывания о седиментационной их сущности еще более непонятны, чем ранее указанные.

При рассмотрении отложений осадков, которые могут формироваться только при различной солености в одном бассейне, невольно возникает один вопрос: каким образом могли сложиться такие представления? На этот вопрос следует ответить лишь следующим образом. Такие представления могли сложиться только у геологов, не имеющих представлений о закономерностях распределения солевого режима в современных бассейнах, которые в полной мере применимы и к ранее существовавшим бассейнам.

Помимо этого, невозможные палеогеографические представления о распределении солености в ранее существовавших бассейнах (см. рис. 51, 52) основываются на неверных стратиграфических построениях, которым в последнее время уделяется недостаточное внимание.

Почему так важно решение вопроса о солености вод ранее существовавших бассейнов при различного рода палеогеографических построениях? Так, например, установив ненормальный солевой режим какого-либо бассейна, мы можем с полным правом утверждать, что он являлся полузамкнутым или замкнутым. Если изучаемый бассейн был повышенной солености, то не вызывает сомнения, что он располагался в области аридного климата. В случае же установления пониженной солености ранее существовавшего бассейна можно утверждать, что он располагался в области гумидного климата, или что он, располагаясь в области аридного климата, являлся водосборным бассейном для рек, текущих из области с гумидным климатом. Для установления климата в области расположения древнего опресненного бассейна необходимо решить, что является характерным для осадков этого бассейна — наличие отдельных пластов и линз с большим количеством химических осадков типа гипсов и каменной соли или, наоборот, пластов и линз пород, указывающих на формирование их в пресноводных условиях. В первом случае рассматриваемый опресненный бассейн располагался в аридном климате, а во втором случае — в гумидном.

ГЛАВА II

Температурный режим

В настоящей главе нам придется кратко рассмотреть не только распределение температуры в современных океанах и морях различного типа, но кратко коснуться и причин, вызывающих то или иное распределение температур, связанное с большим количеством факторов, например, распределение ветров и морских течений. Конечно, в первую очередь нам нужно познакомиться с распределением температур в современных бассейнах с целью выяснения закономерностей их распределения, которыми можно было бы руководствоваться для анализа распределения температур в прежние геологические эпохи.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНОВ

Океан и широко с ним сообщающиеся бассейны

При рассмотрении распределения температур поверхностных вод, например, Атлантического океана видно, что в общем температура этих вод понижается от экватора к полюсам, что вполне естественно, так как основным

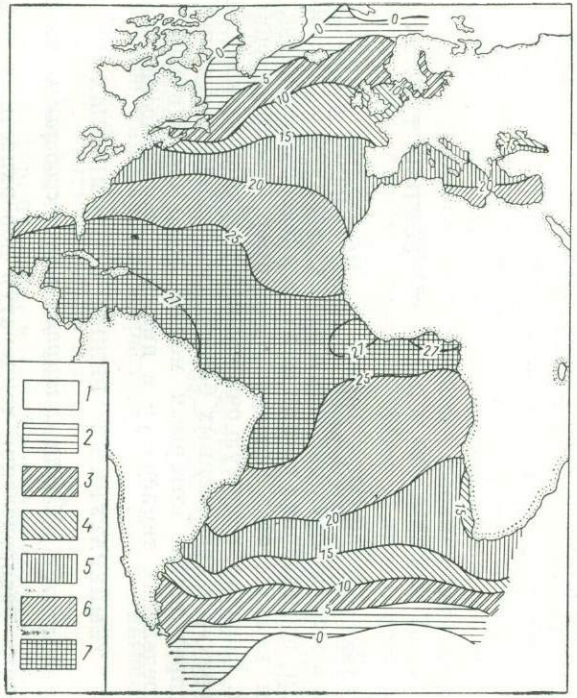


Рис. 54. Средняя годовая температура (°С) поверхности воды в Атлантическом океане (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

1 — менее нуля; *2* — 0—5; *3* — 5—10; *4* — 10—15; *5* — 15—20; *6* — 20—25; *7* — > 25.

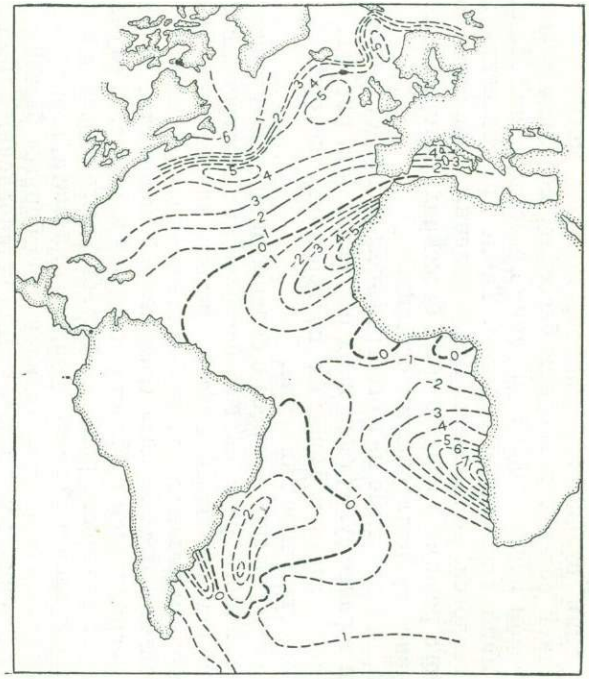


Рис. 55. Распределение изоаномал (°С) на поверхности воды Атлантического океана (по Ю. М. Шокальскому 1917).

источником нагревания вод является солнечная энергия, поглощаемая верхним слоем воды. Однако строгой закономерности распределения температуры в зависимости от широты нет (рис. 54). Она нарушается течениями, вертикальной циркуляцией, распределением материков и другими факторами.

Влияние течений на распространение поверхностных температур подтверждается при рассмотрении изоаномал, например, в северной части Атлантического океана (рис. 55), где на востоке резкое увеличение температуры обусловливается теплым течением Гольфстрим, а на западе резкое уменьшение температур связано с холодным Лабрадорским течением (см. рис. 29). Значение вертикальной циркуляции на температуру поверхностных вод, а именно — на уменьшение ее из-за подъема холодных глубинных вод под влиянием сгона поверхностных вод ветрами у западных берегов Африки, хорошо видно при рассмотрении карты изоаномал, а также на карте движения поверхностных вод.

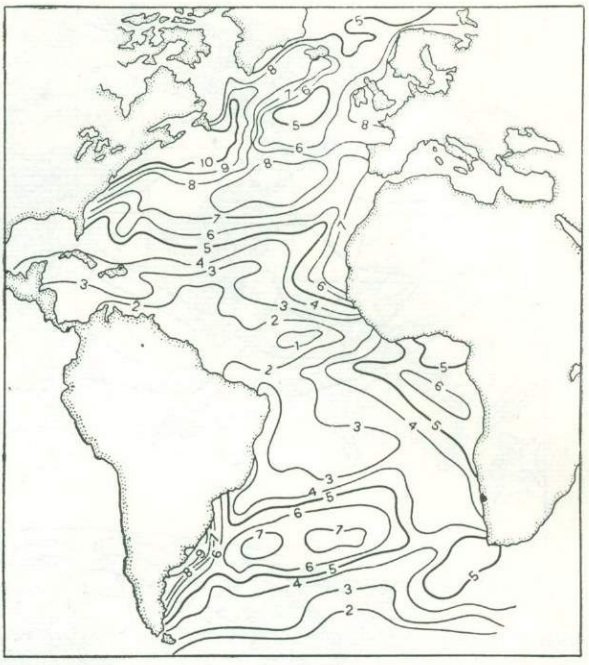


Рис. 56. Распределение годовых колебаний температуры воды (°С) на поверхности Атлантического океана (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

Годовые колебания температуры поверхностных вод Атлантического океана (рис. 56) очень незначительны у экватора и в высоких широтах и весьма велики в средних широтах. Однако строгой закономерности в распределении колебаний температуры в зависимости от широты не наблюдается. Объясняется это теми же факторами, которыми нарушается и закономерность распределения средних годовых температур.

Указанные закономерности характерны не только для Атлантического, но и для Тихого океана, в чем можно убедиться, сравнивая средние годовые температуры Мирового океана в январе и в июле (рис. 57) и рассматривая в нем карту течений (рис. 58). Нужно, однако, указать, что та или иная температура поверхностных вод обусловливается не только распределением течений и широтным положением.

Как справедливо отмечает К. Брукс (1952), «на распределение температур огромное влияние оказывают ветры. Погода всегда и всюду определяется главным образом ветрами, дующими в данный момент. Подобным же образом климат в значительной мере определяется господствующими ветрами. Ветры в том или ином районе тесно связаны с ветрами, наблюдающимися в других местах, в совокупности образующими закономерную систему, определяемую в конечном итоге неодинаковой температурой в различных широтах. Эта система ветров в масштабе всего земного шара, в целом, известна под названием общей

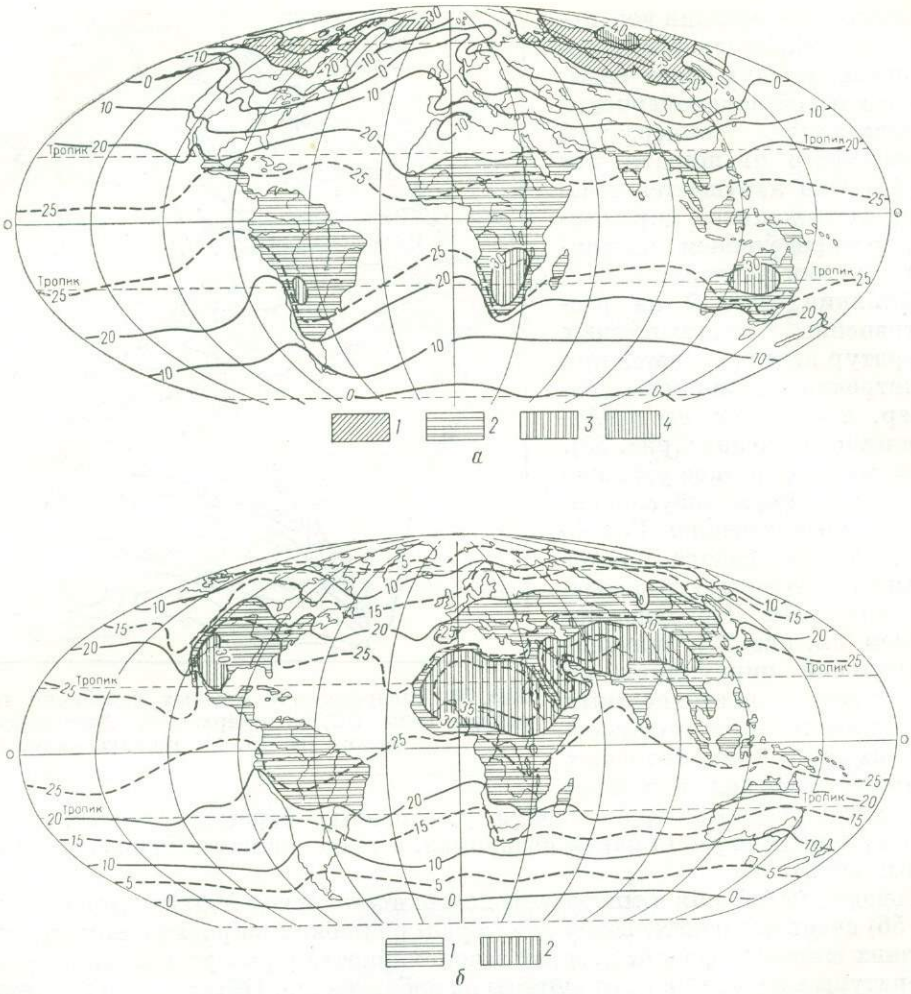


Рис. 57. Распределение средней температуры (°С) на поверхности земного шара (К. Брукс, 1952).

а — январь: *1* — 0 ÷ —30; *2* — 0—20, *3* — 20—30; *4* — 30—40; *б* — июль: *1* — 20—30, *2* — 30 — > 35.

циркуляции атмосферы. Поскольку ветры зависят от распределения атмосферного давления, изучение их должно включать также и анализ закономерностей распределения давлений в различные времена года» (стр. 30).

Ниже приводятся карты (рис. 59), показывающие резкое изменение давлений в зимнее и летнее время.

Как справедливо пишет К. Брукс, «если бы земной шар не вращался вокруг своей оси, то воздушные массы просто продвигались бы из области высокого давления в области низкого давления. Благодаря вращению Земли воздушные массы испытывают отклонения: в северном полушарии вправо, в южном — влево. В свободной атмосфере направление ветров точно совпадает с направлением изобар. У земной же поверхности ветры дуют под углом к областям низ-

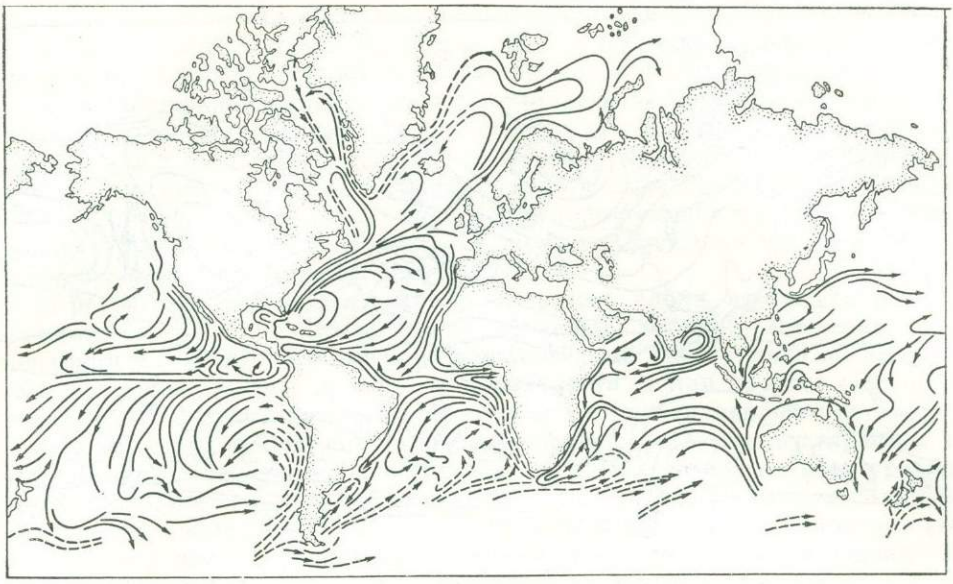


Рис. 58. Океанические течения зимой.

кого давления. В северном полушарии система широтных изобар, с более низкими давлениями по их северную сторону и более высокими — по южную, определяет направление ветров, дующих у земной поверхности с запада-юго-запада и юго-запада.

В соответствии с распределением давления (см. рис. 59) с востока и юго-востока от тропических центров высокого давления образуются обширные системы ветров: северо-восточных в северном полушарии и юго-восточных в южных, дующих по направлению к экватору. Ветры эти известны под названием пассатов. Вблизи экватора указанные две системы объединяются, образуя слабые ветры, дующие с востока на запад. Данная область известна под названием пояса штилей». Далее К. Брукс пишет. «Материки видоизменяют описанную выше систему: зимой на материках преобладают области высокого давления, а летом — низкого, благодаря этому возникает система ветров, связанных с материками и известных под названием муссонов. Зимой они дуют с материков, а летом — к материкам» (стр. 33, 34).

Изучением распределения давлений и ветров на поверхности земного шара было выяснено, что существуют два фактора, связанных с распределением ветров и давлений: 1) планетарная циркуляция, 2) географическая циркуляция.

Кратко рассмотрим планетарную циркуляцию, определяемую различием между температурами в низких и высоких широтах, особенно в вертикальном направлении.

Как указывает К. Брукс, температура воздуха вблизи земной поверхности падает в среднем на 5,5° С на 1 км. На высоте нескольких километров падение температуры прекращается и выше она остается постоянной или даже несколько повышается. Та часть атмосферы, в которой температура падает с высотой, называется тропосферой, а та часть, в которой температура остается постоянной или даже несколько повышается, называется стратосферой. Граница между этими зонами выделяется под названием тропопаузы. Положение тропопаузы

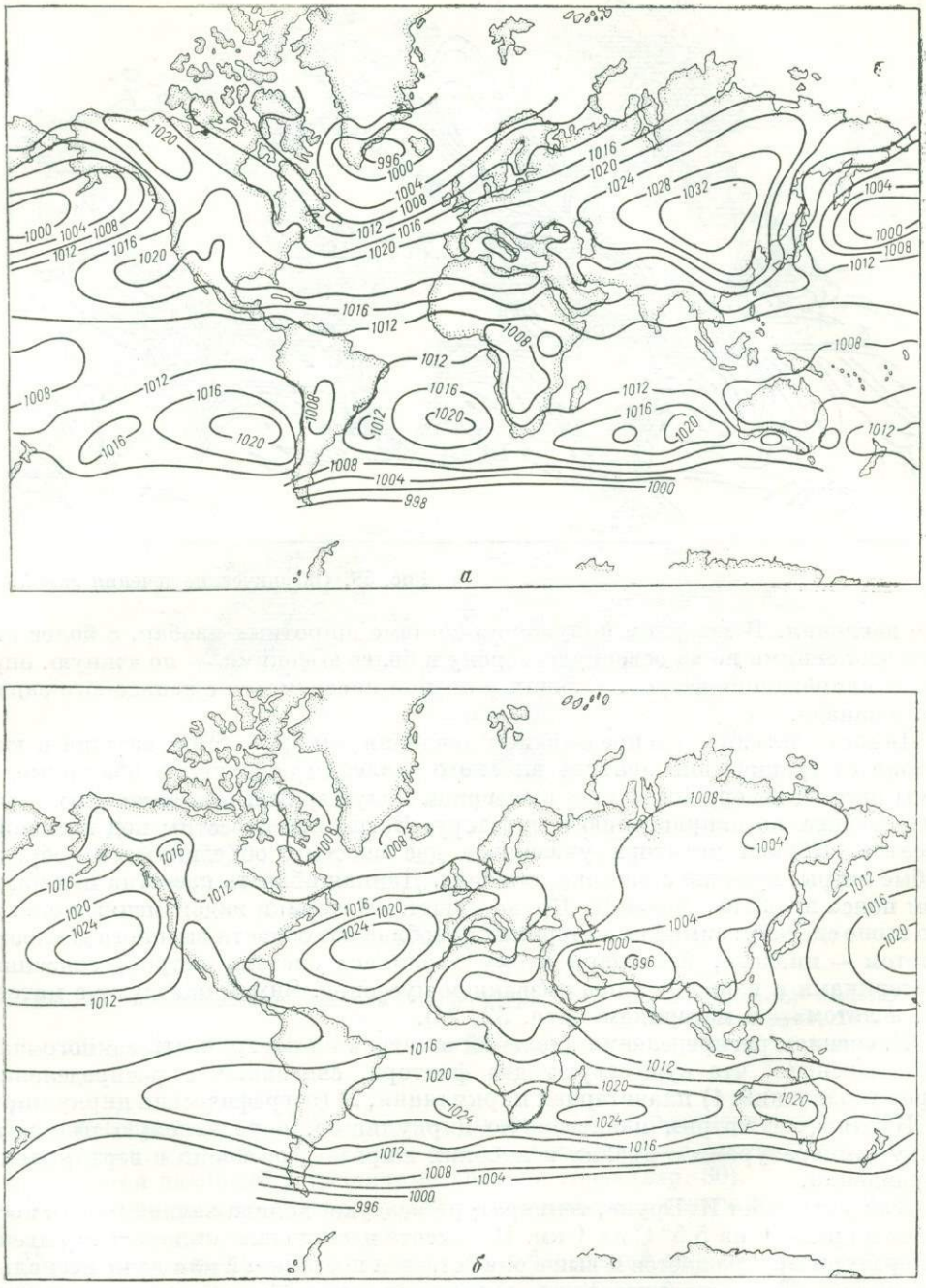


Рис. 59. Распределение среднего давления (миллибары) в атмосфере земного шара (К. Брукс, 1952).

а — январь; *б* — июль.

непостоянно: летом она несколько повышается; над антициклонами она выше, так же как и вблизи экватора, где высота ее в среднем равна 18 км, вблизи Британских островов — 11 км, а вблизи Северного полюса снижается до 7,5 км.

Атмосферное давление в любом месте определяется давлением всего столба воздуха над любым пунктом. Однако обычно в атмосфере выделяют две части: выше уровня 8 км до высоты 20 км, где разница давления во всех частях незначительна, и ниже уровня 8 км. На высоте 8 км температура у экватора равна —26° С, у полюсов 59,5° С. На экваторе температура на высоте 16 км составит 78,9° С, а у полюса —59,5° С, т. е. у полюса на высоте 16 км температура будет на 19,5° С выше, чем у экватора.

В результате описанных условий в верхних слоях атмосферы выше 8 км возникли бы две крупные системы западных ветров — «полярные вихри» с центрами у полюсов, а в нижнем слое атмосферы преобладали бы во всех широтах восточные ветры, дующие у поверхности Земли. Таким образом, как указывает К. Брукс, «возникают две взаимно противоположные тенденции. С одной стороны, вследствие температурных условий, господствующих выше 8 км, возникает тенденция к появлению западных ветров на всех уровнях от земной поверхности до высоты примерно 20 км. С другой стороны, температурные условия, наблюдающиеся ниже 8 км, стремятся вызвать появление восточных ветров у земной поверхности. Вероятность преобладания западного или восточного направления у возникающих близ земной поверхности на любой широте ветров зависит от вертикального распределения температуры. Допустим, что по мере приближения к полюсам, падение температуры происходит быстрее, подобно тому как это происходит в «ледниковые» эпохи. Тогда в высоких широтах давление холодных воздушных масс нижнего слоя атмосферы мощностью 8 км может оказаться более чем достаточным, чтобы уравновесить разность давления у экватора и у полюсов на высоте 8 км. В результате возникает полярная область восточных ветров, что и наблюдается в настоящее время. Однако, если падение температуры по мере приближения к полюсам будет медленным («неледниковые» периоды), то положение изменится. Указанная разность не сможет быть уравновешенной и у земной поверхности западные ветры будут преобладать везде, вплоть до областей, расположенных непосредственно у полюсов» (К. Брукс, 1952, стр. 36).

Из изложенного следует, что предположение о возможности выравнивания температуры у полюсов и на экваторе путем переноса громадных количеств тепла ветрами от экватора к полюсам возможно, если не учитывать вышеизложенных факторов.

Как отмечает К. Брукс, «в ледниковые эпохи при низкой температуре, господствующей в полярных областях, избыток плотности нижнего 8-километрового слоя атмосферы вызывает в высоких широтах восточные ветры. Последние вблизи земной поверхности обладают компонентой, направленной к экватору. Она препятствует переносу теплого воздуха в высокие широты западными ветрами, дующими у земной поверхности и обладающими компонентой, направленной к полюсу. Это препятствие перемещению воздушных масс из экваториальной области, несущих тепло, способствует поддержанию холодов в полярных районах.

В «неледниковых» условиях избыток плотности нижнего 8-километрового слоя атмосферы недостаточен для того, чтобы уравновесить давление более теплых слоев атмосферы в высоких широтах. Вследствие этого вплоть до высоких широт господствуют западные ветры с компонентой, направленной вблизи земной поверхности к полюсам. При подобных условиях приток теплых

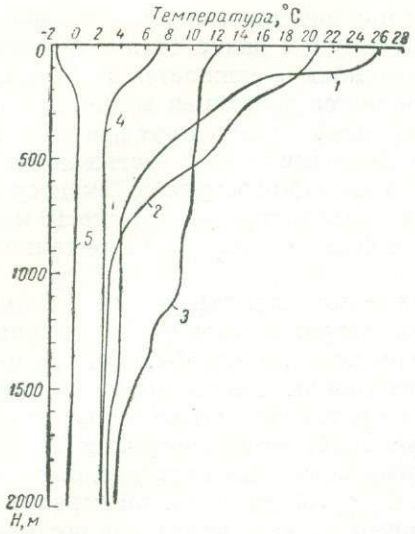


Рис. 60. Вертикальное распределение температуры (°С) в Атлантическом океане (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — на экваторе 3° с. ш.; *2* — в субтропиках 26° ю. ш.; *3* — в бореальной области 45° с. ш.; *4* — в нотальной области 46° ю. ш.; *5* — в арктической области 76° с. ш.

воздушных масс из экваториальной области способствует поддержанию высокой температуры у полюсов» (К. Брукс, 1952, стр. 37).

В настоящее время барические депрессии умеренных широт приурочены к границе между полярной областью восточных ветров и умеренной зоной западных ветров, которая обычно выделяется под названием «полярный фронт». Перемещение барических условий, а следовательно, и перемещение полярного фронта сопутствует изменению климатических условий, но нужно все же признать, как пишет К. Брукс (1952), что «трудно допустить, чтобы изменения климата, достаточно значительные, чтобы вызвать оледенения, могли произойти помимо влияния какой-либо первопричины, подобной изменению распределения суши и моря или изменению солнечной радиации. Роль атмосферной циркуляции следует рассматривать как регулирующую, иногда, возможно, усиливающую, но не порождающую крупнейшие климатические колебания» (стр. 50).

Как уже ранее отмечалось, различия в температуре поверхностных вод океана послужили основанием для подразделения его на пять основных областей: тропическую по обе стороны от экватора; две области, расположенные у полюсов, — арктическую в северном полушарии и антарктическую в южном, и две промежуточные — бореальную в северном полушарии и нотальную в южном (см. рис. 9). Кроме указанных областей, не резко отграниченных друг от друга, часто выделяют еще промежуточные, а именно: в северном полушарии между тропической и бореальной — северную субтропическую, между бореальной и арктической — субарктическую. В южном полушарии между тропической и нотальной расположена южная субтропическая, а между нотальной и антарктической — субантарктическая.

Перечисленные области отличаются друг от друга не только средней годовой температурой, но и величиной годовых колебаний температуры. Так, тропическая область характеризуется высокой температурой, не падающей ниже 20° С, и малой амплитудой годовых колебаний температуры, которая не превышает 3° С. Такими же малыми годовыми колебаниями температуры характеризуются арктическая и антарктическая области, но средняя годовая температура их не превышает 1—3° С.

Субтропические области, так же как тропическая, характеризуются высокой средней температурой — свыше 15° С, но годовые колебания температуры в них уже значительно больше (обычно около 10° С).

В бореальной и нотальной областях колебания температуры обычно превышают 10° С при промежуточной (очень различной) средней годовой температуре, как это видно из приведенных карт.

На графике вертикального распределения температуры в Атлантическом океане (рис. 60), показывающем распределение температур в этом же океане

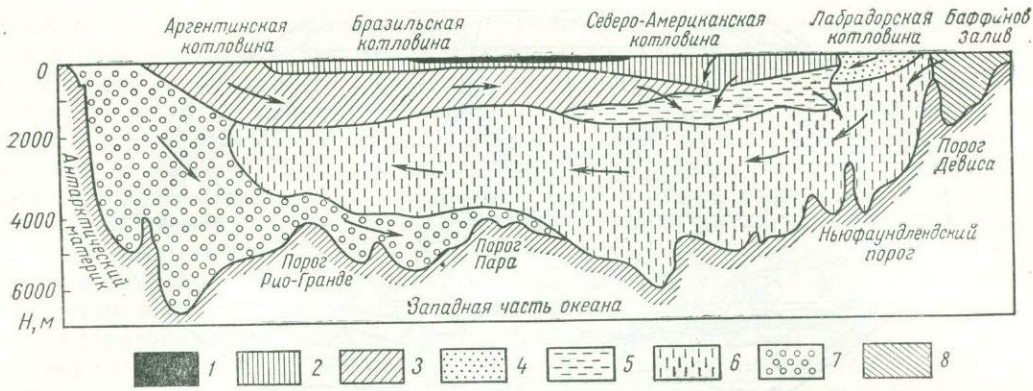


Рис. 61. Распределение вод различной солености и температуры в западной части Атлантического океана и их происхождение.

1 — тропические поверхностные воды (S = 36,0÷34,0‰, *t* — выше 20° С); *2* — субтропические воды (S = = 37,0—35,0‰, *t* — 10—20° С); *3* — субантарктические промежуточные воды (S = 34,9—34‰, *t* = 4— —10° С); *4* — субарктические промежуточные воды (S = 34,9—34,5‰, *t* = 4—10° С); *5* — северо-атлантические глубинные воды (S = 35,5—35‰, *t* = 2—4° С); *6* — северо-атлантические придонные воды (S = = 35,5—34,9‰, *t* = 2—4° С); *7* — антарктические воды (S = 34,8—34,6‰, *t* ниже 2° С); *8* — арктические воды (S = 34,92—34,88‰, *t* ниже 2° С).

по меридиональному направлению, видно, что только верхний 75—150-метровый слой воды, а по некоторым данным слой воды до 200 м находится под непосредственным влиянием климатических факторов и, следовательно, только для этого слоя воды можно говорить о ранее охарактеризованных температурных областях.

Верхний 150—200-метровый слой воды обычно подразделяется на две зоны — «поверхностную зону» до глубины 25—50 м, т. е. до глубины, на которой сказываются суточные температурные колебания, и на «зону нарушений» до глубины 150—200 м. Лишь для поверхностной зоны характерны указанные выше средние температуры и их годовые колебания; уже в зоне нарушений они значительно сглажены.

Верхний горизонт подстилается водами, которым обычно приписывается субтропическое происхождение (рис. 61), и которые иногда называются тропогидросферой океана. Температура их в тропиках и субтропиках примерно одинакова; она колеблется здесь в пределах 10—20° С. Причем любопытно, что мощность этой толщи, характеризующаяся сравнительно большим вертикальным градиентом температуры, весьма различна, от 250—300 м на экваторе и до 1000 м и более в субтропиках. Н. М. Книпович (1938) отмечает, что среди причин «скопления воды подстилающего субтропического слоя около 30° с. ш. и 30° ю. ш. главную роль играет, по Вюсту, не передача в глубину (конвекция) воды поверхностного слоя, в котором повышение солености вызывается усиленным испарением, а причина динамического характера: здесь сталкиваются (конвергируют), согласно исследованиям Майера, поверхностные воды западных ветров с водами экваториальных течений, причем и получается слагающая, уносящая частицы воды в глубину. Такие «линии конвергенции» простираются в виде нескольких извилистых линий около 30° с. ш. и около 30° ю. ш. почти через весь океан». Указанные линии конвергенции показаны на рис. 29.

Интересно еще и то обстоятельство, что не только мощность этого слоя, но и его температура на экваторе ниже, чем в субтропиках. Объясняется это обычно тем, что в тропиках этот слой воды образуется за счет субтропических

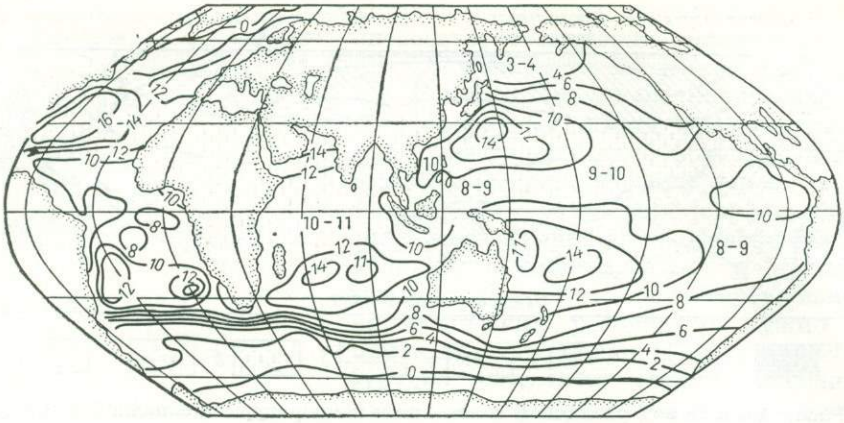


Рис. 62. Распределение температур (°С) на глубине 400 м в водах Мирового океана (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

вод, поднимающихся со значительной глубины, а потому уже сильно охлажденных. Этими причинами и обусловливается распределение температур в океанах на глубине 400 м (рис. 62).

На этой карте видно, что на глубине 400 м температура вод на экваторе даже ниже, чем на средних широтах северного полушария, причем она выше в северной половине Атлантического океана, чем в южной, что становится понятным, если обратить внимание на более глубокое проникновение там субтропических вод. В средних широтах распределение температур по вертикали различное, например в Атлантическом океане, в южной и северной его частях. Резкое различие температур как верхнего слоя, так и подстилающего слоя вызвано главным образом течениями и рельефом дна, определяющим свободное или затрудненное сообщение с холодными массами арктических и антарктических вод.

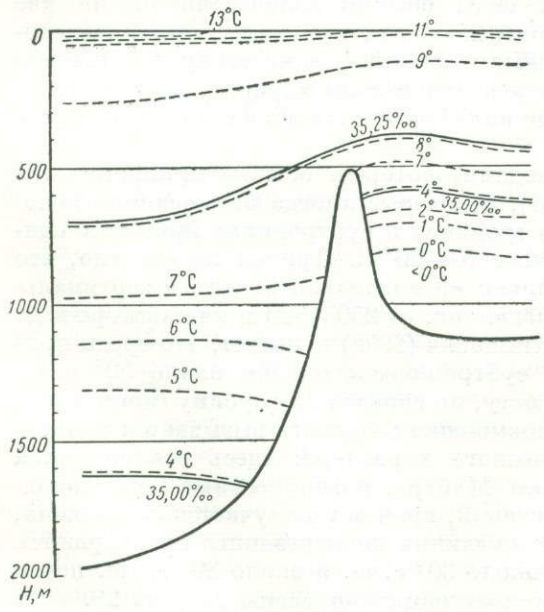


Рис. 63. Распределение температуры и солености у подводного хребта Уайвилла-Томсона (по Н. М. Книповичу, 1938).

Огромное влияние рельефа на вертикальное распределение температуры отчетливо проявляется при рассмотрении распределения температур у подводного хребта Уайвилла-Томсона, отделяющего Северную Атлантику (Норвежское море) от остальной части Атлантического океана (рис. 63).

Более глубокие горизонты вод, иногда называемые стратогидросферой, характеризуются

малыми градиентами температуры и солености как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Верхняя часть этой толщи воды, т. е. так называемые субполярные промежуточные воды (см. рис. 61), образуется в двух областях — субантарктической и субарктической, где антарктические и арктические воды опускаются на глубину по так называемым «линиям конвергенции» (см. рис. 29), которые в противоположность субтропическим конвергенциям называются субполярными конвергенциями, или полярными фронтами. При этом по линии конвергенции происходит не только опускание вод большой плотности на глубину, но и подъем более легкой воды. Следовательно, по линиям конвергенции на небольшом расстоянии происходит значительное изменение как температуры, так и солености.

В стратогидросфере наблюдается постепенное падение температуры. Однако это верно лишь для тех частей океана, которые не отграничены более или менее высокими подводными хребтами от холодных арктических вод, иначе температура вод на больших глубинах будет равна температуре на высоте барьера. В правильности этого положения мы можем убедиться, сравнивая температуры на глубине свыше 5000 м в Аргентинской и Бразильской котловинах Атлантического океана. В первой температура на глубине 5000 м равна 2,4° С, во второй — менее 1° С. На этом основании мы можем сделать вывод, что рельеф дна в значительной степени определяет температуру придонного слоя воды, и именно благодаря рельефу, а не какой-нибудь иной причине, в «море Сулу» с глубины 730 м и до дна, т. е. до глубины свыше 5000 м, наблюдается постоянная температура, равная 10,3° С.

Указанная температура является температурой Тихого океана на глубине порога (730 м), отделяющего «море Сулу» от Тихого океана, и наиболее низкой температурой вод, которые могут проникнуть в «море Сулу», так как наиболее низкая температура поверхностных вод указанного моря выше 10,3°.

Полузамкнутые и замкнутые бассейны

Температура поверхностных вод полузамкнутых и замкнутых бассейнов, так же как и в случае поверхностных вод океанов, определяется не географическим положением, а климатом, свойственным той области, в которой они расположены, и, как известно, зависящим не только от широты местности. Весьма существенное влияние оказывает также характер соединения полузамкнутого бассейна со смежными, являющимися относительно более холодными или более теплыми. Перечисленные факторы оказывают влияние на температуру, так средняя температура южной части Балтийского моря составляет примерно 10° С, а южной части Гудзонова залива, расположенного на той же широте, — около 2° С. При этом колебания в последнем не превышают 5° С, а в Балтийском море они выше 10° С.

Ввиду небольших размеров полузамкнутых и замкнутых бассейнов температура поверхностных вод в отдельных частях их хотя и различна, но в ограниченных пределах. Даже в таком вытянутом в меридиональном направлении бассейне, как Каспийскее море, разница в температуре не превышает 5—7° С.

Сезонные колебания температуры поверхностных вод в бассейнах, расположенных в бореальной и нотальной областях, достигают очень большой величины, например, свыше 20° С в Черном и Каспийском морях и свыше 15° С в Белом море. Однако толща воды, в которой сильно сказываются сезонные колебания температуры, крайне незначительна — обычно меньше 50 м или несколько больше, как видно на рис. 64.

Ниже слоя вод, подверженных сильным сезонным температурным колебаниям, температура с глубиной меняется очень мало, обычно незначительно уменьшаясь, как это наблюдается в Каспийском море. Важно отметить, что в замкнутых бассейнах на небольших глубинах она очень близка к наиболее низкой температуре, наблюдаемой на поверхности. В обособленных котловинах более низкая температура у дна может быть заметно ниже наиболее низкой температуры вышележащих вод лишь в том случае, если температура на уровне барьера, отделяющего эту котловину от другой, будет ниже температуры указанных вод. Так, например, если бы температура у барьера, разделяющего глубины Среднего Каспия от Южного, была незначительна, то температура придонной воды Южного Каспия была бы ниже, но так как барьер весьма высок (глубины над ним менее 200 м), то естественно, что через него из Среднего Каспия в Южный могут проникать только воды примерно с температурой, равной 6° С, т. е. температурой воды на уровне поднятия, разделяющего Средний и Южный Каспий.

В поверхностных водах в Северном Каспии наблюдаются и значительно более низкие температуры — ниже нуля. Однако эти сильно охлажденные воды северного Каспия не могут проникнуть в глубины Среднего и Южного Каспия ввиду того, что они сильно опреснены; поэтому их плотность менее плотности более теплых, но и более соленых вод Среднего и Южного Каспия (рис. 65).

Аналогичное распределение температур наблюдается и в полузамкнутых бассейнах; температура придонного слоя воды близка к наиболее низкой температуре поверхностных слоев или же к температуре воды на уровне барьера, отделяющего

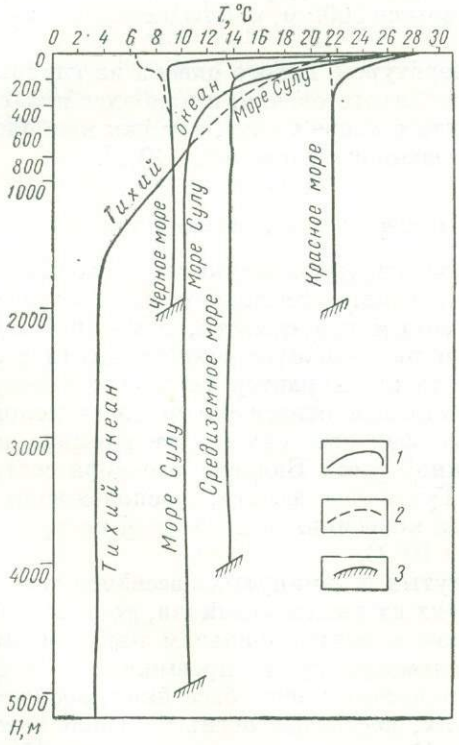


Рис. 64. Вертикальное распределение температуры в полузамкнутых морях.

Температура: *1* — в теплое время, *2* — в холодное время; *3* — дно.

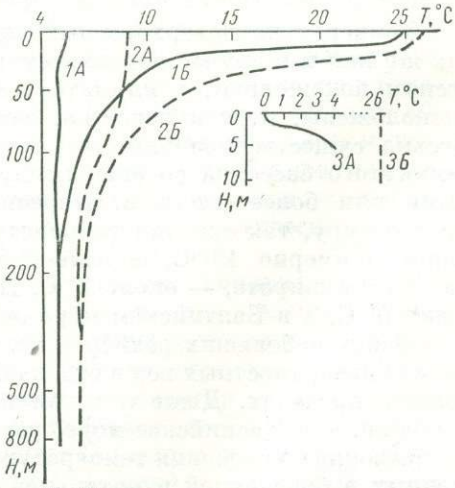


Рис. 65. Вертикальное распределение температуры в трех частях Каспийского моря зимой и летом (Л. А. Зенкевич, 1963).

1 — Центральный (средний) Каспий; *2* — Южный Каспий, *3* — Северный Каспий; *А* — зима; *Б* — лето.

полузамкнутый бассейн от океана в том случае, если она ниже первой. Отсюда следует, что температура в морях, расположенных вблизи экватора и отделенных мелким проливом, даже на очень больших глубинах может быть весьма высока. В этом отношении большой интерес представляет сопоставление распределения температур в Красном море с распределением температур в Индийском океане (см. рис. 64), с которым оно соединяется проливом глубиной 200 м.

Аналогичное явление наблюдается и при сравнении распределения температур в Средиземном море и в Атлантическом океане. В первом температура воды в придонном слое в западной части составляет 12,99—13,13° С, в восточной — 13,15—13,62° С, а в Атлантическом океане на той же глубине, т. е. на глубине примерно 4000 м, она равна 2—3° С.

Утверждение, что температура придонных вод в полузамкнутых бассейнах равна наиболее низкой температуре поверхностных вод или температуре вод океана на уровне барьера верно лишь в том случае, если соленость вод в полузамкнутом бассейне мало отличается от таковой в океане. Так, например, даже при внимательном рассмотрении графика распределения температуры в Средиземном море и Атлантическом океане (см. рис. 64) можно заметить, что температура придонной воды в Средиземном море должна быть ниже наблюдаемой ввиду того, что температура вод Атлантического океана на уровне барьера, отделяющего Средиземное море, ниже температуры придонного слоя воды этого моря. Вызвано это тем, что соленость в Средиземном море выше океанической, а поэтому воды его обладают большей плотностью, несмотря на более высокую температуру, чем океанические воды на уровне барьера.

Распределение температуры в Черном море, а именно заметное повышение ее с глубиной, объясняется разницей в солености вод Черного моря и поступающей в него через Босфорский пролив средиземноморской воды (см. рис. 64). Объясняется это тем, что поступающие в Черное море средиземноморские воды, несмотря на высокую температуру, благодаря большей своей солености обладают большей плотностью, чем черноморские, и опускаются на дно, повышая температуру глубинных вод Черного моря.

Таким образом, в данном случае мы имеем отклонение от общего правила, согласно которому температура придонных вод полузамкнутого бассейна равна наиболее низкой температуре поверхностного слоя воды или температуре вод океана на уровне барьера.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ

В океанах и широко с ними сообщающихся морях средняя температура, а также годовые колебания ее особенно резко разнятся между собой в верхней толще воды, так называемой поверхностной зоне, т. е. на глубине 25—50 м. По ранее указанным причинам температурные области, которые можно выделить по поверхностным температурам вод, не совпадают с широтными поясами.

Глубже, в «зоне нарушений», с глубины от 25—50 до 150—200 м разница в средней температуре и амплитуда годовых колебаний заметно сглаживаются. Так, если характерным отличием поверхностной воды в субтропической и бореальной областях мы считали высокие годовые колебания температур, противопоставляя их таковым в тропической и арктической областях, то здесь этого уже не наблюдается. Для данной зоны четко выделяются только две температурные области: тропиков и субтропиков, с одной стороны, и арктики и антарктики,

Таблица 19

Температурные области, выделяемые в Атлантическом океане на различных глубинах

<table>
<tr><td>Поверхностная зона (от 0 до 25—30 м)</td><td colspan="2">Антарктическая</td><td>Нотальная</td><td colspan="2">Южная субтропическая</td><td>Тропическая</td><td>Северная субтропическая</td><td colspan="2">Бореальная</td><td>Арктическая</td></tr>
<tr><td>Зона нарушений (от 25—50 до 150—200 м)</td><td colspan="3">Южная холодная область. Средняя температура 2° С, годовые колебания 3° С</td><td colspan="3">Центральная теплая область. Средняя температура 15° С, годовые колебания 2—3° С</td><td colspan="3">Северная холодная область. Средняя температура 0° С, годовые колебания 1° С</td></tr>
<tr><td>Тропогидросфера (от 150—200 до 400 и более 1000 м)</td><td colspan="3">Южная холодная область. Средняя температура 1° С, годовых колебаний нет</td><td colspan="3">Центральная теплая область. Средняя температура от 8 до 18° С, годовых колебаний нет</td><td colspan="3">Северная холодная область. Средняя температура 0° С, годовых колебаний нет</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Стратогидросфера</td><td>(от 400) до 200 м)</td><td colspan="3">Южная холодная область. Средняя температура 0° С</td><td colspan="3">Центральная теплая область. Средняя температура от 2 до 8° С</td><td colspan="3">Северная холодная область. Средняя температура 0° С</td></tr>
<tr><td>(от 2000 м до дна)</td><td colspan="10">Глубинная холодная область. Средняя температура 0° С</td></tr>
</table>

с другой (табл. 19). Часть бореальной области, отделенная от арктической высоким подводным барьером, может быть отнесена к области тропиков и субтропиков, а остальная ее часть должна быть присоединена к арктической области. Нотальная область должна быть полностью отнесена к антарктической области. Средние температуры в тропической и субтропической областях и южной части бореальной области заметно различаются между собой, так же как и в северной части бореальной, нотальной, арктической и антарктической областях.

В тропогидросфере разделение отмеченных основных температурных областей на ряд второстепенных становится уже невозможным. В стратогидросфере разница в температуре даже в указанных основных температурных областях значительно сглаживается, и примерно с глубины 2000 м проводить границу между ними уже весьма трудно (рис. 66 и табл. 19).

В полузамкнутых бассейнах температура поверхностных вод определяется температурой, характерной для той области, в которой расположен рассматриваемый бассейн. Колебания температуры в полузамкнутом бассейне более резкие. Глубинные воды в полузамкнутых бассейнах всегда будут иметь температуру, примерно равную температуре поверхностных вод в зимнее время, или температуру океанических вод на уровне барьера, если последняя ниже температуры поверхностных вод в зимнее время. Более высокая температура глубинных вод по сравнению с наиболее низкой температурой поверхностных вод может наблюдаться лишь в том случае, если опресненный бассейн соединяется

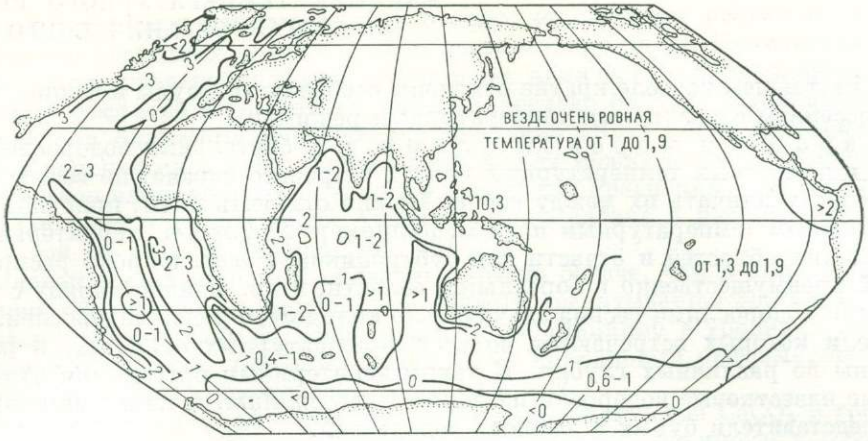


Рис. 66. Распределение придонных температур (°С) в Мировом океане (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

с менее опресненным и более теплым, ввиду чего плотность воды на уровне порога, несмотря на более высокую здесь температуру, будет больше, чем плотность воды в полузамкнутом бассейне.

В замкнутых бассейнах температура на различных глубинах будет примерно равна зимней температуре поверхностных вод и притом, конечно, наиболее северных частей бассейна, если только в указанных частях она не опреснена и плотность ее не ниже таковой более теплых вод других областей, как это наблюдается в Каспийском море. В отдельных изолированных впадинах наиболее низкая температура, так же как и в океанах, будет отвечать температуре воды на уровне барьера, отделяющего эту впадину, или будет равна наиболее низкой температуре, наблюдаемой в расположенной над этой впадиной толще воды, если последняя ниже температуры на уровне барьера.

Сделанные выводы о горизонтальном и вертикальном распределении температур в бассейнах различного типа позволяют нам сформулировать следующие положения.

1. Выделяемые в настоящее время температурные области далеко не точно совпадают с широтными поясами, что в основном вызывается движением вод в горизонтальном и вертикальном направлениях и различным распределением материков в различных широтах.

2. Выделяемые в настоящее время температурные области характерны только для самого верхнего слоя воды. Уже с глубины 20—50 м ясно выделяются только три области.

3. Температура поверхностных вод замкнутых и полузамкнутых бассейнов также определяется не их географическим положением, а климатом, свойственным той области, в которой они расположены.

4. Различие в температуре вод на различных глубинах в бассейнах указанного типа часто очень незначительно, и температура вод в таких бассейнах на наибольших глубинах равна наиболее низкой температуре поверхностных вод или температуре вод океана на уровне барьера, если последняя ниже первой.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НА СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

В настоящем разделе кратко отмечены особенности фауны и флоры, присущие бассейнам с различным температурным режимом.

Характер морской флоры, т. е. бентальных водорослей, развитых в различных температурных поясах Мирового океана, не всегда позволяет четко различать их между собой. Можно отметить роды, присущие лишь определенным температурным поясам, например: *Sargassum*, характерный для тропических областей и отчасти для субтропиков; *Fucus*, широко распространенный преимущественно в бореальной области, и др. Однако наряду с стенотермными водорослями весьма значительно количество родов водорослей, представители которых встречаются во всех температурных областях, и распространены до различных глубин. К таким эвритермным организмам относятся красные известковые водоросли из рода *Lithothamnium*, а также многочисленные представители бурых и зеленых водорослей.

Более показательными в температурном отношении являются планктонные организмы — кокколитофориды и диатомовые. Первые характерны для теплых областей, преимущественно тропиков, а вторые (их массовое развитие) — для холодных областей. Однако последние встречаются и в теплых водах, а поэтому основываться на находках диатомовых и даже массовых их скоплений для суждения о температуре вод рискованно.

Несомненно, что существует связь между составом скелета, известкового у кокколитофорид и кремнистого у диатомовых, с насыщенностью вод теми или иными элементами в различных температурных областях Мирового океана.

Как известно, в тропических областях поверхностные воды насыщены карбонатом кальция, а кремнезем, наоборот, концентрируется в океане в холодных областях, где содержание карбонатов кальция далеко от насыщения. На основании этого нельзя, однако, утверждать, что по составу скелетов (известковому или кремнистому) всегда можно безошибочно судить о температурном режиме вод. Следует учитывать ряд привходящих обстоятельств, например, большее или меньшее поступление с материков тех или иных веществ, достаточное или недостаточное количество в воде необходимых для пышного развития тех или иных организмов фосфатов, нитратов, а также и ряд других факторов.

Более ценные данные о климате, а следовательно, и температуре поверхностных вод водоемов, особенно замкнутых и полузамкнутых бассейнов, можно получить на основании анализов спорово-пыльцевых комплексов, выделяемых из морских осадков. По этим комплексам можно сравнительно легко устанавливать температурные условия, господствующие на прилегающих материках, так как температура поверхностных вод замкнутых и полузамкнутых бассейнов определяется не столько их географическим положением, сколько климатическими условиями тех областей, в которых они расположены.

Характер морской фауны как будто может дать больше материалов для суждения о температурном режиме вод, чем данные о морской флоре. Так, например, при сравнении фауны теплых и холодных областей Мирового океана обращает на себя внимание прежде всего бедность видами и богатство особями фауны холодных областей. В литре воды в теплых областях содержится примерно 700 организмов, а в холодных областях 2500 (по данным С. А. Зернова) или 75 915 (по данным Н. М. Книповича). Объясняется указанное различие в количестве организмов в теплых и холодных областях следующим.

Количество хищных животных обусловлено количеством растительноядных, а количество последних — количеством растительной пищи. Количество растительной пищи зависит главным образом от количества минеральных солей (например, фосфатов и нитратов), которых гораздо больше в холодных областях, где они благодаря хорошей вертикальной циркуляции интенсивно подаются в верхний слой воды. Тесная зависимость между количеством фосфатов и количеством наннопланктона ясно выступает при сравнении карт содержания наннопланктона в южной части Атлантического океана и распределения фосфатов в той же области (см. рис. 35, 36).

Видовой состав в теплых областях гораздо богаче, чем в холодных. Так, например, оболочников в тропической области насчитывается 563 вида, в Арктике 61 и в Антарктике 36. Пелагических фораминифер в тропиках насчитывается до 20 видов, в холодных водах 1—2; коралловые рифовые сообщества встречаются только в тропической области и т. д.

По-видимому, в связи с тем, что перенасыщенность вод $CaCO_3$ в тропиках и субтропиках гораздо больше, чем в холодных поясах, где иногда наблюдается даже недонасыщенность $CaCO_3$, для первых характерно массовое развитие известковистых планктонных животных; этим же, вероятно, может быть объяснено и широкое развитие в теплых водах коралловых полипов и других организмов, в результате жизнедеятельности которых образуются коралловые рифы, а также более мощное развитие известковистого скелета и у отдельных неколониальных организмов.

Из приведенного материала видно, что области, заселенные определенными комплексами морских животных, должны совпадать с температурными областями, т. е. что их границы и границы зоогеографических провинций должны соответствовать друг другу. Однако не совпадают не только эти границы, но даже и границы зоогеографических провинций, выделенных на основании распределения бентосных моллюсков и фораминифер. Объясняется это тем, что распределение отдельных групп организмов обусловливается не только различием температур, но и рядом других причин. К важнейшим из них, по-видимому, относится история развития органического мира в данной области и различная способность организмов к расселению. Зоогеографические провинции четко выделяются лишь в мелководной области, расположенной до глубины 100—150 м. На значительных глубинах, температура вод которых постоянна, почти во всех широтах наблюдается сходная фауна. Глубоководная фауна часто сходна и с мелководной фауной высоких широт, где температурные условия близки к таковым на значительных глубинах низких широт.

Приведенные материалы как будто бы позволяют в ряде случаев определять температуру вод, не измеряя ее, а анализируя комплексы организмов, обнаруженных на дне, причем как живых, так и скелетов отмерших.

Однако все далеко не так просто, как это может показаться, причем не в связи с тем, что температурный диапазон многих организмов весьма широк и распространение их зависит не только от температурных условий.

Остатки организмов, являющиеся характерными показателями температурных условий, в силу тех или иных причин иногда отсутствуют в комплексе остатков, обнаруженных на дне. Например, из богатейшей планктонной фауны фораминифер тропической области на дно попадают только наиболее плотные небольшие глобигерины, а остальные, относящиеся к родам *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbulina*, нередко растворяются в нижних горизонтах вод океана, которые обогащены углекислотой. Таким образом, обнаружив на дне обедненный

комплекс мелких глобигерин, можно сделать неверное заключение о температурном режиме поверхностных вод.

Помимо этого следует указать, что на дне растворяется большое количество не только известковых, но и кремнистых организмов, например диатомовых. Наблюдения показали, что нередко на дне наблюдается много скорлупок диатомовых, а в осадке они полностью отсутствуют.

О процессе растворения остатков организмов в толще воды и на дне свидетельствует широкое распространение глубоководной красной глины, которая не содержит каких-либо ископаемых и формировалась в областях с пышным развитием разнообразного планктона с известковым и кремнистым скелетом.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НА СОСТАВ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ

Учитывая перенасыщенность углекислыми солями кальция вод теплых областей и недостаток ими холодных областей, и, наоборот, большее количество растворенного кремния в холодных областях и малое его количество в теплых, казалось бы, что в холодных областях должны формироваться преимущественно кремнистые осадки, а в теплых — известковые. Однако, когда мы рассматриваем даже глубоководные осадки Мирового океана (рис. 67), то видим,

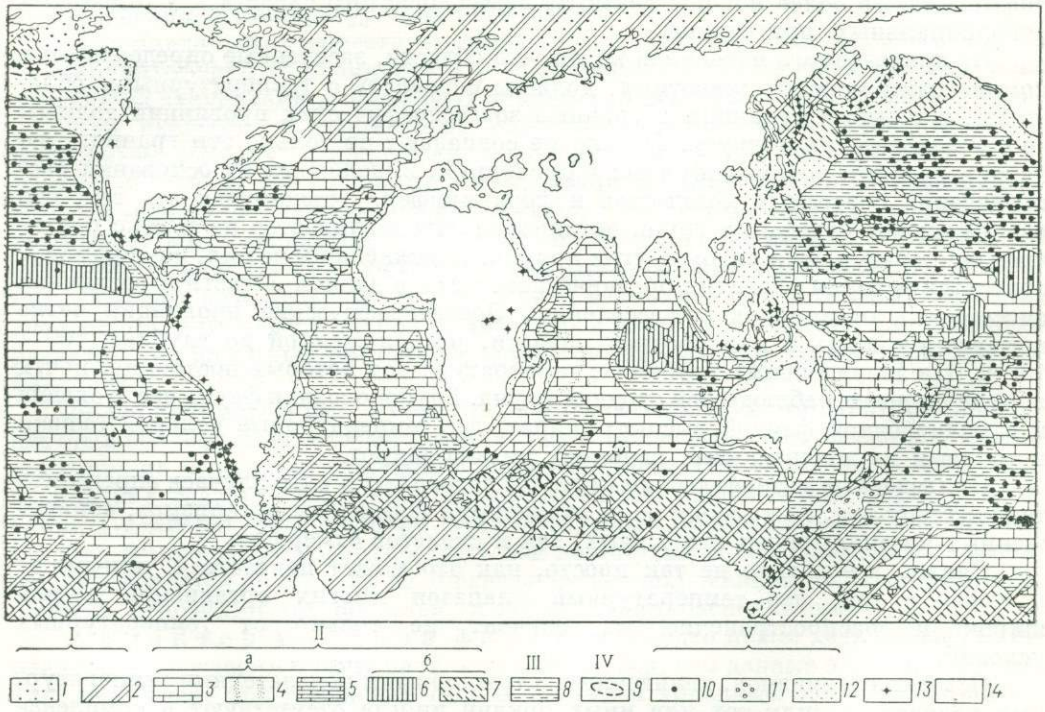


Рис. 67. Карта океанических осадков (по П. Л. Безрукову, А. П. Лисицину и др., 1961).

I — терригенные осадки: *1* — терригенные и терригенно-айсберговые; *2* — рассеянный материал айсбергового и ледового разноса; *II* — органогенные осадки: *а* — карбонатные: *3* — фораминиферовые; *4* — коралловые; *5* — птероподовые; *б* — кремнистые и глинисто-кремнистые; *6* — радиоляриевые; *7* — диатомовые; *III* — полигенные осадки: *8* — красная глубоководная глина; *IV* — вулканогенные осадки: *9* — контур областей распространения вулканогенных осадков и рассеянного вулканического материала; *V* — хемогенные осадки; *10* — железо-марганцевые конкреции; *11* — фосфоритовые конкреции; *12* — глауконитовые осадки; *13* — действующие вулканы; *14* — суша и внутриконтинентальные водоемы.

что указанное положение не выдерживается. Слишком много иных причин, кроме температуры, которые влияют на состав осадков.

Казалось бы, что в мелководных областях гораздо проще выявить не только температурные условия, но и климатические. Однако все это очень условно. На самом деле обнаружение ряда химических осадков — гипсов, каменной соли, мирабилита и других, является несомненным показателем аридного климата, но они формируются только в обособляющихся водоемах, типа залива Кара-Богаз-Гол, в Каспийском море, Генического залива в Азовском море и в различной степени обособленных заливах Аральского моря. Казалось бы, что о климатических условиях можно судить по выносу большого количества углекислых солей кальция в областях с аридным климатом или, например, соединений железа в областях с гумидным климатом, особенно в районах с широко развитым латеритным выветриванием. Однако на состав морских осадков больший или меньший привнос тех или иных химических соединений не оказывает существенного влияния и поэтому установить климат прилегающих участков суши далеко не так просто, как это может показаться с первого взгляда. Возможно, что обсуждаемый вопрос в какой-то мере может быть решен на основании изучения глинистых минералов, определяемый комплекс которых образуется, например, в зоне латеритного выветривания. Однако этот вопрос еще недостаточно разработан и пока нам неизвестны достоверные случаи решения вопроса о климате на основании изучения глинистых минералов в морских осадках. Пожалуй, в настоящее время можно указать только один достоверный метод решения вопроса о климатических условиях на основании изучения осадков — это обнаружение известковых оолитов, которые могут формироваться только в жарком аридном климате.

МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

На основании материалов, изложенных в разделах, посвященных влиянию температурного режима на состав морских осадков и органического мира, видно, что выявить температуру ранее существовавших бассейнов задача исключительно сложная, тем более что температура верхних и глубинных слоев воды вне сомнения всегда резко различалась, за исключением некоторых специфических бассейнов типа Красного моря. Однако установить температуру вод Мирового океана и даже изменения климатических условий в прежние геологические эпохи пытались многие исследователи. Так, например, выявлялось изменение температурных условий на основании изучения развития кораллов в различные эпохи.

На рис. 68 показаны изменения не только температуры, но и географических факторов. Некоторые исследователи пытались объяснить влияние горообразования и оледенения (рис. 69). Однако все эти построения интересны, но недостаточно обоснованы и главное крайне схематичны.

Неоднократно на основании анализа всех имеющихся материалов проводились попытки реконструировать климатические условия для относительно коротких промежутков геологического времени (рис. 70), но сравнение таких реконструкций показывает, что для любого промежутка геологического времени возможно бесконечное количество их и все они будут достоверны. Объясняется это тем, что далеко не все одинаково оценивают даже, казалось бы, «достовернейшие показатели» климатических условий. В качестве «достовернейших показателей» холодного климата многие рассматривают наличие только агглютинированных раковин фораминифер, хотя в действительности они

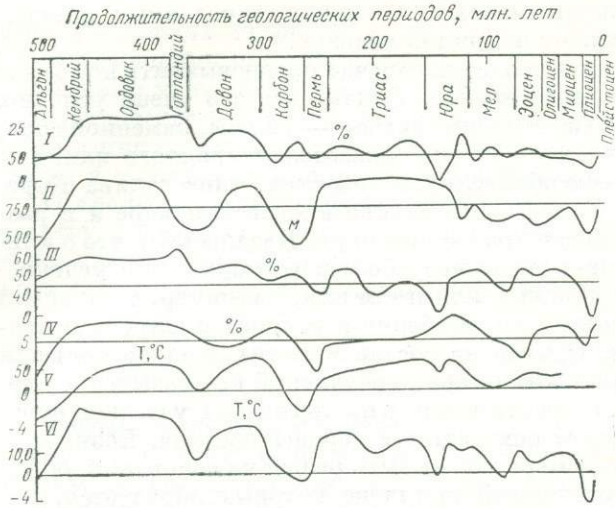


Рис. 68. Изменение географических факторов и температуры на протяжении геологического времени (по К. Бруксу, 1952).

На оси абсцисс изображена примерная продолжительность отдельных геологических периодов, определенная радиоактивным методом; для плейстоцена масштаб увеличен. Кривые *I*—*II* и *IV* изображены в перевернутом положении: *I* — распространение суши; *II* — уровень суши; *III* — океанические течения; *IV* — вулканическая деятельность; температура: *V* — установленная *VI* — вычисленная.

свидетельствуют лишь о растворении известковых раковин. Наличие слоев с солоноватоводной фауной или слоев с углями может свидетельствовать не о гумидном климате, а о поступлении в водоемы, расположенные в аридном климате, большого количества пресных вод из гумидной области. Нередко детальнейшие палеоэкологические исследования, на основании которых была установлена низкая температура вод, могут свидетельствовать не о холодном климате, а об образовании слоев, содержащих «холодолюбивую фауну» на глубинах 100—200 м, т. е. ниже температурного скачка. Приведенные примеры показывают, что многие «достовернейшие показатели» климата в действительности такими не являются. Главное же заключается в том, что одни исследователи перемещают полюсы, а другие — материки. Одни считают уровень Мирового океана сравнительно постоянным относительно отдельных материков, а другие придерживаются иного мнения. В общем расхождений очень много, но несомненно, что температурный режим зависит от солнечной радиации — единственного источника поступления тепла на поверхность Земли — и от изменяющегося расположения материков относительно полюсов и экватора. Если солнечная радиация вряд ли изменялась на протяжении всей геологической истории, то расположение материков относительно полюсов несомненно изменилось, причем положение материков влияло на климат, что было отмечено еще Ч. Лайелем (рис. 71).

Помимо изложенного как будто бы можно принять, что за периодами горообразования следуют интенсивные эпохи оледенения и резко выраженная климатическая зональность.

Рис. 69. Схема сопоставления эпох горообразования и оледенений (по К. Бруксу, 1952).

1 — горообразование; *2* — оледенение.

Вероятно, в результате проявления наиболее мощной предакчагыльской фазы горообразования наступил период оледенений, характерных для четвертичного или антропогенового периода.

Несмотря на трудности выявления температурного или климатического режима, достигнуты определенные успехи, с одной стороны, в результате проведения детальных палеоэкологических исследований, которые позволили даже разработать палеоклиматическую стратиграфию для четвертичных отложений, главным образом на основании распределения спорово-пыльцевых комплексов, а, с другой, в результате изучения температуры вод на основании отношения кислорода с атомным весом 16 к кислороду с атомным весом 18 в кальцитовых скелетах различных организмов.

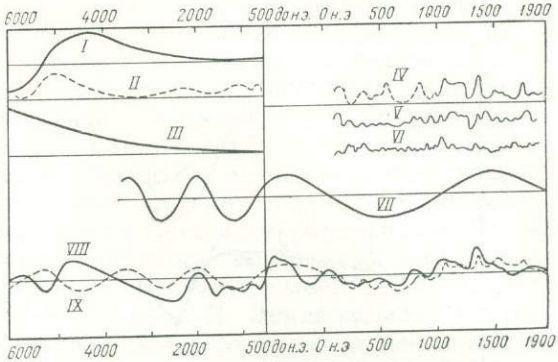


Рис. 70. Причины изменений климата на протяжении с 6000 г. до н. э. (по К. Бруксу, 1952).

I — уровень моря (Скандинавия); *II* — температура в северо-западной Европе; *III* — отношение летней радиации к зимней; *IV* — солнечная активность; *V* — дождевые осадки на юге европейской части СССР; *VI* — скорость роста деревьев в западной части США; *VII* — приливообразующая сила; *VIII* — дождевые осадки в умеренной зоне; *IX* — кривая Петтерсона.

В этом отношении интересен график, помещенный в работе Р. В. Тейс, Д. П. Найдина и И. К. Задорожного (1965), на котором изображены кривые изменения температуры вод от нижнего турона до верхнего маастрихта, полученные на основании изучения отношения O^{16}/O^{18} в ростах белемнитов (рис. 72). На этом рисунке отчетливо видно резкое понижение температуры в нижнем маастрихте, а затем значительное ее повышение в верхнем маастрихте. Более низкая температура наблюдается в нижнем туроне.

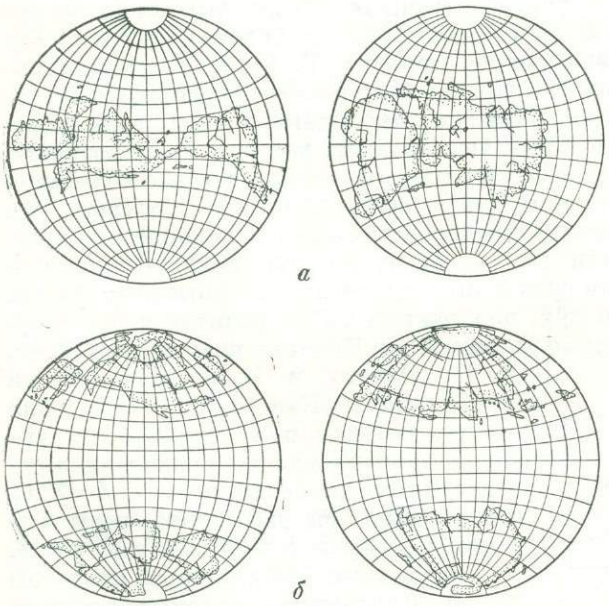


Рис. 71. Карты, показывающие наибольший жар и холод в климатах Земного шара (Ч. Лайель, 1866).

а — наибольший жар; *б* — наибольший холод.

При рассмотрении кривых изменения температур в верхнемеловое время следует обратить внимание на то, что приведенные кривые при сходстве своей конфигурации значительно сдвинуты в вертикальном направлении. Объясняется это прежде всего тем, что различными авторами исследовались меловые белемниты из разных областей. Например, нижняя кривая была получена в результате изучения белемнитов

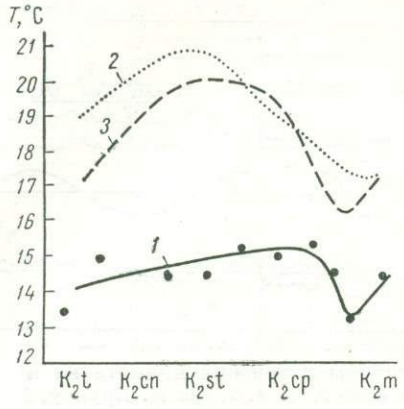


Рис. 72. Изменение температуры вод в верхнем меле (от нижнего турона до верхнего маастрихта). Из работы Р. В. Тейса, Д. П. Найдина, И. К. Задорожного, 1965.

1 — определения указанных авторов; *2* — кривая Буэна; *3* — кривая Лоуенстама и Эпштейна.

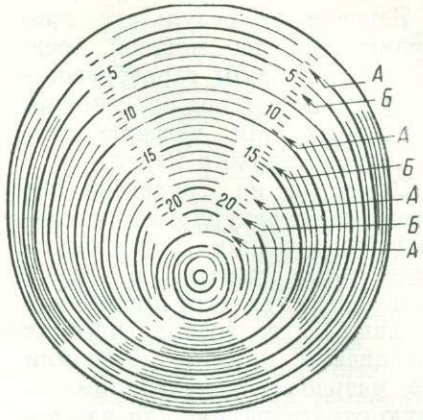


Рис. 73. Поперечный разрез белемнита (по Г. Юри, Г. Лоуенстаму, С. Эпштейну и Мак-Кинни, 1954).

Цифрами указаны номера колец от периферии к центру, буквами указана периодичность зимы и лета (*А* — зима; *Б* — лето).

Русской платформы, а верхние — других областей. Необходимо отметить, что, изучая отдельные ростры белемнитов, рост которых происходит круглогодично, иногда удается установить даже колебания температуры за промежуток времени жизни белемнита. Приведенная температурная кривая роста белемнита получена в результате анализа различных слоев ростра от 0,2 (центральный слой) до 1,5 см (наружный слой белемнита) (рис. 73). Анализируя приведенную температурную кривую, Г. Юри, Г. Лоуенстам, С. Эпштейн и Д. Мак-Кинни пишут: «В юрском белемните зафиксированы после его «юности» (ранний этап формирования) три лета и четыре зимы. Зафиксировано также обитание в юности в более теплой воде, чем в старом возрасте, смерть весной в возрасте около четырех лет, максимальные сезонные колебания температуры около 6°; средняя температура составляла 17,6° С» (рис. 74).

При изучении изотопного состава кислорода в скелетах ископаемых организмов следует обратить внимание на тот факт, что при анализе скелетов, относящихся к различным группам организмов, получаются разные результаты. Например, при сравнении температур, полученных по белемнитам и двустворкам (рис. 75), видно, что они отчетливо различаются. По этому поводу Р. В .Тейс, Д. П. Найдин и И. К. Задорожный (1965) пишут: «Как видно, определения по двустворкам приводят к более высокой температуре по сравнению с определениями по белемнитам на 4—7° С, что объясняется различием среды обитания и образа жизни тех и других».

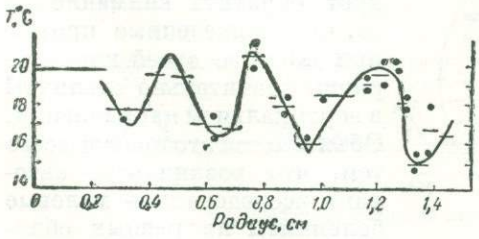


Рис. 74. Температурная кривая роста белемнита (по Г. Юри, Г. Лоуенстаму, С. Эпштейну и Мак-Кинни, 1954).

Различные температуры отмечены и при изучении ископаемых, относящихся к одному отряду. Например, К. Эмилиани и С. Эпштейн (1954) изучили отношение O^{18}/O^{16} в известко-

вых раковинах фораминифер родов *Cassidulina*, *Elphidium* семейства Miliolidae из нижнеплейстоценовых отложений Южной Калифорнии и на основании полученных результатов построили кривые изменения температуры вод в нижнеплейстоценовое время (рис. 76). Разницу температур указанные авторы объясняют различной глубиной, на которой жили указанные фораминиферы. Так, Miliolidae жили на глубине 20 м, *Elphidium* — около 60 м, а *Cassidulina* — около 120 м. Совместное нахождение всех фораминифер эти исследователи считают возможным объяснить периодической транспортировкой вниз поверхностного осадочного слоя и переотложением его на большей глубине, а также сезонными колебаниями температуры воды. Связь между сезонными колебаниями температуры и различием температуры, выявленной на основании неодинаковых групп фораминифер, К. Эмилиани и С. Эпштейн видят в том, что фораминиферы размножаются чередующимися поколениями, причем зимой более распространены макросферические особи, а летом — микросферические. Если принять во внимание большое количество микросферических особей рода *Cassidulina*, то этим можно объяснить более низкий уровень кривой развития *Cassidulina* по отношению к кривой развития *Elphidium* на термической шкале, а не тем, что *Cassidulina* обитали глубже, чем *Elphidium*. Однако и это малоприемлемое объяснение не может решить вопрос, почему столь высокое положение на термической шкале занимает кривая Miliolidae, если не учитывать предположения, с нашей точки зрения маловероятного, о том, что Miliolidae, *Elphidium* и *Cassidulina* обитали на различных глубинах.

Проще всего различное положение рассматриваемых кривых на термической шкале объяснить тем, что на отношение O^{18}/O^{16} влияет не только температура,

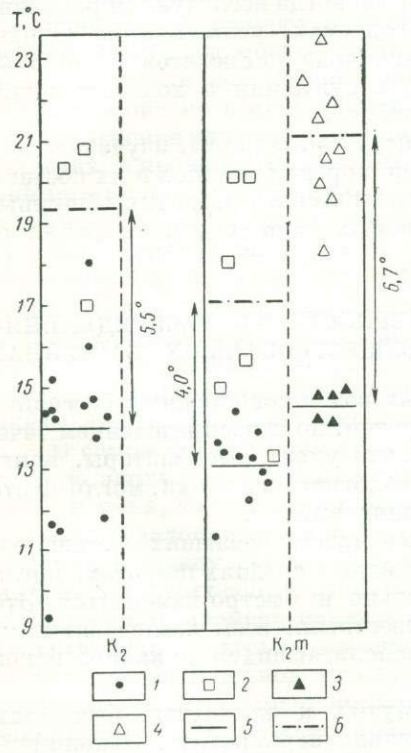


Рис. 75. Сравнение температур, полученных по белемнитам и двустворкам (по Р. В. Тейсу, Д. П. Найдину, И. К. Задорожному, 1965).

1 — белемниты Русской платформы; *2* — двустворки Русской платформы; *3* — белемниты Крыма; *4* — двустворки Крыма; *5* — средний уровень температур, характерный для развития белемнитов; *6* — средний уровень температур, характерный для развития двустворок.

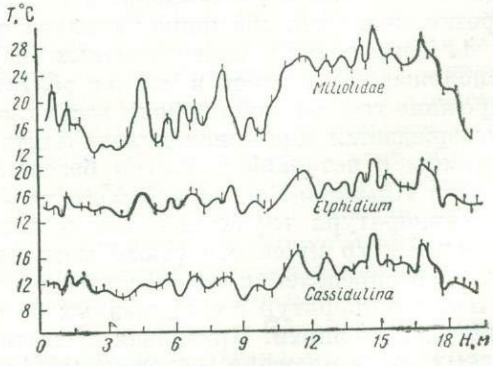


Рис. 76. Колебания температуры в водах нижнего плейстоцена Южной Калифорнии по данным отношения O^{18}/O^{16} в $CaCO_3$ ископаемых раковин фораминифер (по К. Эмилиани, С. Эпштейну, 1954).

но и принадлежность исследуемых раковин к тому или иному роду ископаемых организмов. Вероятно, этим же можно объяснить и разницу температур вод верхнемеловых бассейнов, определенную на основании изучения раковин двустворок и белемнитов (см. рис. 75). Больше того, возможно, что и разница в температуре, полученная на основании изучения различных слоев одного ростра белемнита (см. рис. 74), может быть объяснена тем, что отношение O^{18}/O^{16} в раковинах молодых белемнитов отличается от отношения O^{18}/O^{16} в раковинах старых белемнитов. На основании приведенных материалов можо сделать вывод, что определение температуры вод ранее существовавших бассейнов — дело очень трудное и интерпретация данных об отношении O^{18}/O^{16} весьма сложна и требует проверки на скелетах различных групп организмов. Помимо этого, необходимо еще учесть, что в прежние геологические эры, особенно такие, как мезозойская и палеозойская, парциальное давление кислорода в воде Мирового океана, так же как и в атмосфере, резко отличалось от современного. Это дает основание предполагать, что в указанные эры отношение O^{18}/O^{16} значительно разнилось от современного. Безусловно, вопрос о трактовке определения температур по изотопному составу кислорода в случаях, когда исследуются раковины организмов, обитавших в солоноватоводных водоемах, усложняется. Однако нет сомнения в том, что изучение изотопов кислорода из скелетов ископаемых организмов может дать ценные материалы для суждения о ходе изменения температуры вод ранее существовавших бассейнов.

Однако не следует забывать, что геологические материалы, изучение мощности пород различного генезиса, распределение морских осадков и их состава, на основании которых выявляется история геологического развития обширных областей, могут дать много интересных и важных данных для суждения об истории изменения климатических условий.

ТЕМПЕРАТУРА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

Установив, что температура поверхностных вод в современных бассейнах определяется не только их географической широтой, но и распределением течений, очертанием береговой линии и т. д., и зная, что указанные факторы, влияющие на распределение температур в прежние геологические эпохи, могли часто и резко меняться, мы можем сделать следующие выводы.

1. Температура поверхностных вод ранее существовавших бассейнов, расположенных в одной и той же области, особенно в средних широтах, могла в прежние геологические эпохи весьма значительно и быстро изменяться. Это подтверждается многочисленными фактами, известными всем исследователям, знакомым с историей развития бассейнов, располагавшихся в кайнозойское время в Крымско-Кавказской области.

Температура глубинных вод в полузамкнутых и замкнутых бассейнах геологического прошлого также могла значительно варьировать. Закономерности в распределении температур по вертикали, установленные на основании изучения температур в современных бассейнах, были такими же и в прежние геологические эпохи. Признавая существование изменений температур поверхностных вод в прежние геологические эпохи, не следует подвергать сомнению и колебания в указанные эпохи температур глубинных вод. Поэтому мы можем принять следующее положение.

2. Изменение температуры поверхностных вод в замкнутых и полузамкнутых бассейнах сопровождалось колебанием температуры глубинных вод.

Исключение из этого могут представлять только полузамкнутые бассейны, широко соединяющиеся с Мировым океаном глубокими проливами. Температура глубинных вод в полузамкнутых бассейнах может при определенных условиях изменяться резче, чем температура поверхностных вод; она может даже значительно варьировать и при отсутствии заметных колебаний температуры поверхностных вод, например в случае изменения высоты барьера, отделяющего полузамкнутый бассейн от Мирового океана.

Температура глубинных вод океанов и широко с ним сообщающихся бассейнов в прежние геологические эпохи всегда должна быть близка или температуре воды при наибольшей ее плотности, или же наиболее низкой температуре воды в зимнее время на полюсах (если, конечно, бассейны не были отделены от океанов).

Следовательно, вопрос о температуре глубинных вод океанов в прежние геологические эпохи разрешается на основании данных о наиболее низких температурах, наблюдающихся на Земном шаре в ту или иную эпоху, и если на полюсах в тот или иной период времени температура не падала ниже 10° С, то и глубинные воды не могли иметь более низкую температуру.

Переходя к вопросу о климатах всего Земного шара в прежние геологические эпохи, мы можем лишь предполагать, но не утверждать, что климат на поверхности вод Земного шара и, в частности, средняя температура вод Мирового океана в прошлом отчетливо и неоднократно изменялись.

Изменение климата в различных областях Земного шара, особенно в средних широтах, в прежние геологические эпохи можно объяснить изменениями очертаний материков, рельефа их и дна океанов и различным распределением морских течений. Но могли ли эти же факторы вызывать достаточно резкое изменение средней температуры вод Мирового океана — далеко не ясно, хотя и весьма вероятно. Вопрос о том, что является основным в изменении климата Земного шара — расположение материков, как это думал Ч. Лайель (см. рис. 71), или же изменения рельефа суши и дна Мирового океана — остается не выясненным. Можно лишь сказать, что как расположение материков и, естественно, размеры их площади, так и рельеф суши и дна Мирового океана, несомненно, оказывали большое влияние на климат.

В самом деле, весьма резкие колебания в климате, наблюдаемые в четвертичную эпоху, вряд ли вызывались значительным различием в распределении суши и моря, так как накопленные к настоящему времени данные показывают, что распределение суши и моря в ледниковые и межледниковые эпохи мало разнилось между собой. О рельефе суши и дна Мирового океана, особенно в области горных сооружений на суше и в области подводных хребтов в океанах, к настоящему времени накапливается все больше и больше материалов, свидетельствующих о весьма значительных изменениях в рельефе в этих областях за четвертичный период. Это дает основание думать, что изменения в рельефе — основная причина изменения климата в четвертичное время. Изменение рельефа может вызвать не только проникновение, например, в Арктический бассейн теплых вод, но и определенное распределение ветров, создающее благоприятные условия для поступления теплых масс воздуха в Арктический бассейн.

Так, например, изменение рельефа дна в области Исландского порога, который отделяет северную часть Атлантического океана от остальной его части, может оказать значительное влияние на водообмен между Атлантическим и Северным Ледовитым океаном, а следовательно, и на температурный режим последнего. Высокое стояние Исландского порога, на котором расположена гряда Уайнвилля-Томсона (см. рис. 63), затруднит водообмен между указанными

океанами, поэтому в Северном Ледовитом океане должно произойти резкое похолодание, а во время низкого стояния Исландского порога, когда был возможен широкий водообмен между указанными бассейнами, температура вод в Северном Ледовитом океане могла значительно повышаться, что должно было привести к сглаживанию климатических поясов и, возможно, к повышению средней температуры на поверхности всего Земного шара.

Изменения климатических условий, вероятно связанные с рельефом дна Атлантического океана, отмечались неоднократно, о чем свидетельствует четырехкратная смена характера осадков на дне северной части Атлантического океана. При этом следует указать, что отмеченные климатические условия в четвертичную эпоху наблюдались не только в бореальной области, но и значительно южнее ее. Так, по профилю, проведенному в Атлантическом океане примерно между 30 и 10° с. ш., отмечалась четырехкратная смена теплолюбивых и холодолюбивых комплексов фораминифер.

Очень интересные материалы по затронутому вопросу приводит К. Брукс относительно северной части Тихого океана. Анализируя распределение ветров в северной части Тихого океана в январе и в июле указанный исследователь пишет: «Несмотря на узость и небольшую глубину Берингова пролива, все же известная масса теплых вод летом проникает через этот пролив в Северный Ледовитый океан. В последнем на протяжении лета сохраняется значительное количество плавучих льдов. Вследствие этого полярный циклон не может получить здесь значительного развития и южные ветры, дующие из северотихоокеанской области, заметно ослабляются. Не подлежит сомнению, что если бы Северный Ледовитый океан был свободен от льдов, то система южных и юго-западных ветров приобрела бы значительное постоянство. Если бы в то же время на месте Берингова пролива образовался широкий и глубокий проход, то практически вся поверхность океана к северу от 30° с. ш. была бы приведена в движение в северо-восточном направлении и громадные массы теплых вод стали бы протекать в Северный Ледовитый океан» (Брукс, 1952, стр. 42—43).

Кроме изменения распределения суши и океанов и изменения рельефа суши и дна Мирового океана многие исследователи считают возможным объяснить различие температуры в разные геологические эпохи разным содержанием углекислоты в атмосфере, а именно, что с повышением содержания углекислоты климат становился теплее. Однако такое объяснение вряд ли можно признать правильным, так как для наиболее теплых эпох по предположению многих исследователей, например для каменноугольной, следует иметь в виду не повышенное, а пониженное содержание углекислоты в атмосфере, ввиду того что эпоха характеризуется пышным развитием растительности, интенсивно поглощающей углекислоту, и широким развитием процессов угленакопления, что сопровождается закреплением свободной углекислоты, т. е. уменьшением ее в атмосфере, а не увеличением.

Кроме того, если принять тесную зависимость между содержанием CO_2 в атмосфере и климатом, то при постепенном понижении содержания в атмосфере CO_2 на протяжении геологической истории развития Земли мы должны были бы принять, например, гораздо более высокую среднюю температуру для палеозоя по сравнению с мезозоем и особенно с кайнозоем, чему противоречат несомненные следы оледенений, происходивших в палеозое.

Если в настоящее время у нас нет оснований утверждать, что средняя температура на протяжении геологической истории Земли в общем постепенно изменялась в сторону ее понижения, то более или менее закономерные колебания ее в прежние геологические эпохи можно допустить, основываясь на изменении

площади материков, рельефа и положения их относительно экватора. Можно думать, что отдельные фазы, проявляющиеся достаточно отчетливо в каждом цикле геологической истории Земли, характеризовались определенными изменениями средней температуры. Исключительно важно отметить, что, когда не существовало материков в области полюсов, то арктический и антарктический бассейны широко сообщались с тропическими, поэтому средняя температура вод в различных поясах не могла значительно разниться между собой. В это время можно предполагать не только чередование «холодных» и «теплых» периодов, но и (может быть, более важное) смену периодов с резко выраженными климатическими поясами периодами, когда указанные пояса были нечетко выражены. Есть все основания предполагать, что для «холодных» периодов характерны резко выраженные, а для «теплых» слабо выраженные климатические пояса.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Выявление температурного режима бассейна, в котором происходило накопление изучаемых осадков, имеет прежде всего огромное значение для стратиграфии. Например, зная, что одни слои, в какой-либо области формировавшиеся в относительно мелководных условиях, отлагались в сравнительно теплых водах, а другие в более холодных, мы можем утверждать неодновозрастность рассматриваемых слоев. Кроме того, руководствуясь тем, что температура поверхностных вод в большей или меньшей степени, но всегда в определенной мере соответствует климату, характерному для сравнительно обширных областей, в том числе и прилегающих к означенному бассейну участков суши, можно сделать ряд важных заключений о сопоставлении морских и континентальных образований.

При установлении истории изменения температурных условий на основании изучения распределения наземных организмов в толще континентальных образований, а водных организмов — в толще морских возможно провести корреляцию континентальных и морских образований, сопоставляя между собой отложения, формировавшиеся в сходных климатических условиях.

Установить историю изменений температурных условий важно также и для прогноза о возможности распространения различных полезных ископаемых. Так, например, руководствуясь предположением о том, что наиболее благоприятными условиями для формирования железорудных месторождений являются условия жаркого влажного климата, нам следует искать таковые среди отложений, которые формировались в эпохи господства именно такого климата. То же самое можно сказать и о месторождениях гипсов, каменной соли, мирабилита и других, которые могли образовываться только в условиях аридного климата.

Возможно предположение о приуроченности месторождений некоторых ценных полезных ископаемых к зонам развития определенных организмов, например, к зонам развития определенных родов низших растений, накапливающих в своих слетках те или иные элементы, которые после их отмирания в результате сложных диагенетических процессов образовывали месторождения. Зная, что определенные роды организмов связаны всегда в известной степени с температурными условиями, следует и соответствующие месторождения в первую очередь искать среди отложений, формировавшихся в температурных условиях, аналогичных тем, при которых шло накопление образований, содержащих уже открытые промышленные скопления тех или иных руд.

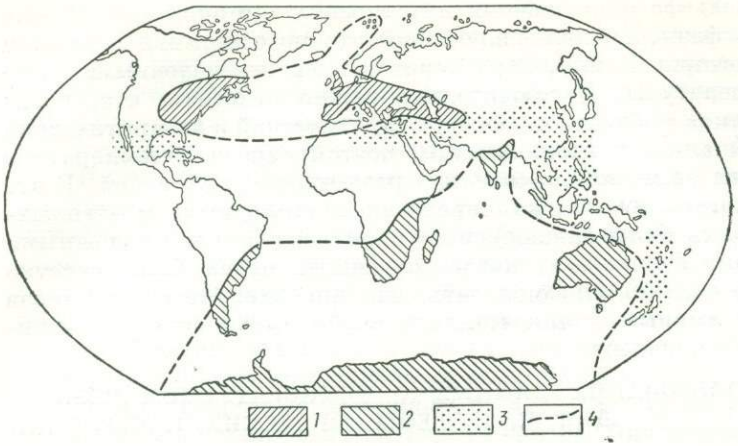


Рис. 77. Современное распределение тропических и полярных флор, имеющих возраст 300 млн. лет (по Д. Тарлингу и М. Тарлингу, 1973).

1 — тропическая флора Лавразии; *2* — полярная флора Гондваны; *3* — фораминиферы океана Тетиса; *4* — граница распределения флор.

Необходимо указать еще значение установления температурных условий в бассейнах при построении палеогеографических карт для соответствующих эпох. Изучая историю изменения температурного режима за время формирования какой-либо толщи морских образований и установив, что бассейн, в котором они отлагались, заметно изменил свой температурный режим, вполне естественно предположить возможность широкого его сообщения с бассейнами океанического типа, расположенными на юге в периоды повышения температуры или на севере в периоды понижения температуры.

Кроме того, руководствуясь данными об изменении температурных условий, в ряде случаев можно сделать заключение о соединении или, наоборот, изоляции смежных бассейнов и др.

В заключение следует указать, что изучение температурных, или вернее климатических, условий исключительно важно и для решения главнейших вопросов глобальной тектоники.

В самом деле, если мы, например, можем установить большую близость климатических условий формирования отложений определенного возраста на континентах, в настоящее время расположенных в различных климатических поясах, то естественно сделать предположение, что в указанное время рассматриваемые континенты или соприкасались или во всяком случае располагались в одном климатическом поясе. Наоборот, если на каком-то континенте обнаружены слои одного возраста, остатки организмов которых указывают на формирование их в различных климатических поясах, а в современное время они располагаются на небольшом расстоянии и в одной климатической зоне, то в этом случае можно предполагать, что во время их отложения они были расположены на большом расстоянии друг от друга.

Для иллюстрации сказанного интересно привести схематическую карту, показывающую современное распределение тропических и полярных флор, произраставших 300 млн. лет назад (рис. 77).

Согласно взглядам сторонников дрейфа материков, 250—300 млн. лет назад тропические флоры произрастали в экваториальной области, где располагались те части современных материков, в которых указанные флоры были обнаружены (рис. 78). Значение реконструкций распределения современных материков, конечно, огромно, но использовать их для оценки перспектив каких-либо полезных ископаемых нужно с очень большой осторожностью. Например,

Д. и М. Тарлинг (1973) пишут, что «нефть и природный газ, может накапливаться в больших количествах лишь в тропических широтах. Поэтому знание местоположения древних тропических зон дает нам возможность объяснить, почему, например, нефть не встречается в Восточной Африке и в то же время может быть найдена в Европе и на севере Аляски» (стр. 99). Также более чем смелые прогнозы перспектив нефтегазоносности, конечно, могут только компрометировать значение очень важных палеогеографических построений.

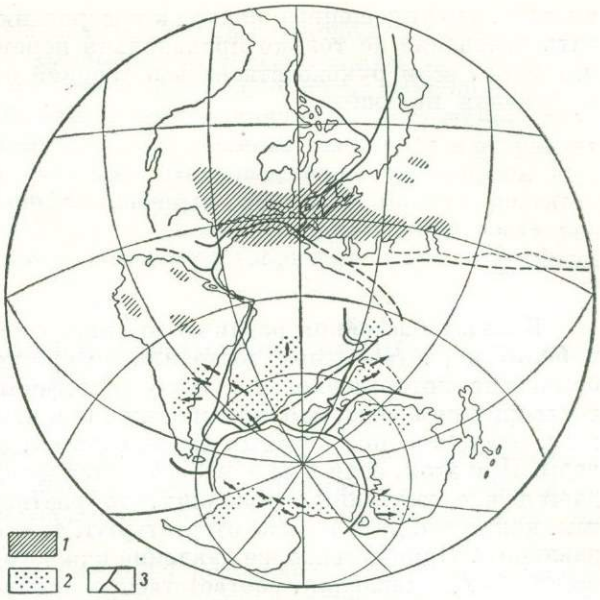


Рис. 78. Распределение материков 250—300 млн. лет назад (по Д. Тарлингу и М. Тарлингу, 1973).

1 — пышные тропические леса, образовавшие залежи каменного угля возрастом 300 млн. лет, в последующие 50 млн. лет превратившиеся в жаркие пустыни; *2* — области оледенения в период между 250—300 млн. лет, *3* — граница различных областей; стрелками показаны известные направления движения льда.

Реконструкции палеоклиматических поясов представляют собой задачу необычайно сложную, которая должна основываться прежде всего на тщательно сопоставленных осадках различного генезиса и на знании пределов, в которых могут формироваться различного типа осадки.

В заключение следует указать, что в настоящее время обнаружение явных показателей холодных условий, а именно следов оледенений и показателей теплых и влажных условий — угленосных отложений в областях современного господства иных условий заставляет предполагать или перемещение материков (см. рис. 78), или же перемещение положения полюсов. Последнее предположение энергично защищалось Н. М. Страховым (1960). По этому вопросу он писал: «В первую половину палеозойского времени, от кембрия или ордовика до верхнего девона, северный полюс располагался почти в центре Тихого океана, а южный — у побережья Африки.

В верхнепалеозойское время северный полюс находился вблизи средней части Алеутских островов, южный — вблизи южной оконечности Африки. Мезозойско-кайнозойский план климатических зон, начиная с юры, отвечал современному расположению».

По вопросу о положении полюсов и климатической зональности в прежние геологические эпохи было ранее уже высказано автором (1969) мнение о том, «что если руководствоваться теми методами выделения гумидных и аридных зон, которыми руководствуются рассматриваемые исследователи, то мы должны были бы расположить полюса в современную эпоху далеко от места их действительного местонахождения, а если бы мы пытались составить палеоклиматические карты не для всего палеогена, а отдельно для палеоцена, эоцена и олигоцена, то были бы принуждены перемещать полюсы на значительные расстояния для каждого отрезка палеогенового времени. Наряду с этим следует

указать, что упрощенный подход к построению палеоклиматических карт может дать основание не только произвольно перемещать полюсы, но и перемещать материки, если руководствоваться теорией о дрейфе материков и неизменном положении полюсов».

ГЛАВА III

Газовый режим

В водах бассейнов различного типа, от вод Мирового океана до вод озер и болот в растворенном состоянии содержатся различные газы, из которых обычны те, которые входят в состав атмосферы. Количество газа, которое может раствориться в воде, вполне определенно и находится в зависимости от природы газа, давления, под которым газ находится, а также температуры и солености воды. При этом, если в воде растворяется не один газ, а смесь газов, что наблюдается в естественных условиях, то растворение каждого газа происходит так, как будто другие газы отсутствуют, т. е. соответственно его парциальному давлению. Парциальное же давление каждого газа представляет, как известно, часть общего давления, соответственно количеству данного газа в смеси. Так, например, в атмосфере кислорода находится примерно 21%, азота 78% и углекислоты 0,3%. Соответственно этому парциальное давление кислорода будет равняться 0,21% атмосферного давления, азота — 0,78%, а углекислоты — 0,003%.

Зависимость растворимости различных газов от вышеуказанных причин видна из табл. 20, составленной по данным работы Н. М. Книповича (1938, по Бруно Шульц), в которой состав газа в атмосфере, а также пресной и морской воды даны при условии равновесия с атмосферой.

Из табл. 20 видно, что при повышении температуры, но при одинаковом атмосферном, а следовательно, и парциальном давлении растворимость газов понижается, так же как и при повышении солености. Нужно, однако, отметить, что часто в воде газа растворено значительно больше того количества, какое должно было бы раствориться при имеющихся условиях. Это явление, называемое пересыщением, вызывается двумя причинами. Первой причиной является такое изменение физического состояния воды (температуры и солености), при

Таблица 20

Зависимость растворимости различных газов от температуры и солености воды

Газ	Содержание газов в 1000 см³									
	в атмосфере		в пресной воде				в морской воде			
	в 1 л	%	при 0° С	%	при 20° С	%	при 0° С	%	при 20° С	%
N + Ar	790	79	18,64	63	12,56	65	11,42	63	10,42	65
O_2	210	21	10,29	35	6,57	34	8,04	35	5,36	34
CO_2	0,3	0,3	0,51	1,7	0,26	1,3	0,44	1,9	0,23	1,4
$N + O_2 + CO_2$	1000	—	29,4	—	19,4	—	22,9	—	16,0	—

котором понижается ее растворяющая способность в отношении газов, и количество ранее растворенного газа оказывается превышающим то количество его, которое может раствориться из атмосферы. Второй очень важной причиной перенасыщения газа является избыточное поступление его из источника, находящегося в самой водной среде, например, поступление кислорода в результате деятельности хлорофиллоносных растений. Перенасыщение кислородом воды в результате деятельности хлорофиллоносных растений иногда достигает значительной величины — 250—400%, т. е. кислорода оказывается растворенным в воде в 2,5—4 раза больше, чем может его раствориться за счет атмосферы.

ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНОВ

Кислород

Наличие в воде растворенного свободного кислорода является необходимым условием существования подавляющего количества организмов, а также предпосылкой ряда процессов, происходящих в воде как в неорганическом, так и в органическом мире.

В воду естественных водоемов кислород поступает из двух источников: из атмосферы и путем выделения его в самом водоеме в результате деятельности на свету хлорофиллоносных растений (главным образом хлорофиллоносного планктона).

Иллюстрировать зависимость растворения кислорода из атмосферы от температуры и солености морской воды можно табл. 21, заимствованной из работы Н. М. Книповича (1938, стр. 81), где указано количество кислорода, которое может раствориться из атмосферы при давлении 760 мм.

Из табл. 21 ясно видно огромное влияние температуры воды на растворимость кислорода и сравнительно большое, но заметно меньшее влияние солености.

Учесть другой источник кислорода — выделение его хлорофиллоносными растениями при достаточном освещении — значительно труднее, так как происходит оно в результате процесса фотосинтеза, зависящего от интенсивности солнечного света, прозрачности воздуха и воды, количества хлорофиллоносных растений и др. Так как количество последних в значительной мере обусловливается количеством солнечных лучей, то их больше всего на глубине от 20

Таблица 21

Растворимость кислорода в воде (см³/л) при давлении 760 мм

Температура, °С	Растворимость кислорода при солености (‰)								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
—2	10,88	10,55	10,18	9,84	9,50	9,16	8,82	8,47	8,12
0	10,29	9,97	9,65	9,33	9,01	8,68	8,36	8,03	7,71
5	9,03	8,75	8,48	8,21	7,94	7,67	7,40	7,13	6,86
10	8,02	7,79	7,56	7,33	7,10	6,87	6,63	6,40	6,17
15	7,22	7,03	6,83	6,63	6,43	6,23	6,04	5,84	5,64
20	6,57	6,40	6,22	6,05	5,88	5,70	5,53	5,35	5,18
25	6,04	5,88	5,72	5,56	5,40	5,24	5,08	4,93	4,77
30	5,57	5,42	5,27	5,12	4,96	4,80	4,65	4,50	4,35

Таблица 22

Содержание кислорода в Азовском море (по Н. М. Книповичу)

Глубина, м	Температура, °С	Соленость, ‰	Содержание кислорода, см³/л	Насыщение кислородом, %
		После продолжительного штиля		
0	24,40	10,12	6,43	110,50
5,0	24,41	10,54	6,55	113,73
11,0	22,46	10,07	0,006	0,10
		После бури		
0	21,66	10,44	5,16	85,57
5,0	21,66	10,50	5,09	84,41
10,0	21,66	10,50	4,65	77,11
11,5	21,60	10,50	4,84	80,27

до 50 м. Меньшее количество хлорофиллоносных растений на глубине 0—20 м объясняется тем, что эти растения избегают резко освещенных поверхностных вод.

В соответствии с таким распределением хлорофиллоносных растений максимальное содержание кислорода наблюдается не на поверхности, а несколько глубже. Факторами, вызывающими понижение содержания кислорода в воде, являются дыхание животных и растений (нехлорофиллоносных и хлорофиллоносных ночью) и расход кислорода на окисление разлагающегося органического вещества, сероводорода и др.

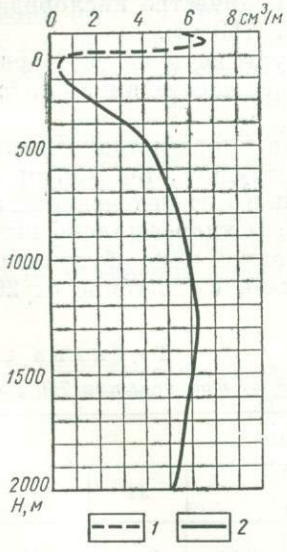


Рис. 79. Распределение кислорода и сероводорода (см³/л) в Черном море (по Ю. М. Шокальскому, 1917).

1 — кислород; *2* — сероводород.

Количество кислорода, потребляемого на окисление, например, сероводорода, настолько значительно, что содержание его может понизиться почти до полного исчезновения в местах, где присутствует сероводород. Хорошей иллюстрацией сказанному является табл. 22 распределения кислорода в Азовском море, составленная по материалам двух станций, причем в первом случае наблюдения проводились после продолжительной тихой погоды, а во втором — через несколько дней после бурной погоды.

Огромное различие в количестве кислорода, растворенного в нижних слоях воды после продолжительной тихой погоды и после бури, объясняется тем, что в Азовском море обильно выделяется на дне сероводород, на окисление которого при отсутствии вертикальной циркуляции расходуется иногда почти весь свободный кислород, что вызывает характерные для этого моря заморы, ведущие к массовой гибели донной и придонной фауны. Другим примером, иллюстрирующим потребление кислорода на окисление сероводорода, может служить диаграмма (рис. 79), характеризующая распределение O_2 и H_2S в Черном море. Известно, что кислород поступает в морские бассейны из атмосферы и образуется в результате

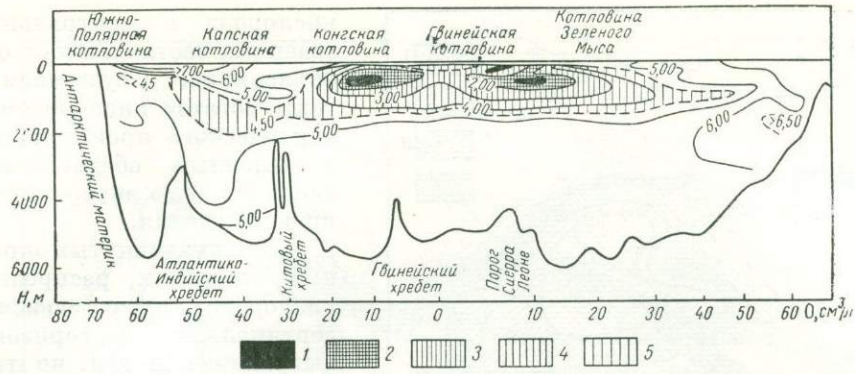


Рис. 80. Распределение кислорода (см³/л) в восточной части Атлантического океана (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — < 1,0; *2* — 1,0—2,0; *3* — 2,0—3,0; *4* — 3,0—4,5; *5* — > 4,5.

фотосинтеза только в верхних горизонтах вод. Следовательно, в более глубокие горизонты вод кислород попадает только сверху, в результате вертикальных и почти горизонтальных передвижений водных масс. Вертикальные движения зависят от вертикального распределения плотности воды, которая в океанах, где наблюдается малая амплитуда колебаний солености, почти исключительно обусловливается распределением температур. Поэтому в высоких широтах, где температура по вертикали изменяется очень слабо, вертикальная циркуляция благодаря опусканию охлажденного в зимнее время поверхностного слоя воды распространяется на очень мощный слой, в низких же широтах интенсивной вертикальной циркуляцией захватывается очень маломощный слой, так как уже на 50—150 м опускающиеся охлажденные воды встречаются с водами, имеющими еще более низкую температуру.

Этими причинами и определяется распределение кислорода в верхней толще воды Атлантического океана (рис. 80, 81). Несколько большее содержание кислорода на экваторе, чем южнее и севернее его, может быть объяснено подъемом глубинных вод. В глубинных водах высокое содержание кислорода является результатом проникновения богатых кислородом вод из Арктики и Антарктики. Пониженное содержание наблюдается только в обособленных океанических впадинах, где происходит слабое вентилирование воды, а также в тех частях океанов, которые удалены от областей поступления обогащенных кислородом арктических и антарктических вод. Так, например, меньшее содержание

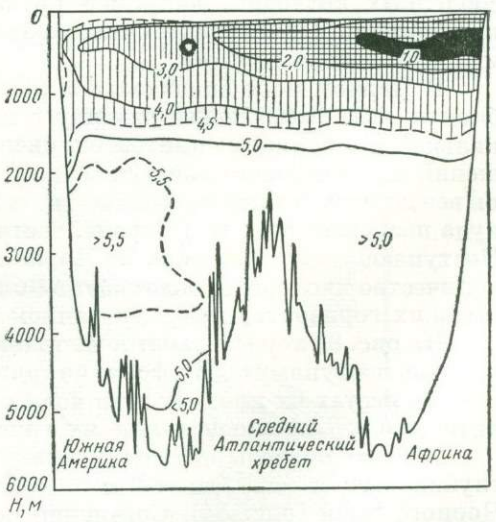


Рис. 81. Распределение кислорода (см³/л) в широтном гидрологическом разрезе в Атлантическом океане по параллели 9° ю. ш. (по Н. М. Книповичу, 1938).

Условные обозначения см. на рис. 80.

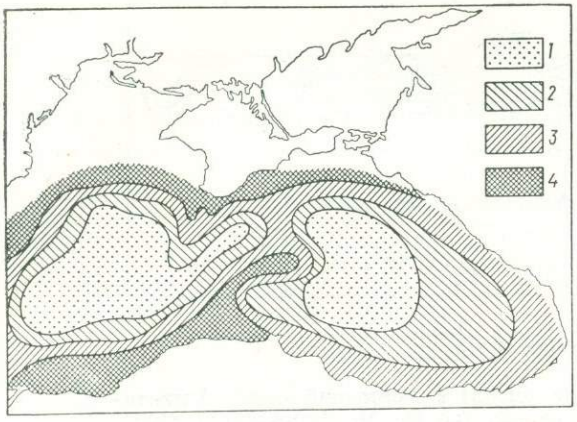


Рис. 82. Распределение кислорода (%) в Черном море на глубине 100 м (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — до 1; *2* — 5—10; *3* — 10—20; *4* — > 20.

кислорода в центральных и северных частях Тихого океана объясняется отсутствием притока богатой кислородом воды арктического происхождения и постепенным обеднением кислородом воды антарктического происхождения.

В полузамкнутых опресненных бассейнах распределение кислорода также зависит от вертикальных и горизонтальных движений вод, но там эти движения обусловливаются главным образом не распределением температуры, а распределением солености. Например, большая соленость глубинных вод Мраморного моря и большая их плотность по сравнению с поверхностными исключают возможность глубокой вертикальной циркуляции и, следовательно, принос кислорода по вертикали. Однако там его достаточно для развития органической жизни благодаря горизонтальным передвижениям вод, приносящих кислород. Аналогичным образом поступает кислород и в глубокие горизонты вод Белого и Балтийского морей, где, однако, количество его в наиболее глубоких частях невелико и насыщение часто составляет лишь 20—25%, а иногда даже равно нулю. Причину этого нужно искать в слабом вентилировании некоторых обособленных котловин, например Готландской, которую можно рассматривать как бассейн, соединенный очень мелким проливом с бассейном, имеющим нормальный газовый режим.

В Черном море значительное различие в солености поверхностных и глубинных вод, вызывающее разницу в плотности, исключает возможность вертикальной циркуляции; приток же кислорода в результате горизонтальных движений (принос водами, поступающими из Босфора) крайне незначителен, однако он все же сказывается на количестве сероводорода, которого на дне тех участков, куда поступает вода из Босфора, частично его окисляющая, несколько меньше. Поступающая из Босфора в Черном море вода, содержащая значительное количество кислорода, оказывает влияние и на распределение кислорода в более высоких горизонтах вод в указанном море (рис. 82).

На рис. 82 хорошо заметно не только влияние вод, обогащенных кислородом, которые поступают из Босфора, но также и влияние течений, развитых в Черном море; в местах их прохождения воды обогащены кислородом в результате более интенсивного перемешивания их (рис. 83).

В свою очередь интересно сравнить карту распределения кислорода на глубине 100 м (см. рис. 82) с картой распределения сероводорода в осадках Черного моря (рис. 84). Сравнение показывает, что в общем можно отметить обратную зависимость между содержанием кислорода в воде и сероводорода в осадке. Такая обратная зависимость может быть объяснена различием в продуктивности пространств воды в Черном море, а именно в областях большего содержания кислорода продуктивность выше, чем в областях низкого его

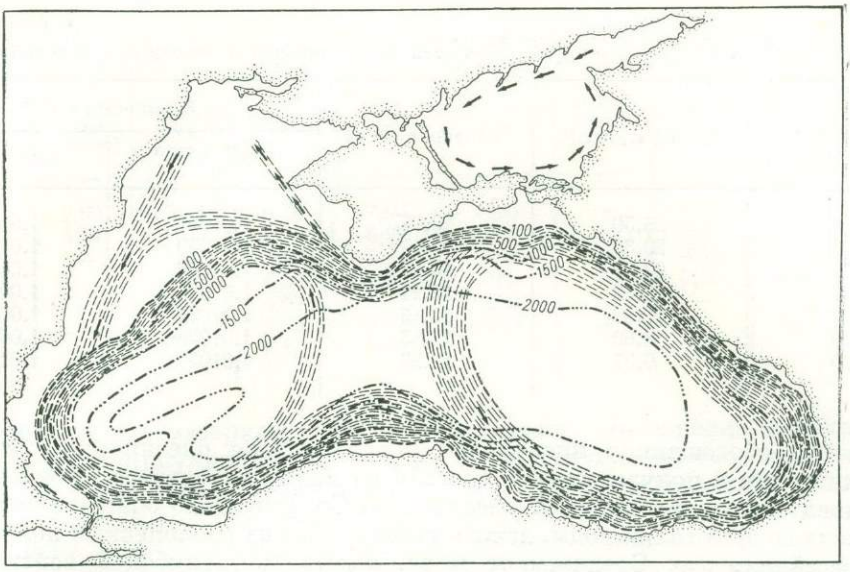


Рис. 83. Схема течений Черного и Азовского морей (по Н. М. Книповичу, 1938).

содержания. Отсюда следует, что в осадок в областях высокого содержания кислорода поступает большее количество органического вещества и, следовательно, там более энергично идет процесс разложения сульфатов в результате биохимических реакций, а следовательно, и образование большого количества сероводорода.

В полузамкнутых осолоненных бассейнах кислорода обычно достаточно до самого дна, даже в бассейнах, в которых температура вод ниже, чем в океане,

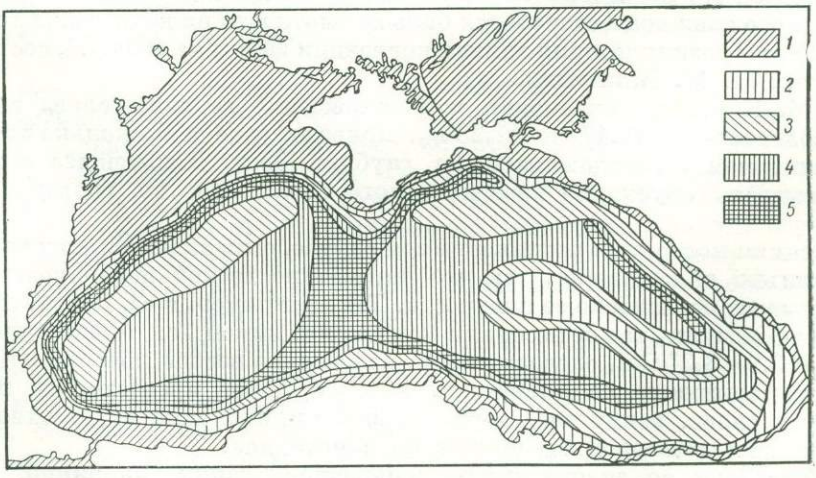


Рис. 84. Схематическая карта распределения H_2S (мг/л) в осадках Черного моря (по И. И. Волкову, 1969).
1 — 0; 2 — 0—3; 3 — 3—8; 4 — 8—12; 5 — > 12.

Таблица 23

Распределение температуры, солености и плотности в сентябре в Каспийском море

Глубина, м	Температура, °С	Соленость, ‰	Плотность, г/см³	
			вычисленная при 0° С	измеренная
0	25,50	13,07	1,01049	1,00732
10	23,30	13,17	1,01049	1,00737
25	23,30	13,17	1,01049	1,00737
35	17,23	12,91	1,01035	1,00864
50	12,38	12,85	1,01031	1,00941
100	8,60	12,83	1,01029	1,00991
200	6,37	12,83	1,01029	1,01012

ввиду чего обогащенная кислородом поверхностная океаническая вода при проникновении в полузамкнутый бассейн не может опускаться на его глубины и, следовательно, снабжать их кислородом. Сравнительно большое количество кислорода во всей толще воды, даже в таких глубоких осолоненных полузамкнутых бассейнах, как Средиземное море, вызывается глубокой вертикальной циркуляцией, устанавливающейся во время сезонного охлаждения поверхностных осолоненных вод, плотность которых становится больше, чем плотность подстилающих их вод. В результате интенсивной циркуляции количество кислорода на больших глубинах очень велико, например в Средиземном море от 4,0 до 4,6 см³/л, что составляет 70—80% насыщения.

В замкнутых бассейнах поступление кислорода в нижние горизонты вод также осуществляется почти исключительно за счет вертикальной циркуляции, так называемой конвекции. Весьма часто отчетливо наблюдают два типа конвекции: осеннюю (осенне-зимнюю) и весеннюю. Первая образуется как следствие охлаждения поверхностных слоев, обычно имеющих к тому же благодаря испарению несколько повышенное содержание солей, в связи с чем плотность поверхностного слоя воды становится больше плотности нижележащих горизонтов вод. Причины возникновения зимней конвекции видны на табл. 23, составленной по данным Н. М. Книповича.

Н. М. Книпович указывает, что охлаждение верхних слоев воды, имеющих соленость от 13,17 до 17,23‰, приведет уже к несколько большей их плотности, чем наблюдавшаяся на глубине 35 м. Дальнейшее охлаждение может вызвать опускание поверхностного слоя воды до гораздо больших глубин.

Весенняя конвекция возникает в том случае, если значительная толща воды зимой сильно охлаждается, так что нагревание весной поверхностного слоя воды вызывает повышение ее плотности. Так, например, в оз. Севан, где наблюдается как зимняя, так и весенняя конвекция, зимой вся толща воды охлаждается до 2,8—3,2° С и, следовательно, нагревание весной поверхностного слоя вызывает повышение ее плотности, которая будет превосходить плотность придонных слоев, ввиду чего вертикальной циркуляцией будет охвачена вся толща воды и кислород проникнет до самого дна.

В бассейнах со значительным испарением, каким, например, является Южный Каспий, вертикальная циркуляция осуществляется исключительно за счет повышения солености поверхностных вод и, как следствие, повышения ее плотности.

Таблица 24

Содержание кислорода (см³/л) в воде Каспийского моря

Глубина, м	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Весь Каспий	Глубина, м	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Весь Каспий
0	7,60	7,14	6,86	7,00	400	—	1,62	1,53	1,55
10	6,91	7,23	6,81	6,96	500	—	0,71	0,64	0,65
25	—	7,53	6,89	7,11	600	—	0,34	0,37	0,30
50	—	6,87	6,09	6,38	700	—	0,00	0,23	0,15
100	—	6,42	4,97	5,45	800	—	—	0,41	0,41
200	—	3,76	3,79	3,78	900	—	—	0,04	0,04
300	—	2,47	3,64	2,59					

Приведенный материал наглядно показывает, что глубина проникновения вертикальной циркуляции, а следовательно, и поступление в глубины кислорода зависят от степени уплотнения поверхностных слоев воды вследствие изменения температуры и содержания солей, неодинакового в различных замкнутых бассейнах и даже в пределах одного бассейна. Поэтому понятно, что и количество кислорода будет различным на одинаковых глубинах различных бассейнов и даже в одном бассейне, если глубокие его части разделены между собой подводными барьерами. Так, например, в Каспийском море, по данным Н. М. Книповича (1921, стр. 632), содержание кислорода на различных глубинах в различных частях Каспийского моря следующее (табл. 24).

В табл. 24 обращает на себя внимание повышение содержания кислорода на глубине 25 м, что можно объяснить интенсивным развитием на этой глубине хлорофиллоносных растений; значительное уменьшение O_2 на глубине 50 м может быть вызвано так называемым температурным скачком, затрудняющим вертикальную циркуляцию в зоне этого скачка. В Южном Каспии кислород проникает на бóльшую глубину, чем в Среднем, по-видимому, в связи с большей плотностью поверхностных вод Южного Каспия, что является следствием более интенсивного испарения; благодаря этому вертикальная циркуляция достигает больших глубин.

Нужно, однако, отметить, что приведенные материалы о вертикальном распределении кислорода в Среднем и Южном Каспии, которые были получены Н. М. Книповичем во время экспедиций, проведенных в 1914—1915 гг., в настоящее время заметно изменились. Так, например, в настоящее время кислород отмечается даже на наибольших глубинах Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин, где ранее Н. М. Книповичем отмечалось наличие сероводорода, в современное время там его не обнаружено. Такое изменение в гидрологии Каспия может быть объяснено только изменением вертикальной циркуляции, а именно тем, что вертикальная циркуляция в настоящее время охватывает всю толщу воды до дна как в Южном, так и в Среднем Каспии. Объяснение изменению вертикальной циркуляции в указанных котловинах Каспия можно видеть в том, что в настоящее время поверхностные воды опресняются меньше водами, поступающими из рек Волги и Куры.

В связи с этим плотность их становится выше, а следовательно, при осенней и весенней конвекции они проникают глубже, до дна, а в связи с этим глубже осуществляется проникновение кислорода и, как следствие этого, исчезновение сероводородного заражения глубин Южного и Среднего Каспия.

Исходя из причин, вызывающих проникновение кислорода на глубины, можно высказать предположение, что в случае значительно меньшего осолонения поверхностных вод по сравнению с глубинными (например, в Черном море) вертикальная циркуляция будет затруднена и вызовет недостаток кислорода на глубине.

Особенно глубокую циркуляцию и, следовательно, проникновение кислорода до очень значительных глубин можно ожидать там, где соленость поверхностных вод выше, чем у вод более глубоких, что должно наблюдаться при значительном испарении, приводящем к постепенному повышению солености всей толщи воды.

Примером таких бассейнов может служить Средиземное и Каспийское моря. В Каспийском море в связи с усиливавшимся его осолонением можно на протяжении нескольких десятков лет отметить увеличение глубины проникновения конвекционных токов воды, приносящих на его глубины кислород.

На основании изложенного можно принять, что в опресняющихся бассейнах вероятно неглубокое проникновение кислорода, а в осолоняющихся, наоборот, следует предполагать глубокое проникновение кислорода, обычно до самого дна независимо от его глубины, которая может быть очень значительной, как, например, в Средиземном море, глубина которого превышает 4000 м.

Указанные выводы приложимы как для полузамкнутых бассейнов, так и для замкнутых независимо от солености заполняющих его вод, которая может быть выше и ниже океанической.

Азот

Количество азота, растворенного в водах бассейнов различного типа, всегда относительно велико, что объясняется большим содержанием его в атмосфере и его инертностью, благодаря чему азот лишь в редких случаях вступает в различного типа реакции. Так, например, лишь в очень ограниченных количествах азот используется бактериями, из которых бактерии, связывающие азот, обнаружены в анаэробных условиях (*Clostridium*) и в аэробных (*Azotobacter*). Малые колебания содержания его в воде бассейнов различного типа объясняются поступлением его практически только из одного источника — атмосферы, где содержание его хотя и составляет 78%, но благодаря низкой растворимости азота количество его в воде относительно невелико. Иные источники поступления азота в воду бассейнов крайне незначительны. Некоторое его количество выделяется в воду при разложении органического вещества и вследствие восстановления нитратов и нитритов денитрифицирующими бактериями и сероводородом.

О небольшом количестве поступления азота в воду бассейна из указанных источников могут свидетельствовать данные табл. 25 о распределении азота

Таблица 25

Среднее количество азота и средняя степень насыщения им вод Черного моря на разных глубинах

Глубина, м	Содержание азота, см³/л	Насыщение азотом, %	Глубина, м	Содержание азота, см³/л	Насыщение азотом, %
0	12,60	100	500	13,91	103,6
100	13,85	100	1000	14,01	104,7
200	13,79	102,0	1500	13,96	104,5
300	13,77	102,3	2000	13,83	103,6

на различных глубинах в Черном море, составленной Н. И. Чигириным и П. Т. Данильченко.

Рассматривая табл. 25, следует напомнить, что начиная с глубины 200 м воды Черного моря заражены сероводородом, это создает благоприятные условия для образования азота как за счет разложения органического вещества, так и за счет восстановления нитритов и нитратов. Помимо этого следует иметь в виду, что в толще воды глубже 200 м в графе содержания азота указывается не только азот, но также некоторое количество водорода и углеводородных газов, вероятнее всего метана.

Аммиак

Аммиак в воду водоемов поступает за счет аммиака, образующегося в результате разложения органического вещества, а также восстановления нитратов и нитритов.

В бассейнах с нормальным газовым режимом количество аммиака незначительно, от 0,04 до 0,13 мг/л. В бассейнах с восстановительным режимом, например в Черном море, с глубины 200 м количество аммиака резко увеличивается, достигая на глубине 2000 м 1,26 мг/л. Велико содержание аммиака в Черном море на границе окислительной и восстановительной зон, где происходит восстановление нитратов и нитритов до аммиака диффундирующим из глубин сероводородом.

Сероводород

Сероводород относится к наиболее легко окисляемым газам, а поэтому он может быть обнаружен только в водах, лишенных кислорода. Ранее приведенный материал о содержании сероводорода и кислорода в Черном море (см. рис. 79) наглядно иллюстрирует указанное положение. Особенно отчетливо это выступает, если обратить внимание на то, что количество сероводорода в придонных слоях Черного моря несколько меньше, чем на глубине, например, 1500 м, так как на дно Черного моря поступает через Босфорский пролив хотя и в очень небольшом количестве обогащенная кислородом средиземноморская вода.

Сероводород образуется как при разложении органических соединений, содержащих серу (при участии бактерий родов *Bacterium* и *Bacillus*), так и при восстановлении сульфатов (под влиянием бактерий из рода *Microspira*). В различных бассейнах, содержащих сероводород, количество и происхождение его может быть различно. Так, принимается, что в ряде норвежских фиордов (рис. 85), глубины которых заражены сероводородом, последний образовался за счет разложения органических веществ, в то время как в Черном море количество сероводорода, возникшего за счет разложения органического вещества, составляет (по материалам Н. И. Чигирина) лишь 0,4—0,6% всего количества сероводорода. Реакция, ведущая к образованию сероводорода из сульфатов, обычно протекает следующим образом:

$$CaSO_4 + C_2 \text{ (углерод органического вещества)} \longrightarrow$$
$$\longrightarrow CaS + CO_2 + H_2O \longrightarrow \underset{\downarrow}{CaCO_3} + H_2S.$$

Абиогенным путем восстановление сульфатов ($CaSO_4$) до сульфида (CaS) может происходить только при отсутствии кислорода и при высокой температуре. В Черном море восстановление сульфатов осуществляется при участии бактерий. При указанной выше реакции должна освобождаться свободная

углекислота (CO_2), количество которой на глубине Черного моря не так велико, как это можно было бы предполагать. Поэтому вторую часть уравнения можно заменить следующим:

$$CaS + 2H_2O + 2CO_2 \longrightarrow Ca(HCO_3)_2 + H_2S.$$

Выпадение $CaSO_3$ может происходить при следующей реакции:

$$CaS + Ca(HCO_3)_2 \longrightarrow \underset{\downarrow}{2CaCO_2} + H_2S.$$

Выпадение $CaCO_3$ в результате указанной реакции в Черном море происходит в сравнительно больших количествах.

В дополнение к приведенному ранее материалу о количестве и распределении по глубинам сероводорода в Черном море отметим, что сероводород находится здесь в большом количестве не только на глубинах, начиная примерно с 175—200 м, но и на значительно меньшей глубине, нередко всего в несколько метров от поверхности, где условия благоприятствуют его накоплению. Такими условиями являются: большое накопление на дне органического материала, слабая аэрация, что обычно наблюдается в отрицательных формах рельефа дна, и ряд других. При этом нужно отметить, что в основной котловине Черного моря сероводород образуется главным образом за счет восстановления сульфатов, в то время как в небольших отрицательных формах рельефа, располагающихся на незначительных глубинах, он, возможно, в основном образуется за счет разложения органических веществ, содержащих серу.

Сероводород был обнаружен также в Аральском море на глубине 23 м и глубже, а в одном из закрытых заливов — на глубине 3,3 м; в оз. Могильном — на глубине 11 м и более. В Каспийском море также раньше отмечался сероводород: в Южном Каспии, начиная с глубины 922 м, а в Среднем — с глубины 700 м, причем на этой глубине количество его было больше, чем на глубине 922 м в Южном Каспии (0,40 $см^3/л$ вместо 0,24). Это различие в глубине нахождения и количестве сероводорода было вызвано более глубокой циркуляцией вод, а следовательно, и более глубоким проникновением значительного количества кислорода в Южном Каспии, по сравнению со Средним Каспием.

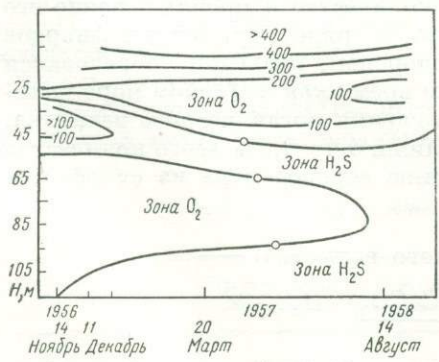


Рис. 85. Содержание растворенного кислорода и сероводорода (мкг·атом/л) в Драмсфиорде (Норвегия) (по Р. Хорну, 1972).

Сероводород наблюдается не только в плохо вентилируемых более или менее обособленных котловинах. Он обнаружен и в иных, очень своеобразных, условиях, а именно в придонном слое воды на подводном склоне от 95 до 1253 м у восточной конечности Аравийского полуострова. Н. М. Книпович (1938, стр. 97) склонен объяснить это тем, что по дну Индийского океана у Аравийского полуострова сильно осолоненные массы вод Персидского залива сползают очень медленно, а более высокая плотность этих масс исключает возможность перемешивания их с вышележащими водами, обогащенными кислородом.

По сообщению Д. Е. Гершановича, сероводородное заражение в придонных

слоях воды отмечается и в районах большого накопления органического вещества, например, вдоль берегов Перу в Тихом океане, где сероводородное заражение придонных слоев происходит за счет сероводорода, диффундирующего из осадка.

Углекислота

Количество углекислоты, растворенной в водах различного типа бассейнов, зависит не только от ее парциального давления, солености и температуры воды, но и от состава солей, растворенных в воде.

При обычном парциальном давлении углекислоты, равном примерно 0,003% атмосферного давления, ее может растворяться в химически чистой воде при 0° С не более 0,51 $см^3/л$. Приблизительно такое же количество (0,4 $см^3/л$) ее содержится в свободном состоянии и в морской воде. Общее количество углекислоты, свободной и связанной, может превышать в морской воде 60 $см^3/л$, благодаря тому, что при щелочной реакции воды углекислота по мере растворения соединяется с основаниями, а в раствор извне переходят новые ее количества.

Основным источником углекислоты в водоемах является атмосфера, хотя содержание CO_2 в ней ничтожно (0,3%). Следует, однако, учитывать высокую растворимость углекислоты. Так, в пресной воде при 0° С количество растворимого азота равно 63% (при парциальном давлении 0,79 $кгс/см^2$); кислорода — 35% (при парциальном давлении 0,21 $кгс/см^2$), а углекислоты 1,7% (при парциальном давлении 0,003 $кгс/см^2$). Следовательно, растворимость в воде углекислоты больше, чем азота, примерно в 50 раз и больше, чем кислорода, в 33 раза.

Другим важным источником углекислоты является поступление со дна водоемов, особенно в районах вулканической деятельности. Большое значение имеет далее углекислота, выделяющаяся в результате жизнедеятельности животных и бесхлорофильных растений, а также хлорофильных при отсутствии освещения, достаточного для фотосинтеза. Выделение углекислоты происходит также при разложении органических веществ и при образовании сероводорода путем восстановления сульфатов.

Уменьшение количества углекислоты в воде водоемов происходит за счет потребления ее растениями во время процесса фотосинтеза и выделения в атмосферу, когда давление ее в поверхностном слое воды оказывается выше давления в атмосфере. Кроме того, свободная углекислота в большом количестве переходит в состояние связанной, образуя карбонаты и бикарбонаты.

При рассмотрении распределения свободной углекислоты в воде бассейнов можно на основании уже приведенного материала предвидеть, что количество ее будет значительно увеличиваться на глубине, так как там отсутствуют такие мощные потребители ее, как хлорофиллоносные растения, а также исключено выделение в атмосферу в случае пересыщения глубинных вод углекислотой, что наблюдается при затрудненном их обмене с поверхностными слоями путем вертикальной циркуляции или при горизонтальных передвижениях вод. Наряду с этим именно на глубинах в придонные слои воды поступает значительное количество углекислоты, выделяющейся со дна и освобождающейся при различных биологических процессах.

Нельзя забывать также об обычно более низкой температуре глубинных вод, благодаря которой растворяющаяся способность воды значительно повышается почти в два раза при изменении температуры от 20 до 0° С. Поэтому иногда наблюдается громадное содержание свободной углекислоты (свыше 52 $см^3/л$) в некоторых плохо вентилируемых котловинах Балтийского моря

Таблица 26

Растворимость метана (см³/л) в зависимости от температуры, давления и солености (составил Э. С. Гончаров по материалам G. Long и др.,1959; Culberson и др., 1951)

Давление, кгс/см²	Пресная вода				Соленость 20 г/л				Соленость, 100 г/л			
	Температура, °С				Температура, °С				Температура °С			
	5	20	40	60	80	5	20	40	60	80	5	20	40	60	80
50	1,9	1,360	1,074	0,952	0,861	1,5	1,232	0,995	0,812	0,763	0,9	0,775	0,03	0,541	0,502
100	2,6	2,412	1,898	1,689	1,559	2,7	2,098	1,668	1,455	1,388	1,6	1,322	1,101	1,030	0,945
200	4,7	3,778	3,032	2,760	2,620	3,9	3,305	2,710	2,423	2,348	2,4	2,110	1,810	1,704	1,642
300	5,5	4,624	3,820	3,480	3,340	4,8	4,103	3,488	3,131	3,027	3,1	2,648	2,305	2,201	2,124

(см. рис. 45), а также в аналогичных котловинах Аральского моря (см. рис. 48) и в оз. Киву (см. рис. 49).

В Черном море также наблюдается значительное увеличение количества углекислоты на глубине: от 0,41 см³/л на поверхности до 1,25 на глубине 200 м и свыше 4 см³/л на наибольших глубинах. Причиной высокого содержания углекислоты на глубинах Черного моря является распад органических веществ, попадающих туда из верхних горизонтов воды, и процесс восстановления сернокислых солей с образованием сероводорода и углекислоты. Заметно большее количество углекислоты, иногда в 2—3 раза превышающее обычное, наблюдается в глубоких водах океана с нормальным газовым режимом.

Углеводородные газы

Среди углеводородных газов, содержащихся в водах бассейнов различного типа, основным углеводородным газом является метан (CH_4). Более тяжелые углеводородные газы — этан (C_2H_6), бутан (C_3H_8), пропан (C_4H_{10}), пентан (C_5H_{12}), выделяемые обычно под общим названием тяжелые углеводородные газы (ТУ), содержатся в количестве обычно на два порядка ниже по сравнению с метаном. Поэтому в дальнейшем под понятием «углеводородные газы» нередко имеется в виду только метан.

Количество углеводородных газов в атмосфере очень малое, парциальное давление метана в атмосфере равно $2 \cdot 10^{-6}$ кгс/см² (Cluenkanf, 1951). Следовательно, в морской воде метана должно содержаться не более $8 \cdot 10^{-8}$ мл/л. Однако установлено, что содержание его в воде морских бассейнов намного превышает указанную цифру и примерно равно $0{,}5 \cdot 10^{-4}$ мл/л (Swinnerton, Linnenbom, 1967). Приведенные данные дают основание полагать, что главным источником метана является не атмосфера, а сам водоем, в котором метан, как и другие углеводородные газы, образуется при разложении органического вещества.

Прежде чем переходить к рассмотрению распределения метана в толще воды различных водоемов, приведем данные о его растворимости в зависимости от давления, температуры и солености (табл. 26).

Как видно из табл. 26, растворимость метана повышается с возрастанием давления

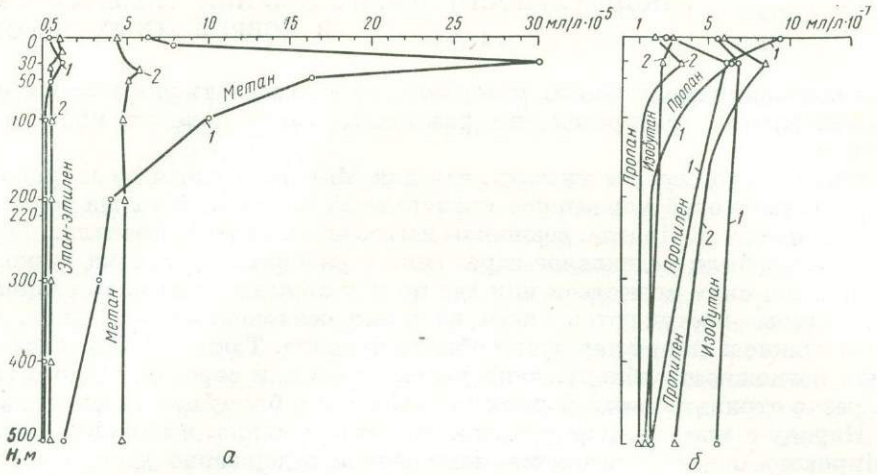


Рис. 86. Изменение содержания углеводородных газов в водной толще Мексиканского залива и Северной Атлантики (по И. Свинертону и В. Линенбуму, 1967).

Распределение: *а* — метана и этана, *б* — изобутана и пропана. *1* — Мексиканский залив; *2* — Северная Атлантика.

но уменьшается с повышением температуры и солености. Как будто бы этим обстоятельством можно объяснить нередко наблюдаемое повышение количества растворенного метана с глубиной в бассейнах различного типа. Однако внимательное изучение таких материалов показало, что четкое повышение углеводородных газов, во-первых, наблюдается нередко в верхней части толщи воды (рис. 86), где особенно интенсивно развит био- и фитопланктон, а, во-вторых, вблизи дна бассейнов, т. е. повышенные количества углеводородных газов отмечаются вблизи источника его поступления — разлагающегося органического вещества. При этом важно сразу же подчеркнуть одно важное обстоятельство.

Обнаружение углеводородных газов в верхней части водной толщи, где много отмершего органического вещества, свидетельствует о том, что углеводородные газы образуются при неглубоком преобразовании органического вещества.

Что же касается придонных слоев воды, то нужно всегда иметь в виду, что в них углеводородные газы могут содержаться в очень малых количествах, так как поступающий со дна метан и другие углеводородные газы, образующиеся при разложении органического вещества, находящегося на дне водоемов, может полностью относиться горизонтальными и вертикальными токами воды.

Из приведенных материалов как будто бы не возникает сомнений в биогенном происхождении углеводородных газов. Однако следует учитывать, что в воду водоемов может поступать метан даже неорганического происхождения.

Так, например, большое количество углекислоты и метана, обнаруженных в придонных водах оз. Киву (см. рис. 49), которое расположено в области грандиозных разломов Африки, вероятно, связано не с разложением органического вещества на дне этого озера, а с подъемом струй углекислого газа и метана по указанным разломам.

На основании приведенных материалов можно сделать ряд важных выводов о закономерностях распределения различных газов в водах морей различного типа.

Прежде всего следует указать, что для Мирового океана и широко с ним сообщающихся морей характерен кислородный режим всей толщи воды вплоть до придонного слоя. Правда, возможны исключения из этого правила, например, сероводородное или углекислое заражение в районах, где осадки резко обогащены органическим веществом или где по дну стекают воды повышенной солености, которые поступают в океан из резко осолоненных бассейнов, но эти явления редкие и они не нарушают общего правила. Также не нарушает общего правила возможность обнаружения углекислого или сероводородного заражения в резко отрицательных формах рельефа дна в бассейнах рассматриваемого типа. Наряду с этим следует указать, что, как правило, в нижних горизонтах вод Мирового океана отмечается повышенное содержание углекислого газа, там же иногда наблюдается и повышенное содержание углеводородных газов.

В полузамкнутых осолоненных бассейнах, где вертикальная циркуляция охватывает всю толщу воды от поверхности до дна, все сказанное о газовом режиме Мирового океана остается в силе.

В опресненных полузамкнутых бассейнах, если они не являются проточными, нередко в нижних горизонтах вод отмечается углекислое и сероводородное заражение ниже зоны, охваченной вертикальной циркуляцией. А эта зона может иметь различную толщину, т. е. поверхность, разделяющая зону кислородного и сероводородного (или углекислого) заражения, может располагаться на разной глубине. Например, в Черном море она находится на глубине 200 м, а в Балтийском — на глубине 100 м.

В замкнутых бассейнах газовый режим может быть также весьма разнообразным, что опять зависит от глубины проникновения вертикальной циркуляции, ниже которой обычно возникает углекислое или сероводородное заражение, глубина поверхности которого может располагаться очень неглубоко, начиная от нескольких десятков метров. Выше, у самой поверхности, устойчивого сероводородного или углекислого заражения может не наблюдаться, так как она может располагаться только ниже зоны, охватываемой волнением, и на поверхность сероводородное заражение распространится только при длительно продолжающихся штилях.

Как уже отмечалось, в некоторых бассейнах с застойным режимом придонных вод наряду с громадным количеством углекислого газа иногда присутствует и очень большое количество растворенного метана, как, например, в оз. Киву, который представляет большой интерес, поскольку он легко может эксплуатироваться. Поэтому изучение газового режима застойных вод в любом бассейне представляет большой теоретический и практический интерес.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В водах современных бассейнов различного типа количество растворенных газов в общем соответствует парциальному давлению каждого газа в атмосфере.

2. Воды, изолированные по какой-либо причине как от атмосферы, так и от вод, соприкасающихся с ней, по количеству растворенных газов могут резко отличаться от вод, контактирующих с атмосферой. В них может наблюдаться сероводородное, углекислое и метановое заражение.

ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

Закономерности распределения газового режима, выявленные на основании изучения его в современных бассейнах, безусловно, могут быть приняты и для ранее существовавших бассейнов.

Однако учитывая, что газовый режим бассейнов зависит от состава атмосферы, мы должны принять, что в случае резкого изменения состава соотношения различных газов мог резко колебаться и состав газов, растворенных в ранее существовавших водоемах. В главе, посвященной палеоседиментационным и палеоэкологическим исследованиям, уже рассматривался вопрос об эволюции состава атмосферы в прежние геологические эпохи. В настоящее время обычно считается, что так как кислород поступал в атмосферу в результате жизнедеятельности хлорофиллоносных растений, которые одновременно являются потребителями углекислоты, то естественно предположить, что в допалеозойское время атмосфера Земли состояла преимущественно из углекислого газа. Эти предположения были высказаны многими исследователями и могут иллюстрироваться следующими схемами (рис. 87, 88).

Следует, однако, указать, что процесс трансформации состава атмосферы был, вероятно, бесконечно более сложным, чем он представляется на рис. 87, 88. При этом следует указать, что некоторые предпосылки для суждения об изменении состава атмосферы могут оспариваться. Например, широкое развитие джеспилитовых руд в докембрии нередко считается основой предположения, в котором указывается, что в это время атмосфера состояла почти исключительно из углекислого газа, так как только при такой атмосфере могло происходить глубокое разложение алюмосиликатов, вынос в море громадных количеств химически растворенных железистых соединений и их подвижность в морской воде.

Однако в настоящее время, с одной стороны, выдвигается гипотеза о внеземном поступлении железа как на сушу, так и в моря в докембрийскую эпоху, а с другой, предполагается, что железо поступало по глубинным разломам в горячих растворах из глубин Земли, как это наблюдается в настоящее время

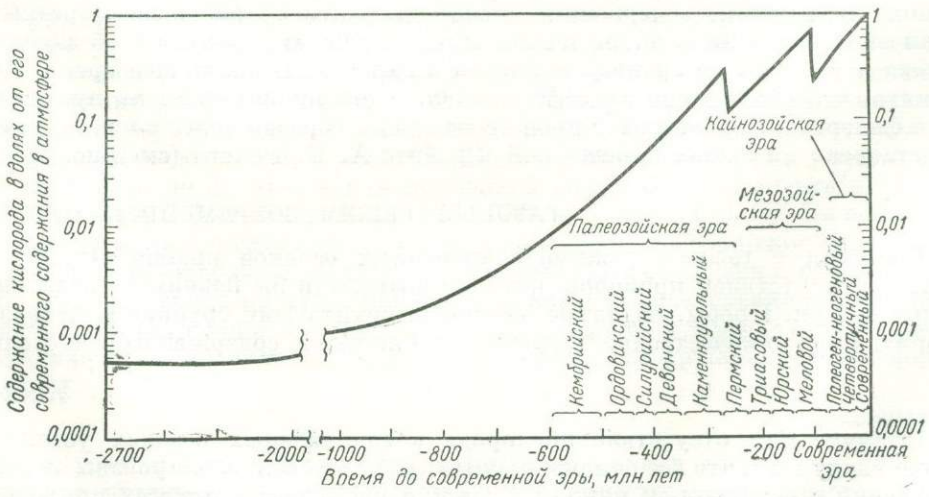


Рис. 87. Содержание кислорода в атмосфере в прежние геологические эпохи.

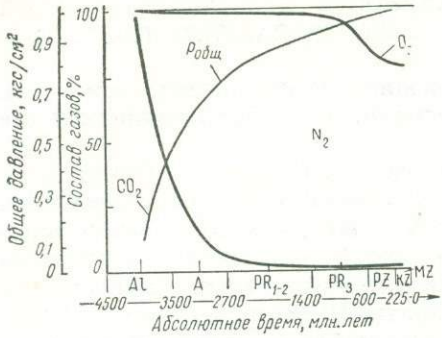


Рис. 88. Схема эволюции состава газов атмосферы Земли (по А. Б. Ронову, 1972).

у разломов в Красном море и у разлома в Тихом океане, протягивающегося вдоль восточного побережья Северной Америки, где на громадной площади формируются осадки, обогащенные железом, которые можно рассматривать в качестве аналогов джеспилитовых докембрийских руд.

В связи с изложенным гипотеза об углекислом составе докембрийской атмосферы уже не является такой обязательной для объяснения накопления джеспилитовых руд. Тем не менее она остается весьма вероятной, но возможно, что накопление кислорода в атмосфере началось значительно раньше, чем предполагается.

Кроме того, возможно, что состав атмосферы не мог так плавно изменяться, как это показано на прилагаемых схемах. Очевидно, в периоды интенсивной вулканической деятельности процент содержания углекислоты несколько повышался по сравнению с предшествующим периодом. В иные периоды, когда, например, широкое развитие получали новые группы хлорофиллоносных организмов, способных заселять ранее безжизненные пространства, темп указанного процесса резко возрастал.

Так, например, можно высказать предположение, что в начале периода широкого развития растений с опадающей листвой, а в последующее время в начале широкого развития травянистых растений процесс обогащения атмосферы кислородом и обеднения ее углекислотой особенно усиливался. Конечно, это только предположения, которые трудно обосновать и тем более доказать, хотя бы в самом общем виде. Однако попытки выразить даже графически процесс изменения содержания кислорода в атмосфере в прежние геологические эпохи все же имеются (см. рис. 87, 88). Так, например, предполагается на границе мезозоя и палеозоя или, вероятнее, на границе каменноугольного и пермского периода уменьшение содержания кислорода в атмосфере, а затем резкое его увеличение. Возможно, аналогичным образом решается вопрос и об изменении состава атмосферы на границе кайнозоя и мезозоя. В настоящее время можно принять, что обогащение атмосферы кислородом происходило на протяжении всего фанерозоя, причем этот процесс протекал гораздо более сложно, чем это представлено на схеме, помещенной в работе А. Б. Ронова (см. рис. 88).

ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Сведения о газовом режиме современных осадков крайне ограниченны в связи с отсутствием приборов, которые позволяли бы поднимать недегазированные осадки. Пробы, поднятые обычными грунтовыми трубками, позволяют говорить лишь о качественной характеристике газов, содержащихся в осадках.

Кислород

Наличие или отсутствие кислорода в современных осадках установить трудно ввиду того, что все анализируемые пробы не были изолированы от соприкосновения с воздухом, и поэтому судить о кислороде в осадках приходится, только вычисляя его количество по азоту.

Однако такой метод, конечно, мало надежен. Иные же методы вообще безнадежны ввиду того, что, как правило, в осадках содержится такое большое количество легкоокисляемых соединений, главным образом сернистых, что можно утверждать, во-первых, отсутствие свободного кислорода во всех осадках, содержащих, например, сероводород, а, во-вторых, интенсивное поглощение большой части воздушного кислорода на окисление как сероводорода, так и других легкоокисляемых соединений. Поэтому к анализам, показывающим наличие кислорода в осадках, следует относиться с очень большой осторожностью особенно, если указывается в осадке и наличие азота.

Сероводород

Сероводородное заражение осадков является характерной особенностью современных отложений, содержащих органическое вещество. Только в участках бассейнов, где органическое вещество полностью минерализуется и не фоссилизируется, отсутствует зона редукции — зона восстановительных условий, характерной особенностью которой является присутствие сероводорода. В случае, если дно бассейна подвергается аэрации и, следовательно, диффундирующий из осадка в придонные слои сероводород полностью окисляется, то следует иметь в виду, что мощность верхней окисленной пленки, как правило, измеряется миллиметрами или немногими сантиметрами (см. рис. 17).

Вопрос о масштабе образования сероводорода в осадке решается следующим образом. Если принять, что он образуется за счет восстановления сульфатов, то, следовательно, недостаток сульфатов в иловой воде может служить характеристикой процесса сероводородобразования.

На ранее помещенном графике (см. рис. 16) видно, что сверху вниз содержание SO_4 в иловой воде уменьшается от 35,4 до 1,3—1,7 мг-экв/л. Более подробные сведения об изменении состава иловой воды приведены в табл. 1.

Если принять во внимание, что в Черном море при общей солености воды, равной 18‰, содержится примерно 10% сульфатов, нетрудно рассчитать, сколько образуется сероводорода, если в 10-метровой колонке современных илов в иловой воде количество SO_4 уменьшается от 35,4 до 1,3 мг-экв/л или даже до 0,9 мг-экв/л.

Результаты подсчета показывают, что в слое осадка мощностью 10 м с 1 км^2 из сульфатов высвобождается несколько тонн серы. Это огромное количество серы первоначально образует сероводород, который расходуется в основном на образование пирита и элементарной серы. Вопрос о времени восстановления сульфатов до сероводорода не совсем ясен. Располагая данными (см. табл. 1), видим, что количество SO_4 в слое 10—25 см от поверхности дна уменьшается приблизительно до 31 мг-экв/л (в придонной воде SO_4 = 35 мг-экв/л), в слое 19—220 см — до 3,4 мг-экв/л, в слое 360—380 см — до 1 мг-экв/л. На основании этих данных можно сделать заключение, что наиболее интенсивное образование сероводорода происходит в верхнем слое современных отложений, от 0,2 до 2,0 м от дна. Как это видно на ранее помещенной карте распределения сероводорода в осадках Черного моря (см. рис. 84), выявляется определенная связь между продуктивностью различных участков бассейна и содержанием сероводорода в осадках.

Углекислота

При разложении органических веществ в осадках образуется огромное количество углекислого газа. Большое его количество накапливается и при восстановлении сульфатов. Однако углекислый газ, так же как и сероводород,

является очень активным газом и после образования вступает быстро в реакцию. Особенно активно углекислый газ реагирует с карбонатами, преобразуя их в бикарбонаты.

В связи с неизмеримо большой растворимостью бикарбонатов по сравнению с карбонатами последние переходят в иловую воду, что приводит к важным изменениям. Как видно из табл. 1 и рис. 16, содержание кальция увеличивается от 14 мг-экв/л в придонной воде до 44 мг-экв/л в колонке на глубине 10 м.

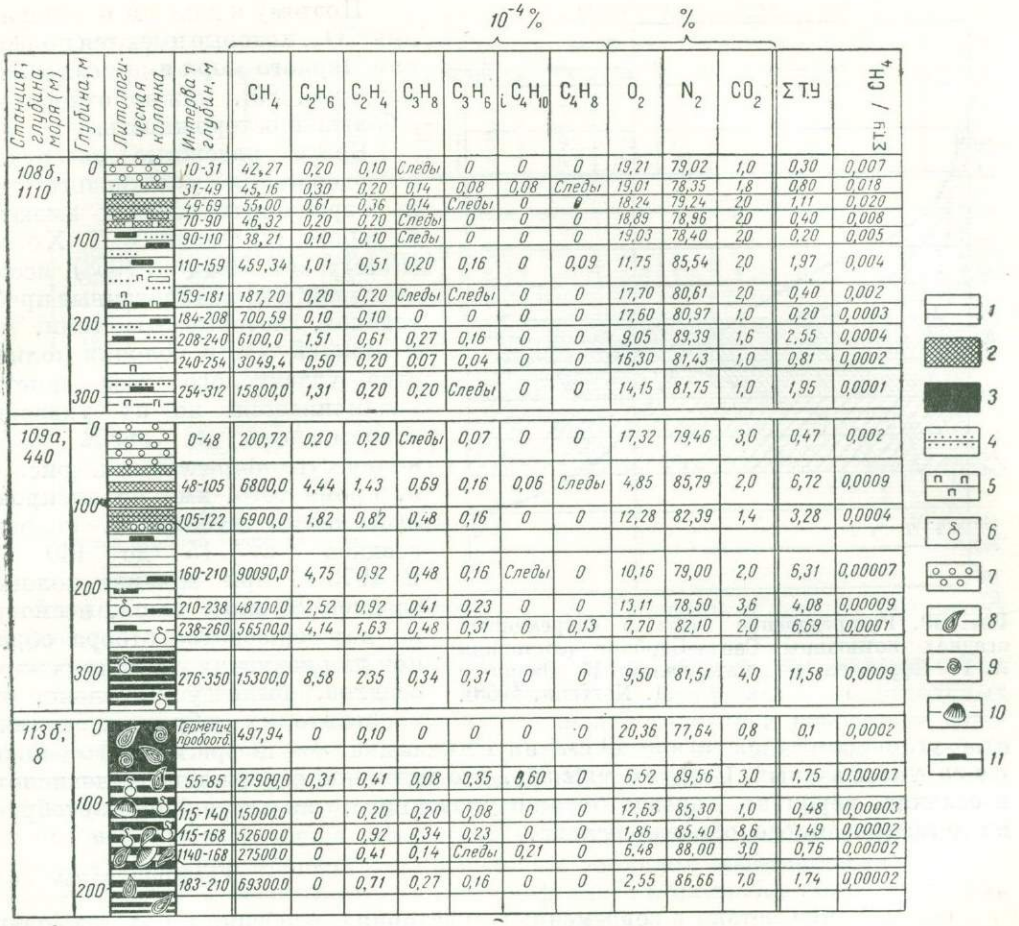
Такое большое накопление бикарбоната кальция в иловых водах в последующее время приводит к обратному переходу его в карбонаты и выделению из растворенного состояния, в результате чего образуются конкреции карбонатов. Их форма, величина, химический состав и прочие особенности будут зависеть от конкретных условий седиментогенеза, диагенеза и катагенеза.

Аналогичный процесс следует предполагать и для соединений железа, имеющегося в терригенной части осадка. При большом количестве свободной углекислоты окисные формы железа могут переходить в легкорастворимые бикарбонаты, а затем в труднорастворимые карбонаты, выпадающие из раствора; они образуют конкреции или же отдельные минералы карбонатов железа. При изучении динамики изменения иловых вод (см. рис. 16) следует обратить внимание, что магний в противоположность кальцию вниз по колонке резко убывает. Здесь возможна связь с уменьшением вниз по колонке содержания сульфат-иона, который влияет на растворимость магниевых соединений. Поэтому на основании приведенных материалов можно высказать два предположения о том, что при резком уменьшении сульфат-ионов происходит доломитизация осадков и что во время накопления мощных толщ доломитов в палеозойское время роль сульфат-ионов в солевом составе вод Мирового океана была меньше, чем в последующее время.

При избытке свободной углекислоты в осадках в первую очередь происходит растворение и при этом, даже выборочно, нежных раковин различных ископаемых, например, известковых фораминифер, остракод и др. Нередко полностью растворяются даже раковины крупных моллюсков, от которых остаются только отпечатки или же вообще, как и от раковин фораминифер и остракод, не остается каких-либо следов, что приводит к образованию «немых» толщ, т. е. толщ, лишенных каких-либо остатков организмов.

Любопытно отметить, что процесс растворения скелетов известковых организмов, даже таких массивных, как моллюски из рода *Mytilus*, наблюдался в колонках, поднятых со дна Черного моря.

Указанные процессы, происходящие в осадках, в которых генерируется огромное количество свободного углекислого газа, дают основание предполагать, что в зоне редукции очень большая роль в преобразовании осадка принадлежит углекислоте. Поэтому при классификации изменяющихся обстановок, которые обычно проходит осадок после его выпадения на дно, не следует ограничиваться выделением окислительной обстановки и восстановительной, характерной для зоны редукции, а внутри последней выделять еще зоны углекислого и сероводородного заражения. Для первой зоны характерно присутствие сидерита, отсутствие скелетов известковых организмов, а для второй — присутствие пирита и скелетов известковых организмов. Соотношение этих зон сложно. По-видимому, нередко по мере накопления осадков одна зона сменяет другую и, таким образом, в осадке запечатлеваются признаки обеих зон. Однако следует учесть, что нередко в осадке одновременно отмечается сероводородное и углекислое заражение и, следовательно, можно говорить о доминирующем заражении.



Станция; глубина моря (м)	Глубина, м	Литологическая колонка	Интервал в глубин. м	10^{-4} % CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	C_3H_6	C_4H_{10}	C_4H_8	% O_2	N_2	CO_2	Σ Т.У	Σ Т.У / CH_4
108б, 1110	0		10-31	42,27	0,20	0,10	Следы	0	0	0	19,21	79,02	1,0	0,30	0,007
			31-49	45,16	0,30	0,20	0,14	0,08	0,08	Следы	19,01	78,35	1,8	0,80	0,018
			49-69	55,00	0,61	0,36	0,14	Следы	0	0	18,24	79,24	2,0	1,11	0,020
			70-90	46,32	0,20	0,20	Следы	0	0	0	18,89	78,96	2,0	0,40	0,008
	100		90-110	38,21	0,10	0,10	Следы	0	0	0	19,03	78,40	2,0	0,20	0,005
			110-159	459,34	1,01	0,51	0,20	0,16	0	0,09	11,75	85,54	2,0	1,97	0,004
			159-181	187,20	0,20	0,20	Следы	Следы	0	0	17,70	80,61	2,0	0,40	0,002
	200		184-208	700,59	0,10	0,10	0	0	0	0	17,60	80,97	1,0	0,20	0,0003
			208-240	6100,0	1,51	0,61	0,27	0,16	0	0	9,05	89,39	1,6	2,55	0,0004
			240-254	3049,4	0,50	0,20	0,07	0,04	0	0	16,30	81,43	1,0	0,81	0,0002
	300		254-312	15800,0	1,31	0,20	0,20	Следы	0	0	14,15	81,75	1,0	1,95	0,0001
109а, 440	0		0-48	200,72	0,20	0,20	Следы	0,07	0	0	17,32	79,46	3,0	0,47	0,002
			48-105	6800,0	4,44	1,43	0,69	0,16	0,06	Следы	4,85	85,79	2,0	6,72	0,0009
	100		105-122	6900,0	1,82	0,82	0,48	0,16	0	0	12,28	82,39	1,4	3,28	0,0004
			160-210	90090,0	4,75	0,92	0,48	0,16	Следы	0	10,16	79,00	2,0	5,31	0,00007
	200		210-238	48700,0	2,52	0,92	0,41	0,23	0	0	13,11	78,50	3,6	4,08	0,00009
			238-260	56500,0	4,14	1,63	0,48	0,31	0	0,13	7,70	82,10	2,0	6,69	0,0001
	300		276-350	15300,0	8,58	2,35	0,34	0,31	0	0	9,50	81,51	4,0	11,58	0,0009
113б; 8	0		Герметич. пробоотб.	497,94	0	0,10	0	0	0	0	20,36	77,64	0,8	0,1	0,0002
			55-85	27900,0	0,31	0,41	0,08	0,35	0,60	0	6,52	89,56	3,0	1,75	0,00007
	100		115-140	150000	0	0,20	0,20	0,08	0	0	12,63	85,30	1,0	0,48	0,00003
			115-168	526000	0	0,92	0,34	0,23	0	0	1,86	85,40	8,6	1,49	0,00002
			140-168	275000	0	0,41	0,14	Следы	0,21	0	6,48	88,00	3,0	0,76	0,00002
	200		183-210	693000	0	0,71	0,27	0,16	0	0	2,55	86,66	7,0	1,74	0,00002

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Рис. 89. Предварительные результаты анализов газов из современных осадков Черного моря (составила А. Г. Ефремова, 1971, анализы газа проведены ВНИИЯГГ).

И л ы: *1* — глинистый; *2* — сапропелевый; *3* — гидротроилитовый; *4* — алевритовый; *5* — пирит; *6* — газопроявление; *7* — кокколитофориды; *8* — мидии; *9* — морская фауна (прочие моллюски); *10* — кардиум; *11* — примазки гидротроилита.

В пресноводных акваториях, в которых количество сульфатов очень мало, зона редукции — это в основном зона углекислого заражения, хотя небольшое количество сероводорода нередко образуется и в пресноводных акваториях. Однако твердо укоренившееся представление о том, что углекислое заражение осадков характерно только для пресноводных акваторий, заставляет делать нередко неправильные выводы о формировании слоев с известковыми конкрециями исключительно в пресноводных водоемах. Непосредственные определения содержания углекислоты в колонках современных осадков малодостоверны, поскольку осадок сначала выдавливается из грунтовой трубки, затем упаковывается в банки, не всегда надежно герметизированные, а затем через значительный промежуток времени банки дегазируются и полученный газ анализируется.

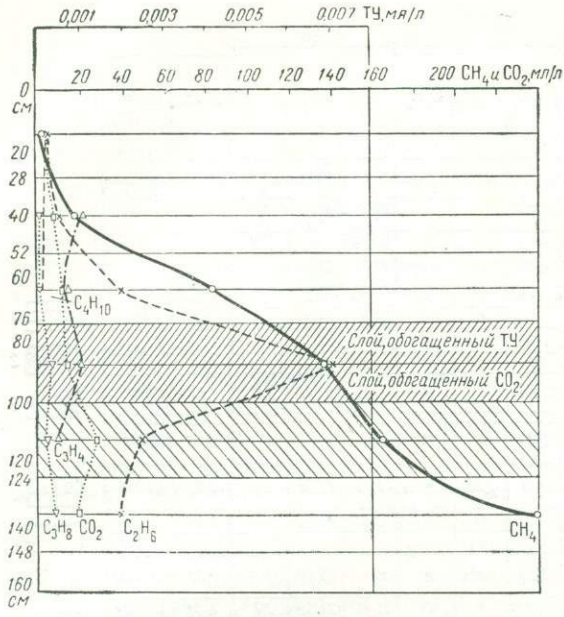


Рис. 90. Распределение газов в современных осадках котловины Санта-Барбара (составили А. Г. Ефремова по материалам К. Эмери и Д. Хоггана, 1958).

Поэтому к данным о содержании CO_2, которые имеются по осадкам Черного моря и других водоемов (рис. 89), нужно относиться с большой осторожностью.

Более надежные материалы о содержании углекислого газа в современных осадках имеются в работе К. Эмери и Д. Хогган (Emery and Hoggan, 1958), исследовавших недегазированные пробы осадков, которые отметили, что к нижней части колонки количество углекислого газа заметно увеличивается, но их указания основываются на очень малом количестве определений (рис. 90) и, кроме того, ими анализировалась очень небольшая колонка осадков — от 15 до 140 см. В 1973 г. при анализе колонок осадков Черного моря, несмотря на несовершенство отбора образцов для изучения газового режима осадков, было установлено, что в некоторых образцах количество углекислоты достигало 40 $см^3$ на 1 кг осадка. Эта цифра намного больше ранее указываемых. Следует указать, что истинное содержание углекислоты в осадках, вероятно, гораздо больше указанного, так как она была отобрана из дегазированного образца осадка.

Углеводородные газы

Образование метана в современных акваториях, особенно в болотах, давно известно и недаром иногда метан раньше называли «болотным газом». В последующее время метан был обнаружен не только в пресноводных водоемах, но и в различного типа морях и в океанах, причем на всех широтах от арктических областей до тропических. Вопрос об образовании более тяжелых углеводородных газов в современных осадках уже давно обсуждается в нашей литературе. В. В. Вебер доказывал, что тяжелые углеводородные газы образуются и в современных осадках, а Н. А. Соколов отрицал возможность образования в них тяжелых углеводородных газов.

В настоящее время вряд ли можно отрицать образование тяжелых углеводородных газов в современных осадках после материалов, опубликованных В. В. Вебером (1957) и К. О. Emery и D. Hoggan (1958) (см. рис. 90).

Как мы увидим дальше, тяжелые углеводородные газы были обнаружены во всех исследованных осадках как Атлантического и Тихого океанов, так и Черного и Каспийского морей и в других бассейнах.

При этом следует отметить, что количество их в различных бассейнах, по данным некоторых исследователей, оказалось резко отличным, например, в осадках Черного и Каспийского морей, что хорошо видно на прилагаемой таблице (табл. 27), заимствованной из работы А. А. Геодекяна и др. (1973).

Таблица 27

Содержание газообразных углеводородов ($см^3/л \cdot 10^{-4}$) в донных отложениях Каспийского и Черного морей

Станция	Глубина, м	CH_4	C_2H_6	C_2H_4	C_3H_8	C_3H_6	iC_4H_{10}	C_4H_{10}	ΣC_4H_8	iC_5H_{12}	C_6H_{14}	ТУ	CH_4/ТУ
Каспийское море													
2	100	505,7	3,04	6,9	2,9	2,8	—	2,2	4,1	—	5,6	24,6	22
3	825	228,7	2,3	4,3	1,5	2,4	—	5,5	7,5	1,2	8,3	23,7	12,1
4 *	425	642 190,0	918,4	10,4	205,0	2,9	149,2	10,0	6,9	24,0	17,3	2442,9	238
10 **	50	81,9	1,7	2,7	1,8	2,6	—	3,5	4,2	—	5,0	57,0	1,6
15	185	67,2	4,8	5,4	4,8	7,6	—	4,8	8,5	—	—	31,1	2,1
Черное море													
87—б	100	7 720,3	6,1	3,9	7,3	7,0	10,6	6,0	—	—	—	27,8	207,0
80—1	800	15 709,6	13,7	8,3	14,2	10,0	3,1	—	—	—	—	50,5	311,0
75	2090	100 938,0	10,5	4,9	14,1	5,4	2,9	—	2,4	—	—	40,3	4625,5

* Образец отобран над грязевым вулканом.
** Образец отобран дночерпателем.

Анализируя приведенную таблицу, А. А. Геодекян и др. (1973) пишут следующее.

«Для донных отложений Каспийского моря характерны сравнительно невысокие концентрации метана, значительное содержание непредельных углеводородов, относительно большое содержание гексана и небольшие величины коэффициента K (от 1,6 до 22,0), характерные для попутных нефтяных газов и газов чисто газовых месторождений. Исключением является состав газа в образце, отобранном с поверхности подводного грязевого вулкана. Здесь обнаружены очень большие количества углеводородных газов, относительно высокое содержание пропана . . . и большая величина коэффициента K (238), средняя между его значениями для газов нефтяного и микробиального генезиса» (стр. 45).

Что же касается донных отложений Черного моря, то они отличаются очень высоким содержанием метана, значительным количеством пропана и очень большими значениями коэффициента K, что, по мнению указанных исследователей, характерно для газов микробиального происхождения.

Те же авторы отмечают, что в нижних частях изученных колонок современных осадков, начиная примерно с глубины 1 м и даже с меньшей глубины, наблюдается увеличение содержания как метана, так и тяжелых углеводородных газов.

Материалы, которые были получены во время работ, организованными в 1971—1973 гг. «Комиссией по изучению преобразования органического вещества в современных и ископаемых осадках», показали, что состав углеводородных газов в осадках Черного моря исключительно разнообразен (см. рис. 89), причем указанные в табл. 27 углеводородные газы из осадков Черного моря, среди которых отмечается большое количество пропана, являются исключением. Следует указать, что анализы углеводородных газов из Черного и Каспийского морей, проведенные В. В. Вебером (1973), каких-либо существенных различий не имеют.

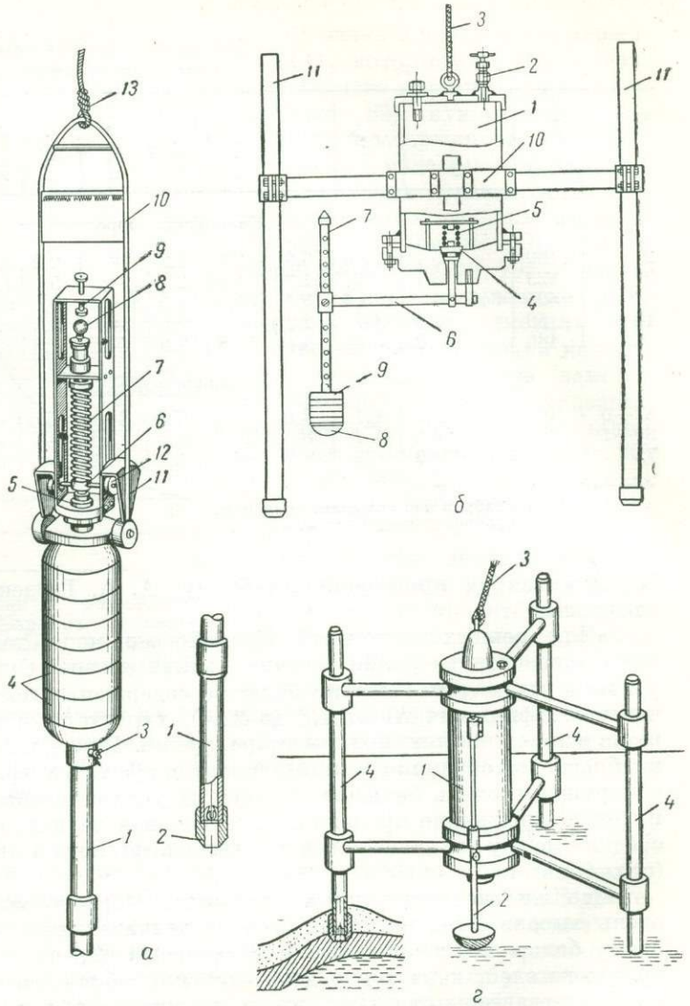
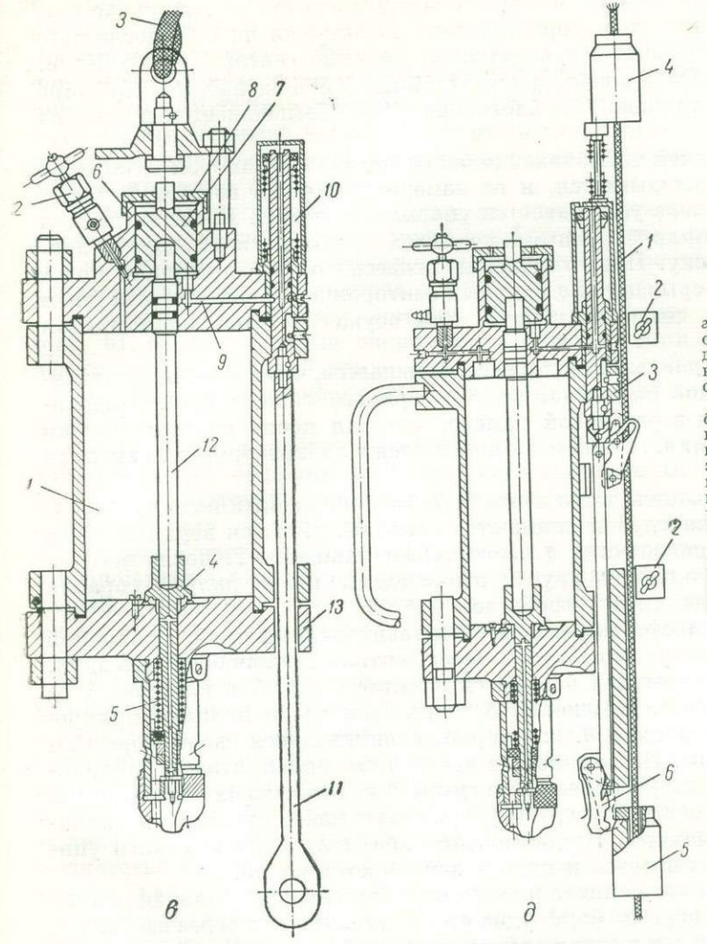


Рис. 91. Новые приборы для подъема недегазированных проб, осадков и вод в современных акваториях, разработанные и изготовленные во ВНИИГазе.

а — трубка, грунтовая, прямоточная, герметизированная для отбора недегазированных проб придонной воды и осадков: *1* — корпус грунтовой трубки; *2* — наконечник с лепестковым клапаном; *3* — вентиль; *4* — грузы; *5* — седло клапана; *6* — клапан; *7* — пружина клапана; *8* — резиновая камера; *9* — упорный винт; *10* — подвеска; *11* — опорные секторы; *12* — ролики клапана; *13* — трос.

б — устройство для отбора на шельфе недегазированных проб придонной воды: *1* — камера; *2* — вентиль; *3* — трос; *4* — клапан; *5* — пружина; *6* — горизонтальная планка; *7* — шток; *8* — пятка штока; *9* — грузы; *10* — хомут; *11* — опоры (грунтовые прямоточные трубки).

в — устройство для отбора на больших глубинах недегазированных проб придонной воды: *1* — камера; *2* — вентиль; *3* — трос; *4* — нижний клапан; *5* — пружина клапана; *6* — тело цилиндра; *7* — поршень; *8* — крышка цилиндра; *9* — цилиндрическое отверстие, соединяющее подпоршневое пространство с наружной средой; *10* — верхний клапан; *11* — шток, соединяющий верхний клапан с пяткой (рис. 91, *г*); *12* — шток, соединяющий поршень с нижним клапаном; *13* — хомут, к которому прикреплены три опоры — короткие прямоточные грунтовые трубки (рис. 91, *г*),



г — общий вид устройства для отбора на больших глубинах недегазированных проб придонной воды: *1* — камера; *2* — шток с пяткой, упирающейся в дно; *3* — трос; *4* — опоры.

д — батометр для отбора недегазированных проб вод на больших глубинах: *1* — трос; *2* — зажимы; *3* — клапан; *4* — верхний посыльный груз; *5* — нижний посыльный груз; *6* — скоба, удерживающая нижний посыльный груз.

Конструкции приборов на рис. 91, *а*, *б* разработаны В. С. Цветковым, а приборов на рис. 91, *в* — *д* — Б. П. Жижченко, Б. И. Хомяковым и др.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что состав углеводородных газов разнообразен и при этом не в водоемах, а в различного типа осадках. Так, например, на основании изучения углеводородных газов, в неоднородных осадках Черного моря можно было установить, что в ультравосстановительных условиях, которые обычно возникают при придонном сероводородном заражении и которые способствуют консервации захороненного органического вещества, генерируется небольшое количество углеводородных газов.

При преобладании окислительной обстановки, которая характерна для мелководных древнечерноморских осадков и особенно для новоэвксинских отложений, количество генерируемых газов очень велико. Так, например, в одном образце, который был быстро законсервирован в солевом растворе, было обнаружено 100 см³/кг метана и 40 см³/кг углекислого газа.

В действительности количество углеводородных и кислых газов в осадке, вероятно, в десятки раз больше, так как и в указанном случае анализировался уже дегазированный образец. О громадном количестве газов, образующихся в современных осадках, свидетельствует вспучивание поверхности осадка, вынутого из грунтовых трубок, и наличие в нем пустот, образовавшихся благодаря газовым включениям (см. рис. 18 и 89). Подсчеты показали, что в некоторых глинистых новоэвксинских осадках, поднимаемых в Черном море с больших глубин, содержание газов равно 1,25 л·«*n*» на 1,0 кг осадка или 125 л·«*n*» на 1,0 кг рассеянного органического вещества, где «*n*» — коэффициент дегазации, который, возможно, равен 2—5.

Во ВНИИГазе для изучения газового режима вод и осадков были спроектированы и изготовлены следующие приборы (рис. 91).

1. Трубка, грунтовая, прямоточная, герметизированная для отбора недегазированных проб придонной воды и осадков (рис. 91, *а*).

Перед спуском этой трубки на дно она предварительно «заряжается», т. е. подвеска *10* отклоняется от вертикального положения на 60°, после чего ролики *12* основания клапана *6* заводятся на опорные секторы *11* подвески. Затем подвеска возвращается в исходное вертикальное положение, но основание клапана теперь высоко приподнято, благодаря чему обеспечивается промывка трубки при спуске.

Клапан в своей верхней части заканчивается резиновой камерой *8*, которая при «зарядке» трубки складывается, и из камеры удаляется воздух. В таком состоянии резиновая камера удерживается упорным винтом *9*. После внедрения трубки в грунт трос *13*, прикрепленный к подвеске, ослабляется и падает на дно, увлекая за собой подвеску. При отклонении подвески от вертикального положения ролики клапана срываются с опорных секторов и клапан под действием пружины *7* садится на седло клапана *5*, чем осуществляется герметизация трубки.

При подъеме трубки давление внутри ее уменьшается, что приводит к частичной дегазации захваченной придонной воды и верхнего слоя осадка. Выделяющиеся газы собираются в резиновой камере, которая после подъема трубки перевязывается у основания, снимается и передается в лабораторию для анализа собранного газа.

Придонная вода сливается через вентиль *3*, расположенный под грузами *4*. С поднятой на борт судна трубки снимаются оголовы, т. е. вся верхняя часть ее вместе с грузами, и наконечник с лепестковым клапаном *2*, после чего из трубки *1* выталкивается колонка грунта непосредственно на палубу корабля или по частям в дегазационное устройство.

2. Устройство для отбора на шельфе недегазированных проб придонной воды (рис. 91, *б*). Перед спуском камеры *1* через вентиль *2* откачивается воздух, после чего вентиль закрывается и камера спускается с корабля на тросе *3* на дно. Клапан *4* удерживается пружиной *5*, к нижней части клапана прикрепляются горизонтальные планки *6*, шарнирно соединяющиеся своим коротким концом с корпусом камеры. На длинном ее конце прикреплен шток *7*, заканчивающийся пяткой *8*, на которую надеваются грузы *9*, количество их определяется глубиной погружения камеры. Эти грузы удерживают клапан в закрытом положении при погружении камеры. По достижении дна, когда пятка штанги упирается в дно, клапан открывается и камера заполняется водой.

При подъеме камеры, когда пятка штанги отрывается от дна, клапан закрывается и после подъема камеры на борт судна проба дегазируется через вентиль *2*, а вода сливается через клапан в сосуд для анализа пробы воды. Камеры охватываются хомутом *10*, к которому прикрепляются три опоры *11*, представляющие короткие прямоточные грунтовые трубки. Положение их, так же как и положение штока *7* с грузами, относительно днища камеры может широко регулироваться, что необходимо в зависимости от плотности груза и заданного отбора пробы воды относительно дна.

3. Устройство для отбора на больших глубинах недегазированных проб придонной воды (рис. 91, *в*).

Перед спуском камеры *1* через вентиль *2* откачивается воздух, после чего вентиль закрывается и камера на тросе *3* спускается с корабля на дно. Клапан *4* удерживается пружиной *5*. На крыше камеры располагается цилиндр с поршнем *7*, верхняя поверхность которого через отверстие в крышке цилиндра *8* сообщается с наружной средой. Подпоршневое пространство через цилиндрическое отверстие *9* в крышке камеры также сообщается с наружной средой, но у своего наружного конца оно прикрывается клапаном *10*. Клапан соединен

со штоком *11*, заканчивающимся пяткой (рис. 91, *г*), которая при соприкосновении с дном открывает клапан, благодаря чему вода поступает в подпоршневое пространство и таким образом давление на поршень снизу и сверху уравновешивается. В связи с этим снимается давление поршня на шток *12*, который упирается в клапан и препятствует его открыванию под влиянием давления воды на его нижнюю часть. После открытия клапана вода заполняет камеру и давление в камере и в наружной среде уравновешивается и клапан под действием слабой пружины *5* закрывается.

При подъеме наверх благодаря все увеличивающейся разнице в давлении в камере и наружной среде клапан все более плотно прилегает к своему седлу. После подъема камера сначала дегазируется через вентиль *2*, а затем вода сливается в сосуд для анализа.

Камера охватывается хомутом *13*, к которому прикрепляются опоры (рис. 91, *г*), аналогичные опорам на приспособлении для отбора на шельфе недегазированных проб придонной воды (рис. 91, *в*).

4. Батометр для отбора недегазированных проб вод на больших глубинах (рис. 91, *д*).

Устройство и работа батометра аналогичны устройству приспособления для отбора на больших глубинах недегазированных проб придонной воды (рис. 91, *в*). Батометр прикрепляется к тросу *1* двумя зажимами *2*. Открытие клапана *3* для доступа воды в подпоршневое пространство осуществляется в результате удара посыльного груза *4*, в результате которого сбрасывается и второй посыльный груз *5*, который придерживается на тросе скобой *6*. Этот второй посыльный груз заставляет срабатывать батометр, прикрепленный к тому же тросу ниже первого. Количество батометров, прикрепленных к одному тросу, неограниченно.

В настоящее время наши представления о газообразовании в осадках современных акваторий крайне противоречивы и на весьма сомнительном материале иногда делаются ошибочные выводы, как, например, о резком различии газов, генерируемых в осадках Каспийского и Черного морей. Аналогичные выводы иногда указываются и относительно иных морей и океанов. Так, например, в некоторых пробах, поднятых в Тихом океане, было обнаружено огромное количество тяжелых углеводородных газов, в несколько раз превышающих количество метана. Наряду с этим в осадках северной части Атлантического океана, как правило, встречается очень мало тяжелых углеводородных газов.

Все эти данные весьма мало надежны. Образцы упаковывались с различной степенью дегазации; они не всегда надежно герметизировались, нередко пробы герметизировались с большим количеством воздуха и др. Следовательно, могла происходить и интенсивная генерация газов и их разложение, а также и уход наиболее подвижной части углеводородных газов — метана.

Все это приводило к необыкновенной пестроте результатов изучения газов из современных осадков, на анализе которых трудно сделать какие-либо надежные выводы, за исключением уже ранее рассмотренного о том, что углеводородные газы в малом количестве образуются в ультравосстановительных условиях и что в верхнем, примерно полуметровом, слое количество газов невелико вследствие частичного ухода их в придонный слой воды. Количество тяжелых углеводородных газов от C_2 до C_6 всегда невелико и измеряется величинами на два порядка меньшими, чем количество метана. Особенно малое количество их содержится в слоях, включающих органическое гумусовое вещество, как, например, по данным В. В. Вебера, в пробах, поднятых у устья Днепра и Дуная.

Наряду с этим следует указать, что по данным того же исследователя в одном из образцов донных отложений у Перу было обнаружено большое количество тяжелых углеводородных газов — до 8% от суммы всех углеводородных газов.

Несмотря на небольшое количество данных об углеводородных газах в современных осадках все же уже можно сделать вывод о том, что на количество и состав их влияют различные условия, а именно характер осадка, геохимическая обстановка, количество, состав и степень преобразования органического вещества, скорость накопления осадка, толщина окисленной пленки и др. Все это позволяет сравнивать различный состав газов с разнообразием захоронявшихся биоценозов организмов, которые различаются между собой в каждом слое и не могут отождествляться даже в одном слое на ограниченных площадях.

Газогидраты

Во время экспедиции 1971 г. в Черном море в одной из колонок, поднятой с глубины 2000 м, в 6,5 м от поверхности дна А. Г. Ефремовой были обнаружены кристаллогидраты газа (см. рис. 18). Кристаллогидраты, обычно называемые газогидратами, наблюдались внутри каверн в виде мелкокристаллических нарастаний, похожих на изморозь, которые исчезали при детальном их рассмотрении. Газогидраты были обнаружены в Черном море и В. С. Цветковым в аналогичных условиях во время работ в 1973 г. Быстрое распадение газогидратов в осадках при подъеме их на борт судна — характерная особенность газогидратов, так как метан и другие газы могут образовывать кристаллогидраты (твердый газ) только при больших давлениях и низких температурах. Как известно, для образования газогидратов существуют определенные соотношения между давлением и температурой: чем ниже температура, тем при меньшем давлении могут образовываться гидраты тех или иных газов (рис. 92). Гидрат метана, согласно приведенному графику, может образовываться при температуре значительно выше 0° С, например, при 5° С и давлении 50 кгс/см². Углекислый газ, пропан и особенно сероводород образуют гидраты еще легче, например, сероводород может продуцировать гидраты при 15° С и давлении 20 кгс/см² (см. рис. 92). Важно при этом отметить, что примесь к метану, например пропана, резко влияет на условия его гидратообразования. Так, при наличии 4,8% пропана метан может образовывать гидраты при температуре 15° С и давлении до 13 кгс/см². Большое влияние на активное гидратообразование оказывает сероводород, обычно присутствующий в осадках нередко в значительном количестве, хотя он при анализе газов обычно не указывается, так как быстро исчезает, в результате его окисления.

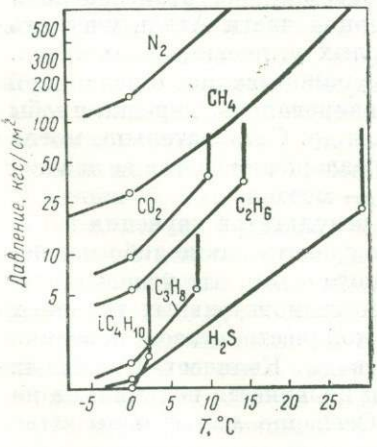


Рис. 92. Условия гидратообразования компонентов природных газов.

Как уже указывалось, при описании разреза колонки, поднятой в Черном море (см. рис. 18) с глубины 1950 м, были обнаружены газогидраты в слоях, которые, по А. Г. Ефремовой, формировались в мелководных условиях, т. е. при глубине бассейна порядка 200 м. Вероятно, что все слои, начиная со слоя 4 и до

нижнего слоя 12, отлагались еще на меньшей глубине. Из изложенного следует, что газогидраты, отмеченные в слое 12, образовались при температуре и давлении, которые не способствуют гидратообразованию чистого метана, так как температура, соответствующая формированию слоя 12, вероятно, была близка к современной придонной температуре (9°С), а давление было менее 20 кгс/см^2.

Таким образом, можно предположить, что образование газогидратов произошло после опускания дна Черного моря до современного его положения или же, что газогидраты в этом слое состоят из метана со значительной примесью тяжелых углеводородов. Помимо этого следует обратить внимание, что только начиная со слоя 10 наблюдались каверны, заполненные газом, т. е. только с глубины слоя 10 (333 см от поверхности дна) колонки «пузырились». Чем это объяснить, сказать сейчас трудно; возможно в основном отличной литологией осадка, меньшей его уплотненностью, техникой изучения колонки, но вряд ли уходом образующихся газов сначала в придонную воду, а затем в атмосферу.

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. В современных осадках в результате разложения органического вещества образуется не только огромное количество углекислого газа, но и большое количество метана и заметное содержание тяжелых углеводородных газов, что видно на приведенных таблицах анализа газов в образцах из осадков Черного и Каспийского морей (см. табл. 27 и рис. 18 и 89).

2. Углеводородные газы, образующиеся в современных осадках, в них и захороняются, лишь частично диффундируя в придонную воду, которую они в случае застойного режима придонных вод могут перенасыщать и таким образом образовывать месторождения растворенного газа.

3. Если формирование осадка происходит при высоком давлении, т. е. на значительной глубине, и при низкой температуре, а состав углеводородных газов разнообразен (кроме метана присутствуют и тяжелые углеводородные газы и сероводород), то в этом случае происходит интенсивное газогидратообразование, даже на относительно небольших глубинах.

Из изложенного следует, что интенсивное накопление большого количества углеводородных газов биогенного происхождения процесс обычный, как, вероятно, и процесс газогидратообразования. Если рассмотреть прилагаемые карты распределения придонных температур (см. рис. 66) и температур на глубине 400 м в водах Мирового океана (см. рис. 62), то мы можем получить представление о той огромной площади, на которой возможно образование и накопление газогидратов углеводородных газов.

О широком процессе гидратообразования в осадках Мирового океана свидетельствует часто наблюдаемый самопроизвольный выход осадков из грунтовых трубок, например, из трубок, поднятых в некоторых районах Тихого океана; обычно осадки выдавливаются из грунтовых трубок поршнем при давлении 200 кгс/см^2.

Самопроизвольный выход осадков из грунтовых трубок может объясняться только наличием в осадке газогидратов, которые, разлагаясь, при подъеме грунтовых трубок создают давление, достаточное для самопроизвольного выхода осадков. Напомним, что при разложении газогидратов объем увеличивается в 180 раз.

Какими-либо достоверными данными о количестве газогидратов в осадках как океанов, так и морей, их составе и месте их образования как в пространстве, так и в толще поднимаемых осадков, мы пока не располагаем. Однако следует

все же отметить, что в Черном море газогидраты были обнаружены только в нижних частях поднимаемых колонок «современных» отложений, примерно на глубине 6 м от поверхности дна моря. Важно при этом указать, что в Тихом океане газогидраты были обнаружены при бурении на глубине порядка 60 м.

Эти данные дают основание предполагать, что газогидраты могут формироваться только при известном уплотнении осадков, которое несоизмеримо меньше в глубоких водоемах типа Тихого океана по сравнению с относительно мелководными водоемами, например с Новоэвксинским бассейном, в осадках которого в Черном море были обнаружены газогидраты.

Безусловно, на степень уплотнения осадков, кроме глубины бассейна, огромное влияние оказывает литология осадков, а поэтому вероятно обнаружение газогидратов в Тихом океане и на гораздо меньшей глубине.

Причина образования газогидратов лишь в условиях значительного уплотнения осадков заключается, очевидно, в том, что образование газогидратов возможно только при определенном соотношении газов и иловой воды в порах осадков. При большом количестве иловой воды образование газогидратов невозможно. Если указанное предположение верно, то в этом случае формирование газогидратов в верхнем слое осадка и непосредственно на дне водоема исключается даже при очень большой глубине водоема, где давление может достигать 500—600 кгс/см^2, а температура близка к 0° С.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВОГО РЕЖИМА ПРИДОННЫХ ВОД И ОСАДКОВ СОВРЕМЕННЫХ АКВАТОРИЙ

В настоящее время многими исследователями (В. А. Соколов, А. А. Геодекян, В. Л. Соколов и др.) принимается, что метан без его гомологов и нефти генерируется в породах морского генезиса, содержащих рассеянное органическое вещество сапропелевого типа, в зоне газообразования, располагающейся ниже зоны нефтеобразования, т. е. на глубинах от 5—7 км, и глубже.

Считается, что углеводородные газы генерируются и в зоне нефтеобразования, но там они генерируются в породах морского генезиса вместе с нефтью и состоят не только из метана, но и из его гомологов. Что же касается биохимической зоны (0—50 м) и переходной (от 50 до 1000—15 000 м), то только в биохимической зоне идут активные процессы биохимического преобразования органического вещества, в результате которых формируются различного типа органические новообразования и углеводородные газы, состоящие преимущественно из метана, однако последний в этой зоне не сохраняется, растворяясь в иловой воде и диффундируя сначала в воду бассейна седиментации, а затем в атмосферу. Из изложенного следует, что крупные месторождения метана на территории развития пород морского генезиса могут быть обнаружены только в областях, где имеются глубокие впадины, заполненные мощной толщей осадочных пород морского генезиса или же на бортах таких впадин, т. е. только в областях, где развиты впадины, глубина которых достаточна для возникновения устойчивой и мощной зоны газообразования.

В свете указанных представлений области, в пределах которых отсутствуют рассмотренного типа впадины, следует оценивать как бесперспективные в смысле возможного обнаружения в них крупных газовых месторождений. Больше того, даже в областях развития глубоких впадин предполагается, что крупные газовые месторождения могут быть обнаружены только в свитах глубокого погружения, а в более высоко залегающих газовые месторождения если и могут быть встречены, то лишь за счет заполнения ловушек углеводородным газом, мигрирующим из более древних, глубоко погруженных свит.

На основании приведенных материалов следует принять, что газопроизводящие свиты могут формироваться на первых стадиях накопления осадков и, следовательно, газовые месторождения не обязательно формируются за счет углеводородных газов, которые генерируются в «газовой зоне», располагающейся на глубинах свыше 5—7 км. Из этого следует, что газовые залежи могут быть обнаружены в областях отсутствия глубоких, длительно прогибающихся впадин, заполненных мощной толщей осадочных пород.

Механизм формирования газовых залежей из газов, генерировавшихся в раннюю стадию накопления осадков, т. е. образовавшихся из газопроизводящих отложений, которые удобно выделять в качестве газопроизводящих свит диагенетического типа, представляется в следующем виде.

В бассейне, где широко развиты области накопления слоев, в которых углеводородные газы захороняются в форме газогидратов (рис. 93), при погружении дна бассейна слои, содержащие газогидраты, захороняются под более молодыми, постепенно накопляющимися осадками. При этом в зависимости от темпа накопления осадков и темпа прогибания дна бассейна, в накопившейся толще осадков можно выделить слои, в которых накапливаются газогидраты, и слои, в которых образование их не могло происходить. При погружении отложений с газогидратами на глубины, где температура достигает нескольких десятков градусов, газогидраты переходят в газы, которые, мигрируя по плоскостям напластования вверх по восстанию, заполняют встречающиеся ловушки и образуют газовые залежи.

Если принять указанную схему образования газовых залежей, то нам следует иначе подходить к оценке перспектив газоносности как отдельных областей, так и определенных комплексов отложений и вводить коррективы к направленным поискам крупных газовых месторождений. Однако нам прежде всего только в случае всестороннего изучения современных осадков можно получить надежные критерии газопроизводящих свит, формирующихся в ранней стадии накопления осадков в водоемах различного типа, от крупных пресноводных озер, лагун и болот до океанических бассейнов. Весьма вероятно, что, например, для полносоленых бассейнов типа Средиземного, Баренцева, Охотского морей, собственно Мирового океана, а также солоноватых и пресных водоемов, показатели газопроизводящих отложений будут существенно разниться между собой. Выше указывалась схема образования газопроизводящих свит, в которых углеводородные газы захоронялись в качестве газогидратов (см. рис. 93). Однако следует учитывать, что углеводородные газы могут захороняться в осадках не только в твердой фазе, но и в газовой. Об этом свидетельствует обильное выделение газов из колонок современных осадков, поднятых с малых глубин. Так, например, колонка современных отложений, поднятых в Черном море с глубины 8 м (см. рис. 89) «пузырилась» начиная с глубины 50 см от поверхности дна.

Из изложенного следует, что среди газопроизводящих отложений диагенетического типа следует различать свиты, в которых диагенетический газ захоронялся в виде газогидратов и газовой фазы.

Г а з ы п р и д о н н ы х в о д. Ранее уже указывалось, что в придонных водах плохо вентилируемых впадин бассейнов различного типа может содержаться огромное количество газов, в том числе и углеводородных.

Возможность промышленной добычи растворенного метана из придонных вод уже доказана. В оз. Киву (см. рис. 49) добыча метана производится простыми эрлифтами, действующими автоматически в результате выделения в его верхней части пузырьков газа из воды, так как уже на глубине 160 м от поверхности

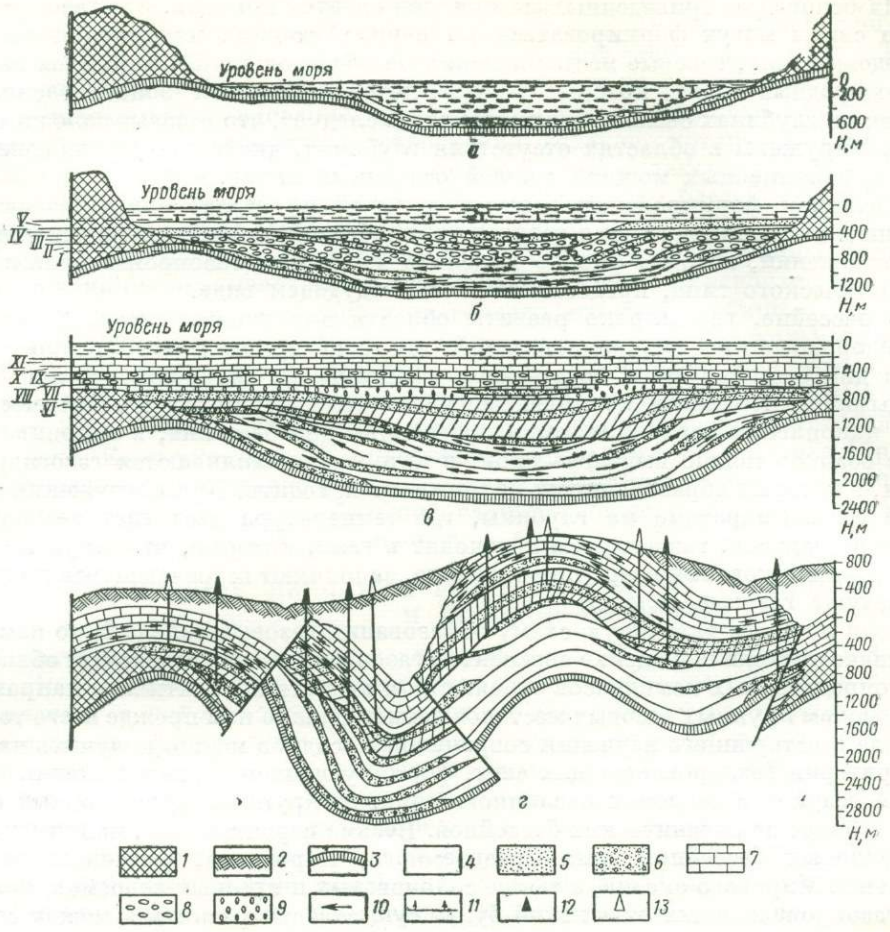


Рис. 93. Схема накопления газогидратов в придонных слоях морских впадин и формирование газовых залежей, связанных с газопроизводящими свитами диагенетического типа (поперечный разрез впадины).

а — I этап — заложенные впадины; *б* — последующие этапы (II—V) развития впадины; *в* — последующие этапы (VI—XI) развития и расширения впадины; *г* — строение впадины после первого диастрофизма. *1* — породы, образовавшиеся до заложения впадины; *2* — породы, образовавшиеся после диастрофизма; *3* — маркирующий горизонт; *4* — глины; *5* — пески; *6* — газовые залежи диагенетического типа; *7* — карбонатные породы; *8* — газогидраты (первичные); *9* — газогидраты (вторичные); *10* — направление миграции газов, образовавшихся при разложении газогидратов; *11* — диффузия газов в придонную воду; *12* — продуктивная скважина; *13* — непродуктивная скважина.

озера происходит перенасыщение ее сначала метаном, а затем на глубине 20 м — углекислым газом.

Из сказанного следует, что изучение газового режима глубинных горизонтов вод в различных водоемах может привести к открытию месторождений растворенных горючих газов. В этом отношении, в первую очередь, следует обследовать котловины Балтийского моря, например, Готландскую (см. рис. 45), в которой застойный режим наблюдается примерно с глубины 100 м до дна (220 м). В этих глубинных водах содержание углекислого газа достигает 52 $см^3/л$, т. е. близкое к содержанию этого газа в глубинных водах оз. Киву. Можно

предполагать, что содержание метана в глубинных водах Готландской котловины будет близко к содержанию ее в глубинных водах оз. Киву.

Исключительно важно изучение растворенных газов в котловинах Среднего и Южного Каспия и особенно в водах Южного Каспия, в пределах которого широко развит подводный грязевой вулканизм, сопровождающийся выделением огромного количества метана. Поэтому, вероятно, содержание растворенного метана в придонных водах Южного Каспия близко к насыщению. Правда, в связи с тем, что в настоящее время режим вод, заполняющих котловину Южного Каспия, не является застойным, как, например, в оз. Киву (см. рис. 45), то возможно, что большое количество растворенного метана в придонных водах Южного Каспия наблюдается только вблизи действующих грязевых вулканов. Поэтому следует изучение метанонасыщенности придонных вод Южного Каспия проводить в непосредственной близости грязевых вулканов. Интересно также изучение газового режима глубинных вод Аральского моря (см. рис. 48), а также других водоемов, в том числе и искусственных водоемов типа Каховского, Цимлянского морей, в которых можно предполагать застойный режим глубинных вод.

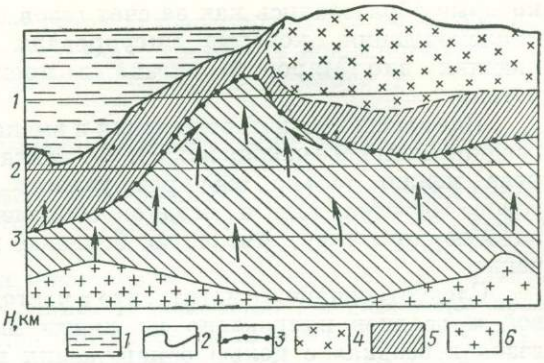


Рис. 94. Образование гидратов и накопление газов в пришельфовой зоне арктических морей (по Ю. Ф. Макагону, 1972).

1 — океан; *2* — дно океана; *3* — нижняя граница зоны образования гидрата; *4* — криолитозона; *5* — осадочный чехол; *6* — кристаллические породы.

Очень интересные соображения об использовании углеводородных газов, генерируемых в океанах, высказывает Ю. Ф. Макагон (1972). Исходя из предположения, что зона гидратообразования в океанах существует на всех широтах и только мощность ее и положение верхней и нижней границ меняются в зависимости от термодинамических условий, автор считает, что в местах, где ее нижняя граница приподнята, могут формироваться огромные месторождения углеводородных газов. Особенное внимание он обращает на побережье Северного Ледовитого океана, вдоль которого нижние границы материковой и океанической зон гидратообразования приподнимаются и смыкаются, «образуя мощное простирающееся вдоль берега поднятие, являющееся надежной покрышкой для газа. Генерируемые газы в районе этой покрышки скапливаются под ней независимо от наличия литологических покрышек, образуя мощные газовые скопления» (рис. 94). Развивая мысль Ю. Ф. Макагона, можно считать, что любое подводное поднятие на дне Мирового океана, где следует предполагать подъем нижней границы зоны гидратообразования, должно представлять собой крупное газовое месторождение.

Нужно, однако, отметить, что высказанные соображения базируются на допущении, что зона гидратообразования является сплошной и везде представляет собой покрышку, единственную для всех газов, генерируемых в осадках Мирового океана.

Несколько иначе к оценке перспектив газоносности подходят Н. В. Черский, В. П. Царев и Ю. Ф. Макагон (1972). Они считают, что перспективы в использовании углеводородных газов связаны с эксплуатацией газогидратов

которые образовались как за счет газов органического, так и неорганического происхождения, которые мигрировали вверх из горных пород, подстилающих дно Мирового океана в процессе диффузии или струйного перетока.

Вне зависимости от отношения и высказывания о перспективах газоносности осадков Мирового океана как Ю. Ф. Макагона, так и Н. В. Черского, В. П.Царева можно только еще раз указать на то, что проблема изучения газового режима вод и осадков современных акваторий представляет собой важную проблему, имеющую большое теоретическое и практическое значение.

Следует, однако, отметить, что в настоящее время изучение газового режима вод и осадков направлено по линии выявления аномалийного содержания газов в осадках с целью обнаружения нефтяных и газовых месторождений, т. е. по линии так называемой «газовой съемки» и «газокерновой съемки», которые широко проводятся до сих пор на суше с указанной целью, на рассмотрении которой мы остановимся дальше.

Здесь следует лишь отметить, что согласно приведенным материалам, современные осадки представляют собой, может быть, самый мощный генератор углеводородных газов, состав которых зависит от различных причин и, в частности, от характера органического вещества — гумусового или сапропелевого. Аномалийное содержание их в осадке зависит от многих причин — количества органического вещества в осадке, скорости накопления их, степени преобразования, литологии осадка и др. Считать же, что даже характер углеводородных газов, а не только их количество зависит от диффузионного потока углеводородных газов, поступающих в осадок из подстилающих коренных пород, расположенных над газовой или нефтяной залежью — это признать наличие такого потока, который привел бы к дегазации даже крупнейшего газового месторождения за весьма короткий промежуток времени. Тем не менее работы по выявлению газовых аномалий ставятся, и ими руководствуются при разведке нефтяных и газовых месторождений на шельфе.

Так, только в качестве курьеза можно рассматривать вопрос о перспективах газо- или нефтеносности Галицинского антиклинального поднятия в северо-западной части шельфа Черного моря на основании данных о характере углеводородных газов в современных отложениях на указанном поднятии. Напомню, что на основании газовой съемки донных отложений предполагалось, что Галицинское поднятие будет представлять собой нефтяное месторождение. Основание для такого заключения — обнаружение в современных отложениях на этом поднятии тяжелых углеводородных газов.

Еще более курьезный случай представляет собой трактовка «аномалии», обнаруженной по данным распределения содержания газов, бактерий, органического вещества и даже механического состава осадков вблизи периклинального окончания антиклинальной складки на Очемчирском шельфе Черного моря, которое трактовалось и трактуется в качестве показателя залегания на глубине нефтяного месторождения. В этом районе, на основании геофизической съемки шельфа было выявлено небольшое периклинальное окончание антиклинальной складки, купол которой расположен на суше, на большом расстоянии от шельфа. В куполе этой антиклинали в мезозойских отложениях была обнаружена небольшая нефтяная залежь, не имеющая промышленного значения.

Все эти данные свидетельствуют лишь об одном: выявляемые аномалии — это различного фациального типа современные осадки, изучение распределения которых интересно и полезно, но не с целью обнаружения нефтяных или газовых

месторождений, от которых вверх идет поток углеводородных газов, создающий не только «газовые аномалии», но и изменяющий состав органического вещества, бактериальное население и даже механический состав осадков.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВОГО РЕЖИМА ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКОВ

Огромное количество исследований, проведенных с целью изучения газовой характеристики пород, преимущественно глинистых, показало, что газовая характеристика их различна, и что она связана с литологией пород, которая в свою очередь отражает условия их накопления и в первую очередь геохимическую обстановку при их формировании. К сожалению, в настоящее время выделение газопроизводящих свит диагенетического типа на основании изучения их газовой характеристики невозможно, поскольку таковая еще не установлена даже для современных осадков, не говоря уже об их ископаемых аналогах.

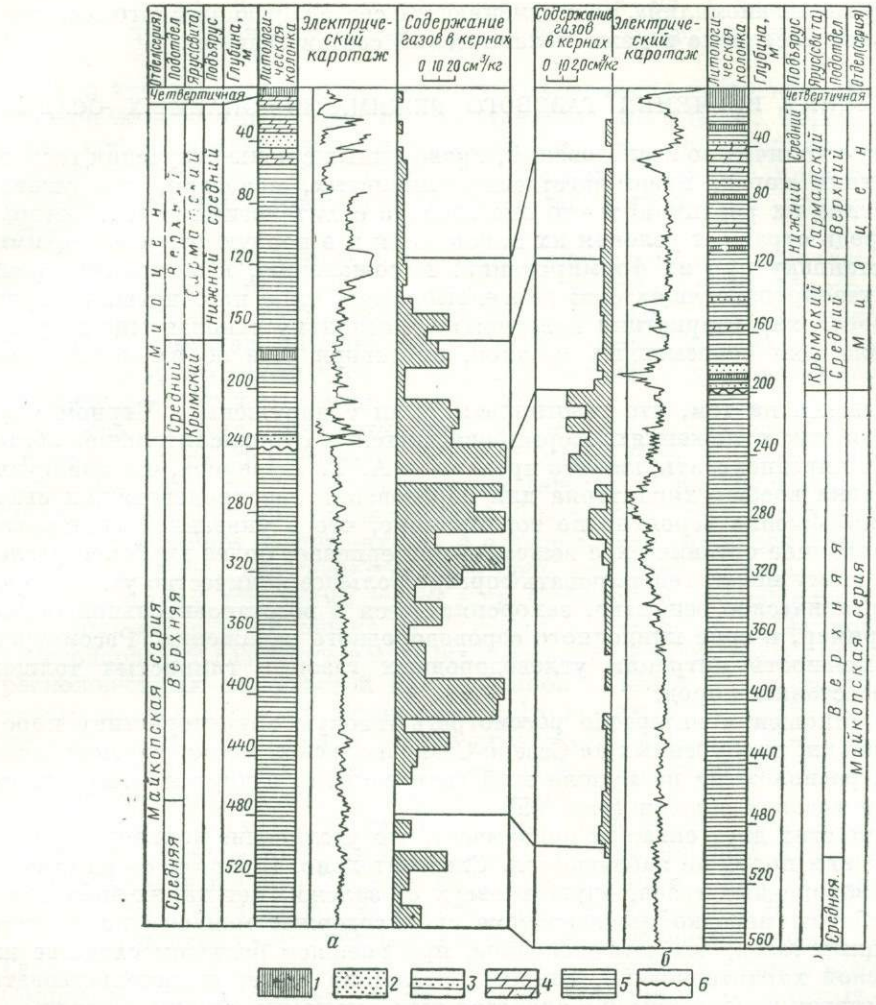
Основываясь на том, что газогидраты были обнаружены в Черном море в новоэвксинских отложениях, формировавшихся в субокислительной обстановке, можно предполагать, как это предлагает А. Г. Ефремова, что аналогичная обстановка вообще характерна для образования газопроизводящих свит. Такое предположение вероятно по той причине, что в указанной обстановке фоссилизированное органическое вещество претерпевает более глубокое разложение, а поэтому может генерировать гораздо большее количество углеводородов, чем органическое вещество, захороняющееся в восстановительной обстановке, например, в зоне придонного сероводородного заражения. Рассмотрим теперь возможность миграции углеводородных газов в глинистых толщах вверх по восстанию пород.

В этом отношении интересно рассмотреть газовую характеристику пород из двух скважин, пробуренных на Северо-Ставропольском месторождении, одна из которых расположена на куполе этой антиклинали, а другая — на крыле, за контуром газовой залежи (рис. 95).

Изучение этих двух скважин показывает, что увеличение количества газов при погружении пород не наблюдается. Следовательно, говорить об ощутимом потоке углеводородных газов, идущих вверх от залежи, нет каких-либо оснований. Наоборот, нередко нижележащие слои содержат меньшее количество углеводородных газов, чем вышележащие, при внешнем большом сходстве их литологической характеристики. Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что газовая характеристика является одной из самых тонких показателей изменения условий осадконакопления.

Сравнение газовой характеристики одних и тех же пластов на куполе и на крыле упомянутой антиклинали показывает, что всегда в слоях, расположенных на куполе, содержится значительно бóльшее количество газа, чем в тех же слоях, находящихся на погружении.

Отсюда следует неизбежный вывод о миграции газов по плоскостям напластования вверх по восстанию пород. Напомним, что аналогичный вывод пришлось сделать и относительно другого флюида — воды, когда мы обсуждали вопрос об изменении солевого режима поровых вод (см. рис. 22). Поэтому мы вправе сделать общий вывод, что миграция флюидов как жидких, так и газообразных в породах происходит по плоскостям напластования вверх по восстанию пород, а не перпендикулярно им. Отсюда еще раз следует подтвердить положение о том, что, выжимания каких-либо флюидов, например, из глин в песчаники, расположенные ниже или выше глинистых слоев, не происходит и, как уже



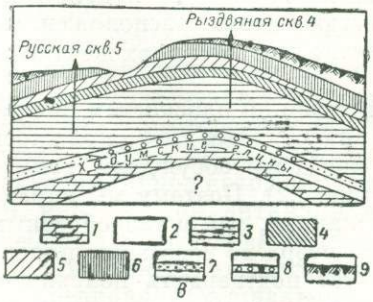


Рис. 95. Содержание углеводородных газов в кернах скважин Ставрополья.

а — Русская скв. 5: *1* — суглинки, *2* — пески, *3* — прослои песка, *4* — прослои мергеля, *5* — глины, *6* — несогласное залегание; *б* — Рыздвяная скв. 4; *в* — схема расположения скважин: *1* — мергели; *2* — глины хадума; *3* — глины майкопа; отложения: *4* — среднего миоцена; *5* — нижнего сармата, *6* — среднего сармата; *7* — пласт песчаника с водой; *8* — газовая залежь; *9* — четвертичные отложения.

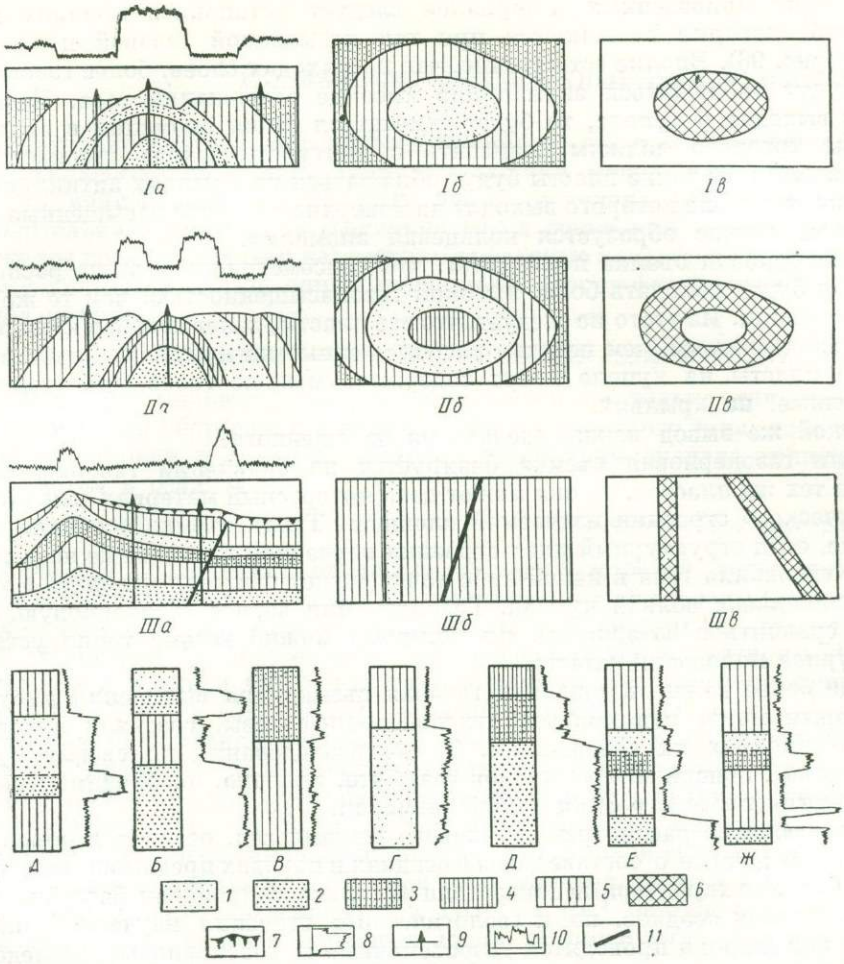


Рис. 96. Типы газовых аномалий по газосъемке и газокерновым исследованиям.

Распределение газов при поверхностной съемке: *I а, II а, III а* — продольные профили; *I б, II б, III б* — площади газовой съемки; *I в, II в, III в* — газовые аномалии. *А— Ж* — разрезы скважин.

1 — слои с большим содержанием углеводородных газов (дренированные); *2* — слои с очень большим содержанием углеводородных газов; *3* — слои с небольшим содержанием углеводородных газов; *4* — слои с малым содержанием углеводородных газов (дренированные); *5* — слои с ничтожным содержанием углеводородных газов; *6* — контуры газовой аномалии; *7* — почвенный покров; *8* — кривая относительного содержания углеводородных газов в кернах; *9* — скважины; *10* — кривая содержания углеводородных газов в почвенном слое; *11* — разрывное нарушение.

указывалось, не может происходить после того, как глины уплотнятся, что происходит на глубине нескольких метров от дна бассейна седиментации. При изучении материалов, помещенных на рис. 95, обращает на себя внимание, что слои, дренируемые в рассматриваемом районе, всегда содержат меньшее количество газа даже на куполе, чем слои, не выходящие на поверхность. Это может быть объяснено только тем, что газы, мигрирующие вверх по восстанию пластов, выходят из пласта в атмосферу. Помимо этого следует особо обратить внимание на резко различную газонасыщенность пластов разной литологии, что также хорошо наблюдается на рис. 95.

В свете приведенных материалов следует установить причину газовых аномалий, которые выявляются при так называемой газовой подпочвенной съемке (рис. 96). Вполне естественно, что на выходах слоев, более газонасыщенных, будут наблюдаться аномалийно высокие содержания газа. Если такие пласты выходят в куполе, то будет отмечаться такая аномалия в виде пятна, контуры которого должны совпадать с контуром выхода газонасыщенных пластов. Если же такие пласты будут обнажаться на крыльях антиклинального поднятия, в куполе которого выходят на поверхность менее насыщенные пласты, то в этом случае образуется кольцевая аномалия.

Газокерновая съемка показывает, что гипсометрически выше расположенные слои будут обладать более высокой газонасыщенностью, чем те же пласты на погружении. Из этого не следует, что все пласты, залегающие в куполе, будут более газонасыщены, чем пласты, расположенные на крыльях. Слабогазонасыщенные пласты на куполе могут содержать меньше газов, чем высокогазонасыщенные, на крыльях.

Какой же вывод можно сделать из изложенного?

Если газокерновая съемка базируется на сравнении газонасыщенности одних и тех же пластов, то она может дать интересный материал для уточнения геологического строения изучаемой площади. Такая съемка особенно полезна в случае, если структурный план строения изучаемой площади не ясен и увеличение содержания газа в какой-либо точке может свидетельствовать о том, что она расположена вблизи купола. Газовую, или вернее газокерновую, съемку можно сравнить с ватерпасом, по которому можно весьма точно установить структурное положение пласта.

Еще более важна площадная газовая съемка для выявления нарушений, по которым могут подниматься углеводородные газы, создавая полосы аномалийно высоких их содержаний. Такие исследования по своему существу представляют поиски микровыходов газа, что, конечно, необходимо при изучении геологического строения любой площади.

В заключение рассмотрения газового режима вод, осадков и пород можно сказать, что данные о составе газов в осадках и породах представляют собой, может быть, самые характерные показатели не только гидрологии бассейна и условий накопления осадков, но и геологического строения изучаемой площади, если на ней широко проводятся газосъемочные и газокерновые исследования.

К сожалению, на протяжении многих лет изучение газов в породах, а в последние годы и в современных осадках было направлено на попытки прямого обнаружения газовых и нефтяных месторождений, а поэтому реальные возможности газовых исследований не использовались, а они, как мы видели, не только реальны, но и значительны.

В настоящее время изучение газов и среди них в первую очередь углеводородных как в современных, так и в ископаемых бассейнах исключительно важно для выявления газопроизводящих свит диагенетического типа. Это первоочередная задача изучения газовой характеристики различного типа современных и ископаемых осадков, которая должна проводиться параллельно с изучением состава органического вещества и, главное, параллельно с изучением литологии и геохимической обстановки различных осадков, что позволит дать критерии для выявления газопроизводящих свит.

В настоящем разделе рассматривались углеводородные газы, генерирующиеся на ранних стадиях накопления осадков, т. е. диагенетические газы. Углеводородные газы, образующиеся при катагенезе, будут рассмотрены в главе, посвященной органическому веществу.

Показатели физико-химической обстановки

При изучении как вод современных бассейнов, так и образующихся в них осадков исключительно важны такие показатели физико-химической обстановки, как концентрация водородных ионов (величина pH), окислительно-восстановительного потенциала (величина Eh) и щелочного резерва (Alk).

Ниже мы последовательно рассмотрим указанные показатели и их значение, поскольку лишь при определенных показателях могут формироваться различного типа осадки.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ВОДОРОДНЫХ ИОНОВ (ВЕЛИЧИНА pH)

Величина pH является важным показателем не только для выявления физико-химической обстановки в воде бассейнов различного типа, но и выявления этой обстановки в осадках. Поэтому рассмотрим сначала величину pH в воде, а затем в осадках.

Величина pH *в воде бассейнов*

Химические соединения, входящие в состав морской воды, находятся не просто в растворенном состоянии, но частично диссоциированы (расщеплены) на ионы — катионы (заряженные положительно) и анионы (с отрицательным зарядом). Например, молекула воды H_2O расщепляется на катионы H^{1+} или водородный ион и анион OH^{1-} или гидроксильный ион. Соответственно NaCl распадается на Na^{1+} и Cl^{1-}; H_2SO_4 — на $2H^{1+}$ и SO_4^{2-} и т. д.

Растворам свойственно равновесие между ионами и неионизированными молекулами, причем в разбавленных растворах произведение концентрации водородных ионов на концентрацию гидроксильных есть величина постоянная, т. е. $H^{1+} \times OH^{1-} = \text{const}$. Вычислением получено, что эта константа равна 10^{-14}. Чистая вода имеет одинаковое количество катионов H^{1+} и анионов OH^{1-}, равное 10^{-7}, количество же их в обычной воде (морской, речной, озерной и т. д.) различно. Зная, что произведение $H^{1+} \times OH^{1-} = 10^{-1}$, обычно ограничиваются вычислением концентрации водородных ионов, которую выражают отрицательным логарифмом и обозначают индексом pH.

Прибавление кислоты к воде увеличивает концентрацию водородных ионов, а следовательно, уменьшает число pH. Действие щелочи — обратное. Конечно, разные кислоты и разные щелочи могут в различной мере повышать или понижать концентрацию водородных ионов, а следовательно, и изменять pH, причем, если концентрация их более 10^{-7} или pH меньше 7, то реакция воды будет кислая, а если менее 10^{-7} или pH больше 7, то щелочная.

Другие ионы, т. е. негидроксильные и неводородные, а также недиссоциированные молекулы почти не влияют на реакцию водных растворов. Отсюда становится понятным, почему растворенная углекислота (CO_2) создает кислую реакцию воды: в воде CO_2 образует H_2CO_3 — угольную кислоту, которая, диссоциируясь, уменьшает pH. Однако понизить pH ниже 4 углекислота не может, так как CO_2 сорбируется в воде только до определенных пределов (примерно до 0,5 $см^3$/л при 0° С). Более низкое pH в современных водоемах, например, равное 3,8, наблюдается в некоторых сфагновых болотах и объясняется действием H_2SO_4, выделяемой *Sphagnum*.

Тесная связь между содержанием CO_2 и pH вполне объясняет то явление, что pH уменьшается в водах с большим содержанием углекислоты. Количество

Пункты наблюдений	Глубина, м					
	0	25	50	75	100	150
37° 44′ с. ш. 13° 21′ з. д.	8,35	8,35	8,35	8,31	8,18	8,16
43° 39′ с. ш. 24° 04′ в. д.	8,20	8,20	8,20	8,17	8,14	8,14
61° 05′ с. ш. 7° 7′ в. д.	8,03	8,02	7,97	7,95	7,96	7,93
68° 22′ с. ш. 16° 11′ в. д.	8,11	8,11	8,08	8,06	8,05	8,02
56° 50′ ю. ш. 13° 09′ з. д.	8,10	7,93	7,94	7,95	7,95	7,89

Пункты наблюдений	Глубина, м						
	0	10	20	30	35	40	50
7° 2 2′ с. ш. 19° 57′ в. д.	8,42	8,38	8,24	8,01	7,94	7,90	7,85
7° 20′ с. ш. 19° 58′ в. д.	7,70	7,83	7,78	7,78	—	7,85	—

последней в морской воде зависит от интенсивности притока воды с большим содержанием углекислоты, от интенсивности выделения ее организмами при дыхании, от поступления при подводных извержениях и т. д. Кроме того, значительное влияние на содержание CO_2 в морской воде оказывает температура последней. Зависимостью pH от количества CO_2 объясняется и то интересное явление, что pH зависит от интенсивности развития водорослей.

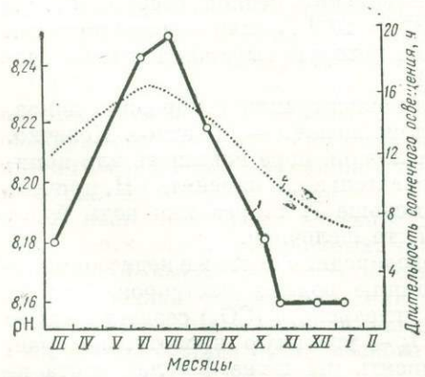


Рис. 97. Колебания pH в поверхностной воде Ла-Манша в зависимости от времени года и длительности солнечного освещения (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — кривая pH, *2* — кривая длительности солнечного освещения.

Во время слабого развития водорослей, когда ими из воды поглощается небольшое количество CO_2, pH понижается, во время же интенсивного развития водорослей, сопровождающегося обильным поглощением CO_2, pH значительно повышается. Так как развитие водорослей находится в тесной связи с продолжительностью солнечного освещения, т. е. зависит от времени года, то становятся вполне понятны сезонные колебания pH (рис. 97).

Данные о pH на различных глубинах океана и в Балтийском море приведены в табл. 28 и 29, заимствованных из работы Н. М. Книповича (1938, стр. 107).

В Черном море на поверхности pH равно 8,30—8,45; на глубине 25—50 м составляет 8,15—8,20; в слое 60—76 м

Таблица 28

Вертикальное распределение pH *на ряде станций в Атлантическом океане*

Глубина, м									
200	300	400	500	600	800	900	1000	2000	4000
8,11	8,12	8,06	8,00	—	—	—	8,03	7,94	7,87
8,14	8,14	8,14	—	8,09	8,07		0,04	8,04	
7,93	7,95	7,95	7,95	7,95	—	—	—	—	—
8,02	8,03	8,02	8,02	—	—	—	—	—	—
7,78	—	7,75	7,76	7,77	7,77	7,77	—	—	—

Таблица 29

Вертикальное распределение pH *на двух глубоководных станциях Балтийского моря*

Глубина, м											
60	65	70	80	90	100	125	150	175	200	220	228
—	—	7,68	7,30	7,12	7,16	7,10	7,00	6,99	—	7,09	—
7,55	7,38	—	6,92	6,91	6,90	6,92	6,88	6,85	6,89	—	6,84

понижается до 7,65—7,75; на глубине 126 м pH несколько повышается, а затем у дна наблюдаются незначительные колебания — в пределах 7,65—7,80. В зарослях растений pH днем в некоторых местах достигало 9,00.

В северной части Каспийского моря, по данным Н. М. Книповича, средняя величина pH в сентябре—октябре была 8,50, но в одном пункте, против Богатого Култука, где дно заросло харовыми водорослями, наблюдалось и более высокое значение — до 9,3; pH волжской воды равно 8,06, а воды р. Урала — 7,0.

В южной части Каспия pH на поверхности составляет 8,39—8,45, на глубине 10 м — 8,38—8,48 и на глубине 800 м — 7,69—7,74.

Из приведенных данных видно, что морская вода, как правило, обнаруживает щелочную реакцию (pH больше 7), хотя некоторое количество CO_2 всегда содержится в морской воде. Объясняется это тем, что находящиеся в растворе нейтральные соли, как, например, NaCl, образованные сильной щелочью и сильной кислотой, при диссоциации не изменяют реакции воды. Соли, образованные сильной щелочью и слабой кислотой, наоборот, изменяют диссоциацию воды. Так, например, $Ca(HCO_3)_2$ диссоциирует на Ca и $2HCO_3$; $HCO_3 + 2H_2O \rightleftarrows H_2CO_3$ (недиссоциирующую) $+ OH$, результатом чего является щелочная реакция.

Указанной причиной может быть объяснена высокая pH воды озер, характеризующихся преобладанием солей, образованных слабой кислотой (CO_2) и сильной щелочью, над солями, образованными сильной кислотой (Cl и SO_4) и сильной щелочью. Примером может служить оз. Севан, для которого pH равно 9,25.

Кислая реакция, когда pH меньше 7, наблюдается в морской воде лишь в том случае, если количество свободной CO_2 очень велико; это наблюдается в некоторых частях Балтийского моря, иногда в весьма мощном слое воды,

например, от 80 до 223 м. Незначительное уменьшение pH с возрастанием глубины, что обычно наблюдается в бассейнах с нормальной циркуляцией вод, также вполне удовлетворительно объясняется увеличением содержания свободной CO_2 в более глубоких горизонтах вод.

Величина pH в осадках

Благодаря сложным реакциям, протекающих в осадках, особенно в зоне редукции, величина pH может резко отличаться от таковой придонных слоев воды. Следует, однако, отметить, что изменение величины pH может быть вызвано различными реакциями, протекающими в осадках. Величина pH зависит от колебания величин Eh и Alk и содержания в иловой воде карбонатов и сульфатов.

В зоне редукции, несмотря на огромное количество углекислоты, выделяемой при разложении захороненного органического вещества, величина pH нередко мало изменяется, хотя она должна быть близкой к четырем. Однако прямая зависимость между величиной pH и количеством углекислоты наблюдается в случае полного отсутствия карбонатов. В случае их присутствия дополнительные порции свободной CO_2 уходят на превращение карбонатов в бикарбонаты и, таким образом, не влияют на изменение активной реакции воды, т. е. на изменение величины pH. Лишь после того, как все карбонаты, содержащиеся в воде, перейдут в бикарбонаты, дополнительные порции CO_2 повлияют на изменение величины pH в сторону ее уменьшения. Аналогичное явление происходит и при уменьшении свободной CO_2, а именно: уменьшение CO_2, например, в результате потребления ее хлорофиллоносными бактериями при наличии бикарбонатов приведет сначала не к изменению величин pH в сторону ее увеличения, а к превращению бикарбонатов в карбонаты. В этом случае говорят, что вода «забуферена» бикарбонатами.

Указанными причинами и объясняются относительно небольшие изменения величины pH в осадках, характеризующихся резко различной физико-химической обстановкой.

ЩЕЛОЧНОЙ РЕЗЕРВ

Изучение щелочного резерва (Alk) важно не только в воде бассейнов различного типа, но и в воде осадков, в которой величина щелочного резерва в зоне редукции определяется иными причинами, а не величиной щелочного резерва в воде бассейнов. Поэтому нужно отдельно рассмотреть щелочной резерв воды бассейнов и щелочной резерв иловой воды осадков. Как известно, щелочной резерв представляет собой избыток оснований, связанных с углекислотой.

Щелочной резерв вод бассейнов

В воде бассейнов щелочной резерв зависит от количества карбонатов и бикарбонатов щелочных (и щелочноземельных) металлов, связанных с углекислотой. Мерой щелочного резерва служит количество кислоты, необходимое для того, чтобы довести концентрацию водородных ионов до 10^{-4} (pH = 4), когда в воде не может оставаться ни ионов CO_3, ни ионов HCO_3, ни недиссоциированных молекул H_2CO_3. Для доведения pH океанической воды до 4 обычно необходимо 23—26 см³ 1/100 нормальной кислоты или же 2,3—2,6 см³ 1/10 нормальной кислоты; соответственно щелочность обозначается равной 23—26 или же 2,3—2,6. Так как pH обусловливается главным образом количеством свободной углекислоты, а щелочной резерв — количеством связанной угле-

кислоты, то естественно, что существует зависимость между количеством общей углекислоты при разных щелочных резервах и pH, что ясно видно из рис. 98.

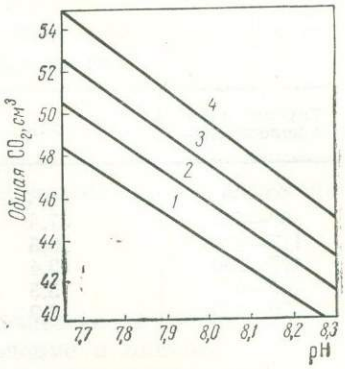


Рис. 98. Зависимость между общей CO_2, щелочным резервом и pH (по Н. М. Книповичу, 1938).

1 — щелочной резерв—23; *2* — щелочной резерв—24; *3* — щелочной резерв—25; *4* — щелочной резерв—26.

Вполне естественно, что щелочной резерв зависит от количества углекислых соединений, поступающих в бассейн с суши. Однако это не значит, что чем больше материковый сток, тем больше щелочной резерв. Так, например, воды, поступающие из областей развития определенного комплекса изверженных пород, бедны соединениями углекислоты и вызывают не повышение, а понижение щелочного резерва бассейна, в который они впадают. Такое явление наблюдается, например, у устьев рек вдоль берегов Финляндии. Так, в бухте Пойо щелочной резерв равен 4—15, в то время как в океане он обычно колеблется в пределах 22—26. Реки, текущие в области развития осадочных пород, наоборот, сильно повышают щелочной резерв бассейнов, в который они впадают. Этим может объясняться высокий щелочной резерв Каспийского (35—37) и Черного (31—32) морей. Значительное увеличение щелочного резерва на больших глубинах Черного моря (до 42—43) связано с процессами образования сероводорода из сульфатов. При этом щелочность глубоких слоев обусловлена не только солями угольной кислоты, но и сульфогидратами.

Кроме материкового стока, который часто приносит много карбонатов, на щелочной резерв большое влияние оказывает растворение морскими водами, богатыми CO_2, известковистых донных отложений. Это приводит к повышению щелочного резерва. Наоборот, интенсивное использование организмами $CaCO_3$ из морской воды для построения своих скелетов понижает щелочной резерв.

Таким образом, щелочной резерв зависит не только от количества карбонатов, поступающих в морской бассейн или же в нем находящихся в виде нерастворимых карбонатов, но также и от поступления из атмосферы или других источников свободной углекислоты, количество которой сильно влияет на количество карбоната кальция, удерживаемого в растворенном состоянии благодаря переходу при участии CO_2 труднорастворимого $CaCO_3$ в легкорастворимый бикарбонат — $Ca(HCO_3)_2$.

Эти положения, естественно, приводят нас к следующей системе подвижного равновесия: CO_2, газообразная в воздухе $\rightleftarrows$ CO_2, растворенная в воде $\rightleftarrows$ H_2CO_3 $\rightleftarrows$ $Ca(HCO_3)_2$ $\rightleftarrows$ $CaCO_3$, растворенный в воде $\rightleftarrows$ $CaCO_3$, осаждающийся на дне или же находящийся во взвешенном состоянии.

Щелочной резерв осадков

Учитывая выделение в осадках нередко огромных количеств углекислоты, что связано с разложением захороненного органического вещества, казалось бы, что щелочной резерв иловых вод должен резко увеличиваться по сравнению со щелочным резервом придонных вод, поскольку карбонаты, содержащиеся в осадках, при наличии больших количеств свободной углекислоты должны переходить в карбонаты и растворяться в иловых водах.

Таблица 30

Основные показатели осадков, поднятых в Охотском море на станции 1780 с глубины 964 м (из работы О. В. Шишкиной, 1972)

Глубина слоя в колонке, см	SO_4	Alk	Ca	Mg_2
10—60	49,8	10,3	20,5	97
60—117	37,4	17,3	19,0	95
117—172	28,5	24,8	17,8	93
172—226	13,4	32,8	15,6	95
409—420	5,5	40,5	14,2	95
470—480	2,9	42,8	12,4	94

Таблица 31

Основные показатели осадков, поднятых в Черном море на станции 4745 с глубины 1700 м (из работы О. В. Шишкиной, 1972)

Глубина слоя в колонке, см	SO_4	Alk	Ca	Mg_2
10—20	31,5	5,2	13,5	68
198—220	3,4	8,4	10,7	48
360—380	0,9	11,1	20,3	44
620—635	1,3	7,9	38,0	31
704—720	1,7	3,2	42,0	23
1013—1030	1,3	3,4	44,1	21
1171—1192	1,7	2,0	39,4	20

Таким образом, естественно предполагать обескарбонаживание осадков, резкое увеличение содержания карбонатов в иловых водах и щелочного резерва. Такие явления действительно отмечаются, но обычно в восстановительной зоне осадков, при уменьшении содержания кальция и малом изменении содержания магния щелочной резерв резко возрастает, что может быть связано не с солями угольной кислоты, а с сульфогидратами. В этом отношении исключительно показательно изменение в иловых водах содержаний SO_4, Ca, Mg и щелочного резерва в колонке, поднятой в Охотском море с глубины 964 м на станции 1780 (табл. 30).

Наряду с этим любопытно привести распределение тех же элементов (мг-экв/л) в одной из колонок Черного моря (табл. 31).

На основании приведенного материала видно, что величина щелочного резерва зависит не только от количества солей угольной кислоты.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ (ВЕЛИЧИНА Eh)

По Н. И. Некрасову (1927, стр. 6), окислительно-восстановительный потенциал «определяет собой напряженность окислительной или восстановительной способности изучаемого раствора и, следовательно, дает указание, в каком направлении пойдет реакция окисления, если мы этот раствор смешаем с другим раствором, с иным Eh».

При смешивании растворов с различными Eh восстанавливаемый раствор присоединяет запас свободной энергии (W), а окисляемый — ее теряет. Следо-

вательно, реакцию окисления—восстановления, например, при переходе двухвалентного железа в трехвалентное и обратно можно обозначить следующим образом:

$$Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+} + W.$$

Запас свободной энергии принято выражать в электронах, так как главным процессом реакций окисления—восстановления является изменение зарядов реагирующих веществ. Отсюда следует, что предыдущую формулу можно написать следующим образом:

$$Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+} + e,$$

где e — концентрация электронов.

Окисление или восстановление того или иного вещества не состоит только в присоединении или отдаче кислорода. Восстановление и окисление может происходить, например, в результате присоединения или отдачи водорода, но в этом случае присоединение водорода является восстановлением, а отдача — окислением. Запас свободной энергии W, переходящий из восстановленной формы вещества в окисленную, зависит от химической природы этих веществ, для каждого из них берется определенная постоянная, обозначаемая кривой K, от газовой константы — R, абсолютной температуры — T, а также от концентрации восстановленной формы вещества — Red и концентрации окисленной формы вещества — Ox.

Зависимость между всеми этими величинами выражается следующей формулой:

$$W = K + RT \ln\left(\frac{Ox}{Red}\right).$$

Запас свободной энергии W следует выражать через произведение потенциала на количество электричества $W = EQ$.

Во всех расчетах за величину Q берут то количество электричества, которое продуцируется при обмене зарядами 1 г-экв. всякого вещества, которое равно 96540 К и обозначается F. Следовательно, $W = EnF$, где n — валентность реагирующего вещества, проявляемая в данной реакции.

Предыдущую формулу можно преобразовать следующим образом:

$$EnF = K + RT \ln\left(\frac{Ox}{Red}\right),$$

откуда

$$E = \frac{K}{nF} + \frac{RT}{nF} \ln\left(\frac{Ox}{Red}\right),$$

или

$$E = K_0 + \frac{RT}{nF} \ln\left(\frac{Ox}{Red}\right).$$

В связи с тем, что E выражается в вольтах, K_0 измеряется в вольтах (в этом случае ее обозначают через E_0).

Следовательно,

$$E = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln\left(\frac{Ox}{Red}\right).$$

Эта формула показывает зависимость Eh от других величин, характеризующих исследуемый раствор. Если Eh обусловливается наличием в жидкости одного какого-либо вещества, например Fe, находящегося в виде трехвалентных и двухвалентных катионов, количество которых равно между собой (Fe^{3+} =

$= Fe^{2+}$), т. е. если Ox = Red, то в этом случае $Fh = E_0$, что ясно вытекает и из вышеприведенной окончательной формулы, так как в ней логарифм превращается в нуль.

Итак, из приведенного следует, что Eh всякого раствора определяется, прежде всего, свойствами и концентрацией растворенных веществ. Какова же будет Eh раствора, если в нем растворен ряд веществ, обладающих окислительными и восстановительными свойствами, как, например, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Zn^{2+}, Cl^{-1}, H^{1+}, OH^{1-}.

Согласно данным Н. И. Некрасова (1927), «оказывается, что, если раствор находится в состоянии химического равновесия (т. е. все реакции, какие в нем возможны, дошли до состояния подвижного равновесия), то в этом случае мы можем выразить Eh через концентрацию любого из растворенных веществ, могущих участвовать в процессе окисления—восстановления. . .».

Таким образом, *Eh* любого исследуемого раствора можно выразить следующей формулой:

$$Eh = E_{0\,Fe} + \frac{RT}{F} \ln \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}} = E_{0\,Zn} + \frac{RT}{2F} \ln \frac{Zn^{2+}}{Zn} = E_{0\,Cl_2} + \frac{RT}{2F} \ln \frac{(Cl_2)}{(Cl^{1-})^2} =$$

$$= E_{0\,O_2} + \frac{RT}{4F} \ln \frac{O_2}{(OH^{1-})_4} = E_{0\,H_2} + \frac{RT}{2F} \ln \frac{(H^{1+})}{(H_2)}.$$

Принимая во внимание, что величина (H_2) согласно последней формуле дает представление о восстановительно-окислительной способности раствора, естественно, что о ней можно судить, вычисляя последнюю величину. При этом принято при выражении величины (H_2), как и при выражении концентрации водородных ионов H^{1+}, употреблять не величину концентрации, а ее логарифмы, взятые с обратным знаком (обозначаемый знаком rH или rH_2). Следовательно, чем больше (H_2), тем меньше rH, а чем больше rH, тем меньше восстановительная способность раствора.

Н. И. Некрасов обращает особое внимание на то, что между концентрацией H^{1+}, выражаемой pH, и концентрацией (H_2), выражаемой rH, имеется принципиальное различие.

«В то время как pH исчерпывающе характеризует концентрацию H^{1+} раствора, т. е., следовательно, вполне определяет состояние равновесия между H^{1+} и OH^{1-} раствора, rH никоим образом не может считаться исчерпывающей характеристикой о.-в. напряжения данной среды и не определяет о.-в. равновесия в ней. Выше уже указывалось, что такой исчерпывающей характеристикой о.-в. напряжения может быть единственно лишь о.-в. потенциал, величина которого зависит не только от H_2, выражаемого rH, но и от H^{1+}. Следовательно, в этом отношении rH вовсе не аналогично pH. Не rH, а Eh играет в о.-в. равновесия ту же роль, которую в H^{1+} —OH^{1-} — равновесии играет pH» (стр. 13).

Поскольку pH зависит от концентрации в растворе H^{1+} и OH^{1-} rH — от концентрации реагирующего H_2, а Eh может быть вычислена, если нам известно отношение реагирующих H^{1+} и H_2 или O_2 и OH^{1-}, то естественно, что между всеми этими величинами может быть установлена математическая зависимость, выражающаяся следующими формулами:

$$Eh = 0{,}03\,(rH - 2pH),$$

$$rH = \frac{Eh}{0{,}03} + 2pH,$$

$$pH = \frac{rH}{2} - \frac{Eh}{0{,}06}.$$

Следует отметить, что pH влияет на изменение Eh (рис. 99).

Из рис. 99 видно, что одно вещество, которому соответствует кривая *ABC*, в пределах pH, равном 0—14, не изменяет своего окислительно-восстановительного потенциала, а другое, которому соответствует кривая *EBD*, не влияя на величину о.-в. потенциала в пределах pH = 8—14, изменяет ее в пределах pH = 8—0 на 0,06 В при изменении pH на единицу. На рис. 99 ясно видно, что одно и то же вещество (*EBD*) при pH = 0—6,5 является по отношению к другому веществу (*ABC*) окислителем, а при pH = 6,5—14 оно будет восстановителем.

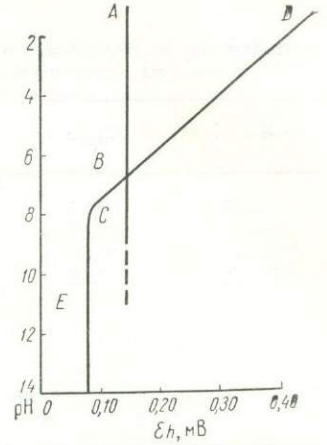


Рис. 99. Кривая изменения Eh в зависимости от pH.

В заключение рассмотрим буферность растворов в отношении окислительно-восстановительного потенциала.

Буферность раствора измеряется «емкостью буфера», которая обозначается буквой П. Под «емкостью буфера» подразумевается количество щелочи или кислоты, которое нужно прибавить к раствору, чтобы изменить его pH на единицу. Что же касается «емкости буфера» в отношении окислительно-восстановительного потенциала, то в этом случае под «емкостью буфера» подразумевается то количество окисляющих или восстанавливающих веществ, которое нужно прибавить для того, чтобы изменить его окислительно-восстановительный потенциал. Весьма важно при этом отметить, что самое сильное буферное действие оказывают те растворы, в которых окислительные формы реагирующего вещества Ox и редуцированные его формы Red равны. Чем больше преобладает в них Ox или Red, тем легче они меняют свой окислительно-восстановительный потенциал. При этом следует отметить, что емкость буферов тем больше, чем больше концентрация реагирующих веществ.

Величина Eh *вод бассейнов*

Вода бассейнов различного типа, в случае если воды не заражены сероводородом или углекислотой, всегда имеет положительную величину pH.

Если вода заражена сероводородом или углекислотой, то имеет отрицательное значение. Например, придонная вода в Черном море в области сероводородного заражения обычно имеет резко отрицательное значение окислительно-восстановительного потенциала, т. е. Eh = —150 мВ или еще более низкое.

Величина Eh *осадков*

В случае если осадки формировались в окислительных условиях, то величина Eh всегда будет иметь положительное значение и иногда Eh повышается до 500 мВ. Так, например, в глинистых и радиоляриевых глубоководных осадках Индийского океана, согласно материалам О. В. Шишкиной, положительная величина Eh отмечается даже на глубине, превышающей 10 м. В этом отношении интересно привести данные об изменении величины Eh на двух станциях в Индийском океане, указав, кроме изменения величины Eh, колебание и некоторых иных показателей, в частности величины pH, и главное содержание органического углерода и SO_4 (табл. 32).

Таблица 32

Основные показатели осадков, поднятых в Индийском океане на ст. 4556 с глубины 5209 м (ил глинистый, обогащенный радиоляриями; имеются марганцевые конкреции)

Глубина слоя в колонке, см	$C_{орг}$, %	Cl, мг-экв/л	SO_4	pH	Eh, мВ
0—15	0,65	540	59,0	7,3	495
60—75	0,24	549	57,8	7,6	524
130—145	0,59	551	56,9	7,7	556
300—320	0,42	551	57,2	7,5	564

Таблица 33

Основные показатели осадков, поднятых в Индийском океане на ст. 4905 с глубины 5186 м (ил глинистый, радиоляриевый светло-коричневый)

Глубина слоя в колонке, см	$C_{орг}$, %	Cl, мг-экв/л	SO_4	pH	Eh, мВ
68—88	0,30	533	59,0	7,3	435
130—150	—	537	58,5	7,2	429
285—310	—	528	59,2	7,3	454
505—531	—	525	59,4	—	—
825—851	—	531	59,4	7,2	504
1035—1060	—	533	59,4	7,2	508

Анализируя данные табл. 33, следует особое внимание обратить на очень малое содержание органического вещества, а затем на неизменное количество SO_4, что свидетельствует об отсутствии в рассматриваемых колонках зоны редукции. Влияние количества органического вещества, а также механического состава осадков на величины Eh и pH отчетливо показано в табл. 34.

Из данных табл. 34 видно, что количество органического вещества, а также и механический состав осадков влияют на изменение величины Eh. В бассейнах, в которых резко выражена зона редукции и, в частности, зона сероводородного заражения в осадке, величина Eh всегда имеет отрицательные значения (табл. 34)

Таблица 34

Eh и pH *осадков в илах и песках водоемов Таманского полуострова (средние значения по данным В. Г. Савича, 1956)*

Осадок и число образцов	Содержание органического вещества, %									
	0,0—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2,0—4,5	5,5—9,5	0,0—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2,0—4,5	5,5—9,5
	Eh, мВ					pH				
Пески	113	21	6	—83	—	7,93	7,74	7,72	7,89	—
Число образцов . .	32	18	18	12	—	32	18	18	12	—
Илы (алевритовые и песчанистые) . . .	—	89	—62	—152	—190	—	8,0	7,95	7,8	7,76
Число образцов . .	—	16	42	60	17	—	16	42	60	17

Таблица 35

Eh *и* pH *в осадках Таманского залива и Ахтанизовского лимана (по данным В. Г. Савича, 1956)*

Водоем и осадок	Число образцов	$C_{орг}$	Eh, мВ	pH
Таманский залив				
Пески серые	2	0,16	+365	8,28
Алевриты серые, иногда песчанистые	5	0,92	—87	7,67
Илы глинистые в центральной части бассейна, иногда песчанистые и алевритовые	7	2,17	—111	7,8
Алеврит глинистый желто-серый	1	0,32	+54	7,15
Ахтанизовский лиман				
Пески	—	0,43	139	7,56
Алевриты серые	—	0,98	—54	7,52
Илы глинистые, частью алевритовые, серые и темно-серые	—	1,20	—113	7,66
Алевриты желто-серые	—	0,06	241	7,52
Илы глинистые желто-серые	—	1,18	92	7,31

При изучении данных, помещенных в табл. 35, следует особое внимание обратить на положительные значения величины pH в более глубоких, новоэвксинских, осадках Черного моря, что может свидетельствовать не только об образовании их при нормальном, кислородном режиме придонных слоев новоэвксинских отложений, но и об отсутствии в этих отложениях зоны редукции.

Однако в настоящее время еще неизвестно, по каким причинам отмечаются положительные значения величины Eh в слоях, которые носят явные следы формирования их в восстановительных условиях, о чем свидетельствует наличие в них пирита. С первого взгляда можно было бы предположить, что здесь мы имеем дело с миграцией флюидов, которые изменили физико-химическую обстановку, характерную для этих слоев. С таким явлением мы уже сталкивались, когда приводили материалы о миграции органического вещества из одного слоя в другой, что сопровождалось резким изменением и его физико-химической характеристики и, в частности, изменением величины Eh. На ранее помещенной схеме (см. рис. 19) предполагается вероятность изменения физико-химической обстановки в более или менее проницаемых пластах дважды, а именно формирование их в резко окисленной обстановке, затем изменение ее на резко восстановительную и возвращение окислительной обстановки.

Однако в данном случае наблюдается, вероятно, более сложная история изменения геохимических обстановок, поскольку слои, содержащие пирит и имеющие окислительный потенциал, подстилаются и перекрываются слоями с восстановительным потенциалом. Можно лишь предположить, что и в этих слоях восстановительный потенциал является вторичным.

На основании изложенного можно сделать следующий вывод.

Величина Eh, отражая современную обстановку, в которой находятся те или иные слои, ни в коем случае не может указывать на условия седиментации изучаемых слоев. Следует всегда учитывать, что физико-химическая обстановка могла меняться неоднократно особенно в отложениях легко проницаемых, т. е. в алевролитах и песках.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ pH, Eh и Alk В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ

Величина pH

Вода современных морей, как правило, имеет щелочную реакцию, поскольку среди солей в ней растворенных всегда встречаются соли, образованные сильными щелочами и слабыми кислотами — $CaCO_3$ и др. Поверхностные воды всегда имеют более высокую pH, чем глубинные, так как содержание свободной CO_2 в глубинных водах, даже в случае нормального, т. е. кислородного режима этих вод, выше, чем в поверхностных водах. Особенно высокая величина pH отмечается в поверхностных водах в зарослях растений, а также в водоемах, в которых растворено относительно большое количество солей, образованных сильными щелочами и слабыми кислотами (оз. Севан, Каспийское море). Малая величина pH, иногда меньше 7, наблюдается в глубинных водах, содержащих большое количество свободной углекислоты (котловины Балтийского моря), а также в поверхностных водах, опресненных притоком воды с суши, если поступающая вода с суши имеет кислую реакцию, как, например, воды, вытекающие из сфагновых болот. pH в иловой воде современных отложений также изменяется, но выявить закономерности ее изменения не так просто, так как «забуференность» воды карбонатами и бикарбонатами проявляется настолько резко, что нередко в зоне генерации огромного количества свободной углекислоты, pH иловой воды мало изменяется.

Щелочной резерв

Щелочной резерв (Alk) в водах современных бассейнов неодинаков в различных участках и в горизонтах вод одного бассейна. Колеблется он от 4 до 44 и зависит от количества $CaCO_3$, поступающего в воду бассейна с суши, или в результате растворения в самом бассейне, а также от потребления $CaCO_3$ некоторыми организмами для построения известковистых скелетов путем поглощения из воды, а также от количества известковистых соединений, выпадающих из воды в результате химических преобразований.

Резко колеблется щелочной резерв и в иловых водах современных осадков.

В зоне редукции, где происходит выделение огромного количества углекислоты, образующейся при разложении органического вещества, должен происходить интенсивный переход карбонатов осадка в бикарбонаты, растворение последних в иловой воде должно приводить, во-первых, к обескарбоначиванию осадков, а, во-вторых, к резкому обогащению карбонатами иловых вод и, следовательно, к резкому повышению щелочного резерва указанных вод.

Однако в ряде случаев вниз по колонке (см. табл. 1) мы наблюдаем резкое увеличение щелочного резерва без заметного увеличения в иловой воде карбонатов. Объясняется это процессами, связанными с образованием сероводорода из сульфатов, и можно даже заметить определенную зависимость между содержанием SO_4 в иловой воде и ее щелочным резервом.

Величина Eh

В поверхностных водах современных морей величина Eh = 300—500 мВ. В глубинных водах она резко снижается, особенно в водах, обогащенных углекислым газом и сероводородом.

Показатель Eh различен в иловых водах современных осадков, где в зоне редукции, обогащенной органическим веществом, всегда отмечаются отрицательные значения Eh.

Важно иметь в виду, что различные формы железа генерируются при определенных величинах Eh. Например, известно, что при Eh выше 200 мВ могут образовываться только окисные соединения железа, при Eh = 200—0 — закисно-окисные соединения железа в виде сидеритов и хлоритов, а при отрицательных значениях Eh — окисные соединения и в случае наличия в осадках сероводорода, когда Eh падает до —100 ÷ —300 мВ, обычно накапливаются пирит, марказит и другие сульфидные соединения.

Важно отметить, что величины Eh, pH и щелочного резерва —Alk могут резко различаться в смежных слоях современных осадков, хотя миграция условий, определяемых указанными показателями, возможна, в случае если, например, органогенные илы непосредственно налегают на алевриты или пески. Миграция условий, определяемых указанными показателями по проницаемым пластам, возможна в широком масштабе и нередко трудно бывает установить историю изменения физико-химических условий в каком-либо пласте.

МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЕЛИЧИН pH, Eh и Alk В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

В связи с тем, что почти любой осадок в процессе его превращения в породу претерпевает весьма сложные изменения, мы лишены возможности не только судить о физико-химических показателях вод бассейнов, но даже восстановить условия, при которых первоначально формировался осадок.

В конечном итоге можно лишь говорить о том, формировался изучаемый осадок в условиях нормального газового режима, т. е. в условиях кислородного режима придонных слоев воды, а следовательно, при высоких значениях Eh и pH, или же в условиях придонного сероводородного или углекислого заражения, т. е. при более низких значениях указанных величин. Однако учитывая, что осадок, формировавшийся в условиях кислородного режима придонных вод, в последующее время резко преобразовался в зоне редукции, где господствовали восстановительные условия, имелось углекислое или сероводородное заражение и реакционно способное окисное железо преобразовывалось в карбонатное или хлоридное, мы не можем утверждать, что пирит образовался в условиях придонного сероводородного заражения или же в зоне редукции. В конечном итоге этот вопрос может решаться только на основании изучения фауны. Отсутствие остатков бентальной фауны при наличии планктонной может свидетельствовать об образовании изучаемых слоев в условиях придонного сероводородного или углекислого заражения.

Из приведенных примеров можно сделать вывод, что только при изучении различного типа сингенетичных минералов можно составить представление о тех процессах, которые протекали в осадках. В этом отношении, конечно, главенствующая роль принадлежит соединениям железа. Наличие окисных форм железа свидетельствут о кислородном режиме и высоких значениях величин pH и Eh. Наличие карбонатов железа указывает на углекислый режим и низкие значения pH и Eh. Наличие сульфидов железа свидетельствует о сероводородном заражении и очень низких значениях величин pH и Eh.

Однако сомнительно, что все реакционно способное железо, например окисное, в условиях углекислого заражения переходит в карбонатное, а последнее в условиях сероводородного заражения — в сульфидное.

Изучая сингенетичные минералы, нередко в одном образце бывают обнаружены такие формы железа, которые могут образовываться только в резко

различной обстановке. Объяснить такое явление можно лишь путем предположения, что, во-первых, в окислительной обстановке формируются такие окисные формы, которые в условиях углекислого и даже сероводородного заражения уже не преобразуются и теряют свою реакционную способность и, во-вторых, образовавшиеся окисные минералы железа, например, в условиях сероводородного заражения покрываются пленкой сульфатов, которая предохраняет заключенное под ней окисное железо от воздействия на него сероводорода. О величине щелочного резерва можно судить на основании изучения распределения известковых конкреций.

Так естественно предположить, что величина щелочного резерва вод бассейна, в которых отлагались карбонаты, должна быть достаточно высокой. Очевидно, что очень высоким должен быть щелочной резерв иловых вод в слоях, с явными следами вторичного обескарбонаживания. Однако отметим, что и в рассматриваемом случае следы вторичного обескарбонаживания могут быть обнаружены только на основании палеоэкологических исследований.

Так, если в изучаемых слоях встречаются только отпечатки известковых раковин или же только раковины агглютинирующих фораминифер и ядра или отпечатки известковых фораминифер, то вторичное обескарбонаживание осадков не вызывает сомнения.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЛИЧИН pH, Eh и Alk В ПРЕЖНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Изменения величин pH, Eh и Alk в прежние геологические эпохи связаны с факторами, которые определяют указанные величины. Так, например, если принять гипотезу о том, что в прежние геологические эпохи атмосфера Земли состояла преимущественно из углекислого газа, что вызывало большое содержание ее в водах ранее существовавших бассейнов, то естественно ожидать в общем низкую величину pH, но не ниже 4, так как любое количество углекислоты не может понизить pH меньше 4.

Как уже указывалось, все рассматриваемые величины, т. е. pH, Eh и Alk в известной мере связаны между собой. Так, например, если предположить низкое значение величины pH, зависящее от большего количества углекислоты, то мы вправе предположить гораздо более высокий щелочной резерв в морях прежних геологических эпох, чем в морях настоящего времени.

Однако учитывая, что карбонатные породы химического происхождения формировались, например, и в кембрийском океане, то можно сделать заключение, что щелочной резерв, несмотря на большую величину, был все-таки недостаточен, чтобы удерживать в растворенном состоянии в виде бикарбонатов кальция всю массу карбонатов, находящуюся в воде ранее существовавшего Мирового океана. Важно при этом отметить, что так как предполагается не непрерывный, а скачкообразный процесс возрастания в атмосфере Земли содержания кислорода и уменьшения количества углекислоты, то естественно предполагать аналогичное изменение как pH, так и Eh и Alk в прежние геологические эпохи, а следовательно, и периодическое усиление и ослабление химической садки карбонатов.

Вероятно, что определенные пределы содержания CO_2 в атмосфере, а следовательно, и значение величин pH и Alk в какой-то мере влияли на прекращение в палеозое химического осаждения доломита в бассейнах с нормальным режимом вод. Однако это лишь предположения, которые не могут быть обоснованы и, очевидно, в основном на широкое образование доломитов в палеозое влияли иные причины, например, иное соотношение ионов серы и ионов хлора в воде

палеозойских бассейнов, по сравнению с таким соотношением их в воде мезозойско-кайнозойских бассейнов.

Относительно окислительно-восстановительного потенциала можно также высказать предположение, что эта величина в ранее существовавших допалеозойских и палеозойских бассейнах была значительно ниже, чем в мезозойско-кайнозойских, но следует отметить, что такое предположение основывается опять-таки на другом предположении, а именно продукты вулканической деятельности (кислые дымы вулканов) в прежние геологические эпохи играли более значительную роль, чем в последующее время в балансе солей, растворенных в воде Мирового океана, и в балансе газов атмосферы.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ pH, Eh и Alk

Ранее изложенный материал показывает, что определенного типа породы могут формироваться только при определенных величинах pH, Eh и Alk. Поэтому изучение указанных величин исключительно важно, но мы можем судить о них только на основании сингенетичных признаков, время возникновения которых установить непросто. При этом нужно всегда иметь в виду, что под названием «сингенетичные признаки» следует понимать не только образование сингенетичных минералов (пирит, глауконит, сидерит и иные), но и выборочное растворение раковин планктонных известковых фораминифер, наличие или отсутствие бентосных раковин, полное растворение всех известковых раковин, растворение кремистых раковин (диатомовых и радиолярий) и др. Ранее уже указывалось, что выявление времени возникновения указанных признаков нередко представляет собой весьма сложную задачу, которая обычно может решаться только на основании палеоседиментационных и палеоэкологических исследований. Поэтому классификацию пород, основанную на изучении истории изменения условий их формирования, можно рассматривать в качестве фациальной или геохимической классификации, что, однако, вряд ли правильно. Может быть удобнее говорить о палеонтолого-геохимической классификации пород, но представляется возможным оставить и прежнее название — классификация геохимических типов пород, в характеристику которых необходимо вводить палеоэкологические данные.

ПАЛЕОНТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

Среди пород, образовавшихся в морях различного типа, можно выделить следующие типы пород.

1. Породы, формировавшиеся при нормальном режиме придонных вод, который не отличается от режима поверхностных вод. Среди пород, относящихся к этой группе, следует различать следующие.

а. Породы, образовавшиеся из осадка, при захоронении которого органическое вещество полностью минерализовалось, вследствие чего зона редукции отсутствует, а поэтому физико-химические показатели (pH, Eh, Alk) не менялись на протяжении всего диагенеза. Характерной особенностью таких пород является наличие окисных форм железа, скелеты планктонных и бентосных организмов вне зависимости от их состава, отсутствие или минимальное количество нереакционно способного органического вещества. Регенерация биогенных элементов, фосфора, азотистых соединений, кремния и других, содержащихся в органическом веществе, и обогащение ими придонных вод. В качестве таких отложений можно рассматривать океанические осадки, формировавшиеся в области развития глобигериновых илов.

б. При очень медленном накоплении осадков органическое вещество успевает полностью минерализоваться, а скелеты всех организмов раствориться. В осадках могут быть встречены только такие стойкие части скелета, как зубы акул. К таким осадкам относятся глубоководные красные глины современных океанов.

2. Породы, образовавшиеся из осадка, в котором органическое вещество не успело полностью минерализоваться до его погребения. Поэтому в таких отложениях слабо развита зона редукции, что приводит к некоторому изменению величин pH, Eh и Alk и заметному изменению газового режима придонных слоев воды, обычно небольшому обогащению углекислотой.

Характерной особенностью таких пород является наличие глауконита, небольшое количество органического вещества слабо реакционно способного, выборочное захоронение скелетов планктонных известковых организмов, обычно растворение нежных раковин кремнистых организмов (диатомовых), выпадающих на дно. Обогащение придонных вод биогенными элементами. Указанные породы обычно относятся к окислительной фации по схеме, разработанной Л. В. Пустоваловым (1940).

3. Породы, образовавшиеся из осадка, в котором органическое вещество минерализовалось лишь частично. При разложении его в осадке накапливается большое количество углекислого газа — зона углекислого заражения, что приводит к резкому повышению щелочного резерва иловых вод за счет растворения в них бикарбонатов кальция. Возможно диффундирование углекислого газа в придонную воду и возникновение углекислого заражения указанных вод, в случае плохой их вентиляции.

Большое количество углекислого газа в осадке приводит к растворению не только нежных известковых скелетов планктонных организмов, например фораминифер, но и крупных, толстостенных раковин бентосных моллюсков и карбонатов неорганического происхождения, что приводит к обескарбонаживанию осадка и формированию немых, бескарбонатных слоев, содержащих карбонаты железа и известково-железистые конкреции. Типом таких пород возможно являются осадки, формирующиеся в котловинах Балтийского моря, зараженные углекислотой. Среди ископаемых можно указать прежде всего те майкопские отложения, характерной особенностью которых являются железокальцитовые и доломитовые конкреции, агглютинированные раковины фораминифер и отпечатки моллюсков. Указанного типа породы, по классификации Л. В. Пустовалова, относятся к сидеритовой фации. Нужно отметить, что в указанной фации нередко встречается пирит, так как в зоне редукции обычно генерируется не только часто огромное количество углекислого газа, но и большее или меньшее количество сероводорода. Среди осадков этой группы следует различать следующие.

а. Осадки, возникшие в условиях нормального режима придонных вод, для которых характерно присутствие остатков бентосных организмов.

б. Осадки, накопившиеся в условиях придонного углекислого заражения, для которых характерно отсутствие остатков бентосных организмов.

4. Породы, образовавшиеся из осадка с мощно развитой зоной редукции, в которой генерируется большое количество сероводорода за счет разложения сульфатов. Среди этих осадков следует различать следующие.

а. Осадки, накопившиеся в условиях придонного сероводородного заражения.

б. Осадки, возникшие в условиях нормального газового режима придонных слоев воды.

Различия между породами, формировавшимися из двух указанных типов осадков, заключаются прежде всего в том, что первые лишены остатков бентосных организмов, а вторые содержат такие остатки и при этом нередко в большом количестве.

Как уже указывалось щелочной резерв иловых вод рассмотренного типа осадков может быть очень велик при резко пониженной величине Eh.

К указанному типу осадков относятся отложения, формирующиеся ныне в Черном море в зоне сероводородного заражения и выше указанной зоны. В рассматриваемом типе осадков относительное количество органического вещества обычно велико, причем оно выше в осадках подтипа «а», где характеризуется рядом специфических особенностей, связанных с его меньшим преобразованием.

Последний тип пород по классификации Л. В. Пустовалова относится к пиритовой фации. Нужно, однако, отметить, что чисто сероводородных типов осадков, а следовательно, чисто пиритовых типов пород не существует, так как при разложении органического вещества всегда выделяется значительное количество углекислоты, которая растворяет содержащиеся в осадках известковистые образования органического или неорганического происхождения. Можно лишь говорить о большей или меньшей роли того или иного заражения, а поэтому естественно выделять какие-то и промежуточные геохимические фации, а именно сидеритовую, сидерит-пиритовую, пирит-сидеритовую и пиритовую.

На основании изложенного среди осадков и пород можно выделить два типа.

1. Породы, формировавшиеся из осадка, отлагавшегося в условиях кислородного режима придонных слоев воды.

2. Породы, образовавшиеся из осадка, отлагавшегося в условиях углекислого или сероводородного заражения придонных слоев воды.

Среди первого типа можно выделить следующие подтипы: а) породы, образовавшиеся из осадка, обстановка в котором не менялась до превращения его в породу, — окислительный геохимический тип; б) породы, возникшие из осадка, обстановка в котором (pH, Eh и Alk) изменялась лишь незначительно до превращения его в породу, — субокислительный геохимический тип; в) породы, сформированные из осадка, прошедшего в стадию диагенеза окислительные условия и условия заражения углекислотой, — сидеритовый геохимический тип; г) породы, образовавшиеся из осадка, прошедшего в стадию диагенеза сначала окислительные условия, затем условия заражения углекислотой и, наконец, условия сероводородного заражения, — сидерит-пиритовый геохимический тип.

Если стадия углекислого заражения осадка была непродолжительна и оставила мало следов (новообразований), то в этом случае этот тип пород выделять лучше под названием пирит-сидеритового геохимического типа.

Среди второго типа можно выделить следующие подтипы: а) породы, возникшие из осадков, образовавшихся в условиях углекислого заражения придонных вод, — высокосидеритовый геохимический тип; б) породы, возникшие из осадков, формировавшихся в условиях сероводородного заражения придонных вод, — высокопиритовый геохимический тип.

Приведенная геохимическая характеристика различного типа пород является лишь грубой схемой. Более детальная классификация геохимических фаций разработана Г. И. Теодоровичем (1947).

Приведем некоторые замечания к этой классификации.

Прежде всего автор указанной классификации чисто умозрительно считает возможным любую комбинацию сочетания pH и rH.

Как уже ранее отмечалось, во-первых, замена величины Eh на величину rH крайне нежелательна, а, во-вторых, как это мы убедились на приведенных материалах о величине pH, указанная величина в случае присутствия карбонатов, которые отмечаются в любом осадке, благодаря «буфферному» эффекту никогда не будет отражать истинной картины динамики изменения среды.

В общем же принцип классификации геохимических типов пород, предложенный Л. В. Пустоваловым еще в 1933 г., положенный в основу классификации Г. И. Теодоровича, вполне приемлем. Напомним, что основой его является положение границы между окислительными и восстановительными условиями по отношению к поверхности осадка.

Это совершенно правильный принцип, однако недостаточно разработанный, а поэтому нельзя на нем основывать классификацию геохимических типов пород. Н. М. Страхов (1958, стр. 162—163), безусловно, не прав, что резко выступил против наиболее основной части классификации геохимических фаций, предложенной Л. В. Пустоваловым и разработанной Г. И. Теодоровичем.

Критика Н. М. Страхова рассматриваемой классификации в конечном итоге сводится к тому, что положение границы, разделяющей окислительные и восстановительные условия «на самой поверхности ила, а тем более высоко над осадками, зависит уже не только, и даже не столько от силы восстановительных условий в осадке, сколько от интенсивности вертикального перемешивания наддонной воды и аэрации таким путем верхних слоев осадка» (1958, стр. 162).

Высказанные Н. М. Страховым положения, безусловно, верны, но они не дают основания утверждать, что осадки, образовавшиеся в условиях сероводородного или углекислого заражения придонной воды, не следует выделять в качестве определенного геохимического типа, как это делают в конечном итоге все исследователи, занимающиеся классификацией геохимических фаций.

К сожалению, Н. М. Страхов не дает сколько-нибудь четкой и разработанной классификации геохимических типов пород, а поэтому остаются неясными его предложения. Мне представляется, как это видно из ранее предложенной схемы классификации геохимических типов пород, что основой для такой классификации является положение над осадком или внутри осадка границы, подразделяющей окислительные и восстановительные условия. Необходимо только не ограничиваться установлением глубины залегания этой границы внутри осадка, как это предлагал Г. И. Теодорович, а пытаться выяснить, какие стадии диагенеза, т. е. какие геохимические обстановки, претерпевал осадок и в какой последовательности (до превращения его в породу), и какие из этих стадий (например, стадия углекислого или сероводородного заражения осадков) наложили наиболее глубокий отпечаток.

Подразделение геохимических фаций Г. И. Теодоровичем по pH мне представляется безнадежным по следующей простой причине. Если за основу классификации взять Eh, которым в основном и определяются различные новообразования в осадке, невозможно затем подразделять выделенные геохимические типы пород еще и по pH, поскольку эти два показателя в известной мере связаны между собой (рис. 100). Если же попытаться классифицировать осадки по Eh, а затем по pH, то как это уже отметил Н. М. Страхов, в таком случае, с одной стороны, вполне сходные между собой породы придется относить к различным геохимическим типам пород, а, с другой стороны, безусловно, различные породы придется относить к одной геохимической фации (хотя бы в смысле

положения границы между окислительной и восстановительной обстановками).

По поводу схемы геохимических фаций, разработанной Г. И. Теодоровичем, Н. М. Страхов пишет следующее.

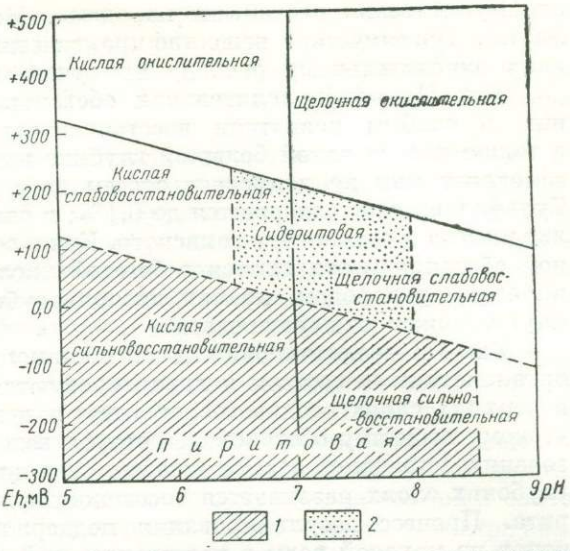


Рис. 100. Схема подразделения геохимических фаций в отношении pH и Eh (по Г. И. Бутинскому, 1954).

«Как известно, в этой схеме интенсивность восстановительных условий в осадке оценивается по профилю редокса, т. е. по положению раздела окислительной и восстановительной зон над осадком, на поверхности его или внутри осадка. Но мы уже знаем, что в действительности такое положение границ и весь профиль редокса не могут являться мерилом силы восстановительных процессов в илах, так как один и тот же (например 4-й) профиль редокса может существовать при весьма разной интенсивности восстановительных условий в осадках. Таким образом, ордината в схеме Г. И. Теодоровича выбрана неправильно. Градации щелочно-кислотных условий даны по конкретным величинам pH: от 9 для резко щелочной среды до 2—5 для сильно кислой. Эти градации базируются на данных по современным водоемам и неприменимы для водоемов древних ввиду изменений pCO_2 в атмосфере и в воде водоемов. Стало быть и абсцисса в схеме Г. И. Теодоровича грубо ошибочная» (1958, стр. 174).

Из приведенной цитаты создается впечатление, что если бы Г. И. Теодорович в свою классификацию ввел бы не абсолютные величины pH, а относительные и если бы он положение границы между окислительными и восстановительными условиями заменил бы «интенсивностью восстановительных условий в осадке», то его схема классификации геохимических фаций была бы для Н. М. Страхова приемлема. С такой критикой согласиться нельзя. Мы не можем классифицировать осадки по интенсивности восстановительных условий. Если бы мы руководствовались этим, то многие осадки, содержащие данную фауну и одновременно много пирита и органического вещества, нам пришлось бы рассматривать в качестве осадков, образовавшихся в резковосстановительной среде, а осадки, формировавшиеся в условиях придонного сероводородного заражения, мы вынуждены были бы в ряде случаев относить к осадкам, возникшим в менее восстановительных условиях.

От схем классификации геохимических фаций Г. И. Теодоровича, а также Г. И. Бушинского весьма выгодно отличается схема, предложенная Л. А. Гуляевой, во-первых, своей простотой, а, во-вторых, тем, что она уделяет должное внимание органическому веществу. Среди морских образований Л. А. Гуляева выделяет следующие типы геохимических обстановок.

Тип I — окислительная обстановка. Осадки характеризуются отсутствием сульфидной серы и обилием в 5%-ной солянокислой вытяжке окисного железа. Осадки отлагаются в богатой кислородом среде и представлены

преимущественно песчаными породами. Могут присутствовать остатки донной фауны. Органическое вещество практически отсутствует, подвергаясь интенсивному окислительному распаду при участии свободного кислорода.

Тип II — субокислительная обстановка. Осадки характеризуются поздним и слабым развитием восстановительных процессов (десульфирования) в толще ила на такой большой глубине под его поверхностью, которая крайне замедляет или не допускает совсем диффузию сульфатов из морской воды. Сульфидная сера содержится до 0,1%; в слабой солянокислой вытяжке — обилие железа и окисного, и закисного. Как и осадки I типа, осадки субокислительной обстановки отлагаются в богатой кислородом среде и весьма бедны органическим углеродом, но они несколько богаче тонкими фракциями. Донная фауна может присутствовать.

Тип III — восстановительная обстановка. Осадки этого типа часто богаты органическим веществом и характеризуются динамической сменой обстановок: в верхних слоях осадка господствует окислительная по отношению к органическому веществу обстановка, которая ведет к восстановлению железа и образованию минералов закиси железа (сидерит, лептохлориты, шамозит); в более глубоких слоях развивается восстановительная обстановка с образованием пирита. Процесс десульфирования поддерживается путем диффузии сульфатионов из морской воды в толщу ила, что допускает накопление значительных количеств сульфидной серы (пирита); содержание сульфидной серы — от 0,2 до 4—5%, в слабой солянокислой вытяжке — обилие закисного железа. По интенсивности восстановительных процессов (содержанию сульфидной серы) выделяются три подтипа — слабовосстановительный (до 0,5% S), восстановительный (до 1% S) и резковосстановительный (свыше 1% S). Придонные слои воды иногда обеднены кислородом, донная фауна может отсутствовать (но не обязательно). Осадки представлены по преимуществу глинами, мергелями, глинистыми известняками, алевролитами.

Тип IV — сероводородная обстановка. Развитие этого типа обычно сопряжено со значительным содержанием органического вещества. При осадкообразовании вся толща ила до поверхности подвержена процессам десульфирования. Большое количество выделяющегося сероводорода связывает все реакционно способное железо, образуя различные сульфиды железа, переходящие с течением времени в пирит. Избыток сероводорода выделяется в придонную воду, давая возможность развитию «сероводородных бассейнов». Другие минералы закисного железа, кроме пирита, не образуются; в слабой солянокислой вытяжке растворимое железо отсутствует. Содержание сульфидной серы обычно выше 1%, но оно колеблется в широких пределах, так как зависит не только от интенсивности процесса десульфирования, но и от количества попадающего в осадок реакционно способного железа. Осадки представлены тонкими глинистыми породами и лишены донной фауны.

Недостатком приведенной классификации, с нашей точки зрения, является отсутствие в ней типа пород, формировавшихся в условиях углекислого заражения. Кроме того, Л. А. Гуляева неправильно считает, что сероводородный тип обстановки возникает лишь при исключительно больших количествах органического вещества в осадке.

В действительности же сероводородный тип обстановки может существовать при относительно небольших количествах органического вещества в осадке, если придонные слои воды плохо аэрируются.

Наряду с этим следует отметить большой интерес классификации геохимических фаций, разработанной Л. А. Гуляевой, благодаря тому, что ее класси-

фикация базируется не только на данных о сингенетичных минералах, но и на данных о количестве и качестве органического вещества, а также на присутствии или отсутствии остатков бентосных организмов. Разработав ранее приведенную классификацию геохимических фаций, Л. А. Гуляева считает возможным сделать следующие выводы.

В окислительных обстановках органическое вещество при крайне низких содержаниях характеризуется обогащением азота и бедностью битума.

«В восстановительных обстановках обнаруживается явная сопряженность между процессами накопления органического углерода, сульфидной серы и битумов. Указанная выше приуроченность накоплений органического углерода и сульфидной серы к глинистым породам выявляет зависимость этих процессов от общей геологической обстановки, обусловливающей возникновение в бассейне тихих «застойных» зон, где при большой биологической продуктивности вод бассейна медленно накопляющиеся тонкие глинистые осадки обогащаются органическим веществом вследствие отсутствия сильного разбавления терригенным материалом, а реакционная активность органического вещества вызывает быстрый расход кислорода и развитие анаэробных процессов десульфирования. Необходимо отметить, что различия между окислительной и слабовосстановительной обстановкой наиболее резко проявляются в содержании битумов: последнее возрастает в слабовосстановительной обстановке по сравнению с окислительной обстановкой в 23 раза, в то время как содержание органического углерода увеличивается только в 2,5 раза. . .».

«Таким образом, даже и слабовосстановительная обстановка благоприятствует битумообразованию. Однако высокие запасы органического материала, связанные с резковосстановительной обстановкой, выделяют эту последнюю как наиболее продуктивную в отношении битумообразования» (Гуляева, 1953, стр. 13, 14).

Приведенные материалы и высказывания Л. А. Гуляевой о преобразовании органического вещества в различных геохимических обстановках требуют подробного рассмотрения, что будет сделано в разделе, посвященном рассмотрению динамики преобразования органического вещества.

Выделение различного геохимического типа пород в разрезах изучаемых отложений в той или иной области, безусловно, важно, а также представляет собой практический интерес с точки зрения поисков полезных ископаемых, но только тех, представляющих собой скопление различного типа химических соединений, например, пирита, карбонатов железа и других, которые могут образовываться без последующего перемещения их при определенных значениях pH, Eh и Alk.

Что же касается таких полезных ископаемых, как углеводородные газы и нефть, то этот вопрос будет рассмотрен в главе, посвященной детальному обсуждению динамики изменения органического вещества, включающей и выявление газо- и нефтепроизводящих свит. Здесь же нам следует подчеркнуть, что выводы, основанные на данных о количестве и характере органического вещества, положенные в основу выделения газо-нефтепроизводящих свит, не могут быть приняты, а поэтому сразу же следует указать, что такие обогащенные органическим веществом отложения, как доманиковые в палеозое, и отложения кумской свиты в палеогене, формировавшиеся в резковосстановительных условиях, нельзя рассматривать в качестве потенциально нефтепроизводящих свит. Данные о геохимическом типе пород, безусловно, с успехом могут быть использованы для стратиграфических и палеогеографических построений, но следует указать, что такие построения должны базироваться на детальном

анализе фациальных переходов и точной корреляции скважин и разрезов, так как, пропустив указанный этап работ, мы невольно разновозрастные отложения, формировавшиеся в сходных геохимических условиях, будем сопоставлять между собой, а затем на основе разработанной таким образом стратиграфической схемы будем строить серии палеогеографических карт с изображенными бассейнами, в одном из которых отлагались слои, образовавшиеся в ультрапиритовых условиях, в другом — в окислительных условиях, хотя в действительности почти во всех бассейнах отлагались слои, формировавшиеся в самой различной обстановке.

ГЛАВА V

Органическое вещество

Органическое вещество, накапливающееся на дне после отмирания организмов, при своем преобразовании оказывает огромное влияние не только на осадок, но и на гидрологию вод бассейна и особенно на газовый режим придонных вод.

Как уже указывалось, сероводородное или углекислое заражение этих вод является результатом процессов, происходящих при преобразовании органического вещества.

Еще большее влияние оказывает органическое вещество на формирование осадков, так как возникновение различных геохимических типов осадков пред-

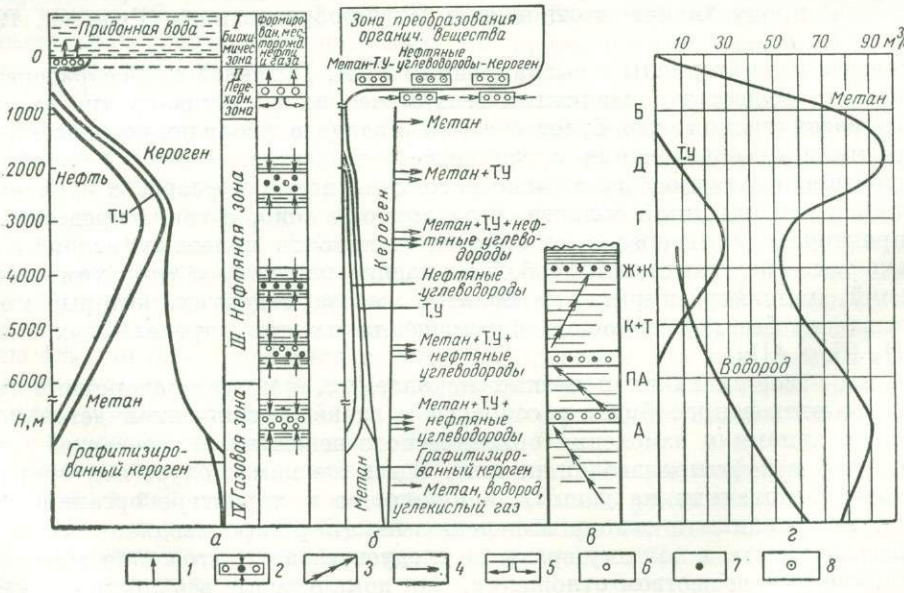


Рис. 101. Различные гипотезы преобразования органического вещества и формирования нефтяных и газовых месторождений.

Гипотезы: *а* — термокатагенетическая, *б* — диагенетическая, *в* — глубинная; *г* — генерация газов угольным органическим веществом. — миграция в придонную воду; *2* — миграция из глин в пески; *3* — миграция по нарушениям; *4* — миграция по напластованию пород; *5* — сорбция и растворение в поровых водах; *6* — залежи углеводородных газов *7* — залежи нефти; *8* — протонефть, Б, Г, Д — марки углей.

ставляет собой отражение этапов преобразования органического вещества. В настоящее время большинство исследователей предполагают, что такие ценные полезные ископаемые, как нефть и углеводородные газы, представляют собой продукты преобразования органического вещества. Нужно при этом отметить, что в настоящее время нет единого мнения о том, на каких этапах преобразования органического вещества образуются «свободные углеводороды» в виде углеводородных газов и нефти и в какие этапы развития осадочных пород происходят их миграция и аккумуляция, в результате которой образуются месторождения нефти и газа. Нет также единого мнения о том, из какого исходного органического вещества, — растительного или животного, т. е. сапропелевого или угольного, могут образоваться месторождения нефти и горючих газов. Существующие гипотезы по затронутым вопросам приведены на рис. 101.

ГИПОТЕЗЫ О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Термокаталитическая гипотеза

Согласно первой гипотезе, впервые высказанной В. А. Соколовым в 1948 г., а затем детально разработанной им в 1956 и 1965 гг., а также согласно высказываниям Н. Б. Вассоевича еще в 1954 г., органическое вещество, захороненное в осадочных толщах морского происхождения, в ходе процесса его накопления претерпевает изменения, по характерным особенностям которого осадочные толщи могут быть подразделены на следующие зоны (рис. 101, *а*).

Зона I (биохимическая), по В. А. Соколову, или зона сингенеза и диагенеза, по Н. Б. Вассоевичу. Эта зона характеризует собой начальный этап накопления осадков от поверхности дна, до глубины примерно 50 м, где, по мнению В. А. Соколова и других, прекращается активная деятельность бактерий. Только в этой зоне активно идут биохимические процессы преобразования захороненного вещества, которые приводят к образованию комплекса органических соединений, относительно устойчивых в условиях, характерных для биохимической зоны. Что же касается углеводородов, в особенности их легкой части — C_2—C_{13}, то количество их в современных осадках, по мнению В. А. Соколова, настолько низкое, что исключается предположение о возможности образования нефти или, вернее, протонефти в современных осадках.

Н. Б. Вассоевич, выделяя верхнюю зону в качестве сингенетической и диагенетической, считает, что в ней уже накапливаются углеводороды метанонафтеновые и ароматические, имеющиеся в планктоне и бентосе, к которым добавляются углеводороды, синтезируемые бактериями за счет белков и углеводов погребенного органического вещества и за счет биохимического декарбоксилирования жирных кислот и дезаминирования протеинов и протеидов. Н. Б. Вассоевич рассеянные углеводороды рассматривает в качестве материала для образования нефти и называет их «микронефтью», которая, по его мнению, начинает накапливаться еще в стадию сингенеза, а в стадию диагенеза образуются дополнительные порции микронефти.

Что же касается углеводородных газов, образующихся в эту стадию накопления осадков (по В. А. Соколову, только метан), то они уходят в придонную воду, а затем в атмосферу, в случае если давление углеводородных газов, образовавшихся в илах современных осадков, превышает гидростатическое.

Оставшиеся в илах углеводородные газы, по В. А. Соколову и А. А. Геодекяну, при погружении осадков будут растворяться и сорбироваться и в конечном итоге полностью перейдут в растворенное и сорбированное состояние. При дальнейшем погружении осадков концентрация углеводородных газов может только уменьшаться, а не увеличиваться за счет диффузии и повышения его растворимости в воде при увеличении давления и температуры.

Зона II — промежуточная, по В. А. Соколову, или раннего катагенеза, по Н. Б. Вассоевичу. Характерной особенностью этой зоны является затухание биохимических процессов.

По В. А. Соколову в этой зоне, в которой температура не превышает 50—60° С, процессы термокатализа развиты крайне слабо, из чего можно сделать вывод, что образование новых порций углеводородов почти не происходит.

По Н. Б. Вассоевичу, в этой зоне происходит накапливание новых порций углеводородов, главным образом за счет каталитического декарбоксилирования части жирных кислот. Кроме того, по Н. Б. Вассоевичу в этой зоне наблюдается распад крупных молекул и образование легких углеводородов, перераспределение водорода, ведущее к образованию метановых и ароматических углеводородов за счет нафтеновых как менее устойчивых. Указанные процессы, по мнению Н. Б. Вассоевича, ведут к образованию значительных количеств метановых газов, имеющих промышленное значение.

Отложения, расположенные в этой зоне, Н. Б. Вассоевич рассматривает в качестве потенциально-нефтематеринских и в дальнейшем он выделяет их под названием недозрелых нефтематеринских свит.

Зона III — термокаталитическая, по В. А. Соколову, или позднего (среднего и позднего?) диагенеза, по Н. Б. Вассоевичу. В этой зоне, по мнению В. А. Соколова, происходит энергичное преобразование захороненного органического вещества главным образом в результате термической деградации, или, как иногда говорят, деструкции — расщепления (крекинга), а, вернее, гидрокрекинга, поскольку расщепление происходит в присутствии воды. Роль давления в этой зоне на преобразование органического вещества неясна. В. А. Соколов и другие принимают, что именно в этой зоне происходит образование нефти и углеводородных газов.

Н. Б. Вассоевич особое внимание обращает на миграцию из глинистых пород в коллекторы рассеянной микронефти, которая образует в них капельно-жидкую нефть. По мнению Н. Б. Вассоевича (1954), «миграция глинистых пород происходит в результате уменьшения порового пространства, возрастания геостатического давления и давления непрерывно генерирующих газов, перехода части микронефти и газов в однофазное состояние и возрастания перепада давления» между давлением в порах глин и давлением в порах скелетных осадков типа песчаников, в которых оно близко к гидростатическому.

В последующее время Н. Б. Вассоевич пришел к выводу, что именно в этой зоне в результате воздействия относительно высокой температуры, порядка 60° С, на протяжении длительного времени, происходит энергичное преобразование органического вещества и образование дополнительных порций микронефти. Поэтому эту зону — начало среднего диагенеза, — Н. Б. Вассоевич выделил в качестве «главной фазы нефтеобразования». Принято считать, что она ориентировочно начинается с глубины 1500—2000 м. Слои этой зоны выделяются в качестве зрелой нефтепроизводящей свиты.

Газовая зона IV, по В. А. Соколову, или зона позднего диагенеза (и начало метаморфизма?), по

Н. Б. Вассоевичу. В этой зоне, залегающей на глубине от 5000—6000 до 15 000 м, где характерны температуры порядка 150—300° С и выше, нефтяные углеводороды становятся неустойчивыми и преобразуются главным образом в метан. По Н. Б. Вассоевичу, в этой зоне породы теряют способность генерировать нефть, а содержание битумоидов сокращается, вплоть до полного исчезновения. Отложения этой зоны Н. Б. Вассоевич выделяет в качестве «бывшей нефтематеринской свиты», которая в дальнейшем получила название «перезрелой нефтепроизводящей свиты» (Жижченко, 1969).

Глубинная зона V — зона пиролиза. Глубина свыше 15 000 м.

В этой зоне, где температура даже в верхней ее части превышает 300—350 °С, происходит комплекс обратимых реакций между углеводородами, углеродом и водой. А. А. Геодекян (1968), выделивший эту зону, предполагает в ней следующие реакции:

$$CH_4 \rightleftarrows C + 2H_2,$$

а также:

$$4CO_2 + 2H_2O \rightleftarrows 3CO_2 + CH_4,$$

$$CO_2 + 4H_2 \rightleftarrows CH_4 + 2H_2O \text{ и др.}$$

Таким образом в зоне V, которую можно рассматривать в качестве зоны метаморфизма, происходит образование глубинных углекислых газов и метана, резкое сокращение количества органического вещества, представленного там только графитом. Как видно будет дальше, в этой зоне, вероятно, наблюдается комплекс гораздо более сложных реакций и могут образоваться не только углекислый газ и метан, но и более сложные соединения.

Диагенетическая гипотеза

Согласно этой гипотезе в результате преобразования органического вещества еще в раннюю стадию накопления осадков (рис. 101, *б*) происходит образование нефти. Эта гипотеза была разработана К. П. Калицким, который основным органическим материалом считал морскую траву — *Zostera*.

Сходные взгляды развивает В. В. Вебер, который также считает, что основное преобразование органического вещества происходит на ранних стадиях накопления осадков и что на этой же стадии наблюдается миграция углеводородов из осадков, обогащенных органическим веществом, в песчаные осадки, которые, таким образом, уже на ранних стадиях накопления обогащаются углеводородами, но преобразование их в нефть (дозревание протонефти) осуществляется уже в стадию раннего катагенеза, когда формируются нефтяные месторождения. В последнее время было выдвинуто предположение (Б. П. Жижченко, А. Г. Ефремова), что одним из важнейших этапов генерации углеводородных газов является генерация их также в раннюю стадию накопления осадков, в каковую стадию они и захороняются, возможно, главным образом в виде кристаллов газогидратов. Последние, при погружении осадков и возрастании температуры на 20—30° С, т. е. уже в зоне катагенеза снова переходят в газообразное состояние и, мигрируя вверх по плоскостям напластования от больших давлений к меньшим образуют газовые месторождения.

Таким образом, выдвигается гипотеза не только о нефтепроизводящих, но и о газопроизводящих отложениях диагенетического типа.

Сторонники глубинного происхождения нефти и углеводородных газов считают, что нефть и горючие сланцы поступают в осадочные неметаморфизованные породы из глубинных недр Земли (рис. 101, *в*).

Одни из сторонников глубинного происхождения нефти и газа считают, что образование их происходит в результате преобразования органического вещества на глубинах, измеряемых многими тысячами метров, т. е. в зоне образования кристаллических сланцев, где происходят сложные реакции между органическим веществом, газами и водой. Эта зона характеризуется метаморфизмом органического вещества до графита, включения которого обычны для кристаллических сланцев.

Другие исследователи глубинного происхождения нефти и газа полагают, что эти образования имеют неорганическое происхождение и поступают в осадочную толщу Земли с больших глубин по разломам глубокого заложения (Д. И. Менделеев, А. Н. Кудрявцев, А. Б. Трофимов).

Проблема угольного органического вещества

В последнее время широкое распространение получило предположение, выдвинутое В. Г. Васильевым, В. И. Ермаковым и другими, о формировании месторождений углеводородных газов за счет метаморфизма угольного органического вещества (рис. 101, *г*), может быть, в основном встречающегося в породах в рассеянном состоянии. По вопросу о масштабе генерации углеводородных газов из угольного органического вещества в первые стадии его накопления мнения резко различны.

Одни исследователи считают, что начальная стадия накопления осадков является очень важной, так как в это время генерируется большое количество углеводородных газов, другие же — считают, что эта стадия накопления угольного органического вещества в формировании углеводородных газов незначительна, так как количество, их генерируемое, в это время ничтожно, по сравнению с более поздними стадиями преобразования угольного органического вещества. Последняя точка зрения отражена на ранее помещенном графике (см. рис. 101, *г*). Как видно на указанном графике, образование тяжелых углеводородных газов начинается с длиннопламенной стадии преобразования угольного органического вещества, резко увеличивается на газовой стадии и достигает максимума на жирной стадии. Поэтому естественно предположить, что к этим стадиям следует отнести фазу наибольшего образования нефтяных углеводородов, а следовательно, именно к этим стадиям следует отнести «главную фазу нефтеобразования». Однако перенесение стадий преобразования угольного органического вещества на преобразование рассеянного органического вещества, да еще преимущественно сапропелевого типа, просто недопустимо. Если руководствоваться стадиями преобразования угольного органического вещества на основании генерации различного типа газов, то мы должны будем признать, что современные осадки, генерирующие тяжелые углеводородные газы, характеризуются органическим веществом, которое находится в длиннопламенной стадии преобразования или даже в газовой, или жирной стадии. Поэтому руководствоваться стадиями преобразования угольных включений, хотя бы на основании изучения встречающихся исключений витринита, для выявления стадии преобразования рассеянного органического вещества, да еще сапропелевого типа, недопустимо. Как уже указывалось, рассеянное орга-

ническое вещество в результате его преобразования даже в ранние стадии диагенеза генерирует углеводороды от C_1 до C_3 и, следовательно, можно предполагать, что во время диагенеза это вещество проходит все стадии преобразования угольного органического вещества, возможно, вплоть до стадии антрацита.

Изложенные гипотезы, в основе которых лежит предположение, что нефть и углеводородные газы образовались из органического вещества, различаются между собой в представлении о времени преобразования фоссилизированного органического вещества в нефть и углеводородные газы.

Приверженцы термокаталитической гипотезы считают, что основным этапом преобразования органического вещества является средняя зона катагенеза, располагающаяся на глубине, начиная с 1500—2000 м, где температура уже достигает 60—80° С (термокаталитическая зона по В. А. Соколову).

Сторонники диагенетической гипотезы считают, что основным этапом преобразования органического вещества является зона диагенеза с характерными биохимическими реакциями, в результате которых получаются не только углеводородные газы, но и нефть, или вернее исходные продукты для образования нефти. Органическое вещество, остающееся после биохимической переработки, представляет собой шлак или кероген; оно крайне инертно и способно к переработке только в глубинных зонах, зонах пиролиза, для которых характерны температуры, измеряемые сотнями градусов.

Сторонники глубинной гипотезы считают, что только в последних зонах происходит основной этап преобразования органического вещества в нефть и углеводородные газы. Вероятно, что на всех этапах развития осадочных толщ идет образование углеводородных газов и продуктов для образования нефти, но вопрос о важнейших или главных фазах нефте- и газообразования весьма важен. Решить его или, даже вернее, подойти к правильному его решению можно, только достаточно детально проанализировав те изменения, которые претерпевает органическое вещество от времени его захоронения в осадке до погружения в зону позднего катагенеза или метаморфизма.

Не менее важным является вопрос о том, на какой стадии развития пород происходит мобилизация продуктов для образования нефти (микронефти, по Н. Б. Вассоевичу) и газов в пористые породы, являющиеся вместилищами моногенных масс нефти и газов.

Согласно диагенетической гипотезе перемещение углеводородов нефтяного ряда и газов в коллекторы, при благоприятных условиях, возможно в широком масштабе еще в стадию диагенеза. Перемещение всех флюидов, в том числе и поровой воды, по плоскостям напластования, вероятно, до относительно значительной глубины погружения, измеряемой сотнями метров, а газов до большей глубины погружения, возможно, значительно превышающей 1000 м.

Согласно термокаталитической гипотезе перемещение микронефти и газов в коллекторы осуществляется только при очень большом уплотнении глин и резком перепаде давления в порах глин коллекторов, в частности песчаных пород, что якобы наблюдается на глубинах 1500—2000 м. Однако известно, что, во-первых, уплотнение глин с отжимом рыхлосвязанной воды осуществляется на гораздо меньших глубинах, во всяком случае до 1000 м, и при этом по плоскостям напластования глин, а не из глин в песчаники, что происходит лишь на более ранних стадиях уплотнения (см. рис. 22). Во-вторых, разница в давлениях внутри пор глин и внутри пор песчаников (перепад давления), которая по мере погружения отложений должна все увеличиваться, в действительности компенсируется различной степенью связи между флюидами и минеральной частью осадка на контакте глин и песчаников. Предполагать, что

почему-то создавшееся равновесие на какой-то определенной глубине, например, на глубине 1500—200 м, будет нарушено, нет каких-либо оснований.

Помимо этого следует учесть, что связи органического вещества с минеральной частью осадка исключительно прочны и, следовательно, отжиматься при уплотнении могут только очень подвижные части органического вещества, а именно углеводородные газы, которые при прохождении их через систему мембран вследствие фильтрационного эффекта должны терять свои менее подвижные составляющие. Напомним, что при отжиме поровых вод происходит задержка в порах растворенных солей, что приводит к увеличению солености поровых вод в глинах по мере их погружения (см. рис. 20—22).

Итак, при обсуждении существующих гипотез образования нефтяных и газовых месторождений должны приниматься во внимание не только основные этапы преобразования органического вещества, но и возможные условия перемещения в коллекторы углеводородных газов и микронефти.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ

Прежде чем приступить к обсуждению проблемы о происхождении нефти, необходимо более или менее детально рассмотреть органическое вещество в современных осадках и выяснить преобразование его в ранней стадии накопления осадков.

В настоящее время проведено огромное количество анализов органического вещества в современных осадках, но нужно указать, что столь детальных его исследований, какие проведены для ископаемых осадков, не так много. В этом отношении особо следует отметить работы В. В. Вебера, который совместно с А. И. Горской исследовал органическое вещество из различного типа морских и лиманных отложений, главным образом Черного и Каспийского бассейнов, и сделал ряд ценных выводов о связи характера осадков, показателей среды (величины Eh и pH) и характера органического вещества.

Много анализов по изучению органического вещества проведено О. К. Бордовским, Е. А. Романкевичем и другими советскими исследователями, а среди иностранных, конечно, прежде всего нужно отметить массовые анализы органического вещества, выполненные П. Смитом и Ф. Траском.

К сожалению, все эти исследователи не ставили перед собой задачу детального изучения углеводородной части органического вещества, какое обычно проводится с ископаемыми осадками. Современные осадки обычно анализируются даже по иной методике. Например, все перечисленные исследователи обычно экстрагируют современные осадки одним растворителем, в то время как при изучении ископаемых осадков (К. Ф. Родионова, Е. П. Шишенина и др.) обычно экстрагируют породы двумя растворителями: хлороформом и спиртобензолом. В этом отношении следует особое внимание обратить на результаты изучения современных осадков, полученные Д. Т. Филиппи, который изучал их теми же методами, какие применял к изучению ископаемых осадков. Однако его материалы по современным осадкам очень невелики. Поэтому особый интерес представляет собой изучение небольшого количества современных осадков, проведенное Е. П. Шишениной по материалам, представленным ей Комиссией по проблеме «Динамика изменения органического вещества в современных и ископаемых осадках и основные этапы генерации свободных углеводородов» из Черного моря, Тихого океана и Северной Атлантики.

Образцы, изученные Е. П. Шишениной, экстрагировались ею петролинейным эфиром, хлороформом и спиртобензолом и полученные ею результаты можно

было, так же как и результаты Д. Т. Филиппи, сравнивать с результатами изучения ископаемых осадков.

В связи с тем, что детальных исследований еще проведено немного в обзоре изучения органического вещества современных осадков, приходится опираться иногда на данные только о количестве его, которое к тому же иногда определяется косвенным путем, например, по содержанию азота.

Количество органического вещества, содержащегося в современных осадках, обычно устанавливается путем определения содержания органического углерода или азота.

Содержание органического вещества по углероду ориентировочно вычисляется путем умножения содержания органического углерода на коэффициент пересчета, равный 1,7—1,8. Указанный коэффициент пересчета установлен на основании определения в большом количестве образцов современных отложений содержания органического вещества и органического углерода.

Для образцов, представляющих сравнительно мало измененную растительность, А. И. Горская (1956, стр. 169) принимает коэффициент пересчета равным 2,12, а для илов и других осадков, в которых органический материал разложился до однородной массы, указанный коэффициент уже равен 1,82, т. е. близок к указанным пределам.

Еще проще определять в осадках не органический углерод, а количество содержащегося в них азота, однако это нельзя считать правильным по следующим соображениям.

На основании обработки многочисленных материалов о содержании в современных осадках как органического углерода, так и азота было принято, что отношение $C_{орг}/N$ равно в среднем 8,4.

Таким образом, для вычисления содержания органического углерода содержание азота в осадке умножается на коэффициент, равный 8,4, а для вычисления количества органического вещества в осадке необходимо содержание в нем азота умножить сначала на 8,4, а затем на коэффициент пересчета углерода — 1,7—1,8, т. е. для определения количества органического вещества содержание азота следует умножить на 14.

Такой упрощенный подход к определению количества органического вещества может привести к крупным ошибкам. В самом деле, как показали, например, исследования В. В. Вебера (1956, стр. 53), отношение $C_{орг}/N$ в современных донных осадках Черного моря колеблется в пределах от 8,3 до 15,8, а в осадках из грунтовых колонок, в пределах от 11,6 до 25,0.

Еще большие колебания в отношении $C_{орг}/N$ обнаруживаются при изучении пород. Обусловливается резкое изменение коэффициента $C_{орг}/N$ вследствие того, что количество азота в органическом веществе зависит от глубины преобразования органического вещества, которое гораздо более значительно в осадках из грунтовых колонок и в породах, чем в современных донных осадках.

Учитывая, что органическое вещество в стадии диагенеза претерпевает глубокое преобразование, и что в колонках, поднимаемых грунтовыми трубками со дна бассейна, нередко содержатся осадки, образовавшиеся при резко различных условиях, следует всегда оговаривать из каких слоев «современных» осадков определялось органическое вещество, так как в образцах, поднятых грунтовыми трубками, содержатся осадки, в которых органическое вещество находится на разных стадиях преобразования, даже в случае, если осадки, поднятые грунтовыми трубками, формировались в одних условиях. Следует, однако, учитывать, что несмотря на все сделанные замечания, представление о содержании органического вещества по азоту все же можно получить, даже

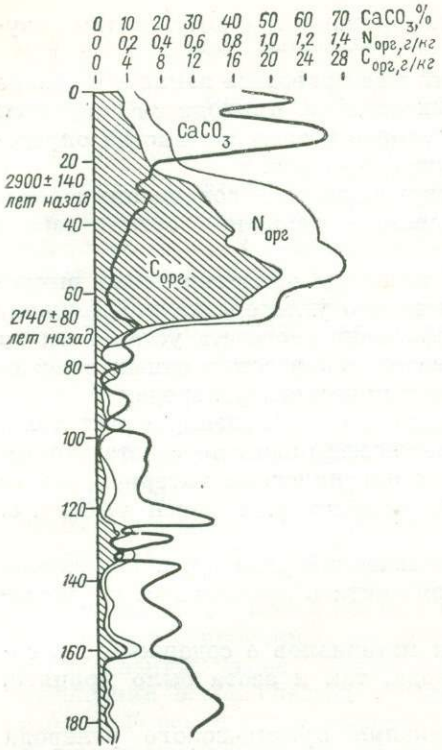


Рис. 102. Распределение $C_{орг}$, $N_{орг}$ и $CaCO_3$ в разрезе ст. 1474-н восточной части Черного моря (из работы Н. М. Страхова, 1972).

в том случае, если осадки формировались в различных условиях. В этом отношении очень показателен разрез одной колонки, поднятой в Черном море (рис. 102), на которой ясно выступает тесная связь между количеством органического вещества и азота. Поэтому прилагаемая карта распределения азота в осадках Мирового океана (рис. 103) может дать ясное представление о распределении в них органического вещества. Анализируя приведенную карту, М. В. Кленова отметила следующие особенности в распределении азота.

«Так, прежде всего бросается в глаза пониженное содержание органического азота в осадках открытого океана и возрастание его по направлению к берегам. Максимальные количества азота найдены у западного берега Африки, у берегов Америки близ Ньюфаундленда, в Калифорнийском заливе и почти вдоль всего западного берега Южной и Северной Америки. Повышенные количества отмечены также близ берегов Японии и в Беринговом море в районе Камчатки. Все эти районы характеризуются весьма интенсивной вертикальной циркуляцией вод. Как уже упоминалось, у западных берегов континентов вследствие пассатных ветров происходит подъем холодных придонных вод, насыщенных питательными солями. Эти районы являются наиболее продуктивными участками моря. Планктон, получающий обильное питание в водах, богатых фосфатами и нитратами, способствует развитию большого количества донной фауны, а обилие органической жизни ведет к повышению содержания органического вещества в осадке» (1948, стр. 309).

Из приведенных материалов следует, что между продуктивностью моря и содержанием в осадках органического вещества, или вернее его показателя — азота, существует прямая и тесная зависимость. Наряду с этим мы можем принять, что наибольшее количество органического вещества содержится в осадках, отлагающихся в мелководной обстановке, т. е. в сублиторальной и псевдобатиальных зонах, так как в пределах этих зон расположены районы наибольшей продуктивности моря.

Рассматривая карту распределения содержания азота в современных осадках, следует обратить внимание на то, что районы, в которых осадки содержат наибольшее количество органического вещества, расположены в современном Мировом океане вне зависимости от распределения в нем температур и от географического (по широте) положения этих районов. Однако следует отметить, что в северных областях, как указывает Л. А. Назаркин (1955), количество органического вещества в осадках в общем значительно меньше, чем в южных.

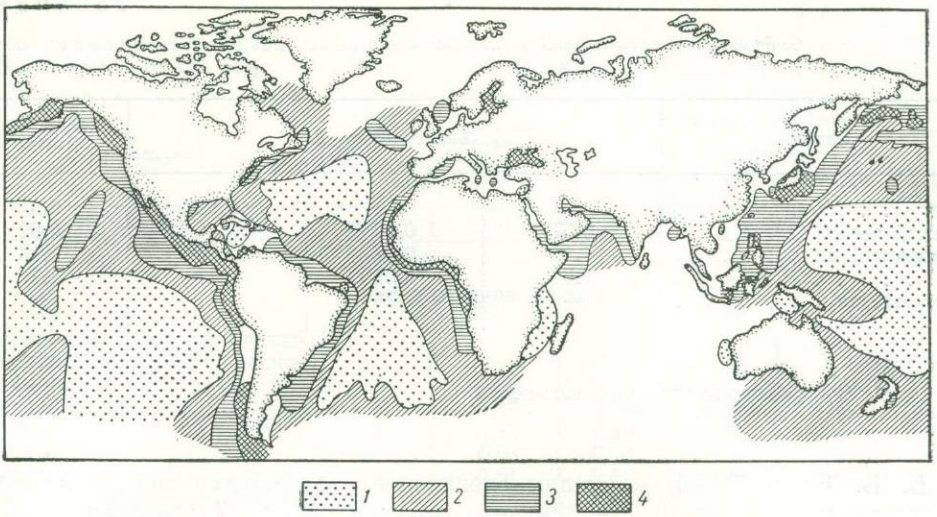


Рис. 103. Распределение азота в осадках Мирового океана.
1 — < 0,05%; *2* — 0,05—0,10%; *3* — 0,10—0,20%; *4* — > 0,20%.

Объяснение этому явлению можно видеть в том, что в северных областях, где вертикальная циркуляция вод благодаря небольшой разнице температуры поверхностных и глубинных вод происходит гораздо интенсивнее, чем в южных областях, аэрация осадков в северных областях осуществляется неизмеримо интенсивнее, чем в южных. Поэтому в северных областях выпадающее на дно органическое вещество успевает почти полностью минерализоваться, или как говорят «сгорать», и нередко только незначительная его часть фоссилизируется. Именно этим обстоятельством, а не малой продуктивностью вод объясняется малое количество органического вещества в северных бассейнах.

ЗАВИСИМОСТЬ КОЛИЧЕСТВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОТ ХАРАКТЕРА ОСАДКОВ

Изучение органического вещества в осадках разнообразных по типу бассейнов показало, что везде наблюдается определенная зависимость между механическим составом осадка и количеством содержащегося в них органического вещества. Так, по данным П. Д. Траска, приведенным в работе М. В. Кленовой (1948), в океане наблюдается следующее содержание $C_{орг}$: в песках — от 0,025 до 0,16, в песчаных глинах — от 0,059 до 0,39%, в глинах — от 0,18 до 0,48%.

Аналогичная зависимость между механическим составом и количеством углерода наблюдается и в других морях, что видно из табл. 36, заимствованной из работы М. В. Кленовой (1947).

Из приведенных материалов ясно видно, что в более крупнозернистых осадках органического вещества меньше.

На основании данных П. Д. Траска часто принимается соотношение содержания органического углерода в песчаных, алевритовых и глинистых осадках как 1 : 2 : 4.

Таблица 36

Содержание органического углерода в осадках разного механического состава (по М. В. Кленовой, 1948)

Осадок	Баренцево море			Каспийское море
Песок	—	—	0,42	0,54
Илистый песок	0,57 *	0,59 **	0,71 ***	0,62
Песчанистый ил	1,14	0,97	1,53	0,13
Ил	1,66	1,31	2,40	1,71
Глинистый ил	—	1,78	—	—

* Серый, ** коричневый; *** зеленовато-серый.

В. В. Вебер (1956) вычислил следующее соотношение содержания $C_{орг}$ для тех же типов осадков Каспийского моря: 1 : 3,1 : 4,7 (литораль и аванделта); 1 : 1,9 : 2,7 (сублитораль). Приведенные соотношения характерны обычно для открытой части Каспия. Исключением являются осадки, представленные песками или глинами, залегающими под покровом разлагающейся растительности, которые вне зависимости от их механического состава содержат большое количество органического вещества.

В заливах и лагунах, как отмечает В. В. Вебер (1956), гранулометрическая характеристика и содержание органического углерода находятся в ином соотношении. По данным указанного исследователя «соотношение средних величин содержания органического вещества в песчаных → алевритовых → глинистых осадках таманских лагун и Таманского залива выражается зависимостями 1 : 1 : 1,4 (для донных осадков) и 1 : 1 : 1,2 (для погребенных). Эти отношения принципиально отличны от аналогичных отношений для осадков открытых частей морских бассейнов. Вместо обнаруженного там закономерного (и значительного) увеличения содержания органического вещества от песчаных отложений к глинистым, здесь это относительное содержание практически одно и то же, со слабым возрастанием лишь в области алевритово-глинистой дистанции» (1956, стр. 59).

Сходное соотношение средних величин содержания органического вещества в песчаных → алевритовых → глинистых осадках наблюдается и в заливах Каспийского моря, где оно, по данным того же исследователя, выражается цифрами 1 : 0,9 : 1,4.

Для ознакомления с абсолютными величинами содержания органического углерода во всех перечисленных типах осадков приводится табл. 37, заимствованная из работы В. В. Вебера (1956, табл. 7).

Рассматривая табл. 37, следует обратить внимание на то, что содержание органического углерода в песках и глинах, залегающих под покровом разлагающейся растительности в литорали открытой части Каспия, нельзя рассматривать как первичное.

Очень интересные материалы по обсуждаемому вопросу были проведены О. К. Бордовским, который указывает, что, например, в Каспийском море содержание органического вещества увеличивается при переходе от менее дисперсных к более дисперсным осадкам.

Таблица 37

Содержание органического углерода (в средних цифрах) (по В. В. Веберу и А. И. Горской, 1956)

Тип осадка	Число образцов	Средний диаметр зерен, мм	$C_{орг}$, % на сухой осадок			$C_{орг}$, г/100 см³ сырого осадка
			от	до	среднее	
1	2	3	4	5	6	7
Осадки заливов Каспия						
Органогенные илы (преимущественно алеврито-песчанистого состава)	8	0,6	1,61	5,55	2,98	1,38
Ракушняки	3	0,19	0,28	0,65	0,52	0,71
Пески	11	0,15	0,19	0,77	0,57	0,75
Алевриты	10	0,06	0,28	1,14	0,50	0,65
Глины	5	0,01	0,57	1,30	0,79	0,83
Пески вне связи с исходным растительным материалом	1	0,24	—	—	0,26	0,45
Осадки литорали открытой части Каспия						
Пески под разлагающейся растительностью	1	0,13	—	—	0,92	1,35
Глины	1	0,01	—	—	0,85	0,95
Пески зоны прибоя	3	0,14	0,2	0,16	0,11	0,17
Алевриты	1	0,5	—	—	0,24	0,30
Глины	2	0,01	0,49	0,53	0,51	0,51
Осадки фации авандельты (Каспий)						
Алеврито-песчаные	1	0,125	—	—	0,09	0,14
Алевритовые	4	0,025	0,26	0,41	0,43	0,40
Глинистые	1	0,01	0,27	0,66	0,46	0,40
Осадки сублиторали открытой части Каспия						
Глинистые и алеврито-песчанистые	4	0,01	0,70	1,10	0,90	1,05
Глинисто-алевритовые	1	0,02	—	—	1,68	1,27
Глинистые	5	0,01	1,50	2,80	2,45	1,66
Осадки мидиевого ила (Черное море)						
Песчаные	4	0,115	0,68	0,74	0,70	0,92
Глинистые	30	0,01	1,13	2,88	1,85	1,65
Осадки фазеолинового ила (Черное море)						
Глинистые донные	10	0,01	0,89	2,05	1,37	0,90
Глинистые из грунтовых колонок	13	0,01	1,28	1,57	1,42	1,27
Осадки глубинного ила (Черное море)						
Глинистые донные	14	0,01	1,09	2,04	1,48	0,86
Глинистые из грунтовых колонок	13	0,01	0,70	2,12	1,60	1,36

Содержание органического вещества (%) в осадках Каспийского моря следующее:

Бескарбонатные и слабокарбонатные осадки		Карбонатные осадки	
Пески	0,47	Пески	0,21
Алевриты	до 0,65	Алевриты	0,82
Глинистые алевриты	до 2,03	Глинистые алевриты	1,74
Глинистые илы	до 3,14	Глинистые илы	1,73

В осадках окраинных морей, например в Охотском море, О. К. Бордовский отмечает, что содержание органического вещества (%) значительно меньше:

Пески средние	0,32	Мелкие алевриты	1,08
» »	0,57	Глины алевритовые	1,46
Крупные алевриты	0,72	Глины	0,92

В осадках Мирового океана также нередко наблюдается уменьшение содержания $C_{орг}$ в глинистых илах.

Влияние сероводородного заражения придонных слоев воды на количество органического вещества

Вопрос о влиянии сероводородного заражения на накопление органического вещества неоднократно обсуждался. Ценный материал по этому вопросу был приведен Н. М. Страховым (1937), на основании которого составлена табл. 38.

Прежде чем перейти к обсуждению данных, приведенных в табл. 38, следует указать, что осадки Мирового океана формировались в условиях кислородного режима придонных вод, так же как и осадки мидиевого и фазеолинового илов в Черном море. Глубоководные серые глины, переходный ил и известковый ил откладывались в Черном море в условиях сероводородного заражения придонного слоя воды. Как видно из табл. 38, следует особое внимание обратить на относительно небольшие колебания содержания органического вещества в осадках зоны сероводородного заражения, где содержание его не падает ниже 1,5%, в то время как в мидиевом и фазеолиновом илах, формировавшихся в условиях гораздо большей продуктивности бассейна, колебания в содержании органического вещества очень велики. Объясняется это тем, что в ряде районов образования мидиевого и фазеолинового илов условия для фоссилизации органического вещества были неблагоприятными, что часто наблюдается в случае, если какие-либо осадки накапливались в области кислородного режима придонных вод. Высокое содержание органического вещества в некоторых образцах фазеолинового и мидиевого илов зависит от того, что в районе их отложения условия для фоссилизации органического вещества были особо благоприятны, например: отрицательная форма микрорельефа, возможно большое количество выпадающего на дно органического материала или особенно большое количество донных организмов, которые как известно полностью отсутствуют в области сероводородного заражения придонных слоев воды. Таким образом, учитывая все изложенное, можно так же, как и А. Д. Архангельский, признать, что сероводородное заражение придонных вод является фактором, весьма благоприятствующим захоронению органического вещества.

Иного мнения по этому вопросу придерживается Н. М. Страхов, который считает, что несколько повышенное содержание органического вещества в области отложения мидиевого и известкового илов по сравнению с областями

Таблица 38

Содержание органического углерода в осадках Мирового океана и Черного моря (по Н. М. Страхову, 1937)

Тип осадка	Содержание $C_{орг}$, %		
	от	до	среднее
Осадки Мирового океана			
Шельфовые осадки			
Пески	0,1	0,3	0,12
Мелководные илы	0,2	1,25	0,7
Коралловые илы	0,01	0,03	0,015
Гемипелагические осадки			
Синий ил (включая разности красного и желтого)	0,27	4,86	1,26
Зеленый ил	0,63	5,04	2,07
Известковый ил	0,36	1,18	0,72
Пелагические осадки			
Глубоководная красная глина	0,18	1,17	0,72
Радиоляриевый ил	0,03	0,90	0,72
Глобигериновый ил	0,09	1,08	0,45
Птероподовый ил	0,27	0,90	0,54
Диатомовый ил	1,00	—	—
Черноморские осадки			
Мелководный мидиевый ил	0,71	4,97	2,14
Мелководный фазеолиновый ил	0,62	2,15	1,61
Глубоководная серая глина	1,51	2,08	1,74
Глубоководный переходный ил	1,70	3,27	2,51
Глубоководный известковый ил	3,72	5,23	4,54

отложения фазеолинового ила и глубоководной серой глины объясняется большей продуктивностью прибрежных осадков и меньшим количеством привноса терригенного материала в центральной части Черного моря, где происходит накопление известкового ила. По-видимому, считая данное им объяснение исчерпывающим, автор далее делает вполне логичное заключение, что «сероводородное заражение придонной воды в Черном море не имеет сколько-нибудь заметного влияния на ход накопления органического вещества в этом бассейне».

Ранее уже указывались причины, по которым следует сделать противоположный вывод.

Рассматривая содержание органического вещества в осадках, образовавшихся в Черном море ниже сероводородной поверхности, вполне возможно принять предлагаемое Н. М. Страховым объяснение повышенному содержанию органического вещества в известковом иле по сравнению с глубоководной серой глиной, меньшим поступлением в область развития известкового или терригенного материала по сравнению с поступлением его в область развития глубоководной серой глины. В первой из этих областей поступающее на дно органическое вещество меньше разбавлялось минеральным веществом.

Необходимо отметить, что если бы осадки, отлагающиеся в области придонного сероводородного заражения, образовались в кислородной среде, то в области отложения глубоководной серой глины накопление органического вещества, вероятно, происходило бы, наоборот, гораздо более интенсивно, чем

в области известкового ила, так как там оно скорее бы выходило из окисленной зоны.

Для решения вопроса о значении придонного сероводородного заражения при накоплении органического вещества интересно сравнить содержания органического вещества в осадках Черного моря, отложившихся ниже сероводородной поверхности, с содержанием его в океанических осадках, особенно тех, которые накапливаются весьма медленно. Если бы сероводородное заражение не играло никакой роли при фоссилизации органического вещества, то в абиссальных осадках океана мы наблюдали бы огромные количества органического вещества, так как там накопление неорганических веществ происходит крайне медленно, а продуктивность океана, например, в области накопления гемипелагических осадков, не ниже, а, наоборот, гораздо выше продуктивности центральных частей Черного моря.

Однако, как это видно из данных табл. 38, картина получается обратная. Объяснение этому можно видеть в том, что органическое вещество, поступающее на дно океанов в указанных условиях, весьма долго находится в окислительной среде и почти полностью там минерализуется. Поэтому естественно сделать вывод, что наличие окислительной среды или, наоборот, наличие сероводородного заражения в придонной части бассейна, как и время пребывания органического вещества в окислительной среде, имеют огромное значение.

Этот вывод, однако, ни в коем случае не дает основания утверждать, что все осадки, содержащие большое количество органического вещества, обязательно формировались в условиях придонного сероводородного заражения. В самом деле, благодаря тому, что в тех районах, где отмечается придонное сероводородное заражение, продуктивность гораздо меньше, чем в районах, где его не наблюдается, нередко большее количество органического вещества обнаруживается в осадках, формирующихся в условиях нормального газового режима.

О зависимости между скоростью накопления осадков и содержанием органического вещества имеется мало данных. Можно лишь заранее принять, что в условиях придонного сероводородного заражения содержание органического вещества должно быть тем выше, чем медленнее происходит накопление осадков. Что же касается осадков, формирующихся в условиях нормального газового режима придонных слоев воды, то в этом случае вопрос об оптимальных условиях для фоссилизации органического вещества решается гораздо сложнее.

В самом деле, в указанных условиях наибольшее количество органического вещества, поступающего на дно бассейна, будет фоссилизироваться при наибольшей скорости накопления осадков, так как чем интенсивнее происходит их накопление, тем быстрее органическое вещество будет погребено и, следовательно, выведено из зоны разложения. Однако и в этом случае содержание органического вещества в осадке может оказаться очень малым.

Если же будет происходить медленное накопление осадков, то органическое вещество может полностью или в значительной степени минерализоваться прежде, чем оно будет погребено новыми порциями неорганических частиц и, следовательно, опять может образоваться осадок с очень малым количеством органического вещества.

Принимая во внимание, что аэрация осадков при одинаковом количестве органического вещества, поступающего на дно, происходит тем интенсивнее, чем крупнее минеральные частицы, оседающие на дно, можно ожидать, что максимальное содержание органического вещества будет наблюдаться в тех песчано-алевритовых осадках, накопление которых происходит значительно

быстрее, чем глинистых. Так как количество и характер органического вещества, поступающего на дно, а также степень аэрации придонных слоев воды и ряд других условий являются для нас неизвестными, то приходится сделать вывод, что скорость седиментации, оптимальная для наибольшего в процентном отношении накопления органического вещества в осадке, может быть весьма различной.

Следовательно, в ряде случаев в песчано-алевритовых осадках, которые отлагались с одинаковой скоростью или даже медленнее, чем глинистые, возможно большее накопление органического вещества.

Резюмируя приведенные материалы о содержании органического вещества в современных осадках, мы можем сделать следующие выводы:

1. Количество органического углерода тесно связано с механическим составом осадков открытых частей моря, увеличиваясь в тонкозернистых (илах) и уменьшаясь в грубозернистых (песках). Указанное положение справедливо лишь для осадков, накапливающихся с одинаковой скоростью и лишь для районов, на дно которых органическое вещество поступает с одинаковой интенсивностью.

В лагунных и мелководных заливах закономерной зависимости между гранулометрическим составом осадков и количеством органического углерода не наблюдается.

2. Наибольшее содержание органического углерода в морских осадках отмечено в районах наибольшей продуктивности моря, которые приурочены к сублиторальной и псевдоабиссальной зонам, но не зависят ни от средней температуры вод, ни от географического положения зон.

3. Осадки, формирующиеся в условиях сероводородного заражения придонных слоев воды, всегда содержат большее количество органического вещества по сравнению с отлагающимися при нормальном газовом режиме, если прочие условия накопления осадков вполне сходны.

4. Определенной четко выраженной зависимости между количеством органического вещества и карбонатностью осадков не устанавливается, но обычно в известковых осадках отмечается меньшее количество органического вещества.

Исключительно высокое содержание органического углерода в глубоководных известковых илах Черного моря может быть объяснено не его известковистостью, а тем, что в области его распространения накопление осадков происходило менее интенсивно, чем в остальных областях, а поэтому органическое вещество в меньшей степени разбавлялось минеральными частицами.

5. Между количеством органического вещества и скоростью накопления осадков существует определенная зависимость. В условиях придонного сероводородного заражения эта зависимость выражается в том, что чем медленнее происходит накопление минеральной части осадка, тем больше он содержит органического вещества. В условиях кислородного режима придонных слоев воды зависимость между скоростью накопления осадка и содержанием в нем органического вещества гораздо более сложная. При различном механическом составе и при различной скорости поступления в осадок органического вещества оптимальные (для наибольшего накопления в осадке органического вещества) скорости накопления осадка могут резко разниться между собой.

Состав органического вещества в современных осадках

Уже давно было замечено, что состав органического вещества, фоссилизирующегося в осадках, в значительной мере зависит от характера и состава захоронякщихся организмов. Поэтому нам сначала нужно по этому вопросу

Таблица 39

Характеристика органического вещества, образовавшегося при разложении различных групп организмов (по А. И. Горской и В. В. Веберу, 1956)

Характер образца	Номер образца	$C_{орг}$, % на сухое вещество	Остаток, %	Легкогидролизуемое вещество	Гуминовые вещества	Битум, % на органическое вещество	Групповой состав органического вещества													
							Бензол				Бензольная часть				Спиртобензольная часть									
							Бензольная часть, %	C	H	S	N	O	C/H	C/N	Спиртобензольная часть	C	H	S	N	O	C/H	C/N	Eh, мВ
Планктон Черного моря (ракообразные с примесью диатомовых и перидиней)	1	32,12	—	—	—	14,46	90,6	69,96	10,94	1,05	—	—	6,79	—	9,4	49,22	7,33	5,54	—	—	6,71	—	—
Диатомовый планктон Каспия	2	18,39	—	—	—	22,97	99,7	65,76	10,17	0,92	—	—	6,53	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Листья *Zostera*	3	40,00	77,0	12,1	2,0	8,90	54,3	69,77	8,81	0,37	1,05	20,0	7,9	6,7	45,7	61,46	6,35	0,49	1,08	30,62	9,6	57	—
Водоросли *Cladophora*	4	27,41	71,9	21,5	0,16	6,40	81,9	72,30	10,66	0,85	—	—	6,8	—	18,1	57,94	8,89	1,2	2,96	29,01	6,5	19	—
Отмирающая *Ruppia* и синезеленые водоросли	5	15,92	4,8	85,9	1,1	8,90	95,0	63,02	10,17	0,86	—	—	6,3	—	5,0	54,45	8,25	0,89	—	—	6,6	—	—
Разлагающаяся растительность	6																						
Макрофиты, диатомовые, синезеленые водоросли	7	6,71	5,3	72,0	3,8	11,90	95,3	68,85	10,08	1,17	2,03	17,87	6,8	3,4	4,7	44,77	7,89	1,88	2,90	42,56	5,7	15	—204
Разлагающаяся *Zostera*	8	9,8	6,0	82,0	4,3	7,70	67,5	67,87	8,95	1,58	0,57	21,03	7,6	11,9	32,5	52,85	6,46	1,58	1,24	37,87	8,2	43	—167
Черный, органический (синезеленые водоросли) алеврито-песчаный ил	9	3,81	12,6	72,1	2,9	12,40	79,1	—	—	—	—	—	—	—	20,9	—	—	—	—	—	—	—	—187
Темно-серый органогенный (зостеровый) глинистый ил	10	1,72	11,7	76,7	2,9	8,70	55,6	67,33	8,80	—	—	—	7,7	—	44,4	50,51	8,43	—	—	—	6,0	—	—149
Черный органогенный (зостеровый) песчано-алевритовый ил	11	2,84	18,4	72,8	3,8	5,00	61,3	—	—	—	—	—	—	—	38,7	—	—	—	—	—	—	—	—205

привести некоторые материалы, заимствованные из работ В. В. Вебера и А. И. Горской, а также из работ О. К. Бордовского.

В табл. 39 приведен групповой и молекулярный состав органического вещества, образовавшегося из различных групп организмов. Эти материалы следует дополнить данными О. К. Бордовского о том, что химический состав планктона Индийского океана содержит $C_{орг}$ от 24,2 до 36,6%. Липидов в нем содержится от 6,4 до 13,6%, которые состоят в среднем из $C_{орг}$ — 67% и H — 10%; следовательно, в них много гетероатомов. Углеводородов немного (10%); содержание омыляемых веществ заметное.

В глубоководном планктоне Курило-Камчатского желоба содержание липидов очень высокое, от 36 до 54%, а у крупных ракообразных до 72%. Липиды содержат $C_{орг}$ — 77—79%, H — 11—12%. Содержание неомыляемых очень высокое до 76—98%, причем 20% из них составляют углеводороды, преимущественно метановые, с незначительной примесью нафтеновых.

Исключительно интересны данные о химическом составе кораллов, т. е. организмов, свидетельствующих о сугубо автохтонных условиях. В живых формах кораллов $C_{орг}$ составляет 0,7—2,0%. В коралловых осадках количество $C_{орг}$ понижается; в рифовых известняках его содержится 0,6—1,1%, а в песках — от 0,4 до 1,6%. Липидов в живых формах до 0,12—0,7%, а в осадках значительно меньше. Преобладающим компонентом липидов кораллов являются омыляемые вещества — до 60%, а неомыляемые не превышают 40%. Битумы в составе $C_{орг}$ также резко уменьшаются от 23—11 до 0,5% в песках, в песчаниках битумов 1,4—1,8%, в рифовых известняках — 2,3%. В битумах коралловых осадков преобладают смолисто-асфальтеновые фракции (70—90%). Количество масел в живых кораллах невелико — 16%, но в коралловых осадках оно возрастает до 30%. Содержание углеводородов в живых кораллах достигает 12% на сухое вещество, а в свежих осадках значительно понижается (0,01—0,08%), но вновь увеличивается в 3—5 раз в литифицированных осадках.

Возрастание относительной роли углеводородов в литифицированных осадках О. К. Бордовский считает возможным объяснить распадом менее стабильной части органического вещества (пассивное обогащение). В рифовом известняке углеводороды состоят на 55% из метаново-нафтеновых, на 6% из ароматических и 32% составляют петролинейно-эфирные смолы.

Приведенные О. К. Бордовским материалы показывают, что различные комплексы планктона значительно разнятся между собой, но в общем близки к химическому составу планктона Каспия и Черного моря (см. табл. 39).

Очень интересны и важны выводы О. К. Бордовского о том, что химический состав организмов, уже после их отмирания коренным образом изменяется.

Таблица 40

Геохимическая характеристика органического вещества современных (донных) осадков различных фаций (в средних значениях) по данным бензольной части спиртобензольного экстракта битума А+С

Количество анализов	Глубина воды в месте взятия образца, м	Медианный диаметр зерен, мм	Eh, мВ	$C_{орг}$, %	Гуминовый коэффициент, %	Битум, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Углеводороды, %	
								C	H	в органическом веществе	в битуме
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Озерные фации											
Пресноводные отложения оз. Севан											
Прибрежный песок											
1	1	0,36	+197	0,28	5,4	0,04	9,3	72,4	9,7	0,22	2,7
Алевритовые осадки											
2, 3	31	0,052	—146	4,4	24,5	0,76	12,3	69,6	10,6	0,26	2,2
Глинистые осадки											
2	57	0,01	—260	4,2	32,5	0,58	10,1	70,2	10,0	0,25	3,0
Фации авандельт и эстуариев											
Отложения внутренней (предустьевой) части авандельты Куры											
Алевритовые осадки											
2, 4	1—3	0,025	+172	0,32	16,8	0,045	5,0	69,7	9,7	0,23	5,8
Глинистые осадки											
2, 4	1—3	0,01	+136	0,46	16,8	0,045	4,0	70,3	10,2	0,26	9,7
Отложения внешней части авандельты Евфрата, Персидский залив											
Терригенно-карбонатный алеврит											
1	32	0,06	—150	0,25	15,2	0,016	6,3	78,8	10,5	0,41	9,5
Дельтовые выносы Лимпопо, Юго-Восточная Африка											
Алеврит крупнозернистый											
1	103	0,07	—110	0,74	20,8	0,016	1,5	67,7	10,4	0,03	2,3
Алеврито-глинистый ил											
1	280	0,01	—110	1,26	40,3	0,116	6,3	74,4	9,7	0,12	2,4
Дельтовые выносы Ганга. Бенгальский залив											
Алевритовый ил											
1	30	0,03	—150	0,37	21,8	0,042	7,7	68,8	9,5	0,27	4,4
Глинистый ил											
1	2230	0,01	—140	1,0	28,3	0,105	6,5	62,1	8,2	0,07	1,1
Дельтовые выносы Конго											
Алеврито-глинистый ил											
1	48	0,009	Не опр.	2,1	23,8	0,114	4,1	74,3	10,3	0,09	3,2
Глинистый ил											
1	1580	0,002	Не опр.	2,0	22,8	0,079	2,8	72,0	9,8	0,08	3,9

Количество анализов	Глубина воды в месте взятия образца, м	Медианный диаметр зерен, мм	Eh, мВ	$C_{орг}$, %	Гуминовый коэффициент, %	Битум, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Углеводороды, %	
								C	H	в органическом веществе	в битуме
1	2	3	4	6	6	7	8	9	10	11	12
Дельтовые выносы Амазонки. Бразильско-Гвианский шельф											
Алевритовый мелкозернистый песок											
1	42	0,13	—190	0,19	23,7	0,017	6,4	71,2	10,2	0,34	6,4
Глинистый ил											
1	52	0,01	—150	0,82	9,3	0,028	2,2	65,8	8,9	0,20	10,6
Дельтовые выносы Ориноко											
Глинистый ил											
1	34	0,01	—155	1,20	8,3	0,032	2,1	74,7	9,8	0,08	5,3
Алеврито-глинистый ил											
1	130	0,01	—130	0,68	22,5	0,044	4,7	73,1	10,3	0,008	0,2
Фация эстуариев, устье Ла-Платы											
Алеврито-глинистый ил											
1	30	0,002	Не опр.	1,0	8,1	0,091	6,3	72,0	10,4	0,33	6,8
Пески мелкозернистые											
2	95	0,15	Не опр.	0,41	21,3	0,025	4,4	69,7	9,7	0,34	8,0
Алеврит среднезернистый											
1	1080	0,04	Не опр.	2,2	6,0	0,043	1,3	68,1	9,6	0,09	8,0
Фации лагун, лиманов и полузамкнутых морских заливов											
Фации лагун и лиманов, Таманский полуостров											
Песчаные и алевритовые осадки											
4, 27	0,5—1	0,065—0,2	—164	2,6	5,6	0,18	3,4	73,1	11,1	0,20	10,5
Глинистые осадки											
2, 15	0,5—1	0,01	—175	2,9	6,0	0,22	3,9	—	—	0,11	3,4
Фации лагун и мелководных заливов Каспийского моря											
Терригенные осадки западной прибрежной полосы Южного Каспия											
Пески, в том числе алевритовые											
3, 11	0,5—1	0,15	—166	0,57	2,0	0,06	7,1	70,0	10,1	0,55	9,9
Песчано-алевритовые илы (застеровые и цианофицейные)											
2, 8	0,5—1	0,06	—209	3,0	2,4	0,56	6,4	69,3	10,2	0,17	4,2
Глинистый ил (застеровый)											
1	0,5	0,01	—149	1,7	5,9	0,15	5,9	67,3	8,8	0,35	7,2
Карбонатные осадки восточной прибрежной полосы Среднего Каспия (зал. Кендерли)											
Карбонатный песок											
1	5	0,23	—215	0,9	6,4	0,11	8,2	66,2	10,5	0,43	6,3

Количество анализов	Глубина воды в месте взятия образца, м	Медианный диаметр зерен, мм	Eh, мВ	$C_{орг}$, %	Гуминовый коэффициент, %	Битум, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Углеводороды, %	
								С	Н	в органическом веществе	в битуме
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Карбонатный ил						
1	5	0,03	—203	2,9	20,6	0,42	9,6	64,9	9,6	0,17	2,1
					Фация мелководного полузамкнутого залива, Таманский залив						
					Алевритовые илы						
1, 2	2—4	0,015	—7	1,4	4,2	0,07	3,3	—	—	0,11	3,8
					Глинистые илы						
1, 4	2—4	0,01	—108	2,3	5,3	0,10	3,9	—	—	0,07	1,8
					Фация полузамкнутого залива, Персидский залив						
					Карбонатные пески						
5	49	0,26	—239	0,43	7,9	0,031	5,5	70,9	10,7	0,21	4,8
					Карбонатный алевритоморфный ил						
2	49	0,023	—269	0,96	20,6	0,063	4,5	67,3	10,0	0,10	2,9
					Терригенно-карбонатный пелитоморфный ил						
1	88	0,002	—360	1,71	16,5	0,085	3,5	69,6	10,1	0,12	4,4
					Фация полузамкнутого залива, Мексиканский залив						
					Карбонатный алевритоморфный ил						
2	189	0,042	—113	0,51	32,4	0,022	3,1	71,1	10,6	0,22	6,8
					Морские и океанические фации						
					Пески фации пляжа открытых частей Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов						
10	0—1	0,14	+342	0,1	0	—	—	—	—	—	—
					Прибрежная фация Флоридского пролива у о. Кубы						
					Карбонатный песок						
1	1	0,056	—191	3,8	24,1	1,07	20,9	74,2	9,5	1,25	8,1
					Фация сублиторали открытой части западного шельфа Южного Каспия						
					Песчано-алевритовые осадки						
1, 5	15	0,07	—136	1,06	2,7	0,21	22,7	75,5	10,6	2,53	15,6
					Глинистые осадки						
2, 5	15	0,01	—17	2,45	2,7	0,31	18,1	76,2	9,7	1,65	12,3
					Фации внешней части шельфа и материкового склона Южного Каспия						
					Карбонатный пелитоморфный ил восточного шельфа						
1	93	0,01	—74	1,02	—	0,07	4,6	71,1	10,3	0,11	2,9
					Глинистый ил западного материкового склона						
1	240	0,01	—116	1,69	15,9	0,12	4,4	73,4	10,4	0,22	6,0

Количество анализов	Глубина воды в месте взятия образца, м	Медианный диаметр зерен, мм	Eh, мВ	$C_{орг}$, %	Гуминовый коэффициент, %	Битум, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Углеводороды, %	
								H	C	в органическом веществе	в битуме
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Фация центральной части впадины Южного Каспия											
1	900	0,01	—111	2,0	9,9	0,08	3,1	76,9	11,1	0,16	7,4
Мелководный архипелаг Онежской губы Белого моря											
Алевритовый ил											
1	0,2	0,027	—313	1,57	26,7	0,15	6,3	68,1	9,5	0,21	4,1
Фации материкового склона и смежной части шельфа Черного моря											
Песчаные осадки мидиевого ила											
3	30	0,115	—63	0,79	21,9	—	—	—	—	—	—
Глинистые осадки мидиевого ила											
1, 3	50	0,01	—78	1,41	20,0	0,08	4,3	40,9	11,3	0,33	9,5
Глинистые осадки фазеолинового ила											
2, 10	110	0,01	—73	1,37	10,9	0,11	5,4	70,3	10,8	0,49	11,4
Глинистые осадки зоны сероводородного заражения											
3, 13	300	0,01	—166	1,48	13,8	0,14	5,8	71,2	11,4	0,65	13,7
Фации шельфа окраинных морей (Охотское, Берингово)											
Алевритовые осадки											
1, 3	80	0,1—0,01	—161	1,21	15,2	0,13	7,1	70,6	10,7	0,24	7,7
Фации материкового склона (23) и впадин (24) тех же окраинных морей											
Алевритовые осадки											
4	1400	0,1—0,01	—98	1,32	21,8	0,15	7,5	70,2	9,9	0,32	6,2
Глинистые осадки											
3, 8	1400	0,01	+200	1,60	13,1	0,19	3,6	67,0	9,8	0,41	7,4
Фации материкового склона окраинных морей (Норвежское море к югу от Шпицбергена)											
Алеврито-глинистый ил											
1	360	0,01	—105	1,69	18,0	0,117	5,1	73,9	9,3	0,29	7,6
Глинисто-алевритовый ил											
1	1200	0,025	—80	0,57	11,2	0,018	2,5	77,6	11,0	0,32	18,3
Фация шельфа окраинных морей (Восточно-Китайское море)											
Коричнево-бурая («красная») алевритовая глина											
1	50	0,006	Не опр.	0,62	9,8	0,020	2,6	80,0	11,1	—	—
Фации коралловых рифов, Сейшело-Макаренское мелководье Индийского океана											
Коралловые пески											
3	43	0,46	—190	0,26	1,2	0,018	7,3	69,6	10,6	1,04	16,7

Количество анализов	Глубина воды в месте взятия образца, м	Медианный диаметр зерен, мм	Eh, мВ	$C_{орг}$, %	Гуминовый коэффициент, %	Битум, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Углеводороды, %	
								C	H	в органическом веществе	в битуме
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Калькаренитовые алевриты						
3	83	0,048	—199	0,58	10,2	0,030	4,1	69,5	10,6	0,17	5,7
					Фации шельфа Индийского и смежной части Тихого океанов						
					Песчано-алевритовый ил у о. Кергелен						
1	56	0,086	—245	0,35	24,5	0,074	15,4	72,8	10,6	1,21	10,3
					Карбонатный песок у о. Кергелен						
1	140	0,3	—130	0,34	32,7	0,024	5,1	71,5	10,6	0,37	8,6
					Ракушняковая дресва южнее Австралии и Новой Зеландии						
3	120	0,25	—135	0,14	22,2	0,011	8,0	75,0	11,1	0,37	10,3
					Глубоководные фации Индийского океана						
					Фораминиферовый ил						
5	4000	0,006	+380	0,33	12,8	0,027	5,3	64,5	9,1	0,23	5,1
					Диатомовый ил						
1	4540	0,01	+400	0,21	7,1	0,023	7,6	70,0	10,0	0,37	5,0
					Красная абиссальная глыба						
2	5260	0,01	+478	0,40	8,5	0,025	4,5	68,4	10,3	0,64	12,0
					Фации Бенгельского течения в пределах шельфа и смежной части материкового склона Атлантического океана у берегов Африки (район Уолфиш-Бей)						
1	100	0,01	Не опр.	3,5	—	0,60	11,5	66,8	10,0	0,67	4,0
					Существенно карбонатный алеврито-глинистый и алевритовый ил						
2	122	0,006	Не опр.	9,6	—	1,20	9,2	70,5	9,4	0,09	1,6
					Карбонатный песок (глобигериновый)						
2	160	0,23	Не опр.	2,2	—	0,14	4,6	71,3	10,2	—	—
					Карбонатный пылеватый алеврит (фораминиферовый)						
3	665	0,023	Не опр.	2,7	16,3	0,21	5,4	67,8	9,3	0,17	3,9
					Фации айсберговых осадков, моря Антарктики						
					Песок, море Дейвиса						
1	440	0,2	—105	0,13	22,9	0,018	10,7	76,3	11,8	0,97	9,3
					Песчано-алевритовые осадки у Земли Эндерби и берега Кемпа						
2	104, 1240	0,096	—121	0,38	28,3	0,037	6,7	67,4	9,8	0,51	12,5
					Фация мутьевых течений Атлантического океана						
					Мелкозернистый песок к северу от Фолклендских островов						
1	560	0,21	Не опр.	0,38	12,2	0,027	5,0	70,5	8,4	—	—

Так, в живом планктоне отношение C : N : P = 47 : 7,2 : 1, а в отмершем (биокостная материя, по О. К. Бордовскому) указанное отношение равно 100 : 10 : 1, т. е. в отмершем планктоне примерно вдвое меньше фосфора и азота. При этом важно указание, что отношение C/N в биокостной материи ближе к органическому веществу в осадках, чем в веществе исходных живых организмов. Об энергичном преобразовании органического вещества, даже в воде, не говоря уже об осадке, свидетельствует обнаружение в воде смол и асфальтенов, а в составе углеводородов не только метановых, но и нафтеновых и ароматических углеводородов.

В заключение представляется необходимым привести исключительной ценности фактический материал, который помещен в работе В. В. Вебера (1973) и является итогом многолетних его исследований (табл. 40).

В материале, приведенном в табл. 40, дана характеристика органического вещества в отложениях, формировавшихся в различных обстановках, но не рассмотрен вопрос о различии в органическом веществе осадков. отлагавшихся в аридных и гумидных областях.

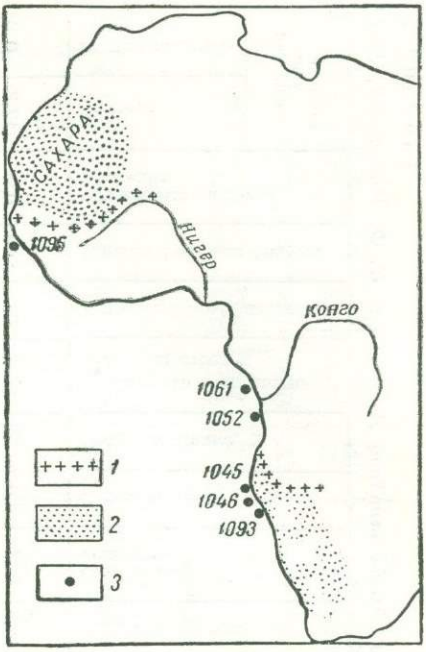


Рис. 104. Схема расположения точек отбора проб на шельфе Западной Африки (по К. Ф. Родионовой, 1972).
1 — граница аридной зоны; *2* — бессточные пустыни; *3* — номера проб.

Некоторые исследователи, например К. Ф. Родионова, изучая осадки шельфа Западной Африки (рис. 104) в областях гумидного и аридного климатов, пришла к выводу о том, что отношение C/N в органическом веществе аридной зоны равно 8—7, а — гумидной это отношение равно 16,5, что указывает, по ее мнению, на возможный привнос растительных остатков с суши. Этим же можно объяснить и повышенное содержание клетчатки. Осадки аридной зоны характеризуются и минимальным количеством гидролизуемых углеводов, максимальным количеством битуминозных веществ и хлороформенного экстракта битума А ($\beta_{хл}$).

Нужно, однако, отметить, что выводы о различии в составе и количестве органического вещества в осадках аридной и гумидной зон можно сделать лишь с большими поправками, и различия, которые приведены, могут быть объяснены иными причинами, например: содержанием органического вещества, составом осадка, восстановительными условиями (табл. 41 и 43). Приведенные данные необходимо дополнить следующими материалами.

Как указывает В. В. Вебер, в современных осадках были обнаружены углеводороды C_{11} и выше (М. И. Гербер и О. К. Бордовский, 1969), а также углеводороды от C_8—C_9 до C_{31} (М. И. Гербер и В. С. Орлова, 1968). Таким образом, «имевшийся ранее пробел между аналитически обнаруженными газообразными и жидкими углеводородами является целиком заполненным» (Вебер, 1973, стр. 36).

Очень интересный материал по органическому веществу современных осадков был получен Е. П. Шишениной (табл. 44, 42), которая отмечает, что

Таблица 41

Характеристика органического вещества осадков шельфа Западной Африки (по К. Ф. Родионовой, 1971)

Климат	Образец	Характер осадка, глубина	Содержание нерастворимой части осадка, %	Обстановка	Железо суммарное, %	$C_{орг}$ во взвеси, %	$C_{орг}$ в воде, %	Содержание органического вещества	Содержание $C_{орг}$, %	Битум в осадке, %	Σ битумов в органическом веществе, %	Битумный коэффициент	Кислая фракция битума	Гуминовые кислоты, % осадка	Редуцируемые вещества	
					пиритное / лепто-хлоритное / окисное										на $C_{орг}$	из них клетчатки на $C_{орг}$
Аридный	269	Алеврито-глинистый ил, карбонатный гидрослюдистый, 120 м	39,1	Восстановительная	2,59 / 54,8 / 21,3 / 23,9	4,4	14,7	12,1	6,6	1,53	12,6	6,0	1,08	0,9	17,3	0,6
	240	Песчаный ил, гидрослюдистый, 137 м	89,8	Слабо восстановительная	2,54 / 27,1 / 29,6 / 43,3	—	—	1,8	0,95	0,18	6,0	1,3	2,3	—	82,3	7,2
	268	Алеврито-глинистый, каолинитовый, 107 м	67,0	Субокислительная	2,08 / 21,6 / 30,7 / 48,7	—	—	2,9	1,5	0,21	7,3	2,1	2,5	0,4	—	—
Гумидный	270	Алеврито-глинистый ил, карбонатный, каолинитовый, 45 м	53,2	Субокислительная	2,71 / 32,5 / 23,8 / 41,7	4,0	9,7	3,4	1,8	0,20	5,8	1,4	3,1	0,25	—	—
	239	Алеврито-глинистый ил, карбонатный каолинит, 51 м	43,2	Окислительная	4,79 / 0,4 / 31,3 / 68,3	8,0	4,7	4,3	2,3	0,20	4,6	1,1	3,4	1,4	24,7	6,4
	267	Алеврито-глинистый, каолинитовый, 110 м	72,1	Окислительная	1,65 / 1,2 / 18,8 / 60,0	—	—	3,1	1,65	0,15	5,0	1,3	2,9	0,14	40,2	8,0

Таблица 42

Групповой состав спиртобензольных экстрактов битумоидов А и С (по усредненным данным)

Бассейн и возраст ископаемых осадков	Тип осадков	Битумоид А								Битумоид С							
		Количество образцов	Растворимые в петролейном эфире	Смолы		Асфальтогеновые кислоты	Асфальтены	Нерастворимые в $CHCl_3$	Отношение асфальтенов к смолам	Количество образцов	Растворимые в петролейном эфире	Смолы		Асфальтогеновые кислоты	Асфальтены	Нерастворимый в $CHCl_3$	Отношение асфальтенов к смолам
				бензольные	спиртобензольные							бензольные	спиртобензольные				
Современные осадки																	
Северная Атлантика	Алеврито-глинистые и песчано-глинистые илы	8	5,50	6,73	39,44	24,05	21,84	0	1,11	3	1,44	2,96	10,75	47,35	6,13	31,37	4,26
Тихий океан	Вулканогенный органогенно-известковисто-кремнистый ил	5	3,72	4,47	33,21	37,88	19,14	3,02 (2 обр.)	1,57	4	2,19	2,51	13,82	47,84	8,27	25,36	3,74
Черное море	Известково-глинистый * и глинисто-известковистые илы		1,91	8,02	59,02	11,87	19,42	0	0,52	1	0,52	2,11	11,22	24,73	4,12	57,30	2,16
Оз. Лесное	Песчано-глинистые и глинисто-песчаные илы	22	0,99	14,49	5,97	56,24	10,73	11,32	4,36	5	0,27	0,81	1,73	3,48	1,12	92,59	1,74
Ископаемые осадки (Западно-Кубанский прогиб)																	
Понт	Глина	—	—	—	—	—	—	—	—	1	5,02	18,29	12,73	50,98	9,24	3,74	1,94
Сармат	»	1	3,22	12,39	14,16	32,76	23,79	13,68	2,13	1	1,66	4,18	10,32	18,00	5,92	59,92	1,65
Майкоп	»																
Кумская свита	Бурый мергель	1	1,54	4,57	28,35	17,16	42,30	6,08	1,82	1	3,35	16,10	12,50	36,40	12,30	19,35	1,70
Эоцен	Глина	1	2,53	4,05	7,23	8,21	6,69	71,29	1,32	1	1,25	2,19	11,18	8,67	8,58	68,13	1,29
Нижний мел	Аргиллит	1	4,03	11,75	10,48	30,19	24,87	18,70	2,48	1	4,34	9,07	28,00	26,83	23,65	8,11	1,36

* Древнечерноморские осадки.

Климат	Лабораторный номер	Тип осадка	Общее содержание органического вещества, %	Содержание в породе, %				
				битум А		битум С		сумма битумов
				хлороформенный	спиртобензольный	хлороформенный	спиртобензольный	
Г	270	Алевритисто-глинистый ил	3,38	0,048	0,092	0,011	0,046	0,197
Г	239	То же	4,34	0,046	0,070	0,022	0,064	0,202
Г	267	Глинистый среднезернистый алеврит	3,09	0,039	0,047	0,017	0,050	0,153
А	268	То же	2,91	0,061	0,062	0,023	0,068	0,214
А	240	Песчаный крупнозернистый алеврит	1,81	0,033	0,047	0,019	0,010	0,185
А	269	Алевритово-глинистый ил	12,11	0,731	0,463	0,107	0,226	1,527

Элемен

Бассейн и возраст ископаемых осадков	Осадки	Битумоид А									
		Количество образцов	Хлороформенный					Количество образцов	Спиртобензо		
			С	Н	О+S+N	С/Н	Н/С		С	Н	О+S+N
Современные											
Северная Атлантика	Алеврито-глинистые и песчано-глинистые илы	3	74,83	10,10	15,07	7,42	1,61	11	73,88	9,03	17,53
Тихий океан	Вулканогенный органогенно-известковистый, кремнистый ил	3	73,01	10,06	16,93	7,27	1,64	10	69,04	9,98	20,98
Черное море	Известково-глинистый и глинисто-известковый ил	1	71,78	10,32	17,90	6,95	1,72	6	71,19	10,63	18,18
оз. Лесное	Песчано-глинистые илы	14	77,08	11,80	11,12	6,53	1,84				
			* 81,37	12,76	5,87	6,38	1,88	14	71,11	9,25	19,64
Ископаемые											
Понт	Глина		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сармат	»		—	—	—	—	—	1	70,93	9,46	19,61
Майкоп	»		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эоцен (кумская свита)	Бурый мергель		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эоцен	Глина	—	—	—	—	—	—	1	54,22	6,58	39,20
Нижний мел	Аргиллит		—	—	—	—	—	1	76,79	6,95	16,26

* Элементарный состав петролейно-эфирного экстракта.

Таблица 43

Органическое вещество современных осадков шельфа Западной Африки

Коэффициент нейтральности	Гуминовые кислоты, %	Баланс органического вещества, %						Фракционный состав, % битума	
		битум А		сумма хлороформенных + спиртобензольных	битум С		сумма битумов		
		хлороформенный	спиртобензольный		хлороформенный	спиртобензольный		А	С
3,10	0,248	1,42	2,72	4,14	0,32	1,36	5,82	71,2	28,8
3,39	1,44	1,06	1,61	2,67	0,50	1,47	4,64	58,0	42,0
2,92	0,14	1,26	1,52	2,78	0,55	1,61	4,97	57,5	42,5
2,50	0,405	2,09	2,13	4,22	0,79	2,32	7,33	57,6	42,4
2,29	—	1,82	2,56	4,38	1,04	0,53	5,95	73,7	26,3
1,08	0,92	6,03	3,82	9,85	0,88	1,86	12,59	78,3	21,7

Таблица 44

тарный состав спиртобензольных экстрактов битумоидов А и С (по Е. П. Шишениной)

льный		Битумоид С											
		Количество образцов	Хлороформенный					Количество образцов	Спиртобензольный				
С/Н	Н/С		С	Н	О+S+N	С/Н	Н/С		С	Н	О+S+N	С/Н	Н/С
осадки													
8,19	1,50	3	—	—	—	—	—	7	58,73	6,93	34,38	8,49	1,41
6,91	1,73	3	—	—	—	—	—	6	62,23	7,62	30,15	8,17	1,48
6,71	1,79	5	75,35	11,18	13,46	6,75	1,77	1	61,81	9,03	29,16	6,84	1,75
7,12	1,56	3	67,98	8,21	23,81	8,28	1,45	10	57,40	5,22	37,38	10,68	0,91
осадки													
—	—	—	—	—	—	—	—	1	67,22	9,17	23,61	7,33	1,64
7,50	1,60	1	—	—	—	—	—						
—	—	—	—	—	—	—	—	1	51,21	6,31	42,48	8,12	1,48
—	—	—	—	—	—	—	—	1	71,60	10,15	18,25	7,05	1,58
8,24	1,45	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11,05	1,09	1	—	—	—	—	—	1	71,58	9,66	18,76	7,41	1,62

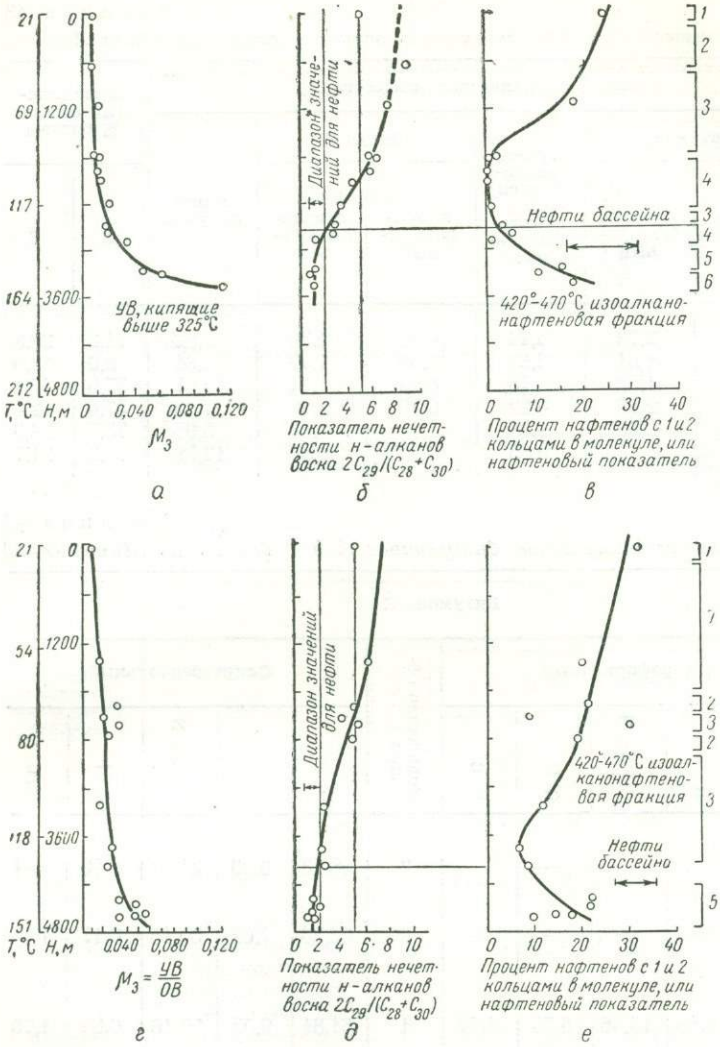


Рис. 105. Изменение величины μ_3 (отношения углеводородов к органическому веществу), показателя нечетности н-алканов и нафтенового показателя с увеличением глубины и возраста пород в глинистых породах бассейнов Лос-Анджелес (*а*, *б*, *в*) и Вентура (*г*, *д*, *е*). По Д. Т. Филиппи, 1970.

Отложения: *1* — современные, *2* — верхнеплиоценовые, *3* — нижнеплиоценовые, *4* — верхнемиоценовые (А), *5* — верхнемиоценовые (Д), *6* — верхнемиоценовые (Е), *7* — плейстоценовые.

концентрация органического вещества в осадках Северной Атлантики и в Тихом океане, а также в области, расположенной к юго-западу от Японии, одного порядка. Однако различно количество нерастворимого органического вещества (75,90% и 54,60%); содержание гуминовых кислот (10,81% и 31,2%), содержание битумоида А (2,38%—3,18%) и битумоида С (2,81% и 3,37%).

В заключение обзора результатов исследований Е. П. Шишенина указывает, что в осадках, на стадии диагенеза образуются углеводороды с числом углеводородных атомов в молекуле от C_{13} до C_{35}. Интервал числовых значений нечетных и четных парафинов (нч/ч) или коэффициент нечетности может быть самым разнообразным, т. е. от менее двух до пяти.

Е. П. Шишенина напоминает, что в исходном органическом веществе обычно обнаруживаются только четные н-парафины и коэффициент нечетности часто принимается в качестве важного показателя преобразования органического вещества на разных стадиях уже катагенеза.

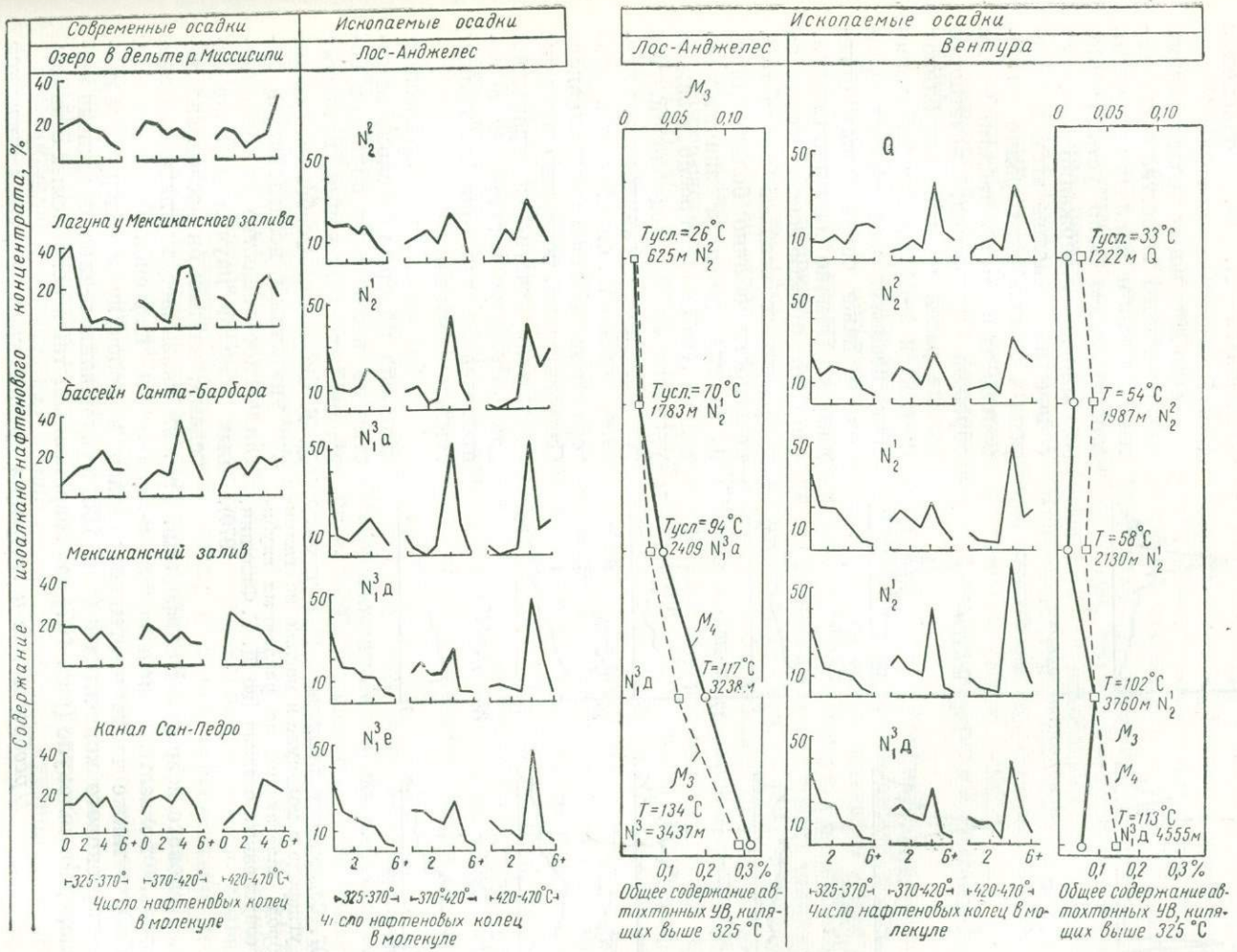


Рис. 106. Число нафтеновых колец в молекуле и содержание изоалкано-нафтенового концентрата в нефтях современных и ископаемых осадков (по Д. Т. Филиппи, 1970).

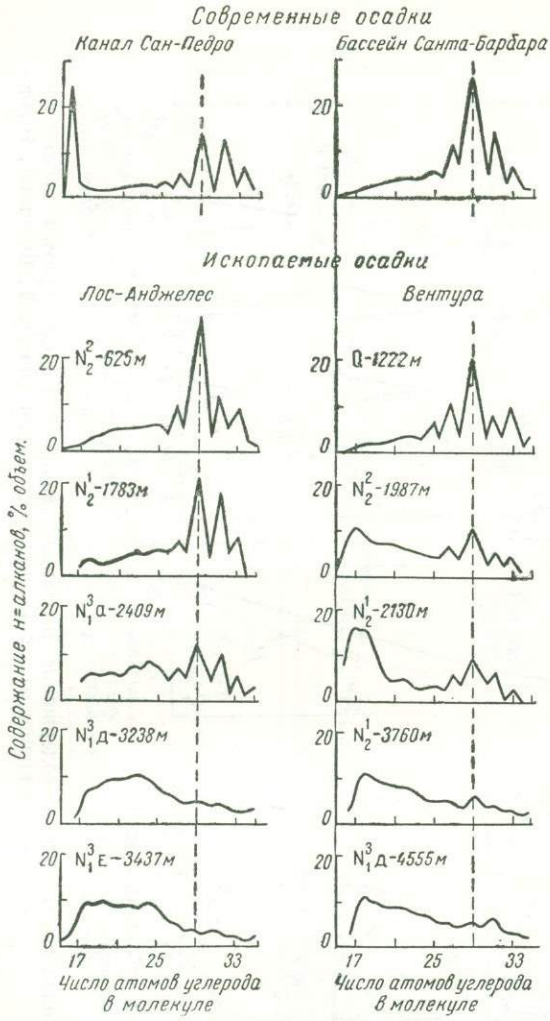


Рис. 107. Содержание н-алканов (%) и число атомов углерода в молекуле в маслах из глинистых пород, залегающих на различных глубинах, и современных осадков (по Д. Т. Филиппи, 1970).

По рассматриваемому вопросу не менее интересные материалы приводятся К. Ф. Родионовой (1971).

При детальных исследованиях органического вещества современных осадков и даже при изучении планктона ею было установлено, что иногда содержание молекул с нечетным числом атомов углерода в н-парафинах равно содержанию их с четным числом. Таким образом, показатель нечетности иногда равен единице или близок к ней в н-парафинах органического вещества современных осадков и даже современных организмов. Обычно же принимается, что для органического вещества современных осадков показатель нечетности обычно больше двух, а иногда даже и значительно выше. Крайне интересно и важно указание К. Ф. Родионовой, что тип исходного органического вещества, возможно, определяет характер содержащихся в них н-алканов. Следовательно, возможно высокий показатель нечетности характерен для гумусового вещества, а не сапропелевого, что, однако, нельзя считать доказанным.

Небольшой, но интересный материал по органическому веществу из нескольких образцов современных отложений приводит Д. Т. Филиппи. Особенно важно, что указанный исследователь органическое вещество из современных осадков изучил теми же методами, какими он исследовал породы неогенового возраста Калифорнии. Так, им указывается углеводородный показатель, показатель нечетности н-алканов и нафтеновый показатель (рис. 105), а также число нафтеновых колец в молекуле и содержание изоалкано-нафтенового концентрата (рис. 106) и содержание н-алканов и число атомов углерода в молекуле (рис. 107) как современных, так и ископаемых осадков.

Преобразование и миграция органического вещества в осадках

Как уже было отмечено, еще в воде водоемов, органическое вещество претерпевает значительные изменения, которые приближают его к органическому веществу осадков. Некоторые материалы о преобразовании органического

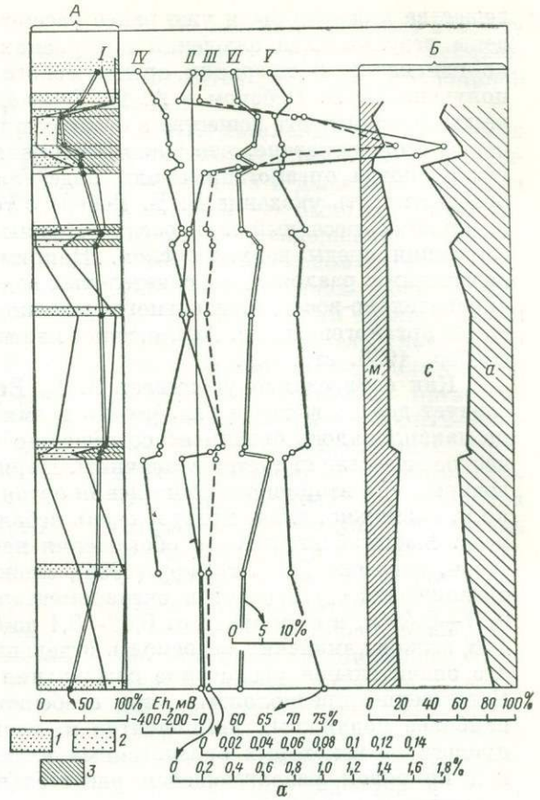
вещества в осадке были уже ранее рассмотрены (см. табл. 2). В табл. 2 приведены результаты наблюдений в водоемах, а в табл. 3 — результаты опытов по изменению и миграции органического вещества в осадках, которые были получены В. В. Вебером и А. И. Горской. Что же касается изменения количеств органического вещества в осадках в результате его миграции, то В. В. Вебером было доказано, что такая миграция происходит и в значительном масштабе, когда органогенные илы подстилаются песками. При этом интересно особо отметить указание В. В. Вебера о том, что в результате такой миграции на нижний, песчаный слой распространяются окислительно-восстановительные состояния среды верхнего слоя. Например, песок под органогенным илом, связанным с разложением синезеленых водорослей, приобретает то же значение окислительно-восстановительного потенциала (Eh = —202, —226 мВ), что и этот органогенный ил. Аналогичное явление происходит и в опытных условиях (Вебер, 1956, стр. 62).

Как справедливо указывает В. В. Вебер, из приведенных материалов не следует делать вывод о том, что во время формирования песков в них вообще не накапливалось органическое вещество и все обнаруживаемое в них органическое вещество является вторичным. Наряду с этим следует всегда иметь в виду возможность вторичного обогащения органическим веществом не только песков, но и, возможно, глин, правда, очень небольшого слоя, на ранней стадии диагенеза. Масштаб вторичного обогащения песчаных осадков органическим веществом, согласно В. В. Веберу (1956), «можно оценить увеличением содержания органического углерода: в экспериментальной обстановке от 0,02—0,025 до 0,37—0,48%, в природной от 0,02—0,1 до 0,6—0,9% (Каспий)». Для аналогичных песков таманских водоемов в отдельных случаях следует «допускать и более значительное увеличение содержания органического вещества» (стр. 75), Естественно предположить, что особенно интенсивно происходит миграция наиболее подвижных компонентов и, очевидно, что именно благодаря этому процессу в некоторых органогенных илах (см. обр. 13, табл. 2), залегающих под покровом разлагающейся растительности, наблюдается повышенное содержание органического углерода, значительное обогащение таких слоев бензольной частью битума и уменьшение спиртобензольной его части вплоть до полного отсутствия.

Надо отметить, что не во всех слоях, в которых можно предполагать наличие битума, мигрировавшего из смежных слоев, он будет характеризоваться большим содержанием наиболее подвижных компонентов. Обусловливается это тем, что в таких слоях мы имеем дело как с мигрировавшим битумом, так и с первично в нем содержавшимся, который может характеризоваться высоким содержанием малоподвижных компонентов. Поэтому в указанных слоях в ряде случаев отмечается высокое содержание нерастворимого остатка, сравнительно небольшое количество бензольной части, а в ней относительно небольшое количество водорода по отношению к углероду (см. обр. 16, табл. 2).

Из приведенных материалов не следует делать выводы о том, что органическое вещество в песчано-алевритовых осадках, если оно отмечается в значительном количестве, является всегда в основном вторичным. В таких осадках органическое вещество может быть и вполне сингенетичным. Накопление его в значительных количествах можно легко объяснить, предположив, что ранее песчано-алевритовые слои представляли собой органогенные песчано-алевритовые слои.

Не останавливаясь более детально на вопросе о преобразовании органического вещества, отметим лишь, что в осадках, для которых характерны



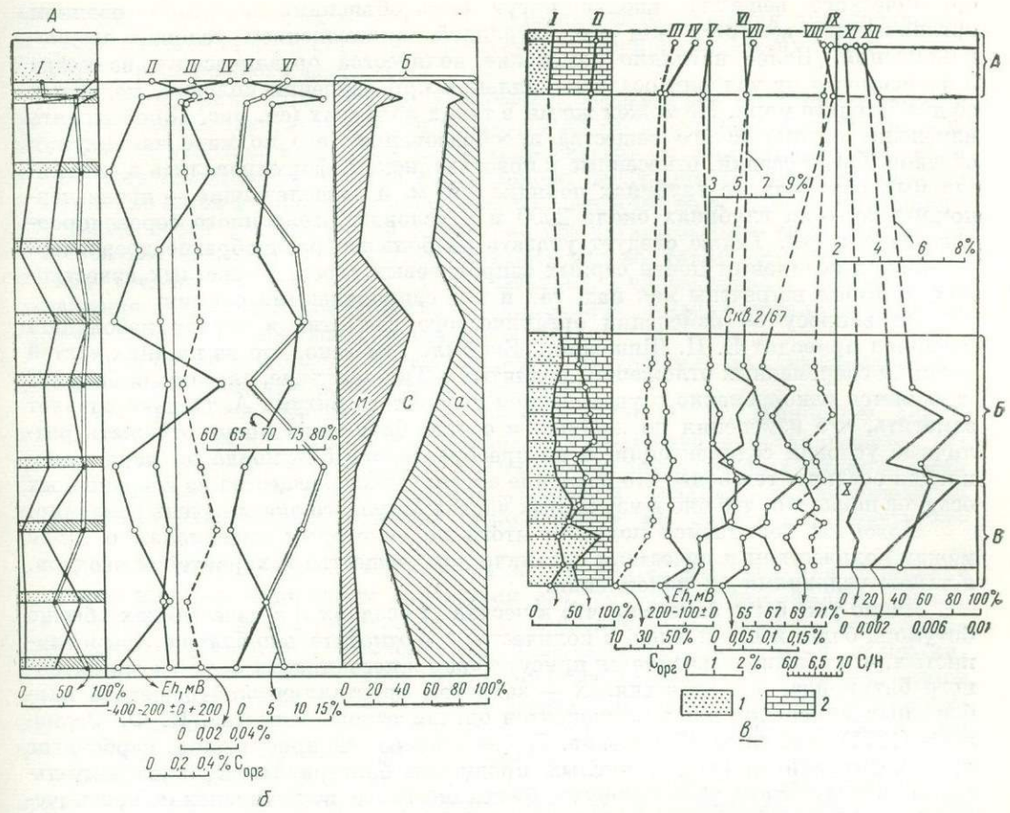


Рис. 108. Схемы изменения состава органического вещества осадков в области восточного шельфа Южного Каспия (по В. В. Веберу, 1971, 1973).

а — по разрезу морской картировочной скв. 2/67: *А* — гранулометрический состав осадков; фракции (в %): *1* — песчаная, *2* — алевритовая, *3* — глинистая. *Б* — компонентный состав бензольной части битума А + С; *м* — масла, *с* — смолы, *а* — асфальтены. Кривые: *I* — содержание терригенной части осадка (нерастворимый в 10%-ной HCl остаток), *II* — содержание органического углерода, *III* — содержание бензольной части битума А + С, *IV* — Eh, *V* — содержание углерода в бензольной части битума А + С, *VI* — битумный коэффициент (для бензольной части битума А + С). Все геохимические показатели привязаны к подошве соответствующего интервала отбора образца. *б* — по разрезу морской картировочной скв. 1/67. Условные обозначения см. рис. 108, *а*. *в* — по разрезу грунтовой колонки ст. 22 и морской картировочной скв. 2/67; *А* — донные осадки современного Каспия; верхи хвалынского яруса древнего Каспия; *Б* — карбонатная пачка, *В* — карбонатно-терригенная пачка. Кривые: *I* — содержание терригенной части осадка (нерастворимый в 10%-ной HCl остаток), *II* — содержание пелитовой фракции осадка (< 0,01 мм), *III* — влажность осадка, *IV* — Eh, *V* — содержание органического углерода, *VI* — битумный коэффициент (для битума А + С в целом), *VII* — общее содержание битума А + С, *VIII* — содержание углерода в бензольной части битума А + + С, *IX* — отношение С/Н (для бензольной части битума А + С), *X* — масляная фракция компонентного состава бензольной части битума А + С, *XI* — содержание углеводородов в бензольной части битума, *XII* — содержание углеродов в осадке. *1* — терригенная часть осадка; *2* — карбонатная часть осадка.

восстановительные условия, образуются углеводороды от C_4 до C_{31}. По мере углубления в осадок в песчано-алевритовых отложениях иногда отмечается увеличение содержания битумов и более восстановленный их характер; в глинистых также, по мнению В. В. Вебера (1973), наблюдается такая же закономерность.

К аналогичным выводам пришел и П. В. Смит (Smith, 1954), отметивший увеличение концентрации углеводородов по мере углубления в толщу современных осадков и увеличение содержания (в 8 раз) углеводородов в песчаных отложениях по сравнению с граничащими с ними глинистыми. При этом он указал, что в песчанистых породах органическое вещество было более нефтеподобно, чем в глинах, что легко объяснить вытеснением некоторого количества наиболее подвижной части органического вещества из глинистых пород в смежные с ними песчанистые.

Критерием для различия первичного и вторичного органического вещества могут являться данные о характере его, сохранившегося в породе. Так как наиболее подвижной частью органического вещества являются его легкие компоненты, например масла битума А, то можно предположить, что большое количество их укажет на проникновение органического вещества из смежных отложений, а не за счет разложения органического вещества, находящегося in situ.

Вопрос о том, в какую стадию формирования пород может происходить перемещение органического вещества из глин в смежные песчанистые слои, в настоящее время не может быть разрешен с полной достоверностью. Так, несомненно, что такое перемещение имеется в ранние стадии диагенеза, еще до уплотнения осадков, но вместе с тем возможно перемещение и в более позднее время, во время уплотнения осадков и вытеснения флюидов из глинистых осадков в пески, что, однако, происходит на поздних стадиях диагенеза и ранних стадиях катагенеза, о чем уже ранее упоминалось (см. рис. 19).

К сожалению, нужно признать, что в настоящее время ни о преобразовании органического вещества в глинах в разные стадии диагенеза, ни о миграции его в указанные стадии сказать что-либо определенное мы не можем прежде всего потому, что так называемые «современные» отложения — на самом деле это отложения, формировавшиеся в разных условиях (см. рис. 18 и 102), а поэтому различия в органическом веществе, изучаемом из разных слоев, как правило, почти нацело зависят от изменения условий их формирования, а не от преобразования или миграции органического вещества. В этом отношении очень показательно изменение состава органического вещества в колонках осадков Каспийского моря (рис. 108), которые были исследованы В. В. Вебером (1973). В этих разрезах иногда наблюдаемые отчетливые различия в характере

органического вещества вполне могут быть объяснимы не преобразованием органического вещества или его миграцией, а изменением условий осадконакопления. Более наглядно изменение количества органического вещества в зависимости от условий осадконакопления при изучении колонок, поднятых со дна Черного моря. Не можем же мы в таких колонках (см. рис. 18) объяснять изменение органического вещества преобразованием его по мере накопления осадков, когда осадки, отнесенные к новоэвксинским, формировались в окислительных условиях на глубинах порядка 200 м, а вышележащие — древнечерноморские — на глубинах около 2000 м в условиях придонного сероводородного заражения. Также следует указать на большое разнообразие древнечерноморских осадков от почти черных сапропелевых слоев, до светлых известковых, которые встречены как над, так и под сапропелевыми слоями.

По вопросу об изменении органического вещества в осадке небольшой материал приводит Е. П. Шишенина. Ею было замечено, что из нижних частей колонки современных отложений, поднятых в Тихом океане, связанный битум С изменяется одновременно с увеличением свободного битума А. Однако следует заметить, что изменения по колонке и состав битумоида могут отражать различные условия седиментации, а не преобразование битумоида по мере накопления осадков, тем более что изучение ооганического вещества из современных осадков показало, что оно в изучаемых частях Мирового океана очень различно.

Ниже мы попытаемся подвести итоги по некоторым материалам о связи между количеством и качеством органического вещества и характером осадков, а также условиями их накопления.

Давно уже было замечено, что в песчаных осадках и в известняках обычно битумоид более восстановлен, а количество его относительно больше, чем в глинистых, что обычно объясняется присутствием в песчанистых осадках аллохтонного битумоида, а в известняках — захватом кристаллической решеткой карбонатных минералов иных компонентов органического вещества. К. Ф. Родионова (1971) дает иное объяснение. По ее мнению, «в присутствии карбонатов происходит нейтрализация кислых продуктов бактериальной жизнедеятельности, в результате чего процессы биохимического восстановления органического вещества протекают дальше, чем в чисто глинистой фации» (стр. 32).

Количество органического вещества в глинах и в известняках больше, чем в терригенных известковых песчаниках, поэтому обычно отмечается обратная зависимость между битуминизацией и количеством органического вещества, которую часто называют «закономерностью Успенского». Нужно, однако, отметить, что «закономерность Успенского» может быть объяснена не ранее указанными причинами, а иными.

Как уже давно указала М. А. Мессинева, песчаные или вообще гетерогенные породы резко отличаются от глин — моногенных пород, своей активностью. Поэтому М. А. Мессинева первые выделяет в качестве «биохимически активных» пород, а вторые — моногенные в качестве «биохимически пассивных».

В «биохимически активных» породах органическое вещество может претерпевать глубокие изменения в смысле его минерализации и, главное, декарбоксилизации, в результате которой количество углеводородов может резко увеличиваться, а общее количество органического вещества, наоборот, может заметно уменьшаться.

В «биохимически пассивных» породах органическое вещество не претерпевает столь глубоких изменений.

По-видимому, указанным явлением можно объяснить и разницу в количестве и составе органического вещества в известняках и известковых песках.

Несомненно, очень важен вопрос и об условиях формирования литологически сходных осадков, в частности, значение сероводородного заражения на преобразование органического вещества.

Сероводородное (углекислое) заражение, вызывающее восстановительные условия, обязательно возникает в осадке, если органическое вещество на дне бассейна не успевает полностью минерализоваться. Отсюда следует, что, если в процессе накопления осадков не возникает восстановительных условий, то в осадках, а затем в породах от органического вещества не останется реакционно способной части органического вещества. От органического вещества могут остаться так называемые «углистые остатки» или же такие нереакционно способные соединения, как метан. Следовательно, сероводородное (углекислое) заражение — обязательное условие накопления в осадках органического вещества, хотя бы в небольших количествах.

Значение придонного сероводородного заражения на преобразование органического вещества оценивается различно.

Некоторые исследователи, в том числе и автор (Б. П. Жижченко, 1959), высказывали предположение, что наибольшее содержание органического вещества и образование наибольшего количества углеводородов нефтяного типа более вероятно в условиях возникновения в осадках сероводородного заражения. Такое предположение основывается на следующих соображениях.

Так как наибольшая интенсивность восстановительных условий возникает в осадке при сероводородном заражении его, то естественно сделать вывод, что в условиях сероводородного заражения следует предполагать, во-первых, возможность сохранения наибольшего количества органического вещества, а во-вторых, образование наибольшего количества углеводородов нефтяного типа, так как в среде, зараженной сероводородом, окислительно-восстановительные условия являются восстановительными по отношению к наибольшему числу компонентов органического вещества.

Если указанные положения верны, то и сероводородное заражение является одним из важнейших факторов, которое направляет преобразование органического вещества, накапливающегося на дне водоемов, в сторону образования нефти.

Процесс накапливания сероводорода ни в коем случае нельзя рассматривать как благоприятный фактор для возникновения этих углеводородов. Образование сероводорода, происходящее с поглощением энергии, может приводить к окислению, а не к восстановлению органического вещества.

Процессами, благоприятствующими образованию углеводородов нефтяного типа, являются те, которые связаны с окислением уже образовавшегося сероводорода или с разложением тех соединений, которые могли возникнуть в осадке только в условиях сероводородного заражения. Однако это предположение опровергается рядом имеющихся данных. Например, некоторые породы, сильно пиритизированные, в ряде случаев содержат малое количество органического вещества, а в нем часто почти совершенно отсутствуют углеводороды. Это явление, как справедливо отмечает Н. А. Еременко, вероятно, обусловливается тем, что в процессе диагенеза все органическое вещество расходуется на питание сульфатредуцирующих бактерий. Особенно же интересны данные, полученные в последние годы в результате исследований О. К. Бордовского и В. В. Вебера. Выяснилось, что в осадках Черного моря, формировавшихся в условиях придонного сероводородного заражения, состав битумоида довольно своеобразен. Так, по данным О. К. Бордовского, количество масел не превы-

шало 2,4—4,8%, что почти в 2 раза ниже обычного содержания. По данным В. В. Вебера, количество масел в этих осадках иногда меньше 1,0%.

По О. К. Бордовскому, характерной особенностью битумоида черноморских осадков является преобладание петролинейно-эфирных смол, в то время как среди битумоидов из осадков, формировавшихся при нормальном газовом режиме, преобладают метаново-нафтеновые. Роль ароматических мала, а гетеросоединений повышена. Такой состав битумоидов, по О. К. Бордовскому, обычно встречается в осадках, в которых органическое вещество еще слабо затронуто диагенетическими процессами. Следовательно, по О. К. Бордовскому, результаты изучения битумоида в осадках Черного моря свидетельствуют о замедленном диагенетическом его преобразовании в условиях сероводородного заражения, а не о его восстановлении. Согласиться с замедлением процесса преобразования всего органического вещества в зоне сероводорода, конечно, можно, но только в этом случае нужно помнить, что для восстановления битумоида необходимы окислительные условия. В черноморских осадках, по О. К. Бордовскому (1972), «существенная часть битума находится в связанном состоянии уже в начальной стадии формирования осадков» (стр. 36). Несмотря на это, вывод О. К. Бордовского о том, что «благодаря слабому преобразованию органического вещества в условиях сероводородного заражения в нем сохраняется больше потенциальных возможностей для дальнейшего преобразования на более поздних стадиях литогенеза» (стр. 37), может быть принят условно.

На процесс образования углеводородов нефтяного типа большое значение оказывает не только окислительно-восстановительная обстановка, но и, возможно, концентрация органического вещества в осадке, а также гранулометрический и минеральный состав его. Так, например, в настоящее время широко распространено мнение о том, что для образования углеводородов нефтяного типа важное значение имеет наличие в осадках большого количества глинистых минералов определенного минерального состава. Роль последних обычно сводится к каталитическому воздействию их на преобразующееся органическое вещество. Однако следует указать, что до настоящего времени вопрос о благоприятном для образования углеводородов нефтяного ряда соотношении количества органического вещества и минеральной части осадков еще не выяснен так же, как не выяснен вопрос о том, какой же минеральный состав глин благоприятствует образованию углеводородов нефтяного ряда.

Очевидно, значение указанных факторов сильно преувеличено, т. е. образование углеводородов нефтяного ряда возможно в очень широких пределах соотношения количества органического вещества и глинистых минералов, а также минерального состава последних.

Также, вероятно, сильно преувеличено и значение необходимости длительного сохранения субаквальных условий для образования углеводородов нефтяного типа, что возможно, конечно, лишь в областях, длительно прогибающихся. По этому вопросу в настоящее время мы не располагаем вполне конкретными материалами, и, возможно, делаем в ряде случаев неправильные выводы об истории развития обширных областей, руководствуясь данными о наличии или отсутствии в них крупных скоплений углеводородов нефтяного ряда.

В конечном итоге можно сделать немного заключений о связях между условиями накопления осадков и содержащегося в них органического вещества. Из них важнейшими являются следующие.

1. Основное преобразование органического вещества от живых организмов до собственно органического вещества («биокостная материя», по О. К. Бор-

довскому) происходит непосредственно после отмирания организмов, даже до погребения их в осадках.

2. Углеводороды образуются в осадках, возможно, и в поздние стадии диагенеза, вероятно, в результате преобразования части липидов и других компонентов органического вещества. Мощность зоны, в которой происходит энергичное биохимическое преобразование органического вещества, определяется мощностью осадков, в которых развита интенсивная жизнедеятельность бактерий. Возможно, что эта мощность очень невелика (несколько метров), но может быть и больше (несколько десятков метров).

По О. К. Бордовскому, все углеводороды в осадках представляют собой накопление углеводородов, образовавшихся еще в живых организмах. Увеличение их относительного количества в литифицированных осадках — результат распада иных компонентов органического вещества (пассивное накопление углеводородов).

3. Осадки, содержащие углеводороды нефтяного ряда, несомненно проходили стадию восстановительных условий. Однако неизвестно, когда эта стадия развивалась — во время накопления, в раннюю стадию диагенеза или же в последующее время, когда на осадок, формировавшийся в окислительных условиях, распространялись восстановительные условия, характерные для более поздних, резко отличных осадков, из которых мигрировало органическое вещество (см. рис. 19).

4. Пока нельзя утверждать с полной достоверностью, что все осадки, содержащие углеводороды нефтяного типа, в какой-то период своего формирования проходили стадию сероводородного заражения. Можно, однако, сделать общий вывод, что сероводородное заражение придонное и в осадке задерживает деструкцию органического вещества и образование восстановленных его компонентов.

5. Не может быть принято с полной достоверностью предположение о невозможности образования больших количеств углеводородов указанного типа в пресноводных бессульфатных бассейнах, в которых сероводородное заражение в придонных слоях воды, а также устойчивое сероводородное заражение в осадке маловероятны.

6. Отмечается определенная зависимость между составом осадков и характером органического вещества. В песчаных и известковых осадках органическое вещество более восстановлено, чем в глинах, а в песчаных даже общее количество восстановленного органического вещества, нередко уже в зоне диагенеза, в несколько раз превышает содержание его в глинах.

Сравнение органического вещества осадков и пород

Как уже отметил О. К. Бордовский (1972), «по степени битуминизации органическое вещество современных осадков находится примерно на уровне битуминизации органического вещества ископаемых пород» (стр. 28).

Этот общий вывод представляется исключительно важным, так как может свидетельствовать о том, что в раннюю стадию накопления осадков происходят основные преобразования захороненного органического вещества.

К сожалению, у О. К. Бордовского нет материалов, на основании которых можно было бы сделать указанный вывод. Поэтому для нас большую ценность представляют исследования органического вещества, которые были проведены Е. П. Шишениной, тем более что ею изучение современных и ископаемых осадков было проведено одинаковыми методами.

Е. П. Шишениной большое внимание было уделено изучению «кислых» битумоидных компонентов спиртобензольного экстракта, так как предполагается, что этот экстракт представлен продуктами первичного окисления исходного органического материала. Следовательно, по соотношению составных компонентов этого экстракта можно судить о процессах преобразования органического вещества и об их интенсивности под действием микробиологических и физико-химических факторов. В менее преобразованном органическом веществе основная масса должна быть представлена асфальтеновыми веществами (асфальтогеновые кислоты преобладают над асфальтенами), а в более преобразованном органическом веществе, очевидно, должно быть высокое содержание спиртобензольных смол. Для выяснения вопроса о времени основной «фазы» преобразования органического вещества, исключительно интересно сравнить содержание указанных компонентов в современных осадках и в породах разного возраста. Это сравнение и провела Е. П. Шишенина (см. табл. 43, 44).

Прежде чем приступить к указанному сравнению, Е. П. Шишенина отмечает, что Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, О. В. Барташевич, И. П. Фатеева, С. Е. Чуткерашвили (1972) отложения кумской свиты и майкопской толщи относят к нефтепроизводящим, а отложения понта, к газоматеринским.

Рассматривая полученные данные, Е. П. Шишенина пришла к следующему заключению, что по соотношению компонентов в спиртобензольном экстракте битумоида С различий почти не усматривается. Отмечаются некоторые различия в элементарном составе выделенных компонентов, но небольшие. Основные различия она видит в уплотнении структур; компоненты спиртобензольных осадочных пород более ароматизированы, чем фракции современных осадков.

На основании всего изложенного Е. П. Шишенина делает вывод, что, располагая очень небольшим материалом, можно, видимо, отметить, что стабилизация продуктов микробиологического окисления и разложения первичного исходного материала происходит уже на стадии диагенеза осадка. Поэтому не наблюдается резких различий в составе кислых битумоидов на стадии катагенеза. Далее Е. П. Шишенина указывает, что в сформировавшемся на стадии диагенеза органоминеральном комплексе уже заложены особенности в распределении вторичных продуктов изначально захороненного исходного материала, т. е. нерастворимого органического вещества, асфальтенов, асфальтогеновых кислот, гуминовых кислот, ароматических и нафтеновых углеводородов и т. д.

В последнее время не менее интересный материал по затронутому вопросу был опубликован В. В. Вебером (1973). На основании анализа большого количества материалов В. В. Вебер пришел к следующему выводу: «В итоге преобразования и новообразования абсолютные содержания углеводородов в современных и четвертичных морских осадков достигают 0,02—0,09%, т. е. величин, соизмеримых с содержанием углеводородов в геологически более древних отложениях и достаточных для начала процесса миграции углеводородов» (стр. 36).

Крайне важно и интересно сопоставление углеводородов четвертичных осадков с извлеченными тем же методом углеводородами нефтяных пород — нефтяного алеврита майкопской свиты Кобыстана.

Как это показано В. В. Вебером в табл. 45, можно отметить почти полное совпадение углеводородов из нефтяного алевролита и из четвертичных отложений Каспия.

Следует, однако, указать, что, по мнению В. В. Вебера, отличного от ранее высказанного нами, по мере погружения осадков в них происходит явное изменение битумоида. По этому поводу В. В. Вебер пишет: «в глинистых отложениях хвалынского яруса при погружении его всего на 15 м были обнаружены

Таблица 45

Сравнительная характеристика углеводородов отложений современного и древнего Каспия (по данным исследования кернов морского бурения в области западного шельфа южной части Каспийского моря)

Интервал глубин погружения ниже дна моря, м	Фракция	Содержание фракции, % от суммы углеводородов	Коэффициент рефракции	Молекулярный вес	Элементарный состав, %		Эмпирическая формула	Гомологический ряд
					C	H		
Углеводороды глинисто-алевритового ила авандельты Куры современного Каспия								
0—11	Твердые углеводороды	20,5	1,4642	440	85,44	14,76	$C_{31,3}H_{64,4}$	$C_nH_{2n+1,8}$
0—7	Метано-нафтеновая	54,3	1,4897	356	85,90	13,85	$C_{25,5}H_{48,9}$	$C_nH_{2n-2,1}$
9—11	То же	53,6	1,4893	330	85,33	13,37	$C_{23,5}H_{43,8}$	$C_nH_{2n-3,2}$
0—11	Нафтеново-ароматическая	25,0	1,5153	304	82,45	11,93	$C_{20,9}H_{35,9}$	$C_nH_{2n-5,9}$
Углеводороды по разрезу алевритов и глин хвалынского яруса древнего Каспия								
0—36	Метано-нафтеновая	91,2	1,4790	220,4	86,48	13,50	$C_{14,6}H_{27,1}$	$C_nH_{2n-2,0}$
Углеводороды алевритов (215—400 м) и алевритовой глины (465 м) хазарского яруса древнего Каспия								
215—400	Метано-нафтеновая	70,3	—	275,6	86,76	13,24	$C_{19,9}H_{36,2}$	$C_nH_{2n-3,6}$
465	То же	71,6	—	236,5	86,15	13,85	$C_{17,0}H_{2n-1,4}$	$C_nH_{2n-1,4}$
	Ароматическая I	16,6	—	240,0	88,57	11,17	$C_{17,7}H_{26,2}$	$C_nH_{2n-8,8}$
	Ароматическая II	11,8	—	198,7	88,56	11,06	$C_{14,7}H_{21,8}$	$C_nH_{2n-7,5}$
Углеводороды глинистых алевритов бакинского яруса древнего Каспия								
90 *	Метано-нафтеновая	75,9	—	211,1	86,03	13,97	$C_{15,1}H_{29,3}$	$C_nH_{2n-0,9}$
275—290 *	То же	61,3	—	256,1	86,14	13,78	$C_{18,4}H_{35,0}$	$C_nH_{2n-1,7}$
Углеводороды нефтяного алеврита майкопской свиты Кобыстана (для сравнения)								
—	Метано-нафтеновая	76,3	1,4712	315	85,85	14,15	$C_{22,3}H_{43,8}$	$C_nH_{2n-0,8}$

* Действительная глубина погружения более значительная, так как район испытал здесь последующее воздымание.

битумы с содержанием углерода, достигающим 79%, и масел — 33%. В процессе дальнейшего преобразования органического вещества осадков в более ранних и более глубоко погруженных (на глубине 400 м и ниже) верхне- и нижнехазарских и бакинских отложениях древнего Каспия битумы достигают соответственно и более высоких ступеней восстановления. Таким образом, битумы морских четвертичных осадков в процессе преобразования органического вещества обнаруживают определенные признаки, сближающие их с нефтяными битумами. Содержание углеводородов в битуме при этом возрастает до 20% и более, а в пересчете на органическое вещество осадка — до 4%» (стр. 34).

Однако возможно, что изменения, которые отчетливо выступают при сравнении органического вещества отложений современного Каспия хвалынского, хазарского и бакинского ярусов, могут быть следствием различных условий формирования исследованных образцов пород, а не различной глубиной их залегания и возраста. Это может относиться и к нефтяным алевритам майкопской свиты Кобыстана (табл. 45).

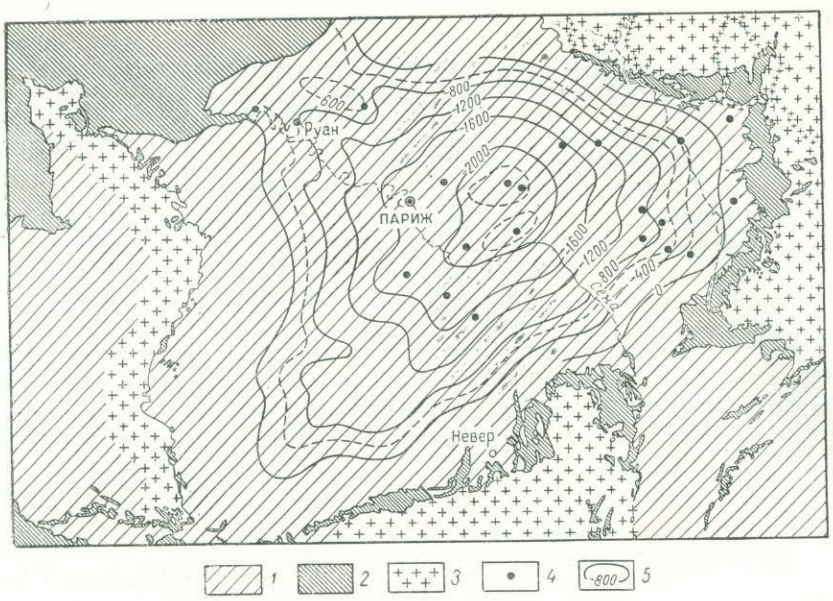


Рис. 109. Схема, показывающая выходы нижнеюрских (лейасовых) отложений Парижского бассейна и происхождение образцов, используемых в настоящей работе. Нижнетоарские сланцы находятся в кровле выходов отложений лейаса. Изобаты показывают существующую глубину погружения тоарских сланцев.

Отложения; *1* – среднеюрские; *2* — нижнеюрские (лейасовые); *3* — триасовые, палеозойские и более древние; *4* – буровые образцы; *5* — изобаты положения подошвы тоарских сланцев.

Интересны выводы о различии органического вещества из современных и ископаемых осадков, которые делает Д. Т. Филиппи. Основываясь на материалах, приведенных на рис. 107—109, он приходит к следующим заключениям.

1. Количество углеводородов в современных осадках гораздо меньше, чем в ископаемых. Согласно приведенным материалам количество углеводорода в современных осадках колеблется от 20 до 350, а в ископаемых от 267 до 2360. Еще более отчетливо видно малое количество углеводородов в современных осадках по сравнению с ископаемыми из отношения УВ/$C_{орг}$, которое для первых колеблется в пределах от 0,14 до 1,37, а для вторых от 3,4 до 10,1 (см. рис. 105, *а*, *г*).

2. Хотя органическое вещество из современных осадков, как и из нефти, содержит соединения трех основных групп: ароматические, нафтеновые и парафиновые, а углеводороды из нефтей сходны с углеводородами из современных осадков, все же различия между ними весьма значительны. Основное различие Д. Т. Филиппи видит в том, что н-алканы из нефтей и древних (зрелых—нефтепроизводящих) отложений содержат примерно одинаковое количество молекул с четным и нечетным числом атомов углерода, а н-алканы в современных отложениях с нечетным числом атомов углерода в молекуле преобладают над четными алканами. Объясняется это тем, что, по Д. Т. Филиппи, н-алканы, синтезируемые различными живыми организмами, практически содержат молекулы только с нечетным числом атомов углерода (см. рис. 105, *б*, *д*).

3. Далее Д. Т. Филиппи указывает на различие высококипящих алканов по числу колец в молекуле в современных осадках, ископаемых осадках и нефтяных в трех фракциях, кипящих при температуре: 1) 325—370° С; 2) 370—

420° С; 3) 420—470° С. Эти фракции содержат углеводороды в интервале C_{19}—C_{32} и относятся к легким и средним смазочным маслам. Наглядное представление о различии указанных трех фракций в современных осадках, в глинах бассейнов Лос-Анджелес и Вентура, а также и в нефтях приводится на рис. 108. К сожалению, автор не указывает характер современных и ископаемых отложений, исследованных им, и сланцев.

Интересен материал, приводимый Д. Т. Филиппи, по изменению числа атомов углерода в молекуле н-алканов и содержания н-алканов в органическом веществе из современных отложений и из глин, залегающих в бассейнах Лос-Анджелес и Вентура на различных глубинах (см. рис. 109).

Выводы, к которым пришел Д. Т. Филиппи, находятся в полном противоречии с ранее приведенными материалами. В самом деле, количество углеводородов в современных осадках, как это видно из табл. 40, заимствованной из работы В. В. Вебера, колеблется в очень широких пределах и во всяком случае обычно их не меньше, чем в ископаемых осадках в Калифорнии.

Весьма различно также количество молекул с четным и нечетным числом атомов углерода в н-алканах как современных, так и ископаемых осадков. Также только условно можно говорить о различии высококипящих алканов по числу колец в молекуле. По этому признаку некоторые современные осадки близки не только к ископаемым, но и к нефтям, если основываться на материалах Д. Т. Филиппи.

При анализе такого признака, как число атомов в молекуле н-алканов и содержание н-алканов в органическом веществе современных и ископаемых осадков, на основании материалов, приведенных самим же автором (см. рис. 109), видно, что по указанным признакам, современные осадки, например, бассейна Санта-Барбара не отличимы от ископаемых осадков, залегающих на глубинах свыше 1000 м.

В заключение можно сказать что органическое вещество как в современных, так и в ископаемых осадках столь разнообразно по самым различным признакам, что в настоящее время нельзя указать каких-либо признаков, по которым можно было бы надежно различать органическое вещество из современных и ископаемых осадков, исключая резко видоизмененные породы и глубокометаморфизованное органическое вещество, что характерно для кристаллических сланцев, в которых содержание органического вещества в среднем в три раза меньше, чем в нормальных осадочных породах, и представлено оно в основном графитом.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОРОДАХ

Вопрос о преобразовании органического вещества в породах при погружении их на глубины, измеряемые километрами, подробно рассматривается в работах Б. Тиссо, Д. Т. Филиппи и др. Особый интерес представляют материалы Б. Тиссо, так как им исследовались породы из одной свиты — сланцев нижнего тоара, которые залегают в Парижском бассейне на разных глубинах (см. рис. 109). Экстракция образцов пород из этих сланцев проводилась следующим образом (рис. 110). Анализ материалов проводился в последовательности, указанной на рис. 111.

Б. Тиссо и другие считают, что преобразование органического вещества в сторону нефти может быть выражено отношением суммы углеводородов, смол и асфальтенов к общему органическому углероду.

На прилагаемой схеме (рис. 112) видно, что по мере увеличения глубины наблюдается преобразование органического вещества в сторону нефти.

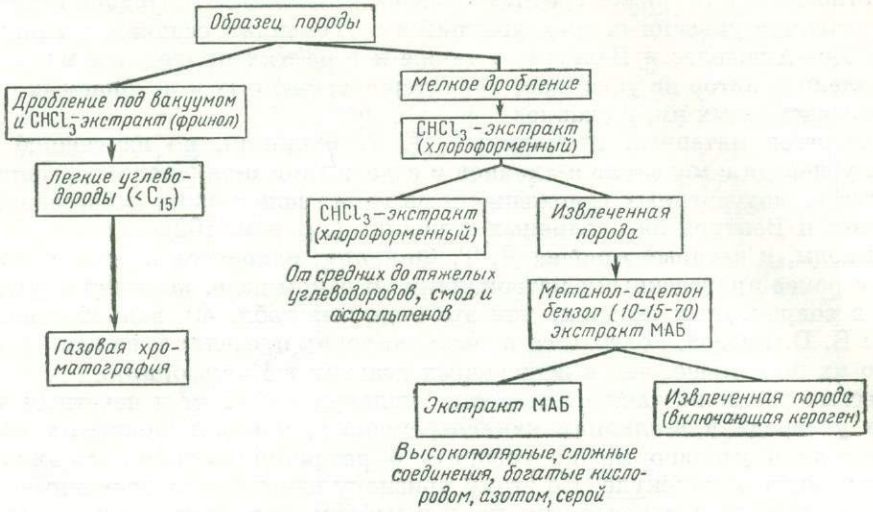


Рис. 110. Экстракция образцов породы (по Б. Тиссо и др., 1972).

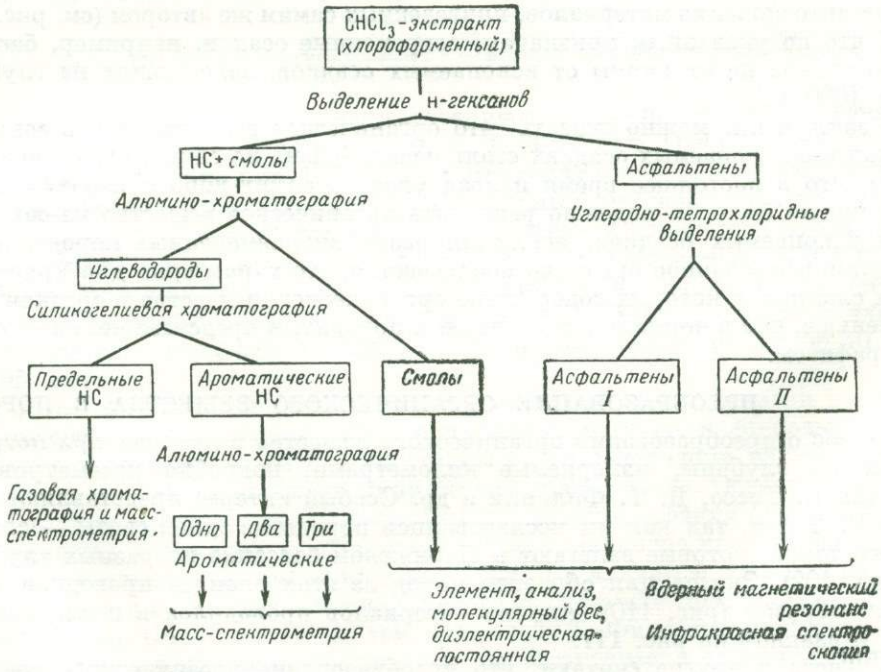


Рис. 111. Диаграмма последовательности разделения хлороформенного экстракта (по Б. Тиссо и др., 1972).

Эволюция углеводородов по мере погружения осадков. Указанные авторы отмечают увеличение (рис. 113) легких углеводородов (C_1—C_5 и C_6—C_{10}) по сравнению со средними (C_{11}—C_{15}) и тяжелыми ($>C_{15}$) при погружении осадков. Также они обращают внимание на увеличение с возрастанием глубины насыщенных углеводородов по сравнению с ненасыщенными (насыщенные углеводороды к ароматическим молекулам; этилен к этану и т. д.).

Очень интересна эволюция нормальных алканов при погружении осадков (рис. 114, *а*). Важно также отметить исчезновение преобладания отношения нечетных к четным алканам с увеличением глубины, что характерно для сырых нефтей. На рис. 114, *б* указано также изменение соотношения изопреноидных углеводородов (пристана и фитана) с н-алканами, что отражает преобразование органических соединений по мере погружения; изопреноиды генерируются из первоначального органического вещества, а н-алканы генерируются беспрерывно, в основном во время захоронения осадков.

Очень интересны и важны и иные изменения в составе органических соединений по мере погружения осадков.

Так, например, указанными авторами отмечается, что кривые содержания моно-, дву- и трициклических нафтенов с глубиной не изменяются, а содержание четырех- и пятицикличных молекул в ряде C_{27}—C_{29} с глубиной понижается, что может быть объяснено тождеством их со стерейнами и трипертейнами, которые были отмечены в молодых осадках Луизианы. Можно отметить, что ниже они исчезают в результате термической деградации или разжижения их среди вновь образовавшихся продуктов, не имеющих определенной структуры.

Рассмотрим эволюцию нафтеново-ароматических углеводородов по мере захоронения осадков (табл. 46).

Для общего представления об изменении основных структур углеводородов из

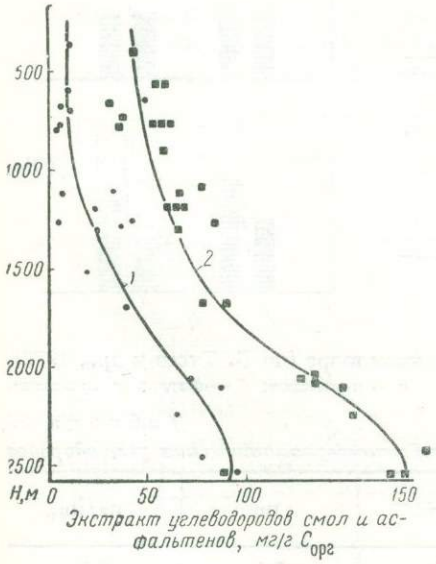


Рис. 112. Различие в количестве углеводородов и общего хлороформенного экстракта как функция глубины нижнеюрских сланцев Парижского бассейна (по Б. Тиссо и др., 1972).

1 — НС + Re + As; *2* — только НС.

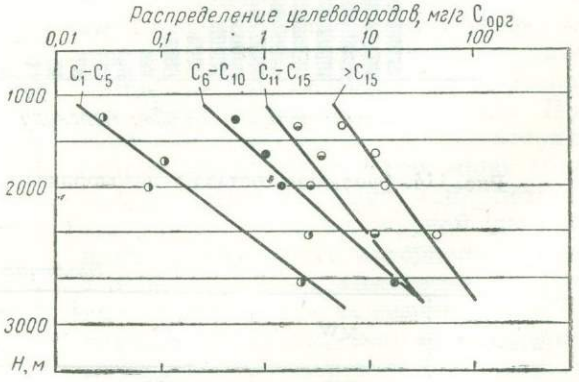


Рис. 113. Распределение углеводородов как функция глубины, показывающая рост легких углеводородов (C_1 — C_5, C_6 — C_{10}) по сравнению со средними и тяжелыми (по Б. Тиссо и др., 1972).

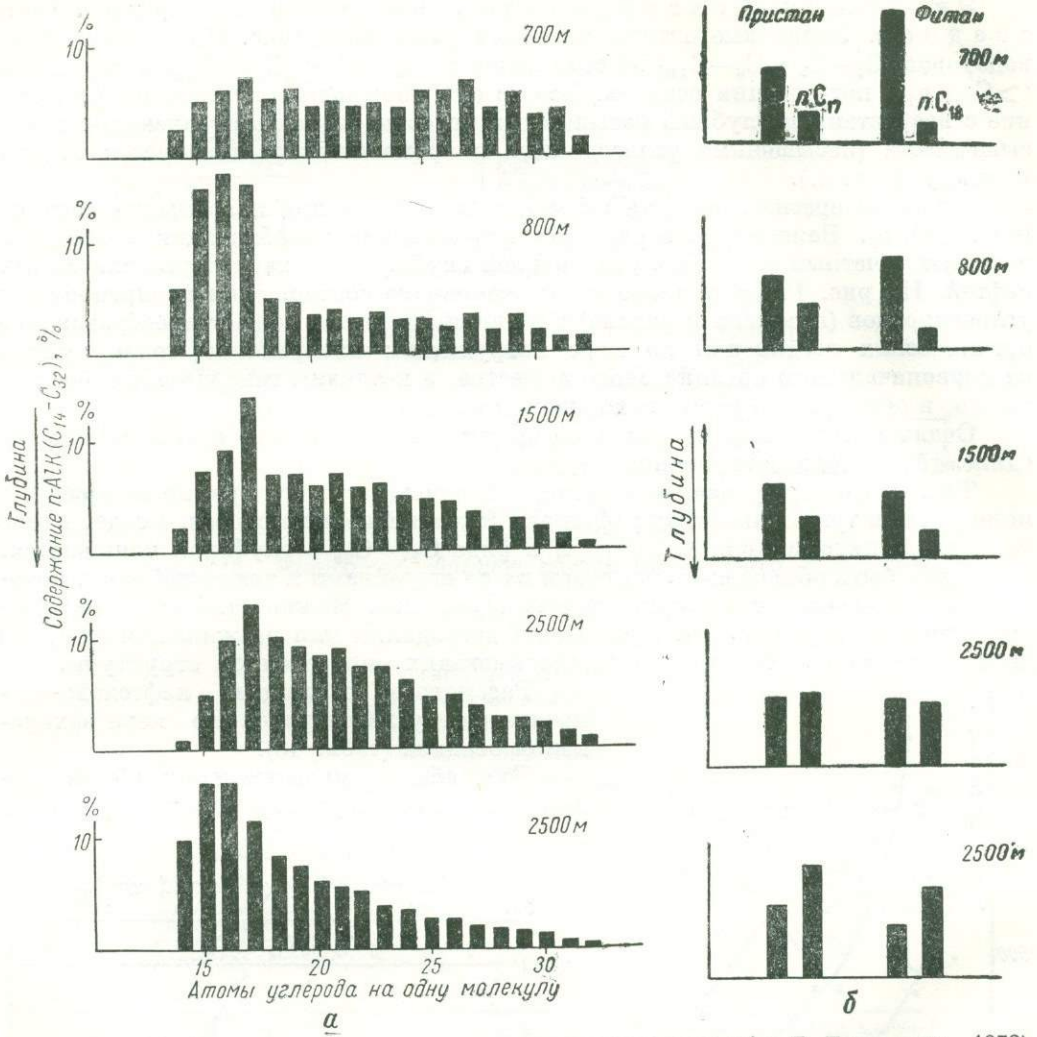


Рис. 114. Эволюция состава углеводородов в нижнем тоаре (по Б. Тиссо и др., 1972).
а — *н*-алканов; *б* — фитана и пристана.

Таблица 46

Эволюция нафтеново-ароматических углеводородов

Интервал глубин, м	MW	Fa	Ra	Rn	Ra/Rn
0—700	336	0,32	1,4	2,1	0,6
715—780	305	0,33	1,3	2,1	0,1
1170—1285	289	0,37	1,5	1,6	0,9
1325—1515	308	0,36	1,5	1,6	0,9
2025—2070	313	0,37	1,6	1,8	0,9
2435—2540	304	0,38	1,7	1,3	1,3
2450—2510	274	0,50	2,1	1,2	1,8

Примечание. MW—молекулярный вес; Fa—фактор ароматизации; Ra—количество ароматических колец; Rn—количество нафтеновых колец.

неглубоко- и глубокозалегающих отложений приводятся диаграммы (рис. 115) из работы Б. Тиссо и др.

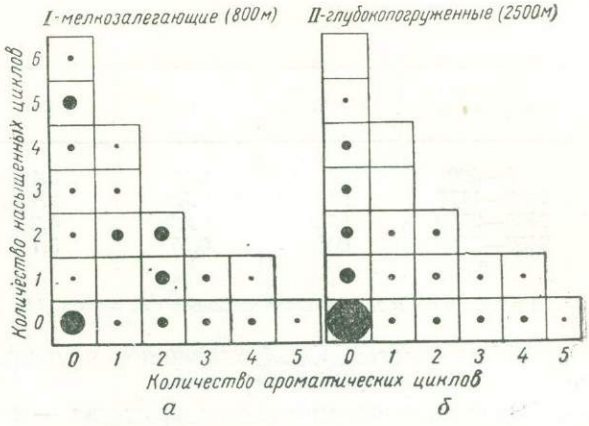


Рис. 115. Сравнительное структурное строение углеводородов из неглубоко- (*а*) и глубоко (*б*) залегающих образцов (по Б. Тиссо и др., 1972).

Указанные авторы отмечают, что неглубокозалегающие образцы (имеющие низкое отношение экстракта в $C_{орг}$) содержат помимо нециклических структур полициклические, либо насыщенные, либо нафтеново-ароматические. Тетрациклические и пентациклические молекулы, особенно в ряду C_{27}—C_{31}, могут быть связаны со структурами естественных продуктов стероидного и тритерпиноидного типа, более или менее отклоняясь от первичного органического вещества осадков. Неглубокозалегающие образцы относительно богаты изопреноидными соединениями.

В глубокозалегающих образцах значение полициклических структур прогрессивно уменьшается. Обычно превалируют нециклические структуры, за которыми следуют моноциклические нафтеновые и чисто ароматические углеводороды. Кроме того, наблюдается относительное уменьшение изопреноидов по сравнению с н-алканами.

Различие в характере углеводородов в неглубоко- и глубокозалегающих образцах авторы объясняют тем, что, во-первых, характерные структуры непосредственно наследуются от первичного органического вещества или являются результатом ранней трансформации его в осадке (насыщение, ароматизация одного цикла) без изменения основной структуры молекулы. При глубоком погружении эти характерные структуры теряются среди вновь образованных молекул (рис. 116), которые генерируются температурной деградацией органического материала и имеют только простые и химически устойчивые структуры — парафины, моноциклические нафтены, чисто ароматические молекулы нафталенового и фенантренового типа. В дополнение к рассеиванию полициклических структур наблюдается изменение их в направлении образования более простых и устойчивых.

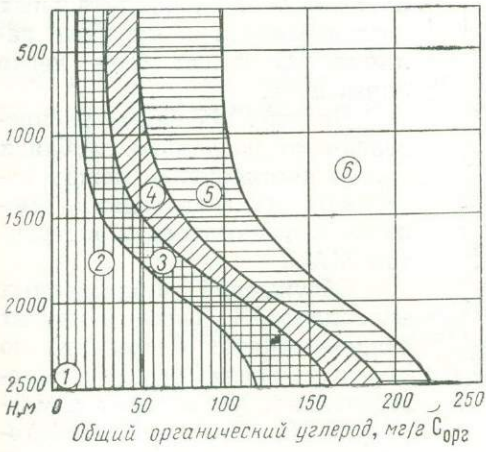


Рис. 116. Эволюция различных компонентов органического вещества в нижнем тоаре как функция глубины (по Б. Тиссо и др., 1972).

1 — углеводороды $<C_{10}$; *2* — углеводороды $>C_{10}$; *3* — смолы; *4* — асфальтены; *5* — МАБ — экстракт; *6* — кероген — нерастворимое органическое вещество.

Эволюция высокомолекулярных сложных соединений. Эволюция обилия различных

Таблица 47

Эволюция средних чисел молекул смол

Интервал глубин, м	MW	Fa	Ra	Rn	Ra/Rn	O, %
0—400	620	0,28	2,1	2,7	0,8	8,2
1065—1175	513	0,31	2,1	2,9	0,8	6,5
2435—2540	672	0,41	4,2	2,8	1,5	5,1
2450—2510	604	0,57	5,7	2,1	2,7	4,6

Примечание. Значения индексов см. в табл. 46.

составных частей $C_{орг}$, включая и неуглеводородные компоненты, наглядно показана на рис. 116.

Эволюция органического вещества — смол приведена в табл. 47.

Приведенные данные в табл. 47 показывают, что тяжелые и полярные соединения, богатые гетероатомами (в частности, кислородом), экстрагируемые МАБ, ведут себя совершенно отлично от других компонентов этого экстракта. Они указывают на заметное уменьшение тяжелых соединений с погружением, тогда как более легкие соединения, особенно углеводороды, резко увеличиваются вследствие их генерации.

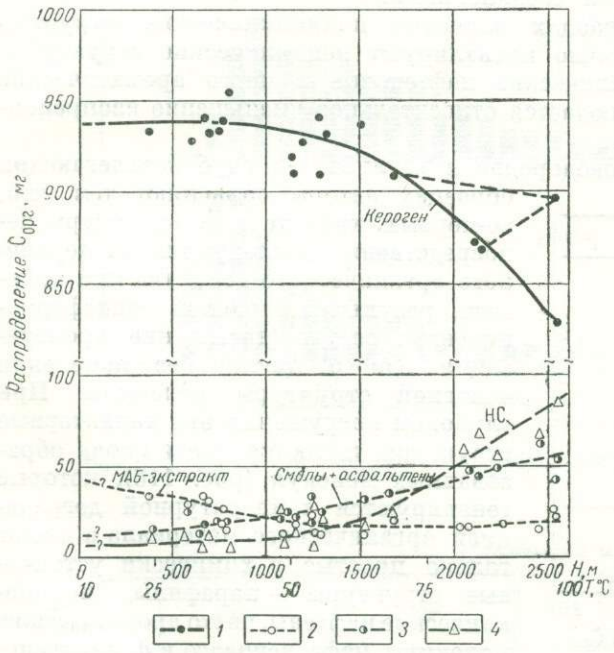


Рис. 117. Распределение 1 г органического углерода между углеродом керогена и углеродом различных экстрактов для всех образцов нижнетоарских сланцев. Увеличение глубины и температуры вызывает образование нефтяных составных за счет керогена (по Б. Тиссо и др., 1972).

1 — кероген; *2* — МАБ — экстракт; *3* — смолы и асфальтены; *4* — НС — углеводороды.

Эволюция керогена. В настоящее время выявление эволюции керогена крайне затруднено, поскольку точность интерпретации, например, инфракрасной спектроскопии нуждается в дополнительных исследованиях. В керогене величина С может быть легко определена.

На рис. 117 видно распределение на различных глубинах $C_{орг}$ и соотношение между керогеном, углеводородами, смолами, асфальтенами и экстрактом МАБ.

Обсуждение приведенных материалов Б. Тиссо и других свидетельствует о том, что по мере погружения осадков, а следовательно, увеличения температуры (и давления) происходят отчетливые изменения в составе органического вещества.

1. Генерация нефтяных соединений и, в частности, углеводородов за счет керогена (рис. 116—118). Однако в экстрактах и нефти содержатся

и органические соединения, унаследованные от первичного органического материала без больших структурных изменений.

2. Начало интенсивного процесса преобразования органического вещества отмечается на глубине 1500 м при температуре, близкой к 60° С.

3. Дальнейшая эволюция под влиянием температуры (крекинг-процесс), по мнению авторов, возможно, приведет к образованию метана и графита (рис. 119).

Даже если предположить, что Б. Тиссо исследовал образцы из одного слоя формировавшегося в абсолютно одинаковых условиях во всех районах Парижского бассейна, что, конечно, маловероятно, то и в этом случае выводы, к которым он пришел, вряд ли могут быть приняты без возражения.

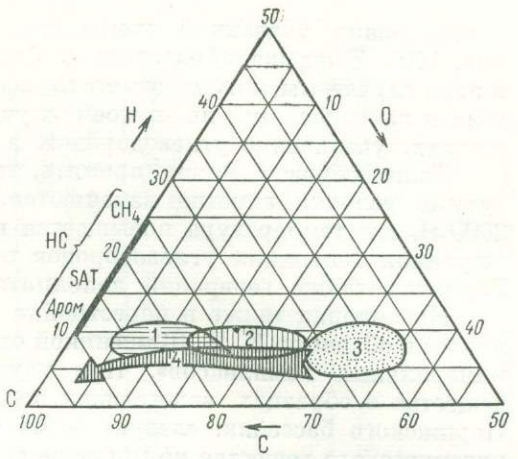


Рис. 118. Элементарное строение различных составных частей органического вещества в осадках (по Б. Тиссо и др., 1972).

1 — смолы + асфальтены; *2* — тяжелые гетероатомные соединения (МАБ); *3* — кероген в современных осадках; *4* — изменение керогена в древних осадках. SAT — предельное насыщение.

Это относится прежде всего к преобразованию керогена в углеводороды, а также в смолы и асфальтены. Если судить по схеме, нарисованной Б. Тиссо (см. рис. 116), то создается впечатление, что уже на глубине 2500 м количество керогена в породах уменьшается по сравнению с содержанием его на глубине 1000 м примерно в пять раз, а количество углеводородов увеличивается больше чем в семь раз.

Создается впечатление, что еще немного глубже и от керогена останется один графит, количество которого будет несоизмеримо меньше углеводородов вместе со смолами и асфальтенами. Такое предположение вытекает при

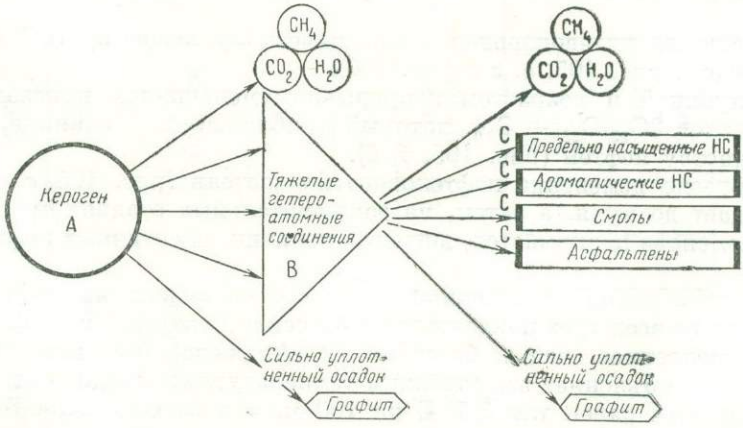


Рис. 119. Общая схема термической деградации органического вещества в осадках (по Б. Тиссо и др., 1972).

Каждая стрелка представляет многочисленные реакции, параллельные или последовательные.

рассмотрении указанной схемы (см. рис. 116) и еще более обобщенной (см. рис. 119). Если же обратиться к фактическому материалу (см. рис. 117), то в этом случае мы можем отметить очень малое уменьшение количества керогена и заметное, но ни в коем случае не грандиозное, в абсолютных количествах, увеличение углеводородов, а также смол и асфальтенов.

Таким образом, можно принять, что при погружении пород, когда температурные условия заметно изменяются, особенно, начиная с глубин порядка 2000 м, где температура повышается примерно до 100° С и выше, происходит ощутимая генерация углеводородов преимущественно газообразных (C_1—C_5). Вероятна также генерация дополнительных количеств смол и асфальтенов.

Несомненна также и перестройка ряда органических соединений, которые можно в общем по Е. П. Шишениной охарактеризовать как «уплотнение органо-минеральных комплексов». При изучении деталей строения органического вещества в образцах, залегающих на разных глубинах и в различных частях Парижского бассейна, следует особо иметь в виду, что на деталях строения органического вещества не могут не сказываться те, казалось бы, незначительные отличия условий формирования тоарских сланцев, которые несомненно имелись при их отложении. Это обстоятельство всегда следует учитывать, когда мы не можем разницу в деталях строения органического вещества в образцах, поднятых с различных глубин, объяснить «уплотнением органо-минеральных комплексов». Важнейшим в исследовании тоарских сланцев нижней юры Парижского бассейна является отсутствие следов какой-либо эмиграции углеводородных соединений даже на глубинах 2500 м.

Интересны также и материалы по преобразованию органического вещества, которые приводятся Д. Т. Филиппи (см. рис. 105—107), на основании изучения образцов в Калифорнии (бассейн Вентура и Лос-Анджелес).

В этих нефтеносных бассейнах Д. Т. Филиппи (1970) изучались глины плиоценового и верхнемиоценового возраста. В указанных бассейнах имеются нефтяные залежи, приуроченные к пластам песчаников, залегающих в толще глин. Ниже приводится обобщенный разрез неогеновых отложений во впадинах Вентура и Лос-Анджелес (табл. 48).

Анализируя полученные материалы, Д. Т. Филиппи пришел к следующим выводам.

1. Отношение углеводородов к органическому веществу (μ_2) с глубиной повышается (см. рис. 105, *а*, *г* и рис. 106).

2. С глубиной и возрастом непрерывно уменьшается показатель нечетности н-алканов $2C_{29}/C_{28} + C_{30}$, который приближается к единице, свойственной большинству нефтей (рис. 105, *б*, *д*).

3. Интересно изменение нафтенового показателя (рис. 105, *в*, *г*), который сначала падает до нуля, а затем, на заключительных стадиях процесса нефтеобразования, снова поднимается, достигая величин, идентичных нефтям того же района.

При рассмотрении помещенных графиков обращает на себя внимание, что изменение во всех трех показателях в бассейне Вентура (см. рис. 105, *г*, *д*, *е*) происходит медленнее, чем в бассейне Лос-Анджелес (см. рис. 105, *а*, *б*, *в*). Д. Т. Филиппи объясняет это меньшим температурным градиентом в бассейне Вентура, который равен там 2,7° С на 100 м, а в бассейне Лос-Анджелес — 3,9° С на 100 м.

Д. Т. Филиппи свои выводы о динамике изменения органического вещества основывает на изучении пород разного возраста, а следовательно, возможно и разного генезиса. Поэтому выводы Д. Т. Филиппи требуют уточнения.

Таблица 48

Обобщенный стратиграфический разрез неогеновых отложений в Калифорнии (впадины Вентура и Лос-Анджелес)

Впадина Вентура						Впадина Лос-Анджелес		
Геологический возраст			Серия, свита	Мощность, м	Литологическая характеристика	Серия, свита	Мощность	Литологическая характеристика
Плейстоцен			Согес	До 600	Конгломераты, песчаники	Палос	До 500	Пески и конгломераты
Плиоцен			Санта-Барбара	До 600	Чередующиеся алевролиты, песчаники и глинистые сланцы	Сан-Педро		
			Пико	До 3000	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Пико	200—1600	Пески, алевролиты, глинистые сланцы
			Репетто	До 1000	То же	Репетто	До 1200	То же, несогласие
Миоцен	Верхний	A	Санта-Маргарита	300	Глинистые сланцы и песчаники	Пуэнте	—	Песчаники с прослоями конгломератов и глин
		B	Модело	750	Глинистые сланцы с редкими прослоями известняков и песчаников	Темблор	До 3000	Песчаники и глинистые сланцы
		C	Монтерей					
		D	Топанга					
		E	Темблор					
	Средний		Ринкон	600	Глины, глинистые сланцы	Вакерос	—	Пески, глины
	Нижний *		Вакерос	90	Песчаники, глины			

* Ниже залегают пестроцветные глины и пески преимущественно континентального происхождения, относимые к свите сеспе (олигоцен).

Однако, если пренебречь указанным весьма важным обстоятельством, то и в этом случае трудно согласиться с выводами Д. Т. Филиппи о динамике изменения органического вещества в зависимости от глубины погребения слоев, ее содержащих. В самом деле, детальное изучение материалов, приведенных Д. Т. Филиппи, показало, что ни «нафтеновый показатель», ни число нафтеновых колец в молекуле, ни число атомов углерода в молекуле не являются такой прямой функцией глубины, как это может показаться с первого взгляда. Если даже рассмотреть условно ранее принятое нами, по материалам Б. Тиссо, положение об увеличении углеводородов с глубиной, то это в конечном итоге справедливо только для бассейна Лос-Анджелес (см. рис. 106), где с глубиной повышается как отношение углеводородов к органическому веществу (μ_3), так и к породе (μ_4).

Если же разобрать разрез бассейна Вентура, то в нем μ_4 на глубине 2130 м меньше, чем на глубине 1987 м, а на глубине 4555 м намного меньше, чем на глубине 3760 м.

Что же касается μ_3, то оно на глубинах 1987 м и 3760 м почти одинаковое, на глубине 1222 м и 2130 м меньше и лишь на глубине 4555 м больше, чем на глубине 1987 м и 3760 м. На основании сделанного анализа невольно возникает предположение, что может быть различие в содержании углеводородов в основном определяется условиями накопления исследуемых отложений, а не температурным режимом. Однако на основании изложенных материалов все же можно предположить увеличение относительного содержания углеводородов при резкой разнице в глубине залегания, т. е. при значительном изменении термической обстановки. Рассмотрим теперь вопрос об изменении показателя нечетности н-алканов.

На прилагаемых схемах (см. рис. 105, *б*, *д*) видно, что на больших глубинах, в Лос-Анджелесе с глубины примерно 2480 м, а в Вентуре с глубины примерно 4200 м, показатель нечетности меньше двух и приближается к единице. Однако низкие показатели нечетности н-алканов характерны для миоценовых пород, а отложения, залегающие выше указанных глубин, имеют показатели нечетности в пределах 2—6, причем эти показатели в Лос-Анджелесе на глубине порядка 1800—2000 м, а в Вентуре на глубине порядка 2000—2400 м вполне соизмеримы с показателями нечетности современных осадков из бассейна Сан-Педро.

Нафтеновый показатель (нафтенов с 1—2 кольцами в молекуле, см. рис. 105, *в*, *е*), а также распределение числа нафтеновых колец в молекуле в органическом веществе ископаемых и современных осадков, а также в нефтях (см. рис. 106), мало показательны для решения вопроса об эволюции характера органического вещества по мере его опускания в зоны относительно высоких температур.

Особенно это наглядно в материалах Д. Т. Филиппи по изучению содержания н-алканов и числа атомов углерода в молекуле (см. рис. 109). На рис. 109 видно резкое различие указанных показателей для современных осадков канала Сан-Педро и бассейна Санта-Барбара, а кроме того, полное сходство этих показателей для современных осадков Санта-Барбара и плиоценовых отложений Лос-Анджелеса и четвертичных отложений Вентуры.

В более погруженных осадках мы наблюдаем сглаживание резко выраженных пик, что можно связать с уплотнением органо-минеральных комплексов. В заключение отметим, что на основании всех материалов, приведенных Д. Т. Филиппи, нельзя отметить каких-либо следов эмиграции углеводородных соединений даже на наибольших глубинах, где, как указывалось, относительное количество углеводородов увеличивается, а не уменьшается.

Таблица 49

Содержание битума А (%) масляной фракции и углеводородов в 1 т породы в доманиковой, поддоманиковой и пашийской толщах (при полном извлечении битума)

Порода	$C_{орг}$, % на породу	В % органического вещества на тонну породы					
		битума А	масел	углеводородов	битума А	масел	углеводородов
		Западная часть Волго-Уральской провинции			Восточная часть Волго-Уральской провинции		
Доманиковые мергели . .	2,14	35,00	9,80	5,48	7,49	2,10	1,18
Поддоманиковые мергели .	0,75	12,39	1,42	0,74	0,93	0,10	0,046
Пашийские мергели . . .	1,95	13,02	3,07	1,41	2,53	0,60	0,276
Пашийские аргиллиты . . .	0,63	6,39	1,32	0,60	0,40	0,083	0,038
Пашийские алевролиты . .	0,40	10,76	0,95	0,43	0,43	0,038	0,017

Динамике изменения органического вещества и диагностике нефтематеринских свит на различных стадиях их созревания, т. е. характерным особенностям нефтематеринских свит, недозрелых, зрелых и перезрелых, посвящено большое количество исследований советских геологов.

Отчасти эти показатели уже отмечались при описании термокаталитической гипотезы. Останавливаться здесь подробно на детальной истории развития представлений о показателях нефтематеринских свит на различных стадиях их созревания нет необходимости. Однако ее все же нужно вкратце рассмотреть. При этом следует отметить, что изучению динамики изменения органического вещества по мере погружения различного типа пород уделялось немного внимания и обычно сравнивалось органическое вещество в отложениях, залегающих на разной глубине, в осадках неодинакового возраста, а поэтому, возможно, и различного генезиса.

Ранее, до детальных геохимических исследований, когда ограничивались определением содержания органического вещества в породах, и считали, что если изучаемые отложения включают меньше определенного количества органического вещества, то они не могут быть нефтеносными. Позже появилась обширная литература по диагностике нефтематеринских и нефтепроизводящих свит, основанная на детальных геохимических, или вернее битуминологических, исследованиях.

Поэтому в настоящем обзоре будет уделено внимание не динамике изменения органического вещества, а диагностике нефтематеринских зрелых, недозрелых и нефтепроизводящих свит, которые следует рассматривать в качестве перезрелых, т. е. свит, откуда нефть еще не эмигрировала (недозрелые и зрелые), и свит, откуда нефть уже эмигрировала (перезрелые).

Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова проанализировали содержание битума А в 1 т пород девонского возраста различного петрографического состава в районе Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (табл. 49).

На основании анализа табл. 49 Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова пришли к выводу, что «среди пашийских пород потенциальные возможности отдачи нефтяных битумов резко возрастают при переходе от алевролитов к аргиллитам и особенно к мергелям». И затем, что «глинисто-мергельные фации в пашийском горизонте — это наиболее мощные потенциальные нефтеобразователи, считая на тонну породы».

Таблица 50

Среднее содержание битума А, масел и углеводородов (кг) в доманиковом, поддоманиковом и пашийском горизонтах в столбе породы основанием 1 м² и высотой, равной мощности каждого горизонта

Горизонт, показатель	Западная часть (Боровка, Тукман)				Восточная часть (Крым — Сарай — Каргалы)			
	$C_{орг}$	Битум А	Масла	Углеводороды	$C_{орг}$	Битум А	Масла	Углеводороды
Доманиковый горизонт . . .	8,220	2,880	806,00	451,00	2,080	728	204,00	114,00
Поддоманиковый горизонт . .	2,020	250	27,7	15,5	450	56	6,17	2,8
Пашийский горизонт	1,300	130	19,5	9,0	810	81	12,00	5,5
Отношение $C_{орг}$, битума А, масел и углеводородов доманика к тем же показателям в пашийском горизонте	6,3	22	41	50	2,6	9	17	21

Далее указанные авторы приходят к сравнительному рассмотрению потенциальных запасов битумов в пашийском, доманиковом и поддоманиковом горизонтах (табл. 50).

На основании анализа табл. 50 Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова совершенно справедливо указывают: «доманиковый горизонт — это как бы огромный резервуар битумов нефтяного типа, который мог, конечно, выделять колоссальные количества подвижных легких фракций в коллекторы».

Однако далее указанные авторы отмечают следующее.

«И все же в этой гипотезе, то есть в гипотезе о том, что доманик является нефтепроизводящей свитой для девонских залежей нефти Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, приуроченных к пашийской свите, остается ряд неясных и трудных мест. Основная трудность состоит в том, что мы не знаем путей отдачи домаником битумов в стратиграфически нижележащий горизонт. Проще всего было бы допустить перемещение доманикового битума по разрывным трещинам на крыле структуры, где доманик и пашийская свита соприкасаются. Однако реальное наличие таких разрывов пока для подавляющего большинства структур не доказано, и это обстоятельство является первым камнем преткновения. . .»

«В связи с этим нельзя не обратить внимание и на другое возможное решение проблемы генезиса девонской нефти, уже высказывавшееся в литературе и связывавшее эту нефть с породами пашийской и верхнеживетской (ардатовской) толщ».

Как далее отмечают авторы, легче представить себе миграцию нефтяных битумов из нефтематеринской толщи в коллекторы, находящиеся в ближайшем от нее соседстве, но эта гипотеза также нуждается в дополнительных подтверждениях в связи с тем, что нет доказательства химического родства девонских нефтей с пашийскими битумами.

Кроме того, авторы обращают внимание на то обстоятельство, что «характер битума А основной массы пород пашийского горизонта, представленной песчаниками и алевролитами, угольно-сапропелевый, а не нефтяной и только у слаборазвитой глинисто-мергельной фации битум нефтяного типа».

Позиция указанных авторов по рассматриваемому вопросу вполне ясна. Они считают, во-первых, что нефтематеринскими толщами могут являться только те, которые и в современное время содержат большое количество битума нефтяного ряда, а, во-вторых, что для доказательства генерации нефтей из той или иной толщи необходимо установить химическую связь между битумами из той толщи, которую следует рассматривать в качестве нефтематеринской, и нефтями, содержащимися в коллекторах. Эта химическая связь представляется им в виде наличия в нефтях и битумах, «близких друг к другу индивидуальных органических групп и отдельных соединений», которые в настоящее время нельзя исследовать из-за несовершенства существующей методики геохимического изучения битумов.

Такой путь решения вопроса о нефтепроизводящих толщах, т. е. нефтематеринских толщах, генерировавших нефть в коллекторы, представляется не совсем верным по той причине, что при такой гипотезе, во-первых, предполагается неизменность состава битумов в толщах, генерировавших нефть, и в толщах, где она находится in situ, а во-вторых, эта гипотеза предусматривает неизменность состава мигрирующих битумов от нефтематеринских толщ до коллекторов.

Иные взгляды по этому вопросу высказывает Н. Б. Вассоевич: «. . . углубленное исследование битуминозных вытяжек из глинистых пород методом инфракрасной спектроскопии, произведенное Е. А. Глебовской и А. А. Захаровым, позволило наметить черты различия между юными и зрелыми нефтематеринскими отложениями. В масляной фракции битумов, извлеченных из недозревших материнских глин (современных морских илов), обычно наблюдаются эфирные группировки алифатического характера (группы C=O и C—O—C), а в маслах из зрелых нефтематеринских глин — относительно повышенное содержание структур с ароматической двойной связью (C=C). . .»

«С геохимической точки зрения первое можно толковать как показание недовосстановленности битумов в глинистых породах юных нефтематеринских свит, а второе — как свидетельство остаточного характера битума в глинах, уже лишенных части своей микронефти, как результат обогащения таких глин полярными, наиболее склонными к сорбции ароматическими компонентами за счет удаления нейтральных, более подвижных» (Вассоевич, 1955, стр. 363).

Указанное различие в масляной фракции битумов наблюдалось не только при сравнении современных морских илов и зрелых нефтеносных, т. е. нефтепроизводящих, свит, за которые принимаются караган-чокракские глины Передовых хребтов Восточного Предкавказья, но и глины того же возраста из ненефтеносных районов, например, караган-чокракские глины Ставрополья (Марьины Колодцы).

Таким образом, согласно мнению Н. Б. Вассоевича, зрелые, т. е. нефтепроизводящие и юные нефтематеринские, свиты можно различать между собой на основании изучения масляной фракции битумов методом инфракрасной спектроскопии.

Различия в характеристике масляной фракции битумов зрелых и юных нефтематеринских свит обусловливаются, по мнению Н. Б. Вассоевича, тем, что в юных нефтепроизводящих свитах основная масса микронефти остается в материнских породах в дисперсном состоянии, а зрелые уже потеряли значительную часть содержащейся в породах микронефти, которая мигрировала в ближайшие коллекторы. Миграция микронефти из глин в коллекторы, по мнению того же автора, происходит в газообразном состоянии лишь при

достаточно высоком геостатическом давлении (по-видимому, свыше 300 кгс/см^2), возникновение которого возможно лишь на глубине свыше 1500 м.

Для создания указанного геостатического давления, когда нефть и соответствующие ей газы переходят в однофазное, газообразное состояние, возможна миграция в коллекторы лишь небольшой части битумов.

Как видно из изложенного, по Н. Б. Вассоевичу, решающим фактором в превращении юных нефтематеринских свит в зрелые является соответствующее повышение температуры и геостатического давления.

Приведенное разграничение нефтематеринских и нефтепроизводящих свит на основании битуминологических исследований, а также объяснение причин различия между ними и условий, при которых юные нефтематеринские свиты получают возможность генерировать нефть, т. е. стать нефтепроизводящими, с первого взгляда кажутся очень хорошо обоснованными.

Однако во всех выводах можно уже на основании имеющихся материалов отметить некоторые недостатки. Так, например, удивительно, что современные осадки, а также отложения верхнемайкопского, чокракского и караганского возраста района Озек-Суат и Марьиных Колодцев имеют одинаковую характеристику масляной фракции битума, резко отличающуюся от таковой из отложений чокрак-караганского возраста Сунженского хребта и Черных Гор.

Кроме того, удивляет «ненормальное» соотношение в содержании ароматических структур и алифатическо-эфирных в чокраке Северного Дагестана (Черкез-Озень).

Эти факты невольно заставляют нас предполагать, что соотношения указанных структур в масляной фракции битумов в значительной мере обусловливаются геохимической обстановкой формирования исследуемых пород, а не последующей геологической историей их развития. Если же это так, то естественно, что предлагаемый Н. Б. Вассоевичем критерий для разграничения нефтепроизводящих и нефтематеринских свит отпадает.

Далее Н. Б. Вассоевич (1955, стр. 338—364), анализируя данные, относящиеся к чокрак-караганским и отчасти майкопским отложениям северо-восточного Кавказа, приходит к выводу, что для нефтематеринских отложений как юных, так и зрелых характерны следующие признаки.

1. Субаквальное происхождение осадков.
2. Наличие в составе отложений глинистых пород иллитового или монотермитового типа.
3. Наличие в глинистых породах органического углерода в количестве, в 1,5—2 раза превышающем кларковое, которое он принимает равным примерно 1%.
4. Присутствие в составе органического вещества битуминозных компонентов, извлекаемых нейтральным органическим растворителем, содержащих не менее 10—20% углеводородов (в случае хлороформенного экстракта).
5. Наличие в глинистых породах аутигенных минералов, свидетельствующих о существовании восстановительной обстановки в стадию диагенеза, в частности — сидерита или анкерита и пирита.

По мнению Н. Б. Вассоевича, «совершенно обязательным для нефтематеринских отложений (типа чокрак-караганских) является четвертый признак». Далее Н. Б. Вассоевич особенно подчеркивает, что «. . . нефтематеринские породы должны не только содержать микронефть, но и обладать способностью отдавать ее» (1955, стр. 362).

Кроме того, Н. Б. Вассоевич обращает внимание еще на одно обстоятельство. «Следует учитывать возможность внутриформационной миграции нефти

из зоны развития зрелых нефтематеринских отложений (из нефтесборной площади) в зону распространения еще юных нефтематеринских слоев, развитых, например, по периферии депрессионной области» (1955, стр. 363—364).

Позже, в 1956—1957 гг., Н. Б. Вассоевич, используя данные о нефтематеринских отложениях других областей, кроме северо-восточного Кавказа, пришел к несколько иным выводам. Теперь он считает, что вообще все субаквальные осадочные горные породы, содержащие органическое вещество, независимо от его природы являются в той или иной степени нефтематеринскими и потенциально нефтепроизводящими. По мнению Н. Б. Вассоевича, образование углеводородов нефтяного типа является широко распространенным и совершенно обязательным процессом, частным по отношению к процессу образования «битумов» и еще более частным по отношению к процессу фоссилизации органического вещества во всех современных и древних водоемах.

Углеводороды, по Н. Б. Вассоевичу, образуются на всех стадиях литогенеза в стадию седиментогенеза, в свежих осадках, биогенным путем и за счет липоидных (и белковых) компонентов живого вещества: в стадию диагенеза в осадках, переходящих в породы в основном за счет битуминозных веществ; в стадию катагенеза — за счет тех же самых битумов, но уже абиогенным путем.

То обстоятельство, что рассеянные углеводороды и некоторые другие компоненты «битумов» уже на ранних, а тем более средних стадиях катагенеза обнаруживают значительное сходство с соответствующими компонентами нефтей, позволило Н. Б. Вассоевичу ввести для первых термин «микронефть». В начальной стадии своего существования зачаточная микронефть отличается от собственно нефти рядом признаков, но это различие уменьшается по мере ее созревания. После эмиграции наиболее подвижной части микронефти из материнских пород в них сохраняется остаточная микронефть.

Для регионального развития процесса эмиграции микронефти, ведущего к образованию нефти, по Н. Б. Вассоевичу, требуются определенные (разные для неодинаковых типов пород и их сочетаний) термодинамические условия; для наиболее широко распространенных и наиболее богатых микронефтью глинистых отложений (в случае их чередования с песчано-алевритовыми) такие условия возникают при захоронении под толщей мощностью более 1500 м, хотя процесс эмиграции начинается раньше.

Н. Б. Вассоевич указывает, что обычность и почти универсальность микронефтеобразования (в рамках осадочных пород, содержащих органическое вещество) вовсе не означает такую же универсальность нефтеобразования, хотя этот последний процесс также регионален.

Н. Б. Вассоевич особенно подчеркивает, что нефтепроизводящие способности пород определяются, с одной стороны, внутренними факторами — содержанием в них микронефти и способностью пород отдавать ее, а с другой, — внешними факторами — соотношением материнских пород и коллекторов, давлением и температурой, способствующими газообразованию, дообразованию и дозреванию микронефти и ее миграции. Нефтеобразование может происходить лишь при благоприятном сочетании внутренних (потенциальные возможности) и внешних факторов (среда), ведущую роль среди которых играют движения земной коры (тектоника).

Д. В. Жабрев (1965), судя по приводимым им материалам, считает, что нефтематеринскими отложениями являются те, которые содержат повышенное количество органического вещества. Основываясь на приводимых им данных, нефтепроизводящими могут быть отложения, в которых содержание углерода в ряде случаев ненамного превышает 0,2%.

Кроме того, он считает, что для нефтематеринских отложений характерно повышенное содержание азота. В качестве диагностического признака нефтематеринских свит предлагается величина отношения органического углерода к азоту.

Нефтематеринскими, по Д. В. Жабреву, могут являться лишь те отложения, которые формировались в восстановительных условиях. Такие отложения характеризуются большим содержанием HCO_3 при относительно высоком количестве хлора, большим количеством закисного железа при почти полном отсутствии окисного, отсутствием бентальной фауны, а также цветом пород — от серого до черного.

Иные представления о признаках нефтематеринских, вернее о нефтепроизводящих, отложениях ранее высказывали З. Л. Маймин, Т. И. Казмина и Ю. Н. Петрова (1965, стр. 385—397).

Эти исследователи считали, что нефтепроизводящими свитами могут являться и те, которые в основном представлены песчано-алевритовыми породами, как, например, пашийские отложения, и содержат органическое вещество в количестве 0,2% и даже меньше. В таких песчано-алевритовых породах карбонатное железо может резко преобладать над пиритным (в 12,4 раза).

Масляная фракция битума из песчано-алевритовых пород предположительно нефтепроизводящих свит, так же как и соответствующая фракция из глинисто-карбонатных пород, богатых органическим веществом (например, доманика), представлена углеводородами, характерными для нефтяных фракций соответствующего молекулярного веса.

Вообще битум из рассматриваемых предположительно нефтепроизводящих свит в значительной мере обогащен асфальтово-смолистыми компонентами. Причину этого З. Л. Маймин и другие соавторы объясняют миграцией из рассматриваемых отложений более легких компонентов. Здесь следует напомнить, что, по мнению Н. М. Страхова и К. Ф. Родионовой, эти отложения содержат органическое вещество угольно-сапропелевого типа.

В. А. Успенский, резюмируя приведенные в сборнике «Происхождение нефти» (1969) материалы, указывает, что «среднее содержание битуминозных компонентов в предполагаемых нефтематеринских отложениях. . . выражается величинами порядка 0,02—0,03% на породу или 1,3% на органическое вещество».

Руководствуясь ранее высказанными соображениями, а также кратко изложенными воззрениями различных авторов относительно диагностических признаков нефтематеринских и нефтепроизводящих отложений, возможно принять следующее.

1. Нефтематеринские отложения формировались в водоемах, солевой и температурный режим которых мог резко колебаться.

2. Нефтематеринские породы образовывались только в условиях восстановительной среды, очевидно, в условиях сероводородного заражения, которое могло быть развито лишь на стадии диагенеза. Нефтематеринские породы могли образовываться и в условиях углекислого заражения осадков, но в этом случае преобразование органического вещества в сторону нефти, вероятно, происходило уже по другой схеме.

3. Нефтематеринские породы всегда должны содержать органическое вещество, количество которого может быть очень небольшим, иногда менее 0,2%, т. е. значительно ниже кларкового. В составе органического вещества обязательно присутствие битуминозных компонентов, количество которых может быть меньше 1%.

Если принять указанные положения, то, например, на Кавказе почти все изученные геологами-нефтяниками образования, начиная от юрских до плиоценовых песчано-глинистых толщ, следует рассматривать в качестве нефтематеринских, а в Предуралье — почти все палеозойские отложения — от терригенных толщ среднего девона до нижнепермских морских отложений. Важно при этом отметить, что нередко нефтематеринские отложения, особенно относительно крупнозернистые, например, алевриты и пески, в последующее время могут терять показатели условий их формирования и, таким образом, нефтематеринскими отложениями могли быть даже породы, которые в настоящее время характеризуются содержанием окисных форм реакционно способного железа.

О признаках, по которым можно различать нефтематеринские и нефтепроизводящие свиты, можно сказать следующее.

Пелитовые породы, из которых углеводороды эмигрировали в коллекторы, естественно должны отличаться по характеру оставшегося в них органического вещества от тех, из которых углеводороды не эмигрировали или же эмигрировали в очень небольшом количестве.

Н. Б. Вассоевич (1955) считал, что для первых характерно наличие среди битумов масляной фракции, ароматических структур, а для вторых — алифатическо-эфирных.

Другие же исследователи полагают, что вообще нефтепроизводящие свиты по сравнению с нефтематеринскими обеднены углеводородами.

В. С. Еременко по этому вопросу были высказаны интересные соображения о том, что изучение состава порфиринов и минеральных компонентов различных типов битуминозных веществ на материале палеозойских отложений Среднего Поволжья позволило выявить основной генетический признак неизменного и остаточного битуминозного вещества — различие в содержании минеральных компонентов кислой и нейтральной частей битумов.

Установлено, что минеральные компоненты в виде различного рода металлоорганических соединений присутствуют в кислой и нейтральной части битумов.

Для неизменных битумов, у которых углеводородная часть не эмигрировала, характерно содержание ванадия и никеля в хлороформенной части такое же, как в нефтях, и больше, чем в спиртобензольной части. Например, в хлороформенном битуме содержится ванадия «много», никеля до 1,5%, а в спиртобензольной части ванадия — 0,5—1,0%, никеля — 0,03%.

Остаточные битумы, потерявшие полностью или частично углеводородную часть, характеризуются в отличие от неизменных приуроченностью основной массы минеральных компонентов к спиртобензольной (кислой) части битумов. Например, в нейтральной части битумов пашийских слоев угленосного горизонта содержание ванадия и никеля определяется как «следы» и «слабые следы», а в кислой части — от 0,03 до 0,025%.

Таким образом, вследствие эмиграции углеводородов происходит обеднение нейтральной части остаточного битуминозного вещества металлоорганическими соединениями.

Следует также обратить внимание, что остаточное и неизменное битуминозное вещества, по мнению некоторых исследователей, может различаться между собой по количеству порфиринов, которых в неизменных содержится больше, чем в остаточных.

В последние годы попытки выявить нефтепроизводящие (перезрелые) отложения были предприняты многими исследователями, например,

С. Г. Неручевым (1962), М. Ф. Двали и др. (1969). Эти исследователи пишут . . .«критериями для выявления нефтепроизводящих свит и пород могут быть не какие-то абсолютные, а относительные количественные показатели органического вещества, свидетельствующие о дефиците углеводородов, свойственных данному типу пород и данному типу органического вещества на определенной стадии погружения и метаморфизма осадков» (Неручев и др., 1969, стр. 87). Далее отмечается, что «с погружением пород обычно до 1,5—2 км, происходит заметное восстановление хлороформенного синбитумоида, облагораживание его состава и возрастание в нем содержания углеводородов.

Концентрация битумоида в органическом веществе на этом этапе погружения осадков возрастает, как вследствие остаточного накопления за счет расхода органического вещества на газообразование, так и вследствие новообразования хлороформенного битумоида и углеводородов. В зоне дальнейшего погружения осадков на глубину от 1,5—2 до 2—2,5 км восстановление синбитумоида и обогащение его углеводородами наблюдается в нефтематеринских отложениях только в части образцов. В другой их части фиксируется появление не более восстановленных разностей (чего следовало бы ожидать при дальнейшем повышении температуры и давления в недрах), а аномально кислых битумоидов, часто даже более кислых, чем в современных осадках, с резко пониженным содержанием С и Н и сильно повышенным — гетероэлементов (до 20—25%). Эти сдвиги в составе синбитумоида материнских пород сопровождаются существенным понижением углеводородов (в 2—5 раз) и уменьшением содержания битумоида в органическом веществе» (стр. 87).

Очень интересно указание тех же авторов на изменение в составе синбитумоидов в глинах по направлению к коллекторам, «в которые происходила разгрузка эмигрировавших углеводородов в соответствии с повышением эффективности нефтеотдачи материнских пород от внутренней части глинистой пачки к коллектору». Далее указанными авторами отмечается следующее. «В зоне более глубокого погружения терригенных нефтематеринских пород (2—2,5—3,5 км) тенденция к дальнейшему восстановлению и обогащению битумоида углеводородами, несмотря на значительный рост температуры и давления, уже совершенно не прослеживается. . . так как вызываемые метаморфизмом сдвиги в составе битумоида полностью перекрываются более сильными сдвигами противоположной направленности, обусловленными интенсивной потерей битумоидов, эмигрирующих углеводородов. Во всех точках нефтепроизводящей свиты, в том числе и во внутренних частях мощных глинистых пачек, удаленных от коллекторов, синбитумоид органического вещества испытывал в этой зоне глубин значительные сдвиги в составе во время отдачи углеводородов, интенсивность которой нарастает с ростом глубины погружения материнских пород. . . В зоне погружения нефтепроизводящих отложений из-за интенсивной нефтеотдачи не только фиксируются сдвиги в составе битумоида, но заметно и резко (в 1,5—2 раза) снижается содержание битумоида в органическом веществе» (стр. 90). Из всего изложенного следует, что согласно мнению С. Г. Неручева и других авторов, вопрос о диагностике «зрелых» и «незрелых» свит решается просто и вполне определенно, во всяком случае для нефтематеринских свит определенного литологического типа, а именно «перезрелые» свиты характеризуются резким уменьшением содержания битумоида в органическом веществе. Очень наглядный пример изменения содержания масляной фракции битумоидов и содержания гетероэлементов в битумоидах в зависимости от расстояния до ближайшего коллектора привел Б. С. Коротков.

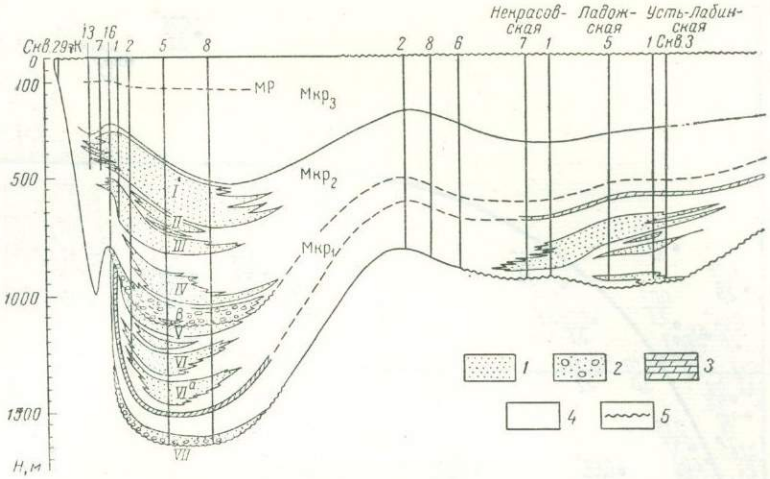


Рис. 120. Разрезы майкопских отложений в Западно-Кубанском прогибе (по Б. С. Короткову, 1966).

1 — песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глин; *2* — глинистый конгломерат; *3* — остракодовый мергель; *4* — глинистые породы; *5* — несогласия, перерывы. I—VII — номера продуктивных горизонтов.

Им исследовались разрезы майкопской серии в Западно-Кубанском прогибе, которая представлена там песчано-глинистой толщей (рис. 120).

Как видно на прилагаемых схемах, содержание в глинах майкопа масляной фракции битумоидов по направлению к пласту песчаника резко уменьшается (рис. 121), а содержание гетероэлементов, наоборот, резко увеличивается (рис. 122).

Из приведенных материалов, конечно, естественно, казалось бы, сделать вывод, который рекомендует С. Г. Неручев о том, что из глин, расположенных вблизи песчаников, масляная фракция эмигрировала в песчаники, а гетероэлементы в ней остались и отражают количество масляной фракции, которое в нем было до эмиграции.

Б. С. Коротков привел помимо указанных данных еще очень важный материал о пористости майкопских глин в зависимости от расстояния до ближайшего коллектора (рис. 123). Этот материал показывает, что чем ближе глины к коллектору, тем более они уплотнены. Отметим, что указанная зависимость уже рассматривалась (см. рис. 22).

В последнее время многими исследователями указываются не показатели нефтепроизводящих и не нефтепроизводящих отложений, а только критерии, согласно которым те или иные отложения можно относить к нефтепроизводящим.

Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород, разработанные К. Ф. Родионовой и С. П. Максимовым (1973), приводятся в табл. 51.

Данные табл. 51 показывают, что в настоящее время трудность заключается не в выделении нефтегазоматеринских пород, а в выделении пород, которые не могли генерировать нефть или углеводородные газы. В этом случае возникает вопрос, для чего нам проводить сложные и детальные исследования органического вещества с целью выделения нефтегазопроизводящих пород.

Рассмотрим основные факторы, способствующие процессу превращения исходного органического материала в нефть, которые были сформулированы В. В. Вебером (1973).

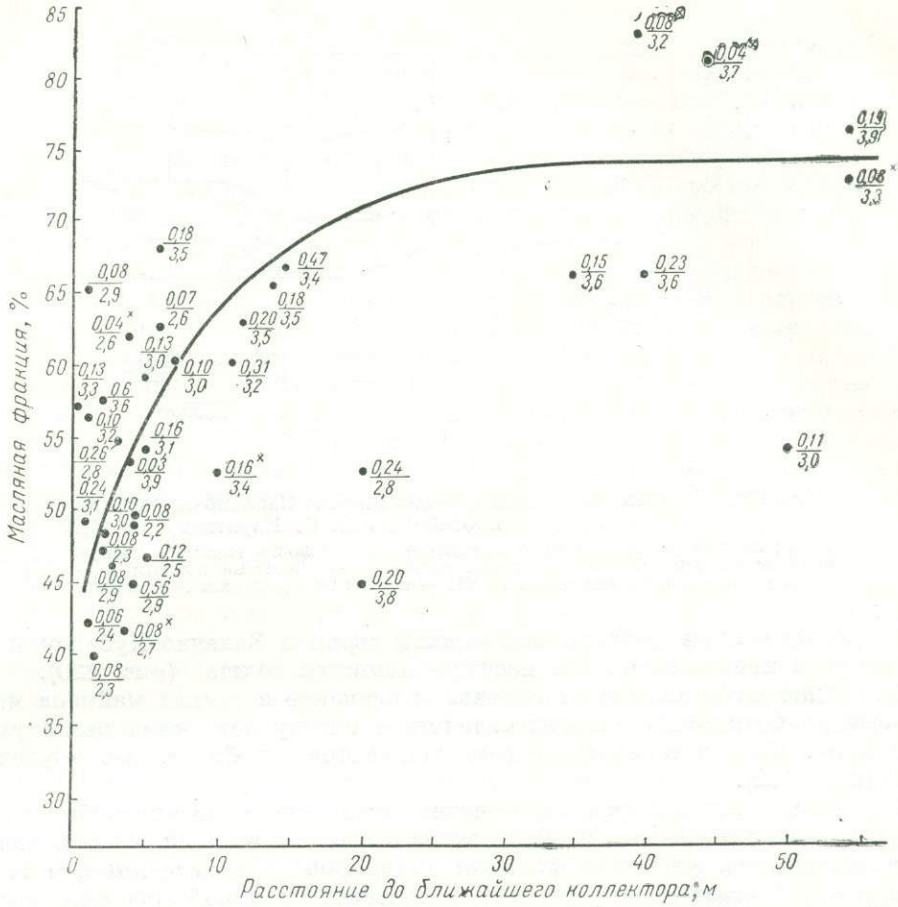


Рис. 121. Зависимость содержания масляной фракции битумоидов из глин майкопской серии Западно-Кубанского прогиба от расстояния до ближайшего коллектора (по Б. С. Короткову, 1966).

Цифры:

В числителе — содержание (% на породу) хлороформенного экстракта, выделенного горячим способом; в знаменателе — глубина взятия образца в километрах.

* — содержание хлороформенного битумоида по люминесцентным данным.

1. Создание устойчивой восстановительной среды осадка на стадии седиментации и сохранение этой среды в течение диагенеза при неизменных условиях субаквального залегания образовавшейся толщи осадков.

2. Преимущественно ингрессивный характер бассейна в течение диагенетической стадии изменения осадка.

3. Неокисленный (или практически неокисленный) характер исходного органического материала.

4. В мелководных водоемах с окислительным режимом — ускоренные темпы седиментации, способствующие быстрому переходу этого органического материала из промежуточного состояния между водой и осадком в среду осадка.

5. В более глубоководных бассейнах — дефицит кислорода в придонном слое воды.

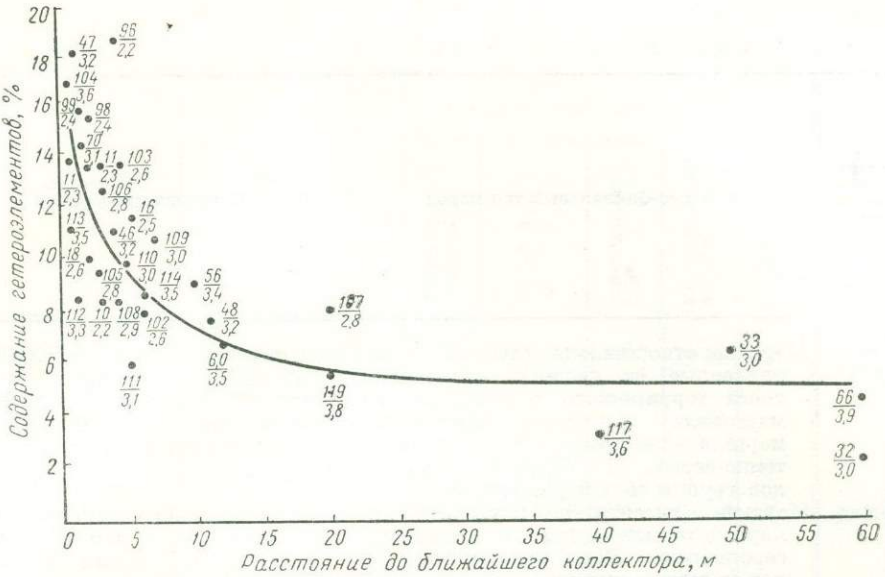


Рис. 122. Зависимость содержания гетероэлементов в битумоидах из глин майкопской серии от расстояния до ближайшего коллектора (по Б. С. Короткову, 1966).

Цифры:

В числителе — порядковый номер образца, в знаменателе — глубина взятия образца.

6. Погружение отложившейся толщи осадков на глубину не менее 200—1000 м.

7. Приуроченность областей образования и аккумуляции нефти к глубоко прогнутым седиментационным бассейнам, в том числе и рифтовым впадинам.

Интересные соображения по вопросу о диагностике различных стадий созревания нефтематеринских свит высказывает Д. Т. Филиппи. «. . . В нефтематеринских отложениях нефть образуется из (и внутри) массы неуглеводородного органического вещества. Это органическое вещество содержит много гидрофобных групп и производных липидов и протеинов, которые могут растворять и удерживать УВ. Следовательно, органическое вещество обладает способностью сорбировать или поглощать нефть. Глинистые

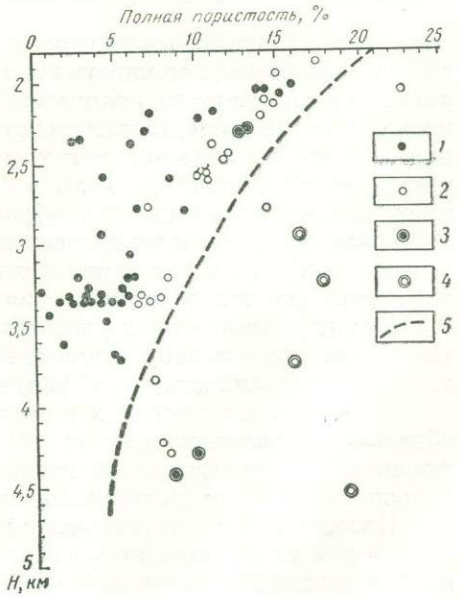


Рис. 123. Изменение пористости майкопских глин при погружении (по Б. С. Короткову, 1966).

1 — глины в условиях частого переслаивания с пластами песчаников; мощности глин: *2* — от 10 до 50 м; *3* — от 50 до 500 м; *4* — свыше 500 м от ближайшего коллектора; *5* — типовая кривая гравитационного уплотнения глинистых осадков по Н. Б. Вассоевичу.

Категории нефтегазоматеринских пород	Литолого-фациальный тип пород	Геохимические фации
Очень хорошие	Морские относительно глубоководные, удаленные от главных источников сноса терригенного и растительного материала глинистые известняки, мергели известковые, глины черные, темно-серые. Преобладание минералов группы монтмориллонита	Резковосстановительная-сульфидная. Содержание «реакционного» железа <1%, в нем сульфидного железа выше 50%. Среди карбоната преобладает кальцит
Хорошие	Морские относительно глубоководные карбонатно-глинистые и глинистые сероцветные. Преобладание минералов монтмориллонита	Восстановительная. «Реакционного» железа ~2%, в нем сульфидного железа 30%. Среди карбонатов $CaCO_3$ и $FeCO_3$
Благоприятные	Морские мелководные глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные, алеврито-глинистые, светло-серые. Возможно полуконтинентальные. Преобладание гидрослюд	Слабовосстановительная сульфидно-сидеритовая и лептохлоритовая. «Реакционного» железа >2%. Преобладание $FeCO_3$ и Fe хлоритовое
Бедные	Мелководно-морские и континентальные, терригенные и карбонатные, светлые и пестроцветные. Гидрослюды, каолинит	Субокислительные и окислительные. «Реакционного» железа до 5% и выше. Преобладание лимонита

Примечание. МН — метано-нафтеновые углеводороды; НА — нафтено-ароматические углеводо

минералы в присутствии воды не склонны сорбировать алканы и нафтены и способны лишь слабо удерживать ароматические УВ. На ранних стадиях нефтеобразовательного процесса количество образующейся нефти гораздо ниже поглощающей способности неуглеводородного органического вещества, поэтому первичная «незрелая» нефть остается на месте своего образования, т. е. во вмещающем органическом веществе. Только на поздних стадиях нефтеобразовательного процесса, когда количество образующейся нефти превышает поглощающую способность органического вещества, нефть выделяется в отдельную фазу. Тогда в результате уплотнения нефтематеринских пластов нефть и вода выдавливаются из них в направлении изменения гидродинамического градиента.

Исследования многих уплотненных древних глинистых пород и глинистых известняков показали, что для автохтонных УВ с точкой кипения выше 325° С максимальное значение коэффициента ($\mu_з$) составляет около 0,12.

На основании имеющихся данных было установлено, что в процессе нефтеобразования величина $\mu_з$ достигает 0,03—0,12, при которых количество образующейся нефти превышает поглощающую способность, и нефть может выделяться из нефтематеринских пластов.

Изложенная здесь гипотеза объясняет, почему молодые, «незрелые» нефти, так же как углеводородные смеси, образующиеся в нижнеплиоценовых отложениях и верхнеплиоценовых глинистых породах горизонтов А, В, С в Калифор-

Таблица 51

Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород

Тип органического вещества	Степень превращенности («метаморфизма»)	Количество в породе: органического вещества, %	Количество в породе: битума $А_{хл}$, %	Количество в породе: углеводородов, г/м³	Углеводородный коэффициент	Коэффициент нейтральности	МН/НА углеводородов	нЧ/ч в н-парафинах
Сапропелевый, гумусово-сапропелевый, автохтонный, неокисленный	Позднебуроугольная раннесреднекаменноугольная (Б—Д, Г, Ж, З)	2—10	0,1—2	1000 и выше	3—5,5	0,5—0,3	>10	1 и <1
То же	То же	1—3	0,07—0,3	500—1000	1,5—3	0,7—2	>5	1—1,2
Смешанный, частично окисленный	То же	0,5—1,5	0,04—0,01	200—500	0,4—1,0	1—3	~1	1,2—1,5
Смешанный и гумусовый окисленный	Буроугольная ($Б_{1-2}$)	0,02—0,5	0,001—0,02	200	0,1—0,2	2—9	<1	2—5

роды.

нии, не могут быть обнаружены в коллекторах. Эта гипотеза объясняет также, почему нефтематеринские продуктивные породы должны иметь определенный минимальный возраст. Для нефтематеринских осадков с нормальным геотермическим режимом требуется значительный период времени, чтобы образовалось достаточное количество нефти, при котором величина отношения УВ к некарбонатному углероду превысит критические значения 0,03—0,12 для процесса выделения нефти. Наконец, эта гипотеза объясняет, почему во многих древних глинистых породах даже ордовикского возраста содержание автохтонных УВ составляет от некоторых сотых до нескольких десятых долей процента. Это — поглощенная нефть, оставшаяся на месте, поскольку ее количество равно или меньше того количества, которое порода способна поглотить. Определение количества автохтонных УВ и величины $\mu_з$ в глинах, аргиллитах и глинистых известняках является основой в методе оценки нефтематеринских пород. . .» (стр. 89).

По Д. Т. Филиппи, к числу недозрелых нефтематеринских отложений относятся те, в которых количество образующейся нефти меньше поглощающей способности неуглеводородного органического вещества.

К зрелым нефтематеринским отложениям относятся те, в которых величина $\mu_з$ достигает 0,03—0,12, при этом количество образующейся нефти превышает поглощающую способность пород.

К перезрелым нефтематеринским отложениям, т. е. отложениям, из которых нефть эмигрировала, относятся те, в которых количество нефти близко к поглощающей способности, но не превышает ее.

Следует особое внимание обратить еще на данные о геотермическом градиенте, который, по Д. Т. Филиппи, оказывает большое влияние на глубину погружения, при которой нефтематеринские отложения достигают той или иной степени зрелости. Так, учитывая, что геотермический коэффициент в бассейне Вентура значительно меньше, чем в бассейне Лос-Анджелес, становится понятным, почему глины достигают степени «зрелости» в бассейне Вентура на большей глубине, чем в бассейне Лос-Анджелес. Одни и те же горизонты глинистых пород, например, верхнемиоценовая свита Д, которая залегает на глубине 4500 м, в первом бассейне еще не вполне достигла состояния «зрелости», в то время как во втором бассейне эта свита должна быть отнесена к вполне «зрелой», и именно эта свита и нижележащая свита Е являются, по мнению Д. Т. Филиппи, основным источником нефти бассейна Лос-Анджелес. Указанный исследователь считает, что глинистые отложения достигают «зрелости» примерно при 150° С в бассейне Вентура на глубине 4500 м, а в бассейне Лос-Анджелес на глубине 3300 м. В приподнятых участках, где, например, глинистые породы из верхнемиоценового горизонта Е залегают на глубине 231 м, эти породы по характеру углеводородов являются почти «зрелыми».

Однако Д. Т. Филиппи отмечает, что процесс нефтеобразования в рассматриваемых бассейнах становится заметным с глубины порядка 1500 м, где температура колеблется в пределах 60—70° С. В более древних бассейнах процесс нефтеобразования происходит более длительное время, а поэтому одинаковое количество нефти может формироваться при более низкой средней температуре.

Классификация отложений по степени преобразования органического вещества

Сущность термокаталитической гипотезы происхождения нефти состоит в том, что органическое вещество, захороненное в породах при их погружении, а следовательно, под воздействием повышенной температуры, а возможно, и давления должно генерировать органические соединения, входящие в состав нефти, т. е. микронефти или битумоидов, которые на определенной стадии погружения осадка эмигрируют из пород, содержащих первично захороненное органическое вещество.

Следовательно, породы, эмигрировавшие определенного типа битумоиды или микронефть, должны отчетливо отличаться от пород, из которых эмиграция микронефти не произошла. Как справедливо отметил Д. Т. Филиппи, эмиграция микронефти может начаться только тогда, когда количество образовавшегося в результате крекинга (или вернее гидрокрекинга) битумоида превысит поглощающую способность неуглеводородного органического вещества.

Из изложенного следует, что даже теоретически, не зная ни состава, ни количества первично захороненного органического вещества в изучаемых породах, невозможно решить вопрос о том, эмигрировала ли из тех или иных пород микронефть или нет. Мы можем лишь выяснить соотношение поглощающей способности неуглеводородного органического вещества и количества битумоидов. Если же оно близко, то из этого не следует, что битумоид из таких пород эмигрировал.

Конечно, можно было бы этот вопрос решать на основании уменьшения общего количества органического вещества, содержащегося в породах, считая,

что уменьшение его связано с преобразованием и эмиграцией. Однако в этом случае должен быть сделан один вывод. Чем меньше органического вещества содержится в породах, тем большее количество микронефти из них эмигрировало. Такой вывод вполне подходит к кристаллическим сланцам, содержащим примерно в три раза меньше органического вещества, чем неметаморфизованные осадочные породы, представленного преимущественно графитом, который можно рассматривать в качестве конечного продукта глубокого крекинга, но этот вывод не применим к неметаморфизованным породам, в которых количество и качество захороненного органического вещества очень различно (см. табл. 42).

Основываясь на материалах как Б. Тиссо, так и Д. Т. Филиппи, которые отмечают постепенное увеличение содержания углеводородов при погружении, следует предположить, что ни тоарские сланцы Парижского бассейна, ни неогеновые отложения Калифорнии не могут рассматриваться в качестве нефтепроизводящих свит, так как в них должно было бы отмечаться не увеличение, а уменьшение битумоида. То же самое можно сказать и о таких, казалось бы, нефтепроизводящих свитах, как доманиковая свита на Урале и кумская свита на Кавказе. Для выделения нефтепроизводящих свит мы не можем руководствоваться показателем нечетности н-алканов, нафтеновым показателем или же изменением числа атомов углерода в молекуле, так как все эти показатели свидетельствуют только о структуре органического вещества, причем нет уверенности в том, что такие структуры имеет органическое вещество, прошедшее какие-то изменения, характерные хотя бы для вялого процесса крекинга или гидрокрекинга.

С. Г. Неручев выделял нефтепроизводящие свиты на основании выявления в них малого количества битумоида, в основном масляной фракции, который, однако, обратил особое внимание не на абсолютное количество углеводородов, а на «сдвиг в составе синбитумоида», когда в результате эмиграции битумоидов происходит обогащение пород кислыми битумоидами с повышенным количеством гетероэлементов. Такой метод выявления нефтепроизводящих свит, т. е. перезрелых свит, был бы приемлем, если принять, что во всех свитах захороняется одинаковое количество органического вещества и при этом однотипное. Поэтому уменьшение подвижной его части можно было бы объяснять только эмиграцией, как это делает С. Г. Неручев. Однако приводимые им примеры распределения в марьяновской свите Западной Сибири состава хлороформенного синбитумоида А свидетельствуют не о фазе нефтеобразования на глубине примерно 2300—2500 м, а лишь о том, что на этой глубине в исследованных разрезах залегают слои с иным органическим веществом, чем подстилающие и перекрывающие их.

Более убедительно предположение, что глины, прилегающие к песчаникам, которые содержат органическое вещество, отличное от этого вещества глин, залегающих на большом расстоянии от песчаников, являются перезрелыми нефтепроизводящими слоями, т. е. слоями, из которых наиболее подвижные части битумоида эмигрировали в песчаники (см. рис. 120—121). Такое предположение подтверждается и обогащением приконтактных глин гетероэлементами (см. рис. 122).

Предположение о выжимании из этих глин воды и подвижных битумоидов представляется, казалось бы, весьма вероятным. По материалам, приведенным Б. С. Коротковым, майкопские глины вблизи их контакта с пластами песчаников отличаются большей уплотненностью и меньшей пористостью, чем залегающие на большем расстоянии от контакта их с пластами песчаников

(см. рис. 123). Несмотря на изложенное, имеются возражения против отжима нефти, или вернее «протонефти», или «микронефти» из глин в песчаники, даже из пачек глин, непосредственно контактирующих с песчаниками.

Эти возражения сводятся к следующему.

1. Отмечаемая уплотненность глин у контакта их с песчаниками, вероятно, возникла значительно раньше, чем нефть «дозрела» в глинах. По этому вопросу уже был приведен материал в разделе, посвященном поровым водам, где указывалось, что уплотнение глин на контакте их с песчаниками происходит на ранних стадиях катагенеза (см. рис. 22).

2. Отмечаемые отличия в составе органического вещества в приконтактных пачках глин могли отражать иные условия седиментации по сравнению с условиями седиментации глин, залегающих ниже (или выше) приконтактных, а следовательно, указанные различия были заложены еще в стадию диагенеза.

3. Если эмиграция битумоида в слоях, обогащенных органическим веществом, и происходила примерно на средних стадиях катагенеза, т. е. в зоне нефтегазообразования, располагающейся на глубинах, превышающих 1500—2000 м, то только по пласту, как и иных флюидов, т. е. поровых вод и газов.

Об этом свидетельствует заполнение битумоидом пустот и трещин в кумской свите темных битуминозных мергелей и полное отсутствие следов миграции битумов в перекрываемых зеленовато-белых мергелях белоглинской свиты и в подстилающих белых мергелях керестинской свиты.

По вопросу о механизме и времени эмиграции нефти из нефтематеринских отложений очень интересные соображения были высказаны Д. Т. Филиппи (1970).

Прежде всего следует указать, что, по мнению указанного автора, в Калифорнии как в бассейне Лос-Анджелес, так и в бассейне Вентура «зрелыми» нефтепроизводящими отложениями являются только слои, начиная с верхнемиоценовых горизонтов Д и Е. Нефтяные же пласты имеются как в вышележащих верхнемиоценовых горизонтах (А, Б, С), так и в нижнеплиоценовых и верхнеплиоценовых, которые являются недозрелыми. Поэтому вертикальная миграция нефти в верхнемиоценовые пласты горизонтов А, Б, С и в плиоценовые пласты не вызывает сомнения. Д. Т. Филиппи пишет: «Приведенные анализы нефтей подтверждают существование в нефтяных месторождениях Калифорнии. . . широкой вертикальной миграции нефтей. Эта вертикальная миграция происходила не через массу глинистых пород, залегающих между нефтяными песками. Состав автохтонных УВ из плиоценовых глинистых пород, лежащих между продуктивными песками, значительно отличается от состава УВ нефти. К тому же содержание автохтонных УВ в плиоценовых глинистых породах, особенно залегающих на небольшой глубине, очень мало́. Если бы заметное количество нефти из других пластов мигрировало через эти породы, это проявилось бы при анализах углеводородов глинистых пород, которые выглядели бы более «зрелыми».

Очевидно, нефть, образовавшаяся в глубоко залегающих верхнемиоценовых нефтематеринских породах горизонтов Д и Е, мигрировала вверх по трещинам и разломам. Этот вывод согласуется с тем геологическим фактом, что на всем земном шаре в зонах разломов наблюдаются высачивания нефти» (стр. 92).

Здесь следует отметить, что о возможной миграции нефти из зрелых свит в недозрелые Н. Б. Вассоевич указывал еще в 1955 г.

Предположение Д. Т. Филиппи о перемещении нефти из нефтематеринских свит в коллекторы, залегающие значительно выше, в толще недозрелых

свит, по трещинам и разломам представляется очень мало убедительным. Неоднократно отмечалось, что «созревание», или вернее генерация, нефти в глинистых нефтематеринских отложениях — процесс очень медленный, протекающий на протяжении миллионов лет. Предположить, что генерируемые ничтожные количества микронефти на протяжении миллионов лет мигрируют по каким-то нарушениям и в результате образуют огромные залежи нефти, невозможно. Часто наблюдаемое высачивание нефти в зонах разломов характерно для тех зон разломов, которые пересекают нефтяные залежи, а не зрелые нефтематеринские свиты.

Из всего изложенного необходимо сделать вывод, что во время катагенеза, за исключением ее ранней стадии, нет основания предполагать эмиграцию каких-либо флюидов (газов, поровой воды, битумоидов) из одних пластов в иные, а поэтому вопрос о диагностике нефтематеринских пород, который предусматривается термокаталитической гипотезой, вообще не может быть решен на основании даже самых детальных исследований органического вещества. Такие исследования, вплоть до ядерного магнетического резонанса, крайне интересны и важны для решения, например, вопроса о составе исходного органического вещества, выявления деталей процесса диагенеза, для решения ряда палеогеографических вопросов, но только не для выявления нефтепроизводящих свит.

ГИПОТЕЗЫ ОБ ОБРАЗОВАНИИ НЕФТИ

Рассмотрим более подробно упоминаемые ранее гипотезы о происхождении нефти и образовании месторождений ее (см. рис. 101) с целью выявления достоверности и убедительности их, руководствуясь приведенными материалами об органическом веществе в осадках и породах и динамике его изменения в стадию диагенеза и катагенеза.

Термокаталитическая гипотеза

Эта гипотеза, базирующаяся на предположении о резком изменении рассеянного в породах органического вещества сапропелевого типа по мере погружения пород, его содержащих, является не только почти общепринятой, но и крайне понятной и, казалось бы, хорошо аргументированной. Однако в этой гипотезе остаются необъяснимыми, или вернее слабо освещенными, следующие положения.

1. Как различать недозрелые, зрелые и перезрелые нефтепроизводящие, или вернее нефтематеринские, свиты?

2. Каким образом происходит мобилизация микронефти и образование из нее подчас огромных залежей нефти?

Н. А. Кудрявцев (1972) справедливо отметил, что еще в 1958 г. Н. Б. Вассоевич писал о необходимости в будущем «найти критерии, которые позволяли бы отличать материнские породы, уже отдавшие нефть, от еще не отдавших ее». Тот же автор, спустя десять лет, писал: «Одной из важнейших задач нефтяной геологии является диагностика нефтематеринских отложений. . . Ее суть заключается в выявлении надежных геолого-геохимических критериев, по которым можно было бы, во-первых, правильно оценивать нефтегазогенерирующие способности отложений и качественно определять их нефтеобразовательный потенциал и, во-вторых, судить о том, реализовали ли данные породы, данная свита эти свои возможности или нет. . .». «Таким образом, никаких успехов в разработке «теории микронефти», которые могли бы быть использованы для оценки перспектив и выбора направления поисков, за 10 лет не достигнуто.

Вопрос о диагностике нефтепроизводящих пород остается в том же положении, что и в 1950 г. . . .» (стр. 146—147).

До настоящего времени «неизвестно, ни как выделялись углеводороды из материнской породы, ни как выделившиеся углеводороды концентрируются в залежи и превращаются в нефть. На этот счет существуют лишь предположения, не подкрепленные фактическим материалом» (стр. 148). В настоящее время можно утверждать наличие миграции различного типа флюидов при повышении температуры и давлений только по пластам вверх по восстанию. Диагностика нефтепроизводящих свит не решена ввиду недостаточных исследований, поэтому нужно сделать вывод о том, что термокаталитическая гипотеза происхождения нефти является еще очень слабо обоснованной. По данным Н. Б. Вассоевича и Д. Т. Филиппи, при миграции нефти из зрелых свит в недозрелые, где она может образовывать крупные месторождения нефти, следует что нефтяные залежи могут быть обнаружены в отложениях любой степени «зрелости».

Если к тому же принять основное положение С. Г. Неручева и других о том, что малое количество восстановленных битумоидов в породе и большое количество кислых компонентов с повышенным количеством гетероэлементов (O + + N + S), являются признаками, характерными для нефтепроизводящих свит, то направленные поиски нефти, основанные на использовании термокаталитической гипотезы, вряд ли можно признать хорошо обоснованными.

Диагенетическая гипотеза

В приведенных ранее материалах указывалось, что все исследователи, придерживающиеся теории термокаталитического происхождения нефти, основываются на предположении о резком отличии органического вещества в осадках и в породах. Однако, во-первых, даже материалы Д. Т. Филиппи показывают, что какое-либо принципиальное различие между ними трудно указать, поскольку органическое вещество современных осадков исключительно разнообразно по своему составу, что на огромном материале убедительно показал В. В. Вебер (см. табл. 42). Об этом же свидетельствуют и исследования, проведенные Е. П. Шишениной по изучению органического вещества из современных осадков бассейнов различного типа. Органическое вещество из ископаемых осадков также различно. При этом следует особо подчеркнуть, что органическое вещество как современных, так и ископаемых осадков изучалось только из биогеохимически неактивных типов осадков и пород, т. е. почти исключительно из глинистых илов и глин.

К сожалению, в нашей литературе совершенно забыто важное предложение М. А. Мессиневой — подразделять все отношения на гетерогенные — биогеохимически активные и моногенные — биогеохимически пассивные. Сущность этого подразделения заключается в том, что во первых биогеохимические процессы протекают активно, а во вторых — указанные процессы затухают или же протекают очень вяло. Поэтому даже в таких породах, как алевритистые или песчанистые илы, преобразование органического вещества в стадию диагенеза будет происходить гораздо глубже, чем в глинистых илах. Всем известно, что в современных песчанистых отложениях, например, относительное содержание углеводородов значительно выше, чем в глинистых; однако это явление своего простого объяснения не получило, а именно, что песчаные отложения, по классификации М. А. Мессиневой, относятся к биогеохимически активным осадкам, а глины — к биогеохимически пассивным.

В самом деле, в настоящее время вряд ли можно принять точку зрения О. К. Бордовского, что накопление углеводородов в современных осадках — это процесс пассивный, т. е. углеводороды в современных осадках — это те углеводороды, которые образовались еще в живых организмах и затем перешли в осадок, и что относительное обогащение ими осадка обусловливается большей или меньшей минерализацией остальных, составляющих органическое вещество. Вероятно, в современных осадках происходит образование углеводородов в результате разнообразных, в основном биологических, процессов. Такие процессы протекают энергичнее в гетерогенных осадках, являющихся биогеохимически активными, т. е. в алевритистых и песчанистых осадках. Следовательно, именно такие осадки и являются естественными вместилищами как углеводородов, так и других органических соединений, которые в дальнейшем преобразуются в нефть [1]. Если принять во внимание, что гетерогенные породы обогащаются еще в ранней стадии накопления осадков углеводородами, мигрировавшими из непосредственно прилегающих к ним органогенных илов, что было показано В. В. Вебером, то мы должны признать, что диагенетическая гипотеза накопления в песчано-алевритовых осадках битумов в раннюю стадию накопления осадков, преобразующихся затем в нефть, является более убедительной, чем термокаталитическая гипотеза, предполагающая миграцию микронефти из глин в песчаные породы, после «созревания» глин, что происходит при высокой степени уплотнения пород, исключающей вертикальную миграцию каких-либо флюидов, даже газообразных. Правда, нужно всегда иметь в виду, что битумы, накопляющиеся в песчано-алевритовых современных осадках — это, вероятно, еще не дисперсно-рассеянная нефть, а лишь материал (протонефть), из которого может образоваться нефть и, следовательно, требуется время и определенные условия для его дозревания и превращения в нефть.

В заключение следует указать, что диагенетическая гипотеза образования нефти, наиболее ортодоксальным представителем которой являлся К. П. Калицкий, и которая в настоящее время успешно развивается В. В. Вебером и некоторыми другими исследователями, имеет такое же право на существование, как и термокаталитическая. При этом следует особо подчеркнуть, что диагенетическая гипотеза может объяснить миграцию микронефти или протонефти и образование месторождений нефти, так как этой гипотезой предполагается миграция микронефти по пластам и при этом гетерогенным, в то время как согласно термокаталитической гипотезе образование нефти возможно лишь в случае вертикальной миграции микронефти через и из пластов глинистых пород при высокой степени их уплотнения.

Предполагаемая диагенетической гипотезой миграция подвижной части органического вещества из глин в песчаные образования еще в стадию диагенеза и на ранних этапах катагенеза и преобразование органического вещества в песчаных отложениях в нефть, вероятно, при неглубоком их погружении в область температур порядка немногих десятков градусов возможна прежде всего при достаточно высоком содержании органического вещества в глинистых породах, особенно контактирующих непосредственно с песчано-алевритовыми. Также вероятны и первоначальное высокое содержание подвижной части органического вещества в песчано-алевритовых слоях и характерные для слоев

---

[1] Помимо этого нужно сказать, что если принять указанную выше точку зрения О. К. Бордовского, то становится понятным относительное обогащение углеводородами песчаных осадков, в которых благодаря интенсивности биохимических процессов происходит более быстрое разрушение неуглеводородной части органического вещества.

с высоким содержанием органического вещества геохимические условия, а именно низкие значения Eh (восстановительная обстановка), о чем свидетельствуют такие образования, как пирит и сидерит.

Однако в последующее время (см. рис. 19), когда начинается интенсивная миграция флюидов по песчано-алевритовым слоям, восстановительная обстановка в них может измениться на окислительную, что сопровождается изменением состава реакционно способной части железа и окислением органического вещества. Таким образом, создается впечатление, что в этих слоях когда-либо восстановительные условия не возникали. Отсюда иногда делаются неверные выводы о том, что нефть могла образовываться в окислительной или субокислительной обстановке. Поэтому при диагностике нефтепроизводящих отложений диагенетического типа следует всегда иметь в виду указанное обстоятельство и руководствоваться при выявлении нефтепроизводящих отложений характеристикой не песчано-алевритовых слоев, а глинистых. Таким образом, при диагностике нефтепроизводящих отложений мы вновь возвращаемся к старому определению, что такими отложениями являются песчано-глинистые толщи, в которых глины обогащены органическим веществом, что нередко придает им темный цвет.

Гипотезы о глубинном происхождении нефти

В настоящее время существуют две гипотезы о глубинном происхождении нефти: органическая и неорганическая. Первая предусматривает образование нефти на больших глубинах из захороненного в осадочных породах органического вещества, которое преобразуется в глубоких зонах до графита; вторая — химический синтез нефти и углеводородных газов.

О р г а н и ч е с к а я г и п о т е з а. Изучение отложений различного возраста, от нижнепалеозойских до плиоценовых и при этом погруженных на различную глубину, показало, что наблюдаемое в них колебание органического вещества может быть объяснено неодинаковыми условиями накопления изучаемых отложений или вернее принадлежностью их к различным фациям. Если же обратить внимание на состав органического вещества, то можно утверждать, что и состав его в основном обусловливается фациальной характеристикой изучаемых пород. Правда, в однотипных породах можно указать на увеличение битумоидной части органического вещества в глинистых породах при погружении их на значительную глубину, измеряемую километрами, и ряд иных изменений, что отмечалось ранее, но каких-либо резких выраженных изменений в органическом веществе, например, четко выраженной графитизации его, все же не наблюдается.

При этом важно отметить, что в элементарном составе органического вещества количество водорода по сравнению с количеством органического углерода представляет собой ничтожную величину, в то время как в нефтях содержание его превышает 10%. Конечно, в битумной части органического вещества количество водорода также близко к 10%, но нужно учесть ничтожное количество битумов в общем балансе органического вещества пород. Поэтому естественно возник вопрос о месте образования дополнительных количеств водорода, которых было бы достаточно для образования большого количества битумов, или вернее, просто нефтей и углеводородных газов. В этом отношении интересное предположение было высказано В. Б. Порфирьевым, еще до его перехода на точку зрения о неорганическом происхождении нефти. По мнению В. Б. Порфирьева, нефть образовывалась в геосинклинальных областях в отложениях, представленных чередующимися пластами глин и песков, которые он называл

пластами-реакторами. Что же касается необходимых количеств водорода для образования больших объемов нефти, то водород, по мнению В. Б. Порфирьева, генерировался в результате водородного брожения клетчатки, содержащейся в органическом веществе пород в большом количестве. Однако такой генезис водорода в осадочных ископаемых породах вряд ли вероятен, хотя и возможен, например, при преобразовании угольного вещества (см. рис. 101, *г*).

Образование огромных количеств водорода в глубоко погруженных осадках вероятно только в зоне развития очень высоких температур порядка 300—500° С и выше, где происходит разложение воды с высвобождением больших количеств водорода. В этой же зоне кероген превращается в графит. Следовательно, в зоне метаморфизма, где кристаллические сланцы формируются из осадочных пород, может происходить образование огромных количеств нефти. Эта гипотеза особенно становится вероятной, если вспомнить, что в кристаллических сланцах количество органического вещества в общем примерно в три раза меньше, чем в неметаморфизованных осадочных толщах, и оно там представлено, как правило, только графитом.

Что же касается поступления образовавшейся нефти в вышележащие неметаморфизованные пласты-коллекторы, то оно может осуществляться только по разломам. Отметим, что по разломам поступление даже не нефти, а микронефти, или вернее аллохтонной части битумоидов, и при том на протяжении миллионов лет предусматривается и термокаталитической гипотезой (Филиппи, 1970).

Следует указать, что рассмотренная гипотеза хотя и объясняет некоторые важные моменты, необъяснимые иными гипотезами, однако имеет и ряд неясных, или трудно объяснимых, моментов. Из них важнейшими являются вопросы о том, как осуществляется в зоне метаморфизма первичная миграция нефти и образование гомогенных масс нефти, так как уход ее вверх мыслится только в виде миграции по разломам уже нефти, хотя бы и в газообразной форме.

Неорганическая гипотеза. Д. И. Менделеев, выдвинувший указанную гипотезу, показал, что нефть может быть синтезирована чисто химическим путем. Он же указал причины обнаружения нефти вблизи горных сооружений, образование которых сопровождалось, по его мнению, глубокими разломами, по которым нефть из глубин поступала в чехол осадочных образований. Возражения против указанной теории сводятся к следующему.

1. В нефти встречаются образования, например, производные хлорофилла, органическое происхождение которых не вызывает сомнения.

2. В осадочных толщах имеется достаточное количество органического вещества, из которого могли образоваться месторождения нефти.

3. Механизм поступления нефти из глубин земной коры в осадочный чехол по разломам неясен.

Однако следует указать на возможность, давно уже отмеченную многими исследователями, растворения в нефти химического генезиса, соединений несомненно органического происхождения, которые находились в осадочных породах, через которые мигрировала нефть, или в породах, в которых она находится в настоящее время. В качестве аналогии можно привести следующий пример. В спиртовых настойках мы видим соединения, легко разрушаемые при очень незначительных температурах. Из этого не следует, что спирт изготовляется при низкотемпературных реакциях.

Что касается второго возражения, то следует подчеркнуть отсутствие до настоящего времени каких-либо вполне удовлетворительных объяснений первичной миграции автохтонных битумоидов из глинистых и известковых

пород и формирование из них крупных скоплений нефти. Более или менее уверенно можно говорить только о миграции по пласту аллохтонных битумоидов и при этом, конечно, по пластам, содержащим большое количество органического вещества, например, по пластам кумских битуминозных мергелей, по аналогичным пластам доманиковых мергелей и т. д.

Третье возражение — отсутствие ясности в механизме перемещения нефти по разломам в настоящее время не может считаться серьезным возражением, и это возражение одинаково может быть предъявлено как к неорганической гипотезе, так и к органической, в частности, и к термокаталитической и к глубинной, т. е. ко всем, за исключением диагенетической гипотезы.

Проблема угольного органического вещества

Во введении к главе «Органическое вещество» уже указывалось, что в последние годы было обращено внимание на вероятность образования газовых месторождений, генерируемых угольным веществом (рис. 101, *г*). Там же на схеме отмечалось, какое количество углеводородных газов генерируется 1 т угольного вещества на различных стадиях его преобразования.

В связи с тем, что углеводородные газы генерируются не только угольными пластами, но и рассеянным органическим веществом, то очень важен подсчет количества угольного вещества в том или ином стратиграфическом интервале.

В. И. Ермаков разработал схему, по которой можно рассчитать количество углеводородных газов, которое было выделено той или иной толщей, содержащей угольное органическое вещество. Для этого проводят ориентировочный подсчет количества угольного органического вещества в толще, которое выражается мощностью угольного пласта-эквивалента всего содержащегося угольного органического вещества (рис. 124). Затем на основании определения степени метаморфизации угольного органического вещества составляется карта его метаморфизма и подсчитывается количество газа, которое было выделено указанным органическим веществом. Подавляющим числом исследователей принимается, что в исследуемой площади в недрах могли быть удержаны только газы, которые генерировались после образования надежной покрышки. Подсчеты В. И. Ермакова для ряда регионов показали, что газы, генерируемые угольным органическим веществом после образования покрышки, могут формировать огромные месторождения типа месторождений Северо-Тюменской области, в которых запасы газа составляют несколько триллионов кубических метров, преимущественно метана.

Для начальной диагенетической стадии накопления угольного органического вещества обычно принимается, что генерируемые углеводородные газы, среди которых метан является основным газом, дифундируют к поверхности осадков, выходят в атмосферу и, следовательно, безвозвратно теряются. Такое представление о дегазации газопроизводящих отложений не может быть принято, о чем указывалось уже при рассмотрении углеводородных газов, генерирующихся в современных морских осадках. Следовательно, возможно предполагать и образование газовых месторождений диагенетического типа из угольного органического вещества. Поэтому понятно, что не всеми одинаково решается вопрос о формировании крупных газовых месторождений углеводородных газов, генерируемых угольным органическим веществом. Высказываются мнения, что процесс генерации углеводородных газов угольного органического вещества при его метаморфизме очень медленный, а расход генерируемых газов на сорбцию ее органическим веществом и растворение в поровых

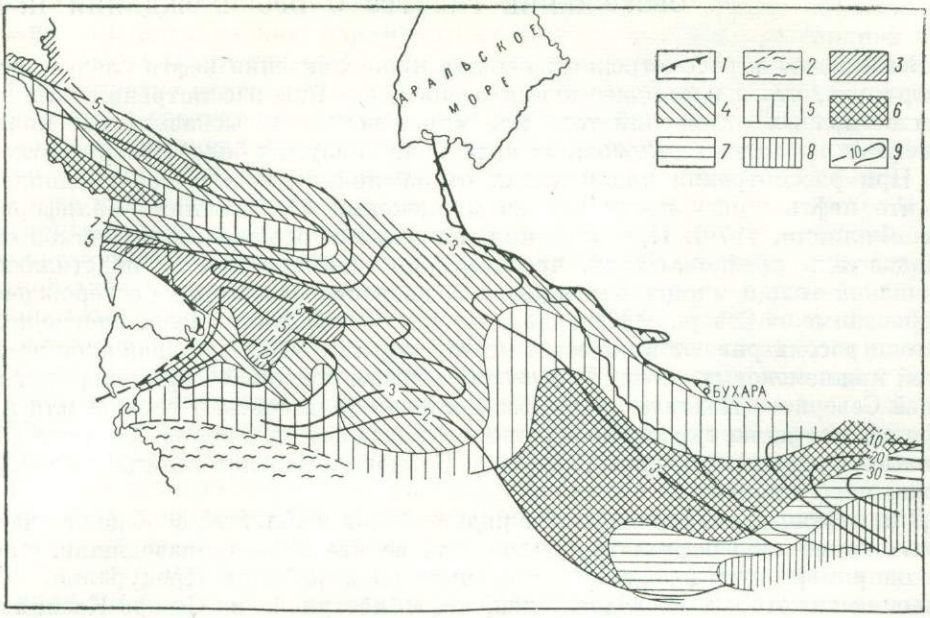


Рис. 124. Изопахиты суммарного угольного вещества (пласт-эквивалент) и стадии его углефикации в нижне-среднегорских отложениях Средней Азии (по В. И. Ермакову).

1 — граница распространения нижне-среднеюрских отложений; *2* — районы отсутствия в разрезе нижней — средней юры угольсодержащих отложений; стадии углефикации; *3* — I—III — буроугольные; *4* — IV длиннопламенная; *5* — V газовая; *6* — VI жирная; *7* — VII коксовая; *8* — VIII—X тощие и полуантрацитовая; *9* — изопахиты суммарного угольного вещества (эквивалентного угольного пласта).

и пластовых водах очень значителен, тем более, что отжимаемыми поровыми и пластовыми водами предполагается значительный вынос углеводородных газов на поверхность в местах разгрузки этих вод. Помимо этого отмечается, что изотопный состав газов в некоторых газовых месторождениях, формирование которых предполагается за счет газов, образовавшихся при метаморфизме угольного органического вещества, не соответствует изотопному составу газа, генерируемого угольным органическим веществом при его метаморфизме в зоне термокатализа. Однако вопрос об изотопном составе газов сложен и по нему мало материалов, чтобы на основании данных об изотопном составе можно было бы определенно говорить о времени генерации углеводородных газов.

Особенно важно выяснение количества свободных и при этом предельных углеводородных газов, генерируемых на различных стадиях метаморфизма угольного органического вещества. При рассмотрении этого вопроса следует обратить внимание на результаты опытов, проводимых В. Л. Соколовым во ВНИИГазе, при которых угольное вещество нагревалось до температуры 200° С при давлении 1000 кгс/см^2. В указанных условиях генерировалось лишь небольшое количество углеводородных газов и при этом почти исключительно непредельных углеводородов, большое количество CO_2, а возможно и CO, водорода и азота, т. е. технологических газов, резко отличающихся от газов, содержащихся в природных условиях.

Из изложенного следует, что роль угольного органического вещества в образовании газовых и газоконденсатных месторождений неясна и требует разрешения.

В заключение рассмотренных гипотез происхождения нефти следует особо подчеркнуть, что в настоящее время очень часто при рассмотрении нефтеносности осадочных отложений того или иного возраста высказывается мнение, что нефть в изучаемых отложениях поступала снизу, из более древних отложений. При рассмотрении плиоценовых отложений высказывается предположение, что нефть в них поступала из миоценовых образований (Калифорния, Д. Т. Филиппи, 1970). При изучении миоценовых отложений, например северокавказских, предполагается, что нефть поступала в них из подстилающей майкопской толщи миоцен-олигоценового возраста. Огромные месторождения, приуроченные на Северном Кавказе к известнякам верхнего мела, многие исследователи рассматривают в качестве месторождений, сформировавшихся за счет нефтей нижнемеловых слоев. В настоящее время основной нефтегенерирующей толщей Северного Кавказа некоторые исследователи считают средне- или нижнеюрские или даже триасовые или пермотриасовые отложения, которые обнаружены в отдельных районах Северного Кавказа и нередко залегают непосредственно на фундаменте.

Для нефтяных месторождений в ряде районов и областей вообще не удается указать какие-либо нефтематеринские, или вернее нефтепроизводящие, свиты, как, например, для девонских отложений ряда районов Предуралья, куда, по мнению некоторых исследователей, нефть поступала из Северо-Каспийской впадины, где нижнепалеозойские отложения не изучены, а следовательно, среди них могут оказаться и нефтепроизводящие. Поэтому все изложенные гипотезы содержат ценные соображения, но вместе с тем против каждой можно возразить. Однако следует указать, что приведенные данные свидетельствуют об очень распространенном мнении о широкой вертикальной миграции нефти, что, конечно, можно предполагать только по крупным разломам и при этом, конечно, не микронефти, а больших масс уже сформировавшейся нефти.

При этом следует отметить, что, предполагая широкую вертикальную миграцию моногенных масс нефти, а также углеводородных газов, весьма обоснованной представляется глубинная гипотеза происхождения нефти.

Относительно термокаталитической гипотезы имеются два исключительно важных возражения.

1. Вялый процесс крекинга (или гидрокрекинга), который претерпевает органическое вещество при температуре начиная с 60° С, не может привести к образованию большого количества всех компонентов (углеводороды, смолы, асфальтены), из которых состоит нефть, тем более что, изучая содержание углеводородов в однотипных осадках, залегающих на различных глубинах мы ни на одной из стадий их погружения не можем установить эмиграцию углеводородов.

2. В настоящее время можно принять, что после уплотнения осадков и превращения их в породы, говорить о каком-то отжиме любых флюидов в вертикальном направлении не приходится. Отжим любых флюидов, в том числе и подвижной части органического вещества возможен в вертикальном направлении, а следовательно, из глин в пески, только в еще не уплотненных осадках.

Указанные возражения против термокаталитической гипотезы отпадают, если принять диагенетическую гипотезу, которую можно считать столь же вероятной, как и глубинную. Однако в обеих гипотезах есть, конечно, и свои слабые стороны. Например, совершенно непонятно образование громадных моногенных масс нефти на глубинах, что предусматривается глубинной гипотезой

нефти. На основании диагенетической гипотезы, опять трудно объяснить накопление в раннюю стадию формирования осадков дисперсно-рассеянной нефти (микронефти) или протонефти, хотя в принципе такое накопление возможно, что неоднократно отмечалось в работах В. В. Вебера и других исследователей. Помимо этого следует подчеркнуть, что изучение разрезов современных осадков показало возможность миграции подвижной части органического вещества только при непосредственном контакте органогенных илов с песчаными осадками и ее миграция через небольшие прослои глин уже не отмечается. Например, контакт сапропелевого слоя в осадках Черного моря, в котором количество органического вещества нередко превышает 10%, всегда резко выражен и какой-либо миграции органического вещества в подстилающие и перекрывающие глинистые осадки не отмечается (см. рис. 18). Достаточно четкий контакт и в толще ископаемых осадков, например, между органогенными кумскими мергелями и подстилающими и перекрывающими их отложениями с малым количеством органического материала, о чем уже говорилось.

Однако нужно иметь в виду, что, если нефтяные углеводороды генерировались на ранней стадии накопления осадков, то при их уплотнении еще до образования уплотненного слоя на контакте песков и глин, из глин в пески могли эмигрировать нефтяные углеводороды. Кроме того, последние могли эмигрировать вместе с рыхлосвязанной водой по плоскостям напластования вверх по восстанию пород и на более поздних стадиях уплотнения и в процессе миграции проникать в коллекторы и образовывать в них нефтяные залежи. Поэтому в настоящее время диагенетическую гипотезу образования залежей нефти следует признать наиболее обоснованной.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИПОТЕЗ ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

В настоящее время при оценке перспектив нефте- и газоносности при выборе генеральных направлений разведки нефтяных и газовых месторождений, принятие той или иной гипотезы происхождения нефти и горючих газов оказывает известное влияние. Объясняется это тем, что при решении указанных важнейших задач нефтяной и газовой геологии большую роль играют прежде всего изучение тектоники и разреза осадочных толщ в том или ином регионе с целью выявления наличия в нем возможных коллекторов нефти и газа, непроницаемых покрышек и нефтегазопроизводящих отложений. Если принять термокаталитическую гипотезу происхождения горючих газов, и в частности метана, то крупные и крупнейшие залежи метана могут быть обнаружены только в областях развития глубоких впадин, так как «газовая зона», согласно рассматриваемой гипотезе, располагается на глубинах свыше 4—5 тыс. м. Следовательно, если в каком-либо регионе отсутствуют впадины, выполненные мощными толщами осадочных пород, то такой регион следует рассматривать в качестве бесперспективного, в смысле возможности обнаружения в нем крупных залежей метана. Если же принять диагенетическую гипотезу происхождения углеводородных газов, то в этом случае крупные газовые месторождения могут быть обнаружены в регионах, где покров осадочных пород не превышает 1000 м. То же самое относится к залежам нефти. Области, в которых отсутствуют глубокие впадины, следует расценивать в качестве бесперспективных, если стоять на точке зрения термодинамической гипотезы происхождения нефти, или же предполагать, что в такие области нефть поступала из каких-либо глубоких впадин, расположенных на расстоянии сотен километров.

Д. И. Менделеев — сторонник глубинной гипотезы происхождения нефти, образовавшейся в результате химических реакций, протекавших на больших глубинах, указал, что нефтяные залежи встречаются в местах крупных разломов. Разломы в настоящее время обнаружены не только вблизи горных сооружений, как это предполагал Д. И. Менделеев, но и на платформах, где все больше обнаруживается нефтяных и газовых залежей, для формирования которых мощность осадочного покрова особой роли не играет. Следовательно, руководствуясь глубинной теорией происхождения нефти и газа, оценка перспектив нефтегазоносности крупных территорий будет резко отличаться от оценки их, проведенной сторонниками термокаталитической или диагенетической теории.

Остановимся на оценке разреза осадочных отложений в том или ином регионе для выявления в них нефтегазопроизводящих свит сторонниками термокаталитической или диагенетической теории.

При современном состоянии вопроса сторонники термокаталитической теории должны в качестве нефтепроизводящих слоев рассматривать те, которые по С. Г. Неручеву и другим содержат «кислый битумоид» с большим количеством гетероэлементов (O + N + S) и с небольшим количеством остаточного органического вещества — керогена, поскольку считается, что за счет преобразования керогена генерировались углеводороды. Чем меньше органического вещества в породах и чем оно имеет более «кислый» характер, тем увереннее можно выделять нефтепроизводящие свиты с точки зрения приверженцев термокаталитической гипотезы происхождения как нефти, так и газов. При этом естественно, что в качестве газопроизводящих, вернее метанопроизводящих, отложений, т. е. отложений «газовой зоны» следует выделять такие отложения, в которых процесс обеднения органическим веществом и окисления его отмечается в наиболее резкой форме.

Вряд ли указанные методы оценки отложений в смысле выявления нефтегазопроизводящих свит являются верными и ими следует руководствоваться при решении вопроса о перспективах нефтегазоносности тех или иных регионов и при решении вопроса о выборе направления разведок. Правда, таким методом выявления нефтегазопроизводящих отложений не руководствуются и обычно в качестве нефтепроизводящих свит рассматривают обогащенные органическим веществом отложения типа доманиковых на Урале или кумской свиты на Кавказе. Однако ранее уже отмечалось, что все слои, обогащенные органическим веществом в случае контактирования или переслаивания их с песчано-алевритовыми породами, можно рассматривать в качестве нефтепроизводящих, лишь приняв диагенетическую точку зрения происхождения нефти.

Вопрос о диагностике газопроизводящих отложений диагенетического типа еще мало разработан.

Следует, однако, обратить внимание, что в современных бассейнах особенно большое количество метана генерируется в осадках, формирующихся в субокислительной и сидеритовой геохимических фракциях. Поэтому можно предполагать, что газопроизводящие отложения — это те, которые формировались в указанных геохимических обстановках.

В заключение следует указать, что после многочисленных, весьма углубленных и разносторонних геохимических и битуминологических исследований мы возвратились к старой, давно уже признанной диагностике нефтепроизводящих отложений, согласно которой в качестве нефтеносных слоев следует рассматривать толщи, представленные глинами, обогащенными органическим веществом, в которых развиты песчано-алевритовые слои, могущие являться

коллекторами нефти. Следует лишь указать, что диапазон вероятных нефтепроизводящих отложений в настоящее время значительно расширился, как за счет разнообразия литологического состава, так и за счет содержания в них количества органического вещества, его качества и первичной геохимической обстановки формирования нефтепроизводящих отложений.

ГЛАВА VI

Гидродинамический режим

Движения вод в современных отложениях оказывают огромное влияние как на распределение температуры, солености, газового режима, так и на распределение осадков, фауны и других особенностей бассейнов различного типа. При этом важно отметить, что распределение различных характеристик вод бассейнов связано с различного типа движениями вод.

Например, газовый режим во внутренних морях в основном определяется вертикальными движениями вод, а отклонения от свойственной температуры поверхностных вод на определенной широте от поверхностных течений. Поэтому ниже мы последовательно рассмотрим различного типа движения вод в современных водоемах и обратим внимание на их значения для объяснения особенностей определенного типа бассейнов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНОГО ТИПА

У нас нет оснований считать, что положения, установленные для современных бассейнов, являются иными для ранее существовавших. Это относится как к горизонтальным движениям вод, так и к вертикальным и колебательным. Руководствуясь этими положениями, мы должны признать, что основными движениями воды, приводящими в прежние геологические эпохи к разрушению, а следовательно, и к вовлечению в сферу деятельности моря огромных масс терригенного материала, является прибой и вызываемые им течения, благодаря которым возможен перенос даже крупного, например валунного, материала на громадные расстояния. Конечно, говоря о поступлении терригенных скоплений в ранее существовавшие моря, как и в современные, не следует забывать о реках. Однако роль последних в этом отношении, по-видимому, преувеличена, особенно, когда речь идет о привносе относительно грубого терригенного материала. Несправедливо сводить почти к нулю роль терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации в результате размыва дна под воздействием движения вод бассейна.

Что же касается распределения терригенных отложений, то мы можем и для ранее существовавших бассейнов принять, что в замкнутых и полузамкнутых бассейнах песчаные и даже алевритовые породы не могли формироваться глубже 20—40 м, а в открытых частях океанов, по-видимому, глубже 80—100 м. Однако на выше указанных глубинах отлагаются не только песчано-алевритовые и более грубозернистые породы, но и глинистые. Судить же о глубине накопления последних крайне трудно. Здесь приходится руководствоваться уже более тщательными наблюдениями. Так, например, тонкоотмученные глины, отдельные прослои которых прослеживаются на значительных расстояниях,

могут свидетельствовать об отложениях ниже зоны, для которой характерны интенсивные движения вод различного типа.

Совершенно ясное положение о том, что даже песчано-алевритовый материал не мог отлагаться глубже 20—40 м в полузамкнутых и замкнутых бассейнах и глубже 80—100 м в открытых частях океанов, подавляющим большинством геологов не принимается. Они считают, что крупнозернистый материал может заноситься поверхностными течениями на очень значительные глубины, измеряемые не сотнями, а тысячами метров. Так, например, считается, что такими течениями осуществляется занос скелетов мелководных организмов у Багамских островов на глубину порядка 4000 м на расстояние, превышающее 100 км.

Зная, что любое самое мощное течение, охватывающее толщу воды более 100 м, не может переместить в пространстве даже мелкие частицы песка больше чем на несколько сотен метров, мы можем утверждать, что весьма частые случаи нахождения грубозернистых осадков следует объяснять какими-то иными причинами, а не заносом их течениями. Случаи обнаружения грубозернистых осадков на больших глубинах возрастают. В качестве примеров уже приводилось обнаружение прослоек алевролитов в осадках Черного моря в его центральной части на глубине свыше 2000 м, прослоя крупного песка с битой ракушей в Среднем Каспии на глубине свыше 500 м, находки остатков мелководных организмов вблизи Багамских островов на глубине 4000 м.

Эти примеры невозможно объяснить так называемыми мутьевыми потоками, возникающими на относительно крутых склонах дна в полужидком иле, и которыми, как это предполагает ряд исследователей, относительно крупнозернистый материал может заноситься на значительные глубины. Большинство случаев (в том числе и вышеприведенные) нахождения относительно крупнозернистого материала на весьма значительных глубинах могут быть объяснены только недавними опусканиями дна в районах его обнаружения. Однако это объяснение обычно отвергается. В этом случае исключаются заносы весьма грубого терригенного материала айсбергами, плавучими льдами и некоторыми водорослями. Также нельзя отрицать и возможность поступления на значительные глубины крупнозернистого материала в результате сползания по дну полужидких осадков и иногда возникающих мутьевых потоков.

Следует указать, что на распределение осадков большое влияние оказывают также мощные глубинные течения, количество и значение которых все больше выясняется в последнее время. Однако ими также нельзя объяснить обнаружение иногда сравнительно грубозернистых осадков на больших глубинах, хотя перемещение, например, алевритов этими течениями на значительные расстояния вполне вероятно.

МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

В настоящее время вопрос о гидродинамическом режиме в ранее существовавших бассейнах на основании изучения образовавшихся в нем пород решается обычно следующим образом.

Если мы изучаем глинистые породы с ненарушенным горизонтальным залеганием отдельных слоев и особенно с фауной, захороненной в них в прижизненном состоянии, то мы делаем вывод, что такие породы формировались в районах, где отсутствовали какие-либо значительные движения вод. Однако нередко допускается одна крупная ошибка относительно условий формирования глинистых толщ. Заключается она в следующем. Если в глинах обнаруживается

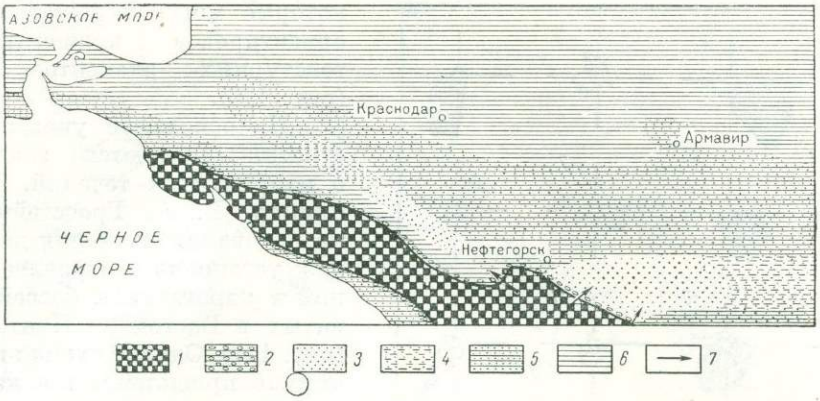


Рис. 125. Схема фаций майкопских отложений Западного Кавказа и Предкавказья (из работы Б. П. Жижченко, 1969).

1 — суша; *2* — глинистые конгломераты; *3* — пески; *4* — чередующиеся пески и глины; *5* — глины с редкими прослоями песков; *6* — глины; *7* — направление сноса терригенного материала.

детрит и раздробленные скорлупки какой-либо фауны, то делается вывод, что такие глины образовались в области интенсивных движений вод, хотя в действительности обломки раковин могут свидетельствовать только о том, что они были съедены какими-то иными животными, например рыбами, которые предварительно дробили раковины. Формирование песчаных отложений происходит в области течений, но обычно предполагается, что песчаные отложения накапливались ближе к берегу, чем глины. Такое предположение следует подтвердить прежде всего путем фациального анализа. Классическим примером такого анализа могут служить палеогеографическая карта среднего майкопа (нижний миоцен), построенная С. Т. Коротковым для Западного Предкавказья (рис. 125). На этой карте видно, что полоса песчаных отложений протягивается в северо-западном направлении, причем она отделена от суши полосой развития глинистых отложений.

Песчаный материал для этой полосы поступал с Кавказа с его юго-восточного окончания, что доказывается уменьшением мощности песчаных отложений в северо-западном направлении. Перемещался он в указанном направлении, вероятно, продольным береговым течением. Построение такой карты — это глубокий анализ геологических материалов, но решенные при ее составлении вопросы нередко являются результатом специальных исследований: выявление направления течений по данным пространственной ориентировки текстурных элементов пород, ориентировки различных включений органического и неорганического происхождения, минералогического изучения песчаных пород и толщ, за счет разрушения которых могли образоваться эти породы.

Установление течений на основе пространственной ориентировки включений и текстурных элементов пород

Сущность этого метода заключается в том, что в возможно большем количестве пунктов и слоев изучаемой пачки отложений замеряются ориентировка направления наклона косых слойков и ориентировка включений. На основании указанных замеров составляются диаграммы-розы частот ориентировок наклона слоев типа гистограмм, «лук со стрелой» или какие-либо иные диаграммы,

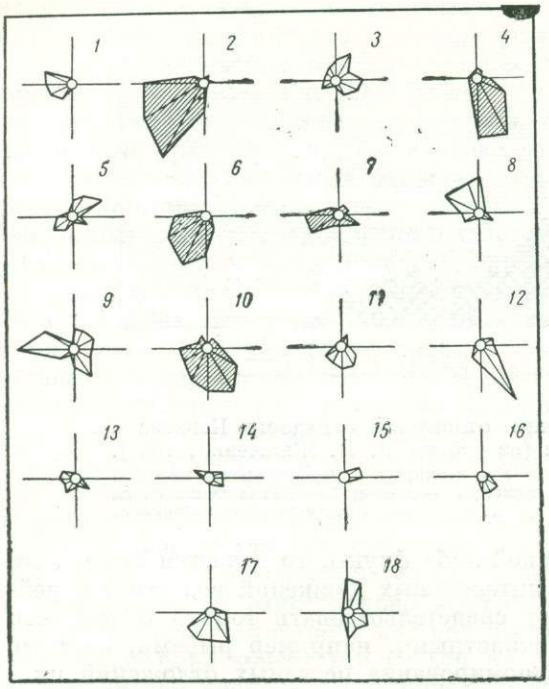


Рис. 126. Диаграммы-розы частот ориентировок наклона серий косых слоев в карагане (по В. А. Гроссгейму, 1952).

Заштрихованные диаграммы-розы имеют масштаб в два раза меньший, чем незаштрихованные. *1* — Ставрополье (10 замеров); *2* — с. Вознесенка (Терский хребет) (89 замеров); *3* — Серноводск (22 замера); *4* — р. Асса (55 замеров); *5* — р. Фортанга (17 замеров); *6* — р. Аргун (70 замеров); *7* — р. Хулкулау (окрестности сел. Ведено; 35 замеров); *8* — водораздел между р. Ярыксу и р. Акташ (24 замера); *9* — г. Акташ, южный разрез (35 замеров); *10* — р. Акташ, северный разрез (82 замера); *11* — р. Судак (15 замеров); *12* — Кумторкале (17 замеров); *13* — Канчугай (5 замеров); *14* — Буйнакск (4 замера); *15* — Ленинкент (4 замера); *16* — р. Черкезозень (7 замеров) *17* — р. Манасозень (20 замеров); *18* — р. Ачису и южные разрезы (21 замер).

которые могут отражать частоту ориентировок включений или текстурных элементов породы (рис. 126).

На основании указанных построений делаются заключения о направлении течений. Так, например, В. А. Гроссгейм (1952) на основании изучения диаграммроз установил направление течений в караганском бассейне, развитых в Восточном Предкавказье (рис. 127). Однако схема этих течений не приемлема, так как в настоящее время известно, что мощность и песчанистость караганских отложений, так же как и чокракских (рис. 128), к северу резко снижаются; в том же направлении уменьшается и зернистость песчаного материала. Следовательно, говорить о приносе песчаного материала в караганский бассейн с севера, т. е. со стороны Русской платформы, как это предполагает В. А. Гроссгейм, решительно нет никаких оснований. Это обстоятельство заставляет нас с большой осторожностью отнестись к таким палеогеографическим построениям.

То же относится и к реконструкции распределения течений в нижнемайкопское время в Восточном Предкавказье, которая также была осуществлена В. Г. Гроссгеймом (1953) на этот раз с привлечением данных об ориентировке, вытянутых органических остатков (рис. 129). Последние В. А. Гроссгейм считал возможным привлечь в виду отсутствия иных данных несмотря на то, что не решен еще вопрос о том, «как должны располагаться вытянутые органические остатки — параллельно течению или перпендикулярно ему» (Гроссгейм, 1953). Далее В. А. Гроссгейм пишет: «Наблюдения С. Г. Неручева над ориентировкой современных растительных остатков в русле р. Уллу-Чай показали, что веточки и стволики располагаются перпендикулярно течению. Однако надо принять во внимание, что в данном случае мы имеем бурный поток с большими уклонами дна и с большими скоростями движения воды, поэтому делать общий вывод о том, что вытянутые остатки под воздействием медленных морских донных течений должны располагаться так же, мы не имеем права» (В. А. Гроссгейм, 1953, стр. 195).

Если для решения вопроса, откуда поступал песчаный материал, и о направлении его разноса, руководствоваться картой распределения течений в Вос-

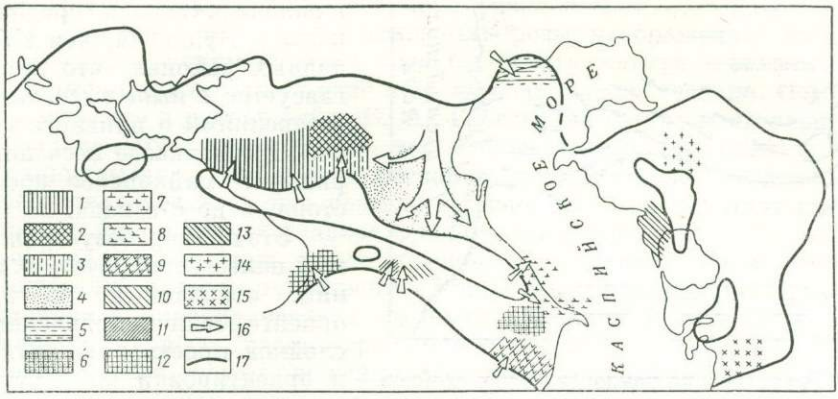


Рис. 127. Терригенно-минералогические провинции караганского бассейна (по В. А. Гроссгейму, 1952).

1 — Кубанская провинция; *2* — Ергенинская провинция; *3* — Ставропольская провинция; *4* — Грозненско-Дагестанская провинция; *5* — Южно-Эмбенская провинция; *6* — Чеилдагская провинция; *7* — Кубинская провинция; *8* — Апшеронская провинция; *9* — Талышская провинция; *10* — Мухрованская провинция; *11* — Уплисцихская провинция; *12* — Гурийская провинция; *13* — Карабогазгольская провинция; *14* — Устьюртская провинция; *15* — Узкдагская провинция; *16* — направление сноса и разноса терригенного материала; *17* — границы суши.

точном Предкавказье в нижнемайкопское время (см. рис. 129), нарисованной В. А. Гроссгеймом, а собственно только для решения этих вопросов и ставятся исследования по выявлению распределения течений, то можно прийти к выводу, что в районе рек Ассы и Фортанги песчаный материал приносился откуда-то с северо-запада, по-видимому, с южной части Ставрополья и оттуда разносился далее на восток.

Указанное распределение течений в нижнемайкопское время в Восточном Предкавказье находится в полном противоречии с фактическими материалами о распределении песчанистости (рис. 130), которая гораздо выше на востоке,

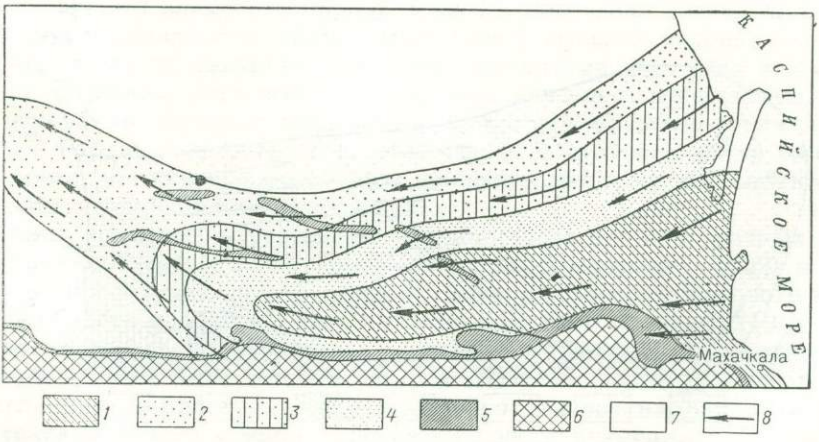


Рис. 128. Распределение песчаных отложений и течений в чокракское время в Восточном Предкавказье.

Развитие песчаников: *1* — во всей толще чокрака, *2* — в верхней половине толщи чокрака, *3* — в верхней части чокрака; *4* — глины с прослоями песчаников; *5* — глинистая фация чокрака; *6* — выходы на поверхность чокракских отложений; *7* — область отсутствия (размыв) чокракских отложений; *8* — направления течений и перемещения терригенного материала.

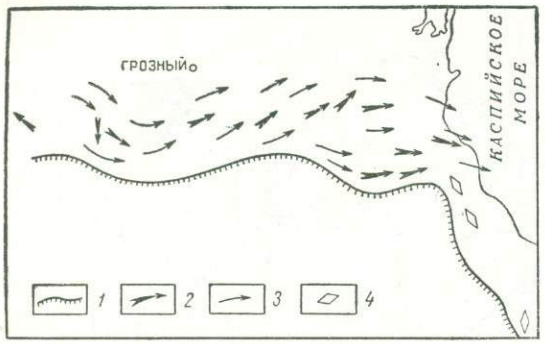


Рис. 129. Ориентировка наклонов косых слойков и простирания удлиненных органических остатков на территории северо-восточного Кавказа в нижнемайкопское время (по В. А. Грэссгейму, 1953).

1 — предполагаемая береговая линия; *2* — основное направление ориентировки наклона косых слойков; *3* — направление течений; *4* — ориентировка вытянутых органических остатков.

в районе р. Судак и городов Махачкалы и Буйнакса, чем в более западных районах, что вполне согласуется с ныне высказываемыми воззрениями о привносе в Восточное Предкавказье песчаного материала в майкопское время с востока, а не с запада.

Это пример, безусловно, неверных палеогеографических построений, основанный на изучении ориентировки направления косых слойков, простираний знаков ряби и ориентировки вытянутых органических остатков.

Попытаемся разобраться в этом вопросе.

При изучении направления простираний знаков ряби, наблюдаемых на современных речных и морских осадках, видно, что это простирание не имеет никакого отношения к направлению течения реки и для постоянных, длительно существующих течений в море. Знаки ряби и ориентировка различных вытянутых предметов органического или неорганического происхождения зависят от местных, случайно возникающих движений воды, обладающих наибольшей возможностью для захоронения.

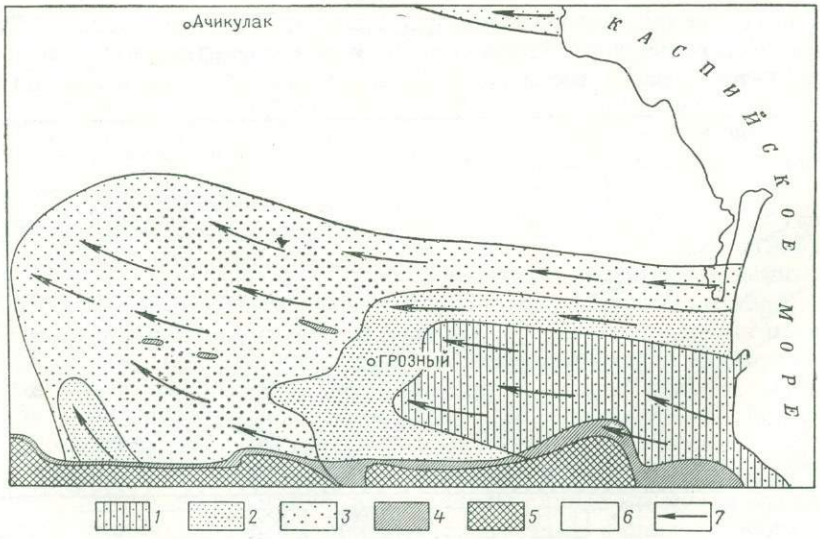


Рис. 130. Распределение песчаных отложений и течений в нижнемайкопское время в Восточном Предкавказье.

1 — развитие значительных пластов песчаников; *2* — глины с отдельными маломощными пластами песчаников; *3* — глины с редкими прослоями песчаников; *4* — глинистая фация нижнего майкопа; *5* — выход на поверхность нижнего майкопа; *6* — область отсутствия (размыв) нижнего майкопа; *7* — направление течений и перемещения терригенного материала.

Следы «ряби», запечатленные в слоях, имеют весьма случайный характер, о чем свидетельствуют те же самые диаграммы-розы, изображенные на рис. 126.

В самом деле, каким образом хотя бы первые четыре «диаграммы-розы» на рис. 126 могут указывать на одно и то же направление течения. Очень любопытно указать, что в районе работ В. А. Гроссгейма автору настоящей работы приходилось самому изучать «рябь», четко запечатленную на плитах, на которые рассланцовывался чокракский песчаник. На плоскостях отдельных плит одного песчаника косые слойки даже на плоскостях смежных плит имели различное направление, иногда близкое к перпендикулярному.

Какое же направление имело течение, отложившее пласт песчаника? По-видимому, ответ на такой вопрос может быть только один. Направление косых слойков в морских осадках не имеет никакого отношения к течению, образовавшему площадь распространения песчаников.

В правильности этого положения нас убеждает крайне прихотливое распределение этих знаков движения вод, наблюдаемых в современное время, и исследования, которые были проведены А. В. Хабаковым над ориентировкой различных предметов органического и неорганического происхождения в террасах р. Волги.

Построенные им на основании наблюдений диаграммы-розы были столь различны, что примерно с одинаковым успехом можно было говорить о том, что в четвертичное время р. Волга текла не с севера на юг, а с юга на север или с востока на запад, или с запада на восток.

На основании вышеизложенного не следует делать выводов о том, что изучение пространственной ориентировки текстурных элементов породы и различного типа частиц органического и неорганического происхождения, начиная от песчинок и кончая гальками с целыми глыбами пород, бесполезно. Изучение ориентировки их может помочь разобраться в движениях вод и направлении ветров. Нужно лишь не забывать о том, что полученные выводы будут характерны не для времени формирования целого горизонта или яруса, а лишь для того краткого отрезка времени, в течение которого отлагался слой.

Приведенные примеры использования данных о пространственной ориентировке текстурных элементов породы и различного типа частиц для выявления движений вод являются примерами, относящимися к разряду неудачных. Если же использовать указанную методику выявления движения вод и ветров правильно, то можно получить иные, весьма ценные и правильные выводы. Так, на основании изучения типа косой слоистости дельтово-речных отложений или же барханно-донных, т. е. отложений, в основной массе сложенных образованиями, носящими явные следы движения вод и ветров, можно решать весьма важные вопросы палеогеографии.

Хорошим примером изучения косой слоистости дельтово-речных отложений являются исследования Р. Бринкманна (R. Brinkmann, 1939) в области распространения верхней пачки пестрого песчаника среднетриасового возраста в Рейнской области и в Тюрингии. Как указывает А. В. Хабаков (1948), в итоге замеров косой слоистости во многих пунктах «. . .получилась карта ориентировок наклона косой слоистости в пестром песчанике, обнаружившая чрезвычайно согласную и простую картину преобладающего направления потоков в Тюрингенской дельте к концу среднетриасового времени».

Далее А. В. Хабаков (1948) отмечает: «Любопытно, что согласно замерам косой слоистости, по карте Бринкманна, в области Шварцвальда потоки в среднетриасовое время направлялись почти с запада. Между тем, на прежних довольно детально разработанных палеогеографических схемах, полученных

обычными способами стратиграфического сравнения, было принято как раз обратное направление сноса песков — с востока. Данные о распространении галек черного кремнистого сланца (лидита), также как будто указывали на восточный очаг кластического материала данной толщи.

Проверка этого спора между обычной и новой палеогеографической методикой подтвердила надежность последней. Было установлено, что первоисточник разноса лидитовых галек в данном месте находился в триасовое время западнее, а не только среди сохранившихся сейчас выходов этой породы в Восточном Шварцвальде» (стр. 71).

Примером, показывающим целесообразность и необходимость изучения косой слоистости барханно-дюнных отложений, могут служить результаты исследования Рейхе-Парри (Reiche-Parry, 1938) нижнепермского песчаника Коконино в районе Колорадо.

Как отмечает А. В. Хабаков (1948), полученные Рейхе-Парри замеры по типу «лук со стрелой» «. . .дали замечательно ясную картину былого распределения ветров лет двести миллионов тому назад, дувших над тогдашней пустыней. Доказано, что в эпоху накопления эоловых песков Коконино в Аризоне преобладали южные ветры, на севере и на юге, дугообразно отклонявшиеся против часовой стрелки» (стр. 71).

На основании приведенных материалов следует, что к «ряби», т. е. к направлению косых слоев в морских осадках следует относиться с осторожностью при решении вопросов о направлении течений и переноса песчаного материала. Этими материалами нельзя руководствоваться для решения поставленных вопросов. Однако ими предлагается руководствоваться в монографии Л. Б. Рухина (1969), Н. М. Страхова (1957) и др. По-видимому, иначе обстоит дело при решении вопроса о направлении переноса материала, слагающего дельтовые и барханно-дюнные отложения. Возможно, что в этом случае изучение косой слоистости, как это следует из приведенных примеров, может оказаться решающим при выяснении вопроса о направлении переноса песчаного материала. Однако для автора настоящей работы этот вопрос все-таки остается неясным ввиду отсутствия у него личных наблюдений.

Выявление течений на основе терригенно-минералогических исследований

Сущность настоящего метода заключается в том, что, изучая терригенно-минералогические ассоциации терригенной части морских осадков, удается решать вопрос о месте поступления его в бассейн с прилегающей суши и направление переноса его вдоль берегов этой суши, по-видимому, в основном продольными береговыми течениями. Этот метод выявления течений широко применяется при изучении отложений самого различного возраста, поэтому необходимо рассмотреть его подробно.

Вполне естественно предполагать, что минеральный состав терригенного материала, перенесенного на некоторое расстояние, будет более или менее резко отличаться от минерального состава пород, за счет разрушения которых он образовался.

При переносе терригенного материала даже на небольшое расстояние иногда происходит довольно резкое обогащение его минералами, отличающимися меньшей плотностью и большой плавучестью; какими являются, например, слюды, роговая обманка и др.

При переносе на значительные расстояния происходит обогащение минералами, наиболее устойчивыми в физическом и химическом отношениях. Конечно,

Таблица 52

Минеральный состав прибрежных песков (в %) восточной Флориды

Станция	Ильменит	Циркон	Рутил	Монацит	Эпидот	Ставролит	Силлиманит	Дистен	Роговая обманка	Турмалин	Гранат	Коллофанит	Лейкоксен	Титанит	Шпинель	Цоизит	Гиперстен	Анатаз	Корунд	Мусковит	Андалузит	Хлоритоид
1	12	2	1	—	32	4	6	1	34	3	1	X	5	X	—	X	X	—	—	X	X	—
2	27	1	1	X	33	4	6	1	12	4	1	7	2	X	—	X	X	—	—	X	X	—
7	24	3	2	X	26	6	6	3	12	3	X	11	2	X	—	X	—	—	—	X	—	—
9	42	11	5	1	18	7	6	1	2	2	3	X	1	—	—	X	—	—	—	—	—	—
11	26	3	3	X	26	3	8	2	12	3	1	10	3	X	—	—	—	X	—	X	X	X
12	27	7	4	1	22	3	5	1	12	2	1	X	2	X	—	—	—	—	—	13	—	—
16	39	19	4	1	15	7	4	1	2	4	2	—	X	—	—	—	—	—	—	—	—	X
17	43	17	6	—	13	6	5	1	2	2	2	—	5	—	X	—	—	—	—	X	X	—
19	28	4	3	X	26	5	11	2	13	4	1	X	3	X	—	X	—	X	X	X	X	X
20	16	2	1	—	37	3	7	2	22	4	X	X	4	1	—	—	X	X	—	X	X	X
22	16	2	2	X	38	4	9	2	21	3	X	X	2	1	X	X	—	—	—	X	X	X
23	41	7	8	1	21	4	3	X	5	3	2	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	33	12	5	X	20	9	6	1	3	6	4	—	2	X	—	—	—	—	—	—	X	—
26	30	7	5	X	23	10	6	X	7	6	4	—	1	X	—	—	X	—	—	—	—	X
27	20	5	5	X	28	15	5	2	4	11	5	—	1	X	—	—	—	—	—	—	X	—
28	32	5	6	X	20	20	2	1	1	5	8	—	1	X	—	—	—	—	—	—	X	—
29	35	6	5	X	20	13	6	1	2	7	4	—	X	X	X	—	—	—	—	—	—	—
30	38	16	4	1	20	7	3	X	2	4	2	—	1	X	—	—	X	—	X	—	X	—
31	28	6	4	X	22	18	6	1	1	6	6	—	1	—	—	—	—	—	X	—	X	—
33	33	17	3	1	25	4	4	1	6	3	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34	19	6	1	2	24	10	10	1	2	21	1	—	1	X	—	—	—	—	—	X	X	—
35	30	10	2	X	21	10	9	1	4	6	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	X	—

Примечание. Знаком X обозначено содержание меньше 1%.

и в этом случае известное значение имеет плотность минералов и их плавучесть.

Хорошим примером, показывающим изменение минерального состава терригенных отложений при переносе его на значительное расстояние, могут служить результаты анализов проб прибрежных песков восточной Флориды. Эти результаты приведены в табл. 52, составленной по данным работы В. П. Батурина (1937).

Данные табл. 52 показывают, что почти весь терригенный материал передвигался с севера на юг, так что изменение соотношения различных минералов обусловливалось исключительно результатом переноса этого материала. Обращает внимание увеличение содержания (с севера на юг) ильменита, циркона, ставролита и ряда других устойчивых минералов и уменьшение малоустойчивой роговой обманки, хотя последняя, как уже отмечалось, обладает хорошей плавучестью.

Значительные изменения минерального состава терригенного материала при его транспортировке наблюдаются даже в тех случаях, когда этот материал образовался за счет разрушения одних и тех же толщ. В этом отношении интересна табл. 53, характеризующая минеральный состав глин и песков майкопского возраста из Южного Кобыстана (по данным С. А. Благонравова).

Данные табл. 53 показывают увеличение содержания устойчивых минералов в песках по сравнению с глинами. Увеличивается содержание кварца в легкой части и ильменита-магнетита, циркона, рутила и других минералов —

Таблица 53

Минеральный состав глин и песков майкопского возраста Южного Кобыстана

Фракции	Глина, %	Песок, %	Тяжелые минералы	Глина, %	Песок, %
0,5—0,25 мм	1,9	2,1	Ильменит-магнетит	21	28
0,25—0,1 мм	20	71,9	Лимонит	4	9
0,1—0,01 мм	14,5	21,5	Нерудные, непрозрачные	21	21
$<$ 0,01 мм	63,2	4,4	Гранат	2	1
Легкие минералы			Циркон	7	9
Кварц	53	72	Рутил	2	5
Полевые шпаты	36	17	Турмалин	7	7
Обломки и выветрелые минералы	9	10	Дистен	8	10
			Белые слюды	19	3
			Зеленые слюды	1	1
			Глауконит	6	4

в тяжелой, за счет уменьшения неустойчивых минералов: полевых шпатов в легкой фракции и слюд — в тяжелой.

Следует иметь в виду возможность увеличения в песках по сравнению с глинами минералов, характеризующихся большой плотностью, так как при перемывании осадков течениями или волнениями в более спокойные области накопления глин в первую очередь будут выноситься минералы, обладающие меньшей плотностью (при прочих равных условиях).

Зная минеральный состав пород, происхождение которых нас интересует, мы заранее, на основании уже приведенных материалов, должны полагать, что минеральный состав толщ, за счет разрушения которых они образовались, может значительно отличаться. Кроме данных о минеральном составе, необходимо еще обращать внимание на размер и форму зерен минералов как в породах, генезисом которых мы занимаемся, так и в предполагаемых материнских толщах. Например, при изучении среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья обнаружилось, что они включают гранат и ставролит. Эти же минералы содержатся и в мезозойских отложениях Восточного Кавказа, за счет разрушения которых, возможно, образовались среднемиоценовые отложения. Однако зерна ставролита в мезозое гораздо меньше таковых в среднемиоценовых отложениях. Форма граната также различна в обеих указанных толщах. Это заставляет уже с сомнением относиться к предположению об образовании среднемиоценовых отложений за счет разрушения мезозойских образований, несмотря на сходство их минерального состава.

Существуют два способа выяснения минерального состава толщ, за счет разрушения которых предполагается формирование тех или иных более молодых отложений. Первый — это изучение всего комплекса предполагаемых материнских толщ. Этот способ весьма сложный, так как необходимо не только изучить огромное количество различных пород, но и выяснить процентное соотношение их. Второй способ — это изучение аллювия рек и потоков, протекающих среди указанной толщи. При этом существенно то, что, исследуя какую-нибудь речную систему или даже одну реку, мы можем составить представление о минеральной ассоциации в различных районах, дренируемых рекой или речной системой. В качестве примера можно привести результаты исследования аллювия р. Тессины (табл. 54).

Таблица 54

Содержание роговой обманки, граната и ставролита (в %) в песках р. Тессины

Образец	Зелено-синяя роговая обманка	Гранат	Ставролит	Сумма	Образец	Зелено-синяя роговая обманка	Гранат	Ставролит	Сумма
1	44,0	8,2	—	52,2	15	3,8	40,0	3,8	47,6
2	40,5	4,0	—	44,5	16	5,1	23,0	2,0	30,0
3	16,0	11,5	1,3	28,8	17	6,6	30,0	1,9	38,5
4	23,7	12,3	0,8	36,8	18	2,0	16,5	1,2	19,7
5	29,8	9,9	—	39,7	19	1,6	19,2	0,6	21,4
6	27,5	18,6	0,5	46,6	20	14	23,0	3,0	27,4
7	25,0	11,0	0,4	36,4	21	1,9	22,5	1,4	25,8
8	20,0	21,1	1,1	41,4	22	3,6	10,9	2,4	17,5
9	10,0	25,0	0,3	35,8	23	1,2	16,5	2,3	20,0
10	4,5	24,5	4,9	33,9	24	1,9	13,8	2,1	22,8
11	3,0	35,5	1,9	40,4	25	1,3	19,0	1,6	21,9
12	1,9	34,5	2,9	39,3	26	1,5	18,6	3,3	23,4
13	1,3	32,6	3,9	37,8	27	0,8	22,0	1,0	23,8
14	6,6	32,0	3,1	42,6					

Анализируя данные табл. 54, видно, что количество зелено-синей роговой обманки вниз по течению все время падает. Это указывает на поступление ее в аллювий р. Тессины лишь в верховьях, где развиты породы, содержащие ее в большом количестве. Количество граната, наоборот, увеличивается, причем особенно оно велико в средней части течения реки. Это указывает, что гранат в большом количестве поступает в средней части реки и меньше или совсем не поступает в ее низовьях. Таким образом, низовья р. Тессины будут характеризовать средний состав породы всех дренируемых ею районов.

То же наблюдается и тогда, когда терригенный материал формируется в области течения, идущего вдоль берега, сложенного различными породами.

Несмотря на значительные преимущества изучения минерального состава предполагаемых материнских толщ по аллювию рек, текущих среди них, этот метод имеет и ряд недостатков. Основным является то, что воды, протекающие через предполагаемые материнские толщи, размывают не только их, но и более молодые отложения. Например, в области Восточного Кавказа по минеральному составу аллювия рек, проходящих в области развития мезозойских толщ, нельзя составить представления о минеральном составе этих толщ, так как в аллювии рек среди наиболее тяжелой части осадков подавляющее количество минералов образовалось не за счет разрушения мезозойских отложений, а за счет разрушения молодых изверженных пород, несмотря на очень ограниченное их распространение.

Из сказанного ясно, насколько трудной является задача выяснения источников сноса терригенного материала, особенно когда мы анализируем материал, образовавшийся за счет разрушения осадочных толщ.

Значительно проще решается вопрос, если изучаемые нами осадочные толщи непосредственно сложены изверженными или метаморфическими образованиями. Так, по В. П. Батурину (1937), наблюдается следующая зависимость между ассоциацией минералов осадков и породами питающих толщ (табл. 55).

Таблица 55

Соотношения ассоциации минералов осадков и пород питающих их провинций

Ассоциация минералов осадка	Породы питающей провинции
Циркон, биотит, сфен, апатит В легкой фракции — кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз), мусковит	Граниты
Пироксены и роговые обманки В легкой фракции — обломки основной массы эффузивов, а также основные плагиоклазы	Основные и средние эффузивы
Дистен, ставролит, силлиманит, гранат В легкой части— значительное количество кварца с волнистым и мозаичным строением	Формации метаморфических пород
Пироксены, шпинель (главным образом пикотит) и хромит В легкой части— обломки основной массы эффузивов, основные плагиоклазы, змеевик	Ультраосновные породы
Циркон, гранат, рутил, турмалин В легкой фракции — преобладание кварца (не обязательно)	Осадочные породы группы кластических Главным образом древние или формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания

Однако осадочные образования гораздо чаще формировались за счет разрушения осадочных толщ.

Источники сноса терригенного материала особенно трудно уточнить, если окружающие области сложены не резко различающимися между собой слоями более древних пород и если толщи, за счет разрушения которых формировался интересующий нас терригенный материал, оказались смытыми или погребенными под молодыми породами.

Разберем один пример.

При изучении продуктивной толщи Апшеронского полуострова выяснилось, что пески этой толщи, по В. П. Батурину, в легкой части содержат от 50 до 80% кварца. Количество тяжелой части измеряется десятыми долями процента и редко поднимается выше 1%. Состав ее, за исключением роговой обманки, слюд и пирита, весьма постоянен, и по количественным соотношениям тяжелые минералы, по В. П. Батурину, можно грубо разделить на следующие группы: 1) минералы, содержание которых превышает 10%: ильменит, эподит, а иногда циркон и дистен; 2) минералы обычные, т. е. такие, содержание которых колеблется от 1 до 10%: циркон, дистен, рутил, гранат, силлиманит, ставролит, турмалин, магнетит; 3) редкие минералы (меньше 1%): сфен, андалузит, тремолит, апатит, анатаз.

Изучение пород горных сооружений, за счет которых могли образоваться отложения продуктивной толщи, т. е. изучение более древних, чем продуктивная толща отложений южного склона восточной части Большого Кавказа и восточной части Малого Кавказа, показало, что там такие породы отсутствуют. Изучение песков дельты р. Волги выявило очень большое сходство в минеральном составе последних и песков продуктивной толщи. Так, количество кварца в легкой части песков дельты р. Волги оказалось равным 70—90%. В тяжелой части обнаружены следующие минералы, перечисляемые в порядке их распространенности: эпидот, ильменит, роговая обманка обыкновенная, циркон, став-

ролит, дистен, силлиманит, гранат, турмалин, рутил, апатит, биотит, роговая обманка базальтическая, зеленая слюда, пироксены.

На основании приведенного материала, казалось, можно сделать лишь один вывод — пески продуктивной свиты образовались за счет разрушения тех же толщ, что и пески дельты р. Волги, в связи с чем нужно было предположить принос терригенного материала в область распространения продуктивной толщи Азербайджана с севера, откуда поступал он в дельту р. Волги.

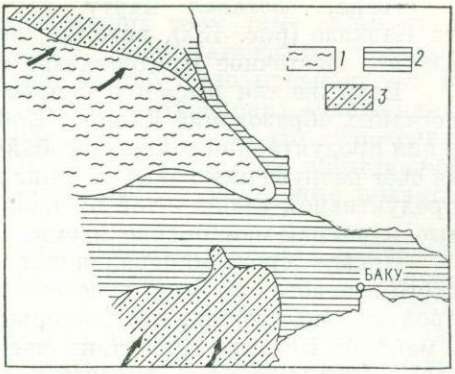


Рис. 131. Схема распределения фаций и нефтепроявлений в чокракском бассейне юго-восточного Кавказа (по В. В. Веберу, 1947).

1 — зона денудации; *2* — фация глинистая; *3* — фация песчано-глинистая.

Этот вывод можно было бы признать правильным, если бы была уверенность в том, что в прилегающих районах действительно не существовало во время образования продуктивной толщи отложений, ныне размытых или погребенных, за счет разрушения которых могли образоваться пески указанной толщи. Однако минеральное изучение очень мощных, часто весьма грубопесчанистых отложений майкопского и чокракского возраста Южного Кобыстана показало, что минеральный состав их весьма близок к минеральному составу песков продуктивной толщи, а также и песков дельты р. Волги.

Анализируя изменение фациального состава отложений майкопского и чокракского возраста в Восточном Закавказье (рис. 131) и учитывая, что песчаные отложения чокракского и майкопского возраста к северу и северо-востоку сменяются глинистыми образованиями, можно прийти к выводу, что основная масса терригенного материала этих отложений, во всяком случае крупнозернистых, образовалась за счет разрушения толщ, расположенных в южной части Восточного Закавказья, а не где-то в пределах Русской платформы или Урала.

Однако предположение о поступлении песчаного материала в чокрак-майкопское время в Южный Кобыстан с Малого Кавказа полностью исключается, так как все образования палеоген-неогенового возраста характеризуются большим количеством вулканического материала, отсутствующего в чокрак-майкопских отложениях Южного Кобыстана. Следовательно, песчаный материал в чокрак-майкопское время поступал в пределы Южного Кобыстана или из области, расположенной между ним и Малым Кавказом, которая в настоящее время покрыта мощным чехлом четвертичных отложений.

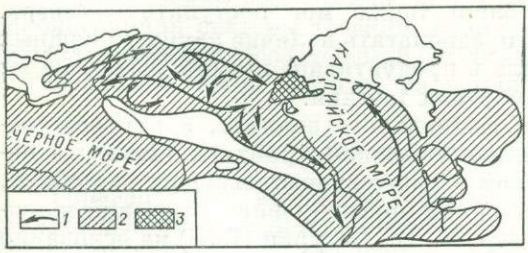


Рис. 132. Схема течений в чокракском бассейне (по В. П. Батурину, 1944).

1 — направление течений; *2* — чокракский бассейн; *3* — область предполагаемой дельты.

Как известно, В. П. Батурин, который считал, что отложения, имеющие минеральный состав, характерный не только для продуктивной толщи Азербайджана, но и для чокрак-майкопских отложений Кобыстана, могли поступать только

с севера, составил карту распределения течений в чокракское время на Кавказе (рис. 132), которые, по его мнению, привносили как в Кобыстан, так и в Восточное Предкавказье материал указанного минерального состава.

Если же так решается вопрос для материнских толщ чокрак-майкопских песчаных образований Южного Кобыстана, то аналогично он может быть решен и для продуктивной толщи Азербайджана, а именно, что она могла образоваться за счет разрушения каких-то ныне погребенных отложений, выступавших в век продуктивной толщи в той же области, где располагались образования, размытые в чокрак-майкопское время.

Правда, среди минералов тяжелой части песков майкопского, да и чокракского возрастов не было отмечено силлиманита — минерала, характерного для продуктивной толщи, но, во-первых, минеральный состав отложений чокрака и майкопа Южного Кобыстана еще очень плохо изучен, а во-вторых, минеральный состав материала, образовывающегося за счет разрушения одной и той же области, мог в различное время сильно меняться. Так, по устному сообщению С. А. Благонравова, при изучении минерального состава отложений центральной части северного склона Кавказского хребта отмечалось, что при переходе от более древних к более молодым отложениям сначала появляется ставролит, затем ставролит и дистен, а затем ставролит, дистен и силлиманит.

Из изложенного, однако, не следует делать вывода, что песчаный материал в чокрак-майкопское время и в век продуктивной толщи в Восточное Закавказье поступал из одной области, хотя он сходен по своему минеральному составу.

На основании распределения фаций в век продуктивной толщи, вероятно, терригенный материал сносился в рассматриваемое время из области, расположенной в центральной части современного Южного Каспия. Такое предположение уже давно было высказано Н. А. Еременко.

Таким образом, мы на рассмотренных примерах видим, что минералогические исследования могут иногда дать исключительно ценный материал для выяснения распределения областей денудации и седиментации, на основании которого можно судить о распределении суши и моря в прежние геологические эпохи, или о распределении областей аккумуляции и денудации.

Наряду с этим приведенный материал показывает, что, руководствуясь только данными минералогических исследований, и не принимая во внимание результаты фациального анализа, можно сделать очень крупные ошибки. В самом деле, основываясь лишь на фациальном анализе, можно допустить что песчаный материал в чокрак-майкопское время не мог поступать с севера, а на основании уже этого вывода можно было бы предположить, что он и во время формирования продуктивной толщи также мог поступать с севера. В связи с этим отпадает необходимость предполагать наличие каких-то мощных агентов переноса терригенного материала в продуктивное время с севера на юг в виде громадных рек или же мощных морских течений.

Если же не учитывать результаты фациального анализа, а руководствоваться лишь данными минерального анализа, можно прийти к таким же неправильным построениям системы течений в ранее существовавших бассейнах, как и на основании анализа пространственной ориентировки включений и текстурных элементов породы. Так, например, В. П. Батурин (1937) на основании данных о минеральном составе чокракских песчаных пород в Восточном Предкавказье и Южном Кобыстане, а также и в других районах пришел к выводу, что материал для их формирования поступал с севера, куда он приносился Палеоволгой. Это дало ему основание нарисовать схему течений в чокракском

бассейне. На этой схеме, кроме течений, переносящих громадные количества терригенного материала, В. П. Батурин выделил халистатические области, которые, по аналогии с современными морями, можно было предполагать и в ранее существовавших бассейнах. Анализ данных о чокракских отложениях в районах намеченных им халистатических областей показал, что отложения чокракского горизонта имеют мощность порядка 200 м, причем представлен исключительно терригенным материалом. Следовательно, указанные области не являются халистатическими.

Обоснование существования течений в определенных районах наличием грубозернистого материала совершенно не убедительно. Это районы мелководий, а не места прохождения течений, тем более поверхностных, ввиду того что поверхностные течения, как это мы уже видели, сказываются лишь на привносе в районы, далеко отстоящие от места поступления терригенного материала, лишь тонкообломочного илистого материала, могущего переноситься на значительные расстояния во взвешенном состоянии.

В. П. Батурин был склонен объяснить возникновение течения в северо-восточной части чокракского бассейна привносом в эту часть бассейна большого количества пресной воды Палеоволгой; он, следовательно, рассматривал это течение как компенсационное. Однако в современных бассейнах отсутствуют мощные течения, возникающие по указанной причине. Если бы такие течения даже и могли образоваться, то они, прежде всего, были бы поверхностными и, следовательно, оказать какое-то влияние на распределение или разнос грубообломочного материала, конечно, не могли. Тем более не могли они перенести в южную часть Восточного Предкавказья огромное количество кластического материала, доставляемого р. Волгой, как это предполагал В. П. Батурин. Напомним, что части бассейнов, прилегающие к устью крупных равнинных рек, характеризуются, как правило, широким развитием илистого, а не грубозернистого материала.

Из сказанного вытекает несостоятельность той схемы течений, которую наметил В. П. Батурин для чокракского бассейна.

Если мы обратимся к результатам фациального анализа, то увидим, что выводы о движении вод, вызывающих перемещение терригенного материала, находятся в полном противоречии с системой течений В. П. Батурина. Эта система была им намечена на основании терригенно-минералогических исследований для объяснения кварцевого состава песков с дистеном и ставролитом, которые развиты в чокракском горизонте Восточного Предкавказья и Южного Кобыстана.

На основании всего изложенного мы должны прийти к выводу о том, что реконструкция системы течений, базирующаяся только на основе терригенно-минералогических исследований, невозможна и в ряде случаев может привести к совершенно неправильным палеогеографическим выводам.

Установление течений на основе фациального анализа

Гораздо более надежные данные о течениях можно получить, руководствуясь данными фациального анализа. Так, например, учитывая увеличение мощности чокракских отложений в Восточном Предкавказье при движении с запада на восток, а также возрастание в том же направлении и крупнозернистости, мы, конечно, имеем право утверждать, что терригенный материал в чокракское время поступал и перемещался с востока на запад. Если же это так, то, принимая во внимание возможность его перемещения только течениями,

охватывающими всю толщу воды до дна, мы имеем основания предполагать течения в чокракское время в Восточном Предкавказье, идущие с востока на запад. Учитывая ширину полосы, по которой происходило перемещение песчаного материала, а также возможность перемещения его лишь в области мелководья, на которой глубины не должны были превышать нескольких десятков метров, мы, конечно, не в праве намечать там одно какое-то течение с более или менее строго фиксируемыми границами. Можно лишь говорить о том, что в широкой полосе, на которой происходило перемещение песчаного материала, были развиты течения, вернее, может быть, даже система течений, положение которых в различные промежутки чокракского времени, безусловно, менялось. В самом деле, не можем же мы серьезно представить себе, что в чокракском бассейне во все время его существования наблюдалось сильное течение, способное перемещать по дну песчинки диаметром до 1 мм, ширина которого составляла чуть ли не 1/3 ширины бассейна. Существование такого течения с гидрогеологической точки зрения, конечно, представить себе невозможно.

Вопрос о характере течений, наблюдавшихся в Восточном Предкавказье в чокракское время, решить трудно. Видимо, значительную роль здесь играли продольные береговые течения, но, вероятно, и дрейфовые течения, которые в периоды обмеления рассматриваемой области охватывали всю толщу воды до самого дна, где скорости движения вод были достаточны для перемещения частиц диаметром порядка 1 мм.

Гораздо более уверенно мы можем говорить о течениях и даже об их характере, когда наблюдаем среди изучаемых образований любого возраста полосовое распределение пород различного типа. Отмечая, например, в толще среднемайкопских отложений Западного Предкавказья полосу песчаных пород, протягивающихся вдоль предполагаемой суши (см. рис. 125), и то обстоятельство, что эта полоса отделена от предполагаемого берега зоной илов, у нас не может оставаться сомнения в существовании в рассматриваемой области в среднемайкопское время мощного течения западно-северо-западного направления. При этом с большей или меньшей долей вероятности мы можем предположить, что здесь было продольное береговое течение, т. е. течение, возникающее в результате колебательных движений вод в зоне прибоя. Если это предположение верно, то не может быть сомнений в том, что указанное направление течения было обусловлено господством в среднемайкопское время ветров восточного или северо-восточного направления.

Значительная ширина песчаной полосы отражает, конечно, не просто ширину течения в любой из промежутков среднемайкопского времени, а той зоны, в пределах которой были развиты течения на протяжении среднемайкопского времени.

Известно, что любое течение, даже такое мощное и устойчивое, как Гольфстрим, может весьма значительно перемещаться на протяжении очень коротких отрезков времени.

Если мы можем, с большей или меньшей достоверностью, выявлять на основании фациального анализа продольные береговые или иного типа течения, охватывающие всю толщу воды до дна (при условии, что у дна они имеют все же значительные скорости, достаточные для размывания илистого осадка и переноса песчаного материала), то восстановление систем поверхностных течений в ранее существовавших бассейнах на основании фациальных исследований является делом почти безнадежным.

При рассмотрении современных течений решить вопрос о системе господствующих течений даже в современных морях на основании изучения распреде-

ления в нем современных осадков весьма трудно. Если мы можем составить представление об этой системе на основании изучения осадков бассейна, например, для Черного моря, то только для времени формирования древнечерноморских отложений, но не более ранних. Так, на основании изучения новоэвксинских отложений мы ничего не можем сказать о течениях этого времени и тем более о течениях более древних отложений, формировавшихся на протяжении весьма длительных промежутков времени, в течение которых наблюдались неоднократные колебания глубин, часто очень значительные перемещения береговой линии и другие изменения, которые не могли не повлиять на распределение течений. Поэтому в лучшем случае на основании фациального анализа можно выделить лишь области, в которых проявлялись течения, и области, в которых они отсутствовали на протяжении всего времени формирования изучаемых отложений. Выделенные таким путем халистатические области, характеризующиеся очень малым количеством терригенного материала, и при этом, конечно, только исключительно тонкозернистого будут занимать меньшие площади, чем действительные халистатические области, существовавшие в любой отрезок времени формирования изучаемых отложений.

Выявление течений при изучении разрезов

Весьма часто при геологических исследованиях и на сравнительно ограниченных площадях приходится на основании изучения разрезов решать вопрос о наличии или отсутствии течений во время формирования слагающих эти разрезы отложений. В этом отношении нередко допускаются ошибки.

Многие исследователи считают, что смена тонкозернистых осадков более грубозернистыми объясняется тем, что во время отложений тонкозернистых осадков течений не было, а во время отложений грубозернистых — они, наоборот, были сильными. Такое объяснение может быть правильным лишь при двух условиях: 1) если оба типа осадков несомненно образовались на глубинах меньших, чем те, до которых течения могут проявляться в сильной степени; 2) если площадь, на которой прослеживается смена тонкозернистых осадков крупнозернистыми, имеет вид более или менее широких полос, а не представляет собой бóльшую часть бассейна.

Трудно представить, чтобы в большом мелководном бассейне по каким-то совершенно непонятным причинам получили развитие течения такой исключительной силы, что могли сказаться на характере осадков, отлагающихся почти на всем протяжении этого бассейна. Следовательно, при несоблюдении указанных двух условий необходимо предположить значительные по площади положительные движения земной коры, приведшие к обмелению бассейна во время отложения более грубозернистых осадков. Даже при сравнительно частой смене тонкозернистых осадков грубозернистыми можно предположить неоднократные углубления и обмеления бассейна, но не объяснять этого явления течениями. В самом деле, за столь короткий срок, как время накопления примерно полуметровой толщи современных осадков Среднего Каспия, происходило, по крайней мере, однократное обмеление благодаря поднятию, может быть частичному, центральной части Среднего Каспия (уменьшение глубины примерно с 300—500 до 20—40 м); затем снова последовало ее опускание до глубины более 500 м.

Следовательно, когда мы имеем гораздо более длительный промежуток времени, чем в рассмотренном примере, вполне допустимы колебания дна бассейнов.

Из сказанного ни в коем случае не вытекает, что: 1) бесконечную перемежаемость мелкозернистых пород более крупнозернистыми всегда необходимо объяснить частыми колебаниями дна, а не изменением силы, направления и положения течений, как постоянных, так и приливо-отливных и случайных; 2) в случае развития песчаников на значительной площади нужно обязательно считать, что вся площадь во время отложения толщи, в которой встречаются песчаники, являлась мелководной областью. Развитие их на большой площади может объясняться значительным перемещением в горизонтальном направлении условий, при которых происходило их отложение в короткие промежутки времени. Такими условиями могут быть изменения глубин бассейна и положения течений. Отсюда следует, что обнаружение полосы песков среди глинистых отложений в одном горизонте, например, в среднем майкопе Кубанской нефтеносной области еще не означает, что такие же полосы песков не будут встречены севернее или южнее уже разведанной; нужно иметь в виду, что их вероятнее обнаружить уже не в среднем майкопе, а в верхнем или нижнем.

Только при детальном и внимательном изучении условий залегания пород различного механического состава и причем на большой площади можно решить вопрос о том, вызвано ли погружение осадков поднятием дна (т. е. обмелением) или же действием течений.

Обычно принимается, что мощность терригенных отложений зависит от расстояния района их накопления от областей сноса. Однако всегда следует иметь в виду, что близость областей сноса к районам накопления — только одно из благоприятных условий для накопления около них мощных терригенных толщ. Более важным условием для накопления мощных толщ является характер распределения течений и рельеф дна в изучаемом бассейне. Большая мощность отложений какого-нибудь возраста у предполагаемой береговой линии не всегда указывает на то, что материал поступал с близкой суши. Большая мощность осадков могла быть обусловлена существованием вблизи суши значительного прогиба и благоприятным для накопления в нем обломочного материала, привносимого течениями не обязательно с прилегающей суши.

Именно рельефом дна может быть объяснен тот, казалось, странный факт, что в неогеновых бассейнах юга СССР мощность сравнительно глубоководных отложений и при этом иногда глинистых значительно больше вдали от береговой линии, чем вблизи ее. Объясняется это тем, что илистый материал, попадающий благодаря течениям в область значительных глубин, осаждается там, а не разносится на громадные площади, как это происходит в океанах. Отсутствие мощных мелководных накоплений объясняется неблагоприятной формой рельефа дна и неустойчивостью береговой линии, из-за чего отлагающиеся осадки могли неоднократно перемываться под действием волнений и течений.

Таким образом, большая мощность отложений в каком-либо районе еще не указывает на близость береговой линии к области, поставляющей терригенный материал. Исключение представляют только мощные толщи конгломератов, да и они указывают лишь на близость берега.

Действие донных течений часто сказывается не только на образовании сравнительно крупнозернистых осадков, но и на размывании ранее отложившихся осадков.

К сожалению, до настоящего времени недостаточно уделяется внимания размыву, который в современное время отмечается даже в области развития абиссальных отложений. Выпадение из разрезов отложений, образовавшихся даже за короткий период геологического времени, может совершенно исказить как стратиграфическое, так и палеогеографическое построения. Особенно

большие ошибки могут быть допущены в стратиграфических и в палеогеографических построениях в том случае, если перерывы в осадконакоплении наблюдаются в областях развития глинистых отложений, например, мощной толщи глин майкопского (нижнемиоценового) возраста в Центральном Предкавказье. В этой области детальными исследованиями В. С. Бабай был установлен широкий размыв в нижнемайкопских отложениях, а в последующее время детальными исследованиями Н. Н. Бакуна было отмечено два или три несогласия при изучении сплошной толщи майкопских глин, которые были вскрыты Сухоовражной скважиной в Северном Ставрополье, и где ранее выпадения какой-либо части разреза майкопа не предполагалось. Эти данные указывают на недостоверность наших стратиграфических и палеогеографических построений в области развития глинистых майкопских отложений на Северном Кавказе.

Об этом же свидетельствуют и детальные построения, проведенные В. С. Косаревым, который пришел к выводу, что в Центральном Предкавказье внутри майкопских отложений выпадают мощные толщи, широко развитые в северной части Восточного Предкавказья. Поэтому палеогеографические построения, с помощью которых объясняют, например, появление пачки песчаных отложений, протягивающейся в Центральном Предкавказье в северо-западном направлении, развитием здесь течений, представляются крайне рискованными.

Вероятно, что указанная полоса развития песчаных отложений представляет только часть обширной площади развития песчаных отложений, которая уцелела от размыва.

Относительно правильности палеогеографических построений еще более настораживает следующий факт. В разрезе верхнечокракских отложений у г. Серноводска был обнаружен пласт, охарактеризованный остатками *Lemna mironovi* и *Salvinia mildeana* — растениями, характерными для пресноводных озер и болот, а также раковины таких типичных пресноводных моллюсков, как *Limneus* и *Valvata*. Нет сомнений, что указанный пласт формировался в болоте или пресноводном озере.

Однако представить себе указанные условия чуть ли не в центральной части морского чокракского бассейна, конечно, можно лишь в случае, если предположить, что в районе Серноводска во время отложения рассматриваемого пласта существовала суша, на которой формировались пресноводные осадки, а в предшествующее и последующее время в этом районе, южнее и севернее отлагались морские осадки.

Из изложенного следует, что любая из составленных палеогеографических карт для всего чокракского времени будет неверна. Слишком часто менялась палеогеографическая обстановка в чокракское, да, вероятно, и в любой другой отрезок геологического времени, чтобы для него можно было построить палеогеографическую карту.

ГЛАВА VII

Классификация зон, выделяемых в бассейнах

В современных бассейнах выделяются зоны по вертикали и поверхностные пространства бассейна в основном в зависимости от расстояния от берега или вернее от ее мелководной зоны.

В связи с различием температурных условий, газового и гидродинамического режима, характера осадков, состава фаун и флор и иных особенностей морское дно — бенталь подразделяется по вертикали на ряд зон.

До настоящего времени нет единой схемы деления бентали на зоны. Наибольшим распространением пользуется схема, изображенная на рис. 10, на которой показано и подразделение морских пространств. На II Всесоюзном гидрологическом съезде была принята несколько иная схема подразделения и обозначения морских зон бентали (рис. 133). Эта схема вполне применима и при изучении внутренних полузамкнутых и замкнутых бассейнов, в которых невозможно выделить супралиторальную и литоральную зоны, поскольку в указанного типа бассейнах отсутствуют приливы и отливы. Поэтому вместо этих зон в бассейнах указанного типа следует рассматривать одну зону — зону прибоя, которая в общем соответствует сублиторальной зоне океанических бассейнов. Кроме того, в бассейнах рассматриваемого типа невозможно практически выделить батиальную и абиссальную области, которые удобнее обозначать в качестве склона и ложна, глубина расположения которых может быть весьма различной. В Черном море ложе располагается на глубине примерно 2 тыс. м, в Средиземном — 4 тыс. м, в Южном Каспии — 600 м, в Среднем Каспии — 400 м, а в Аральском море на глубине 10—20 м. Выделение псевдоабиссальной области в океанических бассейнах вызывает трудности, поскольку в качестве критерия верхней границы этой зоны указывается нижняя граница распространения водорослей, а в качестве нижней принимается граница между материковым плато, т. е. неритовой зоны, и материкового склона — батиали. Однако эти две границы мало надежны, особенно верхняя, так как нижняя граница распространения водорослей зависит от бесконечного количества при-

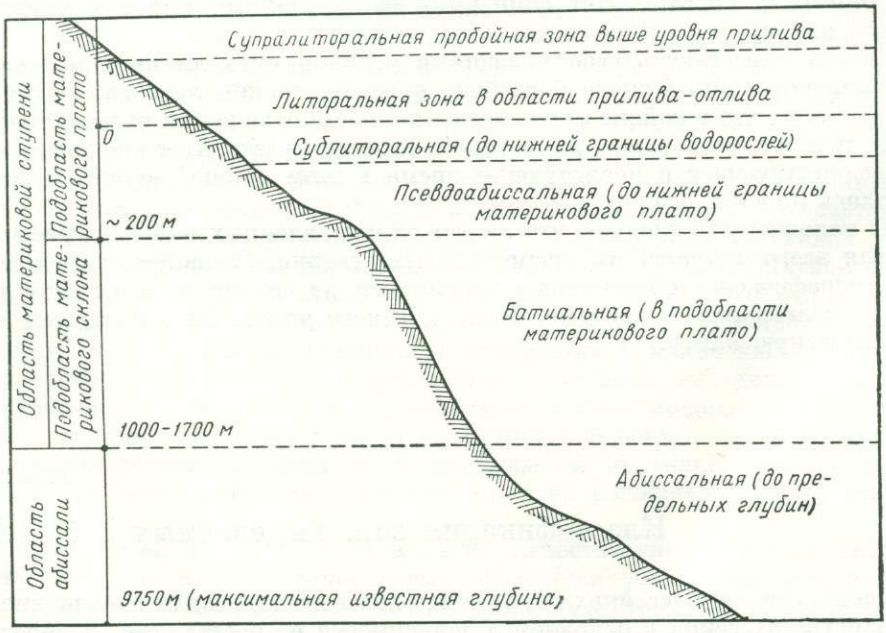


Рис. 133. Схема вертикального разреза морского дна.

чин и колеблется от 20 до 400 м. Поэтому, вероятно, удобнее сублиторальную зону выделять до нижней границы массового развития водорослей или для полносоленых бассейнов до нижней границы каменных водорослей.

Выявление нижней границы псевдоабиссальной области остается весьма сложным и во внутренних неглубоководных бассейнах можно ограничиться выделением сублиторальной (мелководной) зоны и псевдоабиссальной (глубоководной) зоны.

Остановимся теперь на более подробной характеристике выделяемых зон.

Для литоральной зоны характерно смешение признаков наземного и морского режимов; например, в этой зоне, так же как и в супралиторальной, часто наблюдаются остатки наземных организмов вместе с остатками морских. К литоральной зоне приурочен особенно крупный обломочный материал, иногда со следами наземного происхождения, а также массовое скопление битых, окатанных раковин и др.

Для сублиторальной зоны характерно развитие морских растений и большое разнообразие отложений в отношении их механического состава. Нижние границы распространения морских растений и илов не совпадают.

Песчанистые отложения даже в бассейнах, широко сообщающихся с океаном, не встречаются на глубинах, значительно превышающих 100 м; в ряде мест они распространены до меньшей глубины в отличие от морских растений, встречающихся на гораздо больших глубинах. Так как для нас особенно важны водоросли с известковым скелетом — нуллипоры, — следует отметить, что массовое развитие последних более или менее совпадает с границей распространения илов.

В настоящее время является общепринятым подразделение мелкого моря (неритовая область) на следующие четыре зоны: 1) литоральная; 2) ламинариевая — от линии наибольшего отлива до 27 м; главный район распространения бурых водорослей (*Laminaria*) на скалистом дне и сосудистых растений (*Zostera*) на песчаном дне. Богатейшая бентосная жизнь; 3) зона каменистых водорослей — — от 27 до 90 м; главная зона распространения водорослей из семейства Corallinacea, которые глубже 100 м встречаются уже редко; 4) зона одиночных кораллов (иногда ошибочно называемых кораллами глубокого моря) — от 90 до 200 м.

Таким образом, граница между сублиторальной областью и псевдоабиссальной проходит по линии илов и широкого распространения нуллипор. В бассейнах открытого типа эта граница располагается примерно на глубине 100 м или несколько глубже.

Как уже указывалось, в замкнутых и полузамкнутых бассейнах песчанистые отложения не проникают глубже 20—40 м, редко 60 м. Следовательно, в таких бассейнах на основе присутствия песчанистого материала к сублиторальным отложениям следует относить те, которые образовались на значительно меньшей глубине. Если же основываться на каменных водорослях, то тогда граница этой зоны в замкнутых и полузамкнутых бассейнах и в открытых морях будет совпадать. Нужно иметь в виду, что указанные водоросли в таких бассейнах вообще распространены до меньших глубин, а в бассейнах с пониженной соленостью вод часто совсем (особенно глубоководные формы) отсутствуют.

Таким образом, принцип проведения границы между сублиторальной и и псдоабиссальной зонами, принятой для бассейнов открытого типа, можно принять и для полузамкнутых и замкнутых бассейнов, имея в виду лишь то, что в последних указанная граница будет располагаться на меньшей глубине. В полузамкнутых и замкнутых бассейнах, расположенных в бореальной или

субтропической областях, обычно можно воспользоваться еще одним весьма важным фактом, позволяющим провести границу между псевдоабиссальными и сублиторальными отложениями — резким различием в температурном режиме на различных глубинах.

Как уже указывалось, резкие годовые колебания температуры в Черном и Каспийском морях наблюдаются только до глубины 25—50 м. Следовательно, в таких бассейнах псевдоабиссальные отложения, если они петрографически не отличны от сублиторальных, можно выделить по присутствию морской бентальной флоры и стенотермных, холодолюбивых форм.

В проточных бассейнах типа Мраморного моря, в которых соленость поверхностных и глубинных вод сильно различается между собой, возможно выделение «глубоководных» отложений на основе присутствия в них стеногалинных групп организмов, отсутствующих в мелководных отложениях.

Иногда возможно более дробное подразделение осадков по глубине их образования. Так, среди сублиторальных отложений можно выделить образования, формирующиеся в пределах до 5—10 м глубины. Для них характерны признаки значительного движения вод, например, присутствие грубообломочного материала (гравия, щебня), битых раковин, толстостенных прирастающих, присасывающихся и сверлящих форм. Такие отложения обнаруживают большое сходство с литоральными.

При подразделении псевдоабиссальных осадков следует использовать то обстоятельство, что температура, количество кислорода, сероводорода и других особенностей вод сильно изменяются с глубиной. Если мы обратимся к изучению распределения температур в бассейнах океанического типа, то увидим что даже в бореальной области, обособленной от арктической, ниже сублиторали годовые колебания температуры примерно равны 5° С; правда, глубже, т. е. уже с глубины 200 м, они не превышают 1° С. В тропиках и субтропиках, а также в бореальной и нотальной областях температура глубже 200 м постепенно падает. Это обусловливает появление на глубинах специфической, стенотермной, холодолюбивой глубоководной фауны, по присутствию которой можно выделять наиболее глубоководные отложения.

В полузамкнутых и замкнутых бассейнах температура воды во всей толще, иногда достигающей нескольких тысяч метров, весьма мало отличается на различных глубинах, за исключением самого верхнего тонкого слоя. Следовательно, там разделять глубоководные отложения значительно труднее, но все же возможно на основании изучения фауны, которая и в таких бассейнах разнообразна на различных глубинах, особенно если глубины бассейнов заражены сероводородом. Выделение толщ, отложившихся ниже сероводородной поверхности, от толщ, отложившихся выше ее, весьма просто, так как первые не содержат, а вторые включают остатки бентосной фауны. Но определить глубины образования осадков, отложившихся ниже сероводородной поверхности, почти невозможно, так как глубина этой поверхности может быть весьма равличной.

Нужно иметь в виду, что когда полузамкнутый или замкнутый бассейн опресняется, то первыми вымирают глубоководные организмы, относящиеся обычно к типичным стеногалинным формам. Следовательно, при опреснении бассейн часто оказывается лишенным бентосной фауны, и соответствующие отложения могут быть приняты за образовавшиеся ниже сероводородной поверхности, хотя на самом деле сероводородного заражения могло и не быть. Это явление часто наблюдается в сравнительно быстро опресняющихся бассейнах. При медленном опреснении среди мелководной фауны постепенно выраба-

тываются формы, приспособляющиеся к жизни на больших глубинах, где благодаря отсутствию глубоководных организмов новые формы находят благоприятные условия для своего развития.

Таким образом, псевдоабиссальные отложения можно подразделить на более мелководные, охарактеризованные бентосной фауной, и более глубоководные, лишенные таковой или содержащие своеобразную фауну.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОСТРАНСТВ СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНОВ

Выявление подразделений поверхностных пространств на основании изучения осадков может показаться почти безнадежным, если не считать, что пространства над сублиторальной или неритической зоной выделять под одним названием, пространства над батиалью под другим названием, а пространства над абиссалью под третьим названием. Однако уже давно известно, что при изучении планктонной фауны нередко довольно часто выделяется неритический планктон и океанический, который может быть иногда подразделен на эупелагический и гемипелагический.

Таким образом, мы можем указанные пространства подразделять на две части, а иногда и на три части. Мне, однако, представляется, что в качестве неритического планктона обычно понимается литоральный планктон, что требуется доказать. Поэтому представляется принять уже существующее подразделение морских пространств на неритическую и океаническую области, которые включают две подобласти: гемипелагическую и эупелагическую.

Характерной особенностью океанической области является отсутствие грубозернистых осадков и нередко вообще малое количество терригенного материала. Что же касается неритических, то, как уже указывалось, только в этой области встречаются грубозернистые терригенные осадки, хотя там развиты и органогенные и мелкозернистые.

Важнейшим критерием для подразделения на указанные пространства является планктонная фауна.

Присутствие остатков пелагических организмов несомненно свидетельствует о формировании их вдали от береговой линии, а отсутствие — о формировании вблизи берега. Однако надо иметь в виду, что не во всех бассейнах зоны, удаленные от побережья, заселены специфической пелагической фауной. Последняя отсутствует во всех бассейнах с ненормальным солевым режимом. Отсутствие пелагической фауны указывает на близость мелководной, а не прибрежной зоны; мелководная зона может вновь смениться глубоководной или же может быть весьма широкой и, следовательно, также достаточно удаленной от прибрежной.

Кроме характера фауны и литологии осадка, можно подразделять отложения в зависимости от расположения по отношению к береговой зоне еще и по следующему признаку. Можно, руководствуясь тем, что соединения Fe, Cu, Si и другие, поступающие в береговую полосу бассейна, обладают различной подвижностью, а в связи с этим быстрее или медленнее выпадают в осадок, определять, на каком расстоянии от береговой полосы отлагались данные осадки, на основании изучения содержания в них тех или иных химических соединений.

Метод определения условий отложения осадков, основанный на химической дифференциации вещества, поступающего с суши, пока еще не разработан. И вообще он нам кажется весьма сомнительным.

В самом деле, как показал Н. М. Страхов, мельчайшие минеральные частицы, выпадающие из раствора (в месте смешения вод, приносящих их с морскими), в дальнейшем распределяются в бассейне по законам уже механической дифференциации. Следовательно, накопление их происходит там, где имеются мелкие частицы. Поэтому содержание железистых соединений в глинах, медленно накапливающихся в зоне, удаленной от прибрежной области, как правило, значительно выше, чем в прибрежных отложениях, хотя прибрежная зона является местом образования мелких частиц железистых соединений. Более подвижные углекислые соли кальция и магния, сульфатов будут выпадать из раствора в воде бассейнов, в которые они поступают с материков, лишь при общей перенасыщенности ими вод этих бассейнов или их участков, независимо от степени удаленности от береговой полосы.

Некоторые геологи еще до сих пор считают, что в зависимости от большего или меньшего поступления с материков пресных вод может наблюдаться определенная дифференциация бассейна по степени солености: прибрежные воды будут опреснены; в средней части воды близки к нормальной солености, а в центральной части бассейна — сильно осолоненные воды, в связи с чем в ней выпадают химические осадки, причем сначала будет располагаться полоса известково-доломитовых осадков, затем доломитово-гипсовых и, наконец, зона выпадения каменной соли. Однако несостоятельность таких воззрений нами уже была достаточно подробно рассмотрена в главе, посвященной обзору солевого режима.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ

При изучении осадков ранее существовавших бассейнов невозможно выделить все те зоны, которые и в современных бассейнах могут быть не везде прослежены, а кроме того, границы между ними проводятся нередко на существенно различной глубине.

Тем не менее можно все же предложить какую-то общую классификацию зон, выделяемых по осадкам ранее существовавших бассейнов, и сопоставить ее с зонами современных водоемов (табл. 56).

Таблица 56

Схема соотношения зон, выделяемых в современных и ранее существовавших бассейнах

Области и зоны в современных бассейнах				Наименование ископаемых осадков	Глубина, м
Область материковой ступени	Неритовая зона	Супралитораль и литораль		Береговые осадки	До уровня моря
		Сублитораль	Ламинариевая	Прибрежные	До 10—20
			Каменных водорослей	Мелководные	До 60—100
		Псевдоабиссаль	Одиночных кораллов	Глубоководные	До 200?
	Батиальная подобласть			Глубинные осадки	Свыше 200?
Абиссальная область					

Конечно, выделить среди ископаемых осадков отложения, образовавшиеся в супралиторальной и литоральной зонах, невозможно. Их можно проследить в качестве береговых отложений. Морские осадки называют обычно мелководными и глубоководными. Эти понятия следует уточнить. Под мелководными отложениями мы будем понимать отложения, образовавшиеся до глубины, в пределах которой распространяются песчаные отложения и имеют массовое развитие водоросли, выделяющие известь. Кроме того, для мелководных осадков характерны мшанковые и коралловые рифы и фауна, приспособленная к жизни в зонах интенсивного движения вод.

В бассейнах открытого типа мелководные отложения образуются на глубинах до 100 м и соответствуют сублиторальной зоне.

Мелководные отложения часто могут быть подразделены на собственно мелководные и прибрежные. Для последних характерно смешение признаков морского и наземного происхождения, например, наличие остатков пресноводных и наземных организмов [1] вместе с морскими, живущими в прибрежной зоне, а также признаков интенсивных движений вод — весьма крупнообломочный материал, битые и окатанные обломки морских раковин и др. Прибрежные отложения соответствуют осадкам, отложившимся на литорали и на верхней части сублиторали (ламинариевая зона).

Для глубоководных отложений характерно отсутствие грубообломочных отложений, даже песков, и организмов, скелеты которых указывают на приспособление к интенсивным движениям вод. Глубоководные осадки соответствуют, в общем, псевдоабиссальным (согласно классификации, принятой для современных бассейнов).

Мы считаем, что термином «глубоководные» пески можно пользоваться с оговоркой. Только в некоторых случаях, например, в результате подводного оползания, перемывания осадков, заноса песчинок ветрами, песчаные отложения могут образовываться на значительной глубине.

Отложения, отнесенные к глубоководным, в ряде случаев могут быть подразделены условно на собственно глубоководные и на глубинные, например, осадки, образовавшиеся в области сероводородного заражения, могут быть отделены от осадков, сформировавшихся выше сероводородной поверхности. Так же могут быть разделены осадки, возникшие выше и ниже границы, до которой распространена бентальная фауна, имеющая твердый скелет, сохраняющийся в ископаемом состоянии.

Граница между глубинными и собственно глубоководными отложениями весьма неопределенна ввиду того, что как глубина сероводородной поверхности так и глубина проникновения бентальной фауны, имеющей твердый скелет, может быть весьма различной. В самом деле, мы знаем, что, например, сероводородная поверхность может располагаться от 40 м (Аральское море) и до 700 м (Каспийское море). Отсюда следует, что к глубинным отложениям мы можем в ряде случаев относить отложения, образовавшиеся на глубине нескольких десятков метров, а к глубоководным — на глубине нескольких сотен метров.

Из изложенного видно, что можно дать только общую схему выделения зон в ранее существовавших бассейнах, так же как и самую общую их характеристику. Однако, когда мы занимаемся каким-либо конкретным участком современного или ранее существовавшего бассейна седиментации, то в этом случае можно дать и более дробную схему деления его на зоны и весьма подробную и обстоятельную характеристику всех выделяемых зон и пространств.

[1] Здесь имеются в виду остатки организмов, которые не могут заноситься на большие расстояния во взвешенном состоянии, как это происходит, например, с раковинами *Vivipara*.

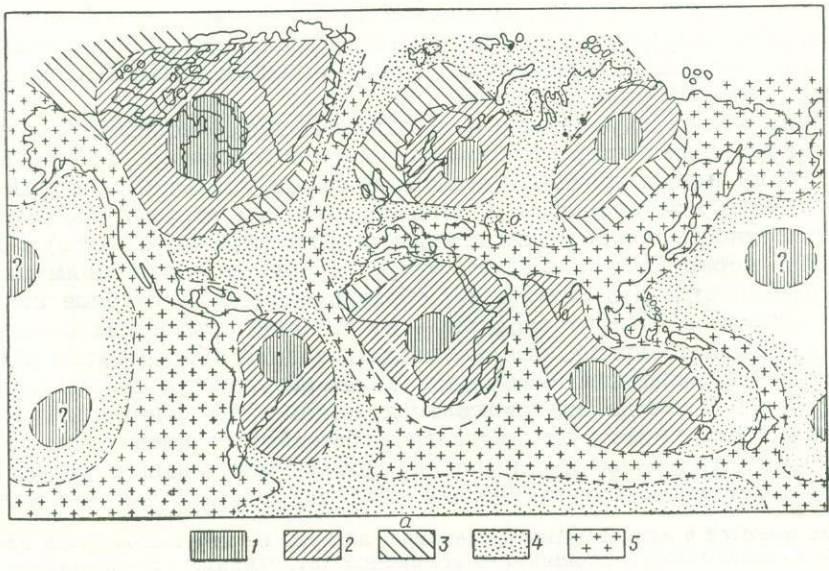
Тектоника и ее влияние на изменение условий осадконакопления

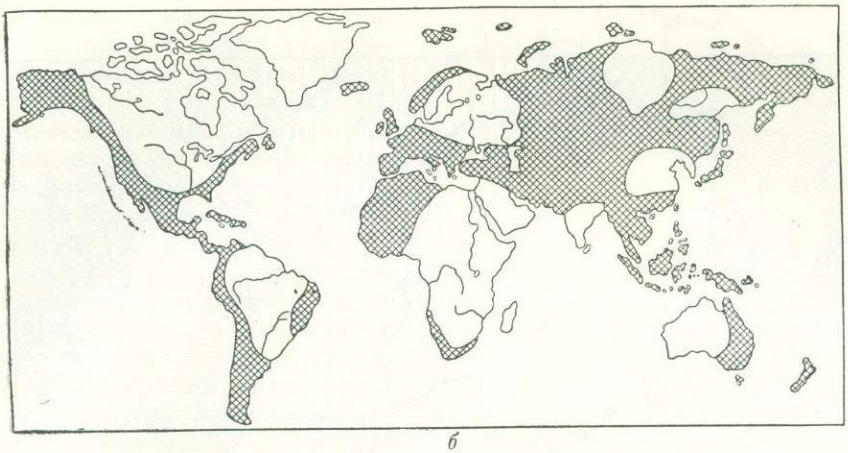
В настоящее время ни у кого не возникает сомнения в том, что основные показатели условий осадконакопления и их распределения в пространстве тесно связаны с движениями земной коры, которые меняют как рельеф бассейнов, так и рельеф суши. Возникновение внутренних бассейнов и их исчезновение, связь их между собой и с Мировым океаном — это все в основном проявление движений земной коры.

Ранее уже указывалось, что изменение температурного режима, вернее климата в отдельных областях и на поверхности всего Земного шара, является также результатом движений земной коры. Все это заставляет в настоящей работе кратко рассмотреть и классифицировать движение земной коры. Нужно указать, что в настоящее время поставленная задача исключительно сложна. Объясняется это тем, что даже основные этапы развития тектоники до настоящего времени не могут считаться установленными.

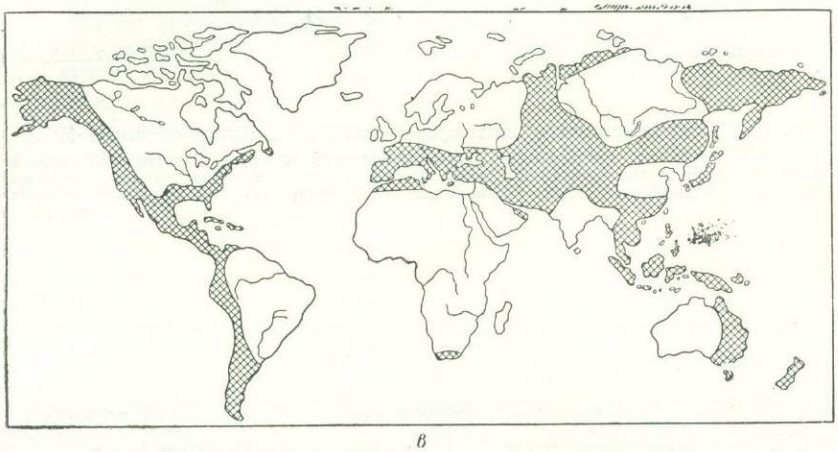
Так, очень долго раньше всецело господствовала контракционная теория Э. Зюса, согласно которой объем Земного шара уменьшался, в связи с чем на его твердой поверхности, как на печеном яблоке, появлялись складки, выступающие части которых представляли собой горные сооружения. В последующее время появилась геосинклинальная теория Э. Ога, согласно которой поверхность Земли подразделялась на жесткие участки — платформы, или плиты, и подвижные участки — геосинклинали, при смятии которых образовывались горные сооружения. Большинством исследователей принималось, что в течение геологического времени платформы разрастались за счет присоединения к ним частей, которые превращались в жесткие участки, после прохождения в них складчатости — каледонской, герцинской и альпийской (рис. 134).

Расхождения по указанному вопросу между представлениями Н. С. Шатского (рис. 134, *б*) и В. В. Белоусова (рис. 134, *а*) принципиального значения не имеют.

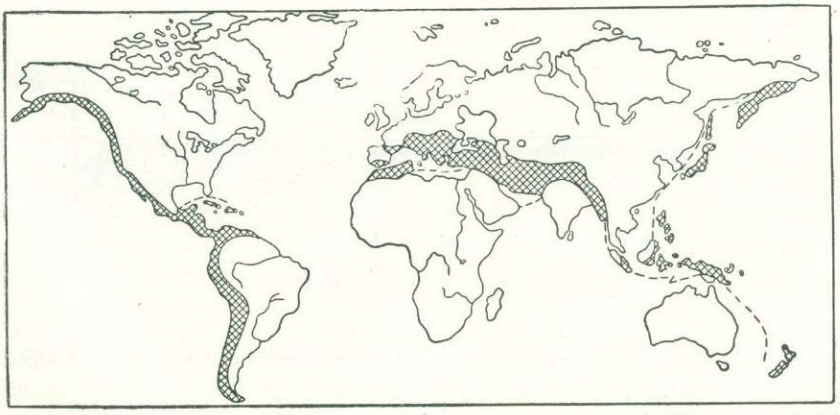




б



в



г

Рис. 134. Схема развития платформ.

а — по В. В. Белоусову: *1* — древние центры стабилизации; *2* — каледонские платформы; прирост платформ: *3* — к герцинскому циклу, *4* — к альпийскому циклу; *5* — альпийские геосинклинали по Н. С. Шатскому: *б* — геосинклинальные области и платформы палеозоя, *в* — геосинклинальные области и платформы в девоне и карбоне, *г* — геосинклинальные области и платформы в конце альпийского орогенеза.

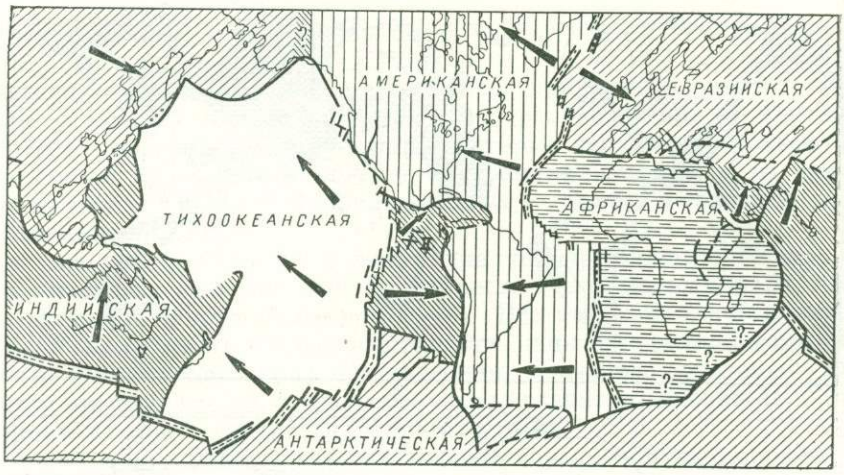


Рис. 135. Основные плиты литосферы (из В. Е. Пущаровского, 1972).

Стрелки показывают направление движения крупных плит. Пунктирной линией показаны продольные трещинные зоны в океанических хребтах, откуда, согласно гипотезе «плитовой тектоники», происходит раздвигание плит в противоположные стороны.

Рис. 136. Взаимное расположение и движение литосферных плит (из В. Е. Пущаровского, 1972).

а — разрез между Андами и срединным хребтом Индийского океана; *б* — разрез через Тихий океан. *1* — литосферные плиты (цифры в кружках): *1* — Восточно-Тихоокеанская, *2* — Американская, *3* — Африканская, *4* — Индийская, *5* — Тихоокеанская; *2* — континенты; *3* — океаническая кора. Континенты «впадины» в литосферные плиты. Стрелками показаны зоны подъема глубинного материала (места раздвига плит); наклоны плит отвечают зонам их погружения в глубины мантии Земли.

Следует особо отметить воззрения А. А. Борисяка, впервые давшего современные представления о геосинклиналях, согласно которым после альпийской фазы складчатости все геосинклинали исчезли и в настоящее время наступил безгеосинклинальный период развития Земли. В последнее время появились новые представления о развитии Земли, на поверхности которой существует несколько плит или пластин, разделенных трещинами. Движения плит происходят от этих трещин (рифтов), приуроченных к осевой части огромных хребтов, протягивающихся по дну Атлантического, Тихого и Индийского океанов (рис. 135). Около трещин располагаются тыловые части плит, а их фронтальные части исчезают, погружаясь на глубину, приурочены к глубоководным желобам или рвам, расположенным у окраины Тихого океана вблизи Японии, вблизи западного берега Южной Америки и отчасти Индийского океана (рис. 136). Отдельные плиты могут охватывать большие части дна того или иного океана и целые континенты, как, например, Американская плита, занимающая западную половину Атлантического океана, а также Северную и Южную Америку. По имеющемуся представлению раньше существовал один огромный континент сверхконтинент, который позже разделился на два сверхматерика — Гондвану (п-ов Индостан, Африка, Мадагаскар, Южная Америка, Австралия и Антарктида) и Лауразию (Европа, Северная Америка, почти вся Азия).

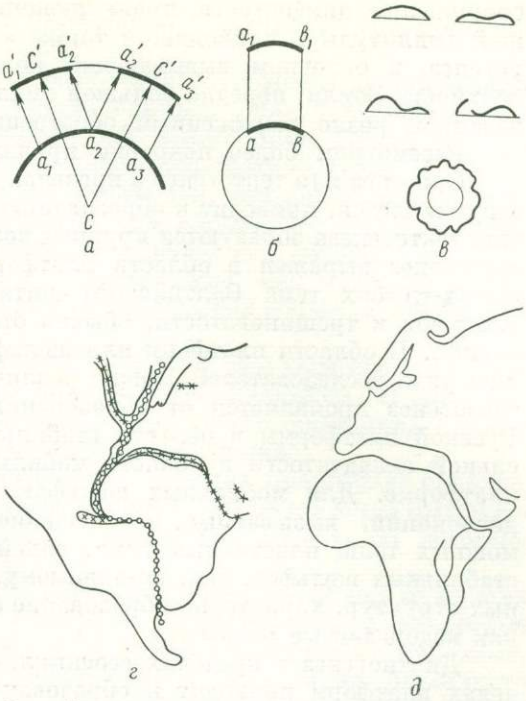


Рис. 137. Схема развития Земли (по Д. Холму, 1941).

а — схема, показывающая разрыв и расхождение оболочки Земли (толстая линия) при ее расширении; *б* — несоответствие радиуса кривизны оболочки при расширении Земли; *в* — деформация оболочки при несоответствии радиуса ее кривизны. Кривизна поверхности Земли в результате ее расширения; *г* — поверхность части оболочки Земли до ее расширения; линии показывают места наименьшего сопротивления натиску сил расширения, по которым произойдет расчленение оболочки; *д* — трещина в Восточной Африке, протягивающаяся от Красного моря, по которой произойдет разрыв оболочки и отделение куска Африки от основного континента.

Освещая историю развития идей о глобальной тектонике, невольно возникает вопрос о ныне забытой еще одной теории астронома Д. Холма, концепция которого была освещена Е. Н. Милановским (1925), согласно которой объем Земного шара увеличивался и первоначально образовавшаяся на нем твердая оболочка разошлась и отдельные ее части ныне представляют собой современные континенты (рис. 137). При этом следует упомянуть, что при изменении диаметра Земли, остатки ее некогда существовавшей оболочки при изменении радиуса кривизны, сминались и образовывали ныне наблюдаемые складки.

Не менее разноречивы мнения о времени проявления диастрофизма, среди которого можно различать орогенез, приводящий к образованию складок и покровов и обычно сопровождающийся образованием складчатых горных

сооружений, диктиогенез, проявляющийся в виде разрывных нарушений большой амплитуды и приводящий также к резкому обострению рельефа, и эпейрогенез, в основном вызывающий колебания значительных пространств поверхности Земли, нередко большой амплитуды, но не сопровождающийся образованием резко выраженным обострением рельефа.

Рассмотрим более подробно проявление указанных форм диастрофизма.

Орогенез или тектогенез в пределах геосинклиналей, где он только типично и проявляется, приводит к образованию складок и покровов. Обычно в результате тектогенеза образуются крупные воздымания на поверхности Земли. Иначе тектогенез выражен в области платформ. В наиболее устойчивых частях — щитах-глыбах типа Балтийского щита тектогенез приводит к образованию разрывов и трещиноватости, обычно ориентированной в определенном направлении. В области платформ или шельфа, в пределах которого, согласно мнению ряда исследователей, можно различить стабильный и мобильный шельфы, тектогенез проявляется от образования очень пологих изгибов, типа валов Русской платформы в области стабильных шельфов, до сравнительно интенсивной складчатости в области мобильных шельфов, например на Скифской платформе. Для мобильных шельфов, кроме того, характерны структурные дислокации, вызываемые перемещением высокоподвижных пород, как то: мощных толщ пластичных глин, солей и др. (соляная тектоника). Как для стабильных шельфов, так, по-видимому, отчасти и для щитов, помимо указанных структур, характерно образование флексур, которые можно рассматривать как недоразвитые разрывы.

Диктиогенез в пределах геосинклиналей, а также, по-видимому, и в пределах платформ приводит к образованию крупных складок, вернее складкообразных, очень пологих воздыманий больших участков земной коры, разрывов, а иногда, вероятно, и флексур между отдельными глыбами, имеющими различные скорости вертикального движения одного направления или вертикальные движения разного направления. Интересно отметить, что некоторые исследователи считают, что даже зачатки покровов внутри Альпийской геосинклинали могут рассматриваться как проявление диктиогенеза, а не тектогенеза. В результате проявления диктиогенеза нередко образуются крупные воздымания на поверхности Земли. Больше того, есть все основания предполагать, что горообразование (орогенез) является в основном проявлением диктиогенеза, а не тектогенеза.

Эпейрогенез, согласно господствующему представлению, не вызывает нарушений, которые были бы необратимы, и, следовательно, эти нарушения не фиксируются при изучении залегания пластов. Правда, некоторого типа необратимые нарушения, например, связанные с перемещением высокоподвижных пород — «соляная тектоника», могут происходить и в периоды, когда тектогенез не проявляется, но такого типа нарушения обычно сравнительно легко отличить от сходных с ними, вызываемых тектогенезом, как по морфологии образующихся структур, так и на основании изучения их площадного распространения и разреза пород, где они были обнаружены.

Из приведенного обзора мы можем сделать следующие выводы.

1. Тектогенез в своей типичной форме, т. е. с горообразованием, резко выраженной складчатостью и образованием покровов, проявляется лишь в геосинклинальных областях.

2. В пределах платформы в периоды проявления тектогенеза наблюдаются лишь такие нарушения, которые образуются в геосинклиналях в периоды, промежуточные между двумя фазами тектогенеза. Эти деформации, как

известно, Г. Штилле (H. Stille, 1924) предложил называть синорогенетическими.

3. Под влиянием высокомобильных масс могут образоваться нарушения, характерные для тектогенеза как в пределах платформ, так и в геосинклиналях, не в периоды тектогенеза, а в промежутках между ними. Такого типа нарушения Г. Штилле предложил называть синэпейрогенетическими.

На основании сделанных выводов мы принимаем, что для целей сопоставления, которыми можно руководствоваться при построении палеогеографических карт, следует использовать лишь те нарушения, которые являются характерными только для тектогенеза, и, следовательно, этот метод стратиграфических построений применим лишь в геосинклинальных областях, но с рядом оговорок.

1. Дислокации, характерные для тектогенеза, как уже указывалось, могут создаваться и под влиянием других форм диастрофизма, например под влиянием изменений объемов мощных толщ пластичных масс (соляная тектоника), а также в некоторой степени в результате проявления диктиогенеза.

2. Положение о том, что тектогенез во всех областях происходит одновременно, не может считаться достаточно обоснованным, тем более когда пытаются сопоставлять отложения, основываясь на отдельных подфазах, на которые, по Г. Штилле, распадается каждая фаза.

3. Не только отдельные подфазы, но и фазы и даже группы фаз не во всех областях проявляются с одинаковой степенью интенсивности, и некоторые из перечисленных категорий в ряде областей нередко совершенно выпадают, что, естественно, может привести к сопоставлению дислокаций различного возраста.

4. В связи с тем, что даже в пределах одной геосинклинали, где какая-либо фаза тектогенеза протекала весьма интенсивно, всегда нужно иметь в виду, что дислокации, вызванные этой фазой, происходили далеко не во всех районах рассматриваемой геосинклинали, а поэтому делать вывод о возрасте тех или иных слоев, основываясь на большей или меньшей дислоцированности, не представляется возможным.

Различные формы диастрофизма оказывают определенное влияние на изменение палеогеографической обстановки, поэтому необходимо остановиться более подробно на классификации тектогенеза. Напомним, что К. Брукс (см. рис. 69) указывал на определенную связь между изменением климатических условий и проявлениями орогенеза, а Э. Ог усматривал определенную зависимость между проявлениями тектогенеза и трансгрессиями. Он считал, что времени проявления интенсивного складкообразования в геосинклиналях на платформах соответствовало время развития обширных трансгрессий.

Ниже мы попытаемся рассмотреть связи с проявлением диастрофических фаз развития Земли, которые обычно группируются в три цикла от кембрия до настоящего времени: каледонский, герцинский и альпийский. Отметим, что предлагаемая упрощенная классификация фаз и количество циклов развития Земли не могут считаться строго установленными. Например, С. Бубнов выделяет не три цикла (каледонский, герцинский и альпийский), а пять циклов — каледонский, варисцийский, киммерийский, ларамийский и савский. Что же касается отдельных фаз в каждом цикле, то представляется возможным выделять следующие.

1. Орогенная фаза, или фаза тектогенеза, — это фаза наибольшего обострения рельефа, сопровождающаяся, как правило, расширением суши. Обычно смятию в складки предшествует проявление диктиогенеза в виде вертикальных

перемещений нередко огромной амплитуды, что собственно и приводит к резкому обострению рельефа. Поэтому в ряде случаев можно выделять этапы тектогенеза и орогенеза. Примером такой фазы может служить предакчагыльский этап складчатости и предъакчагыльский этап обострения рельефа. Для этой фазы характерно общее похолодание, связанное с резким выражением климатических зон. Как отмечает К. Брукс, именно в такие периоды возникают оледенения.

2. Посторогенная фаза — эта фаза характеризуется накоплением мощнейших толщ кластических осадков, что приводит к сглаживанию рельефа, резкому выражению климатических поясов и общему потеплению. Кластические толщи, как правило, залегают несогласно, а в областях, где накопление их происходило и в предшествующее время, кластические толщи этой фазы несогласно залегают на более древние и нередко дислоцированы в другой плоскости. В качестве примера осадков посторогенной фазы можно рассматривать так называемые «подакчагыльские толщи», широко развитые во многих областях, морские аналоги которых имеют небольшое распространение.

3. Межорогенная фаза характеризуется широким развитием трансгрессий на снивелированную поверхность. Характерно для этой фазы отсутствие, или вернее очень слабое проявление, текто- и диктиогенеза. Эту фазу делят на два этапа, собственно межорогенный и доорогенный, из которых второй этап характеризуется более резким выражением характерных особенностей указанной фазы. Примером осадка этой фазы могут служить морские, широко трансгрессирующие осадки акчагыльского моря, которые перекрывают континентальные отложения того же возраста.

4. Предорогенная фаза характеризуется сокращением площадей морских осадков и слабым проявлением текто- и диктиогенеза. Выявление этой фазы, как правило, встречает многие затруднения, особенно при попытке отделения ее от орогенной фазы. Обычно в это время происходит разъединение внутренних морей между собой и нарушение их связей с Мировым океаном.

Итак, пытаясь реконструировать распределение условий осадконакопления в прежние геологические эпохи, мы должны определить, для какого этапа тектонического развития Земли проводят палеогеографические исследования. Поэтому естественно, что если для каждого тектонического цикла и тектонической фазы характерны различные закономерности распределения фаций, климатических и иных условий, то прежде всего необходимо выяснить, к какой тектонической фазе относится современное время.

На поставленный вопрос трудно дать исчерпывающий ответ, но опускания и воздымания, которые произошли в последние тысячелетия, резко выраженные климатические поясы и другие признаки показывают, что современное время может быть отнесено к началу посторогенной фазы или к концу орогенной фазы.

В заключение остановимся на скоростях вертикальных движений крупных блоков.

Ранее уже отмечалось, что такие скорости могут быть очень большими. Например, на ранее помещенном разрезе колонки осадков, поднятых в Черном море (см. рис. 18), было показано, что современный слой отлагался на глубине около 2000 м, в то время как слой 4, залегающий на глубине, меньшей 1 м от поверхности дна, формировался на глубине не более 200 м. Следовательно, за время накопления слоя мощностью менее 1 м произошло опускание дна Черного моря примерно на 2000 м. Не менее любопытно отметить, что в ранее существовавших внутренних бассейнах иногда происходили резкие изменения уровня вод, во время которых отлагались разнотипные осадки, которые

Рис. 138. Распределение бассейнов в Средиземноморской области 7 млн. лет тому назад (по К. Д. Хеу, 1973).

1 — нормально соленый морской бассейн; *2* — солоноватоводный бассейн; *3* — каменная соль.

в последующее время в результате вертикальных перемещений также громадной амплитуды были обнаружены на несколько километров выше по сравнению с местом их формирования. В этом отношении исключительный интерес представляет история развития Средиземного моря в плиоценовое море.

Как известно, в результате бурения дна Средиземного моря в 1970 г. было выяснено, что под плиоценовыми морскими осадками в ряде районов залегают эвапоритовые образования (рис. 138), которые формировались, по мнению К. Д. Хеу, 7 млн. лет тому назад, когда Средиземное море высохло и дно его превратилось в жаркую пустыню, в которой существовало несколько соленых озер. Дно Средиземного моря в это время располагалось примерно на том же уровне, на каком оно находится в настоящее время, о чем свидетельствуют глубочайшие врезанные речные долины, представляющие собой глубокие ущелья, как например, долина р. Нила у Асуана (рис. 139). По мнению И. С. Чумакова,

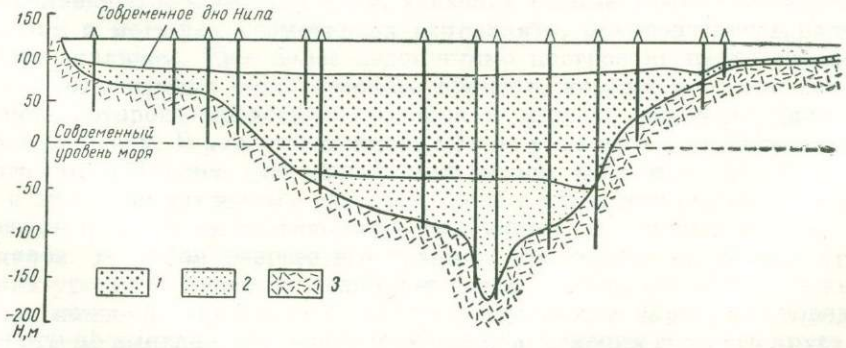


Рис. 139. Разрез через долину р. Нила у Асуана (по К. Д. Хеу, 1973).

Отложения: *1* — пресноводные, *2* — морские; *3* — подстилающая порода.

дно р. Нила в это время располагалось на глубине не менее 1,5 км. Погребенные ущелья — речные долины древних рек, впадающих в Средиземное море, в рассматриваемое время известны и в Южной Франции (р. Рона), в Алжире и в других областях Средиземноморья. Особо важно указать, что эвапориты, образовавшиеся в плиоценовое время на дне, были затем приподняты выше современного уровня Средиземного моря. В качестве таких образований рассматриваются эвапориты, известные на о. Сицилия, и другие эвапоритовые отложения, выделяемые в качестве мессинской свиты, которые известны во многих районах Средиземного моря. Как известно, в последующее время безводная впадина Средиземного моря, расположенная ниже уровня Мирового океана более чем на 3 км, вновь заполнилась морской водой нормального состава. Считается, что заполнение ее происходило через Гибралтарский пролив и потребовало, по подсчету некоторых исследователей, крайне малого срока, несколько больше 100 лет.

Напомним, что почти пресноводный режим Черного моря в новоэвксинское время сменился на режим, близкий к океаническому, в результате восстановившегося сообщения Черного моря через Босфорский пролив со Средиземным нормально соленым морем, за очень короткий промежуток времени, порядка 100 лет.

Итак, мы можем предположить очень быстрые вертикальные движения Земной коры в прежние геологические эпохи, а также резкие и весьма быстрые изменения палеогеографической обстановки на огромных площадях.

Построение палеогеографических карт

Основным результатом палеогеографических исследований являются палеогеографические карты.

В простейшем виде на палеогеографических картах показывается распределение суши и моря в определенный период геологического времени, причем считается, что в основу палеогеографических построений должна быть положена уже разработанная стратиграфическая схема, желательно уже утвержденная соответствующими стратиграфическими комиссиями или Межведомственным стратиграфическим комитетом.

Это положение нужно признать неверным потому, что одним из важнейших методов стратиграфических построений является палеогеографический метод (Жижченко, 1973), согласно которому корреляция отложений осуществляется на основе палеогеографического анализа.

Конечно, какая-то предварительная стратиграфическая схема нужна, но она должна быть в процессе палеогеографических построений тщательно проанализирована и исправлена.

При составлении, например, карт «Атласа палеогеографических карт Советского Союза» руководствовались указанным методом и в результате на картах для определенного возраста в одной части было показано распределение среднеплиоценовых отложений, а на другой ее части — верхнеплиоценовых. Таких примеров можно привести бесконечное количество.

Итак, построение палеогеографических карт и разработка стратиграфических схем является единым исследованием, которое должно проводиться одним коллективом исследователей, знающих слабые места стратиграфических построений и могущих грамотно их исправлять, руководствуясь палеогеографическим анализом. Еще более недопустимо построение палеогеографических карт для того отрезка геологического времени, например, какого-либо яруса, выделение которого проводится условно и нередко различно даже в одних и тех же разрезах. В качестве примера можно указать карту, составленную для датского яруса в ранее уже упомянутом атласе. Известно, что объем датского яруса в любом из изученных разрезов, даже в стратотипическом и парастратотипическом понимается по-разному и выделяется на основании литологических материалов. В любом разрезе его границы проводятся на разных стратиграфических уровнях. Невольно возникает вопрос, каким же образом в указанных условиях можно было составить палеогеографическую карту, не проводя огромной работы по выявлению сначала признаков выделения датского яруса, а затем по ревизии его выделения в конкретных разрезах.

В связи с тем, что на самых упрощенных палеогеографических картах должно быть показано распределение суши и моря, а для составления таких карт мы располагаем обычно только материалами о морских осадках, рассмотрим в первую очередь методы выявления суши и ее характера.

ГЛАВА I

Методы выявления суши

При палеогеографических исследованиях суша выделяется на основании различных данных: 1) континентальных отложений, сохранившихся до настоящего времени; 2) отсутствия морских образований изучаемого возраста; 3) фациального анализа морских отложений. К этому надо добавить гипотетическую сушу, выделяемую в качестве областей сноса терригенного материала, и гипотетические участки суши, разделяющие бассейны с резко различным гидрологическим режимом. О суше в работах, посвященных палеогеографическим исследованиям, приводятся подробные сведения только относительно площадей, на которых происходило накопление континентальных отложений, сохранившихся до наших дней.

В тех случаях, когда суша на палеогеографических картах показывается на основании данных только о распределении характера морских образований, она обычно фигурирует в качестве неисследованной территории, и никаких данных о ней не сообщается. Такое положение нужно признать, безусловно, неправильным. Если в пределах суши не сохранились континентальные отложения, всегда возможно указать те или иные характеризующие ее сведения.

СУША КАК ОБЛАСТЬ ОТСУТСТВИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

При построении палеогеографических карт весьма часто территории, на которых отсутствуют отложения изучаемого возраста, выделяются в качестве областей, где в это время располагалась суша. Такой метод нельзя считать надежным.

Если отсутствие морских отложений установлено в районах, где в настоящее время располагаются горные сооружения, то указанное утверждение верно лишь в том случае, если есть уверенность о возникновении указанного горного сооружения в предшествующее время. Однако даже и в указанном случае у нас нет уверенности в том, что намеченная суша не перекрывалась морем в последующее время или же что она существовала в пределах всего горного сооружения.

В качестве примера можно указать на следующие материалы.

Известно, что на Северном Кавказе в его западной части в хадумское время отлагались грубозернистые осадки, нередко даже конгломераты у выходов, протягивающихся вдоль Кавказского хребта. Из этого следует, что существование суши, хотя бы в виде островов на месте Кавказского хребта в рассматриваемое время не должно вызывать сомнения. Однако уже в Центральном и Восточном Предкавказье хадумские отложения представлены глинами, по-видимому, глубоководными. Такими же породами хадумские отложения представлены и в Закавказье.

Отсюда следует, что суша в восточной части Кавказского хребта в хадумское время не существовала. Из сказанного следует, что нельзя на основании

только отсутствия осадков того возраста, для которого составляется палеогеографическая карта предполагать сушу на месте районов, где отсутствуют морские осадки. Ее следует обосновать хотя бы данными фациального анализа морских осадков вблизи областей их отсутствия.

СУША, ВЫЯВЛЯЕМАЯ НА ОСНОВЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ОСАДКОВ

Весьма распространено мнение, что если мы при движении от области развития глубоководных отложений переходим к мелководным образованиям, то на небольшом расстоянии следует предполагать сушу. Считается также, что если вблизи зоны отсутствия морских и континентальных отложений распространены глубоководные отложения, то трудно предполагать в этом районе сушу.

На основе указанных положений весьма часто делается ряд неправильных палеогеографических построений в связи со следующими обстоятельствами.

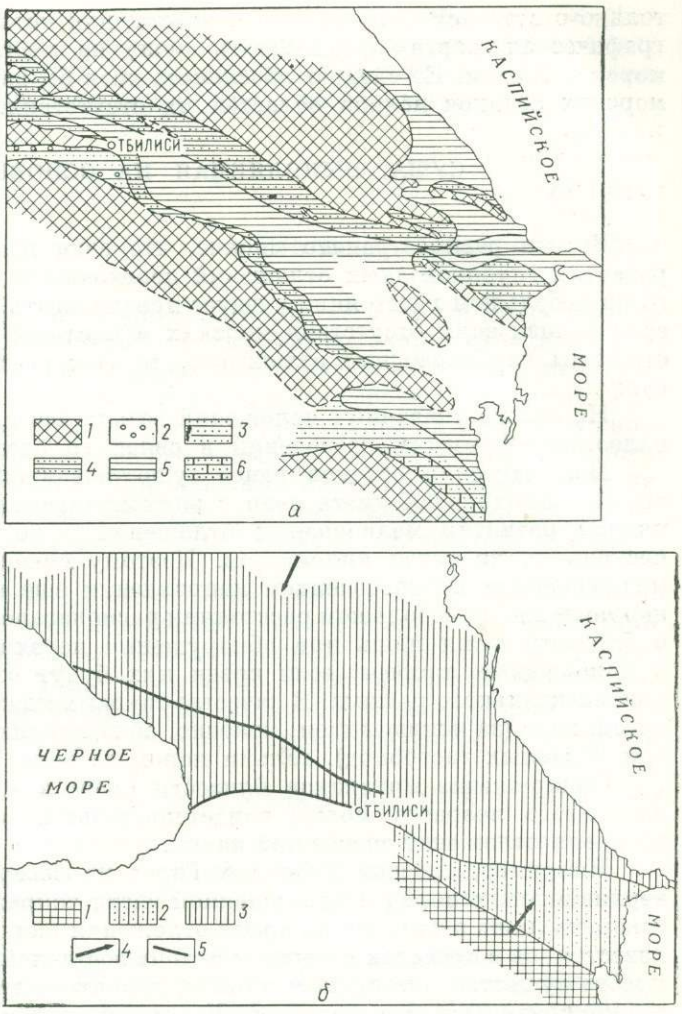
При изучении осадков ранее существовавших бассейнов в большинстве случаев приходится иметь дело с эпиконтинентальными бассейнами, ширина полосы развития мелководных отложений в которых может изменяться от нескольких до сотен километров. Поэтому смена глубоководных отложений мелководными в определенном направлении еще не указывает, что в том же направлении на небольшом расстоянии располагалась суша. Мы можем говорить о близости суши лишь при обнаружении перехода мелководных отложений в прибрежные, причем, если среди них будут отмечены несомненные следы континентального режима. В качестве таковых можно считать остатки наземных организмов (за исключением, конечно, обладающих высокой плавучестью раковин наземных гастропод), гальки пород из более древних образований и др.

Обнаружение признаков близости суши в какой-либо пачке отложений изучаемого возраста может свидетельствовать о существовании ее только во время отложений указанной пачки.

Например, отмечая в Черных Горах на Северном Кавказе наличие галек верхнемеловых пород в определенной части чокракского горизонта, мы можем говорить лишь о том, что во время отложения пачки с гальками верхнемеловых известняков в пределах северного склона восточной части Главного Кавказского хребта существовала суша и притом, вероятно, лишь вблизи распространения пачки с указанными гальками. Учитывая, что между отложениями чокрака и верхнемеловыми известняками залегает мощная толща майкопа, представленная преимущественно глинами, и нижнепалеогеновая толща мергелей, следует считать, что участки суши, образовавшиеся в чокраке в указанной области, были сложены породами майкопа, нижнего палеогена и верхнего мела.

Отсутствие среди отложений чокрака галек майкопских и нижнепалеогеновых пород можно объяснить легкой размываемостью последних по сравнению с известняками верхнего мела, на которых в отдельных разрезах чокракские отложения непосредственно залегают.

Ранее уже указывалось, что если вблизи области отсутствия каких-либо отложений развиты сравнительно глубоководные морские отложения того же возраста, то следует предполагать морские отложения в этой области или, во всяком случае, существование суши на значительном расстоянии от мест развития глубоководных отложений. Это положение может оказаться неверным для приглубной береговой зоны. В самом деле, достаточно нам посмотреть на карту распределения современных осадков в Черном море у берегов Крыма



или Кавказа (см. рис. 128), чтобы в этом убедиться. Вместе с тем, рассмотрение той же карты показывает, что обнаружение мелководных осадков в северо-западной части Черного моря не может свидетельствовать о близости суши в этой области.

Выявить сушу на основании фациального анализа морских осадков не так просто. Рассмотрим следующий пример.

При составлении литолого-палеогеографической карты В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952) показано, что в области юго-восточного Кавказа в верхнемайкопское время существовала обширная суша (рис. 140, *а*). На карте, составленной для того же времени В. В. Белоусовым (рис. 140, *б*), указано отсутствие суши в той же области. При этом важно отметить, что на карте литофации, составленной В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым в качестве обоснования предполагаемой ими суши, показаны пески и глины, протягивающиеся полосой вдоль северного и южного обрамления предполагаемой ими

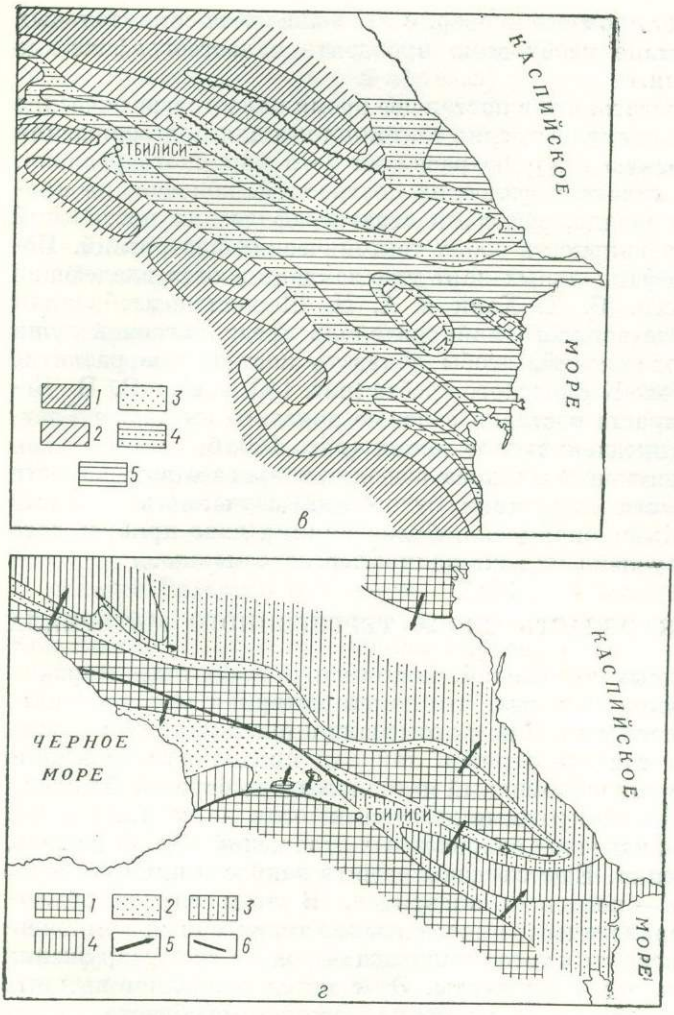


Рис. 140. Литолого-палеогеографические карты.

а — верхнего майкопа (по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову, 1952): *1* — суша; *2* — мелкие острова; *3* — пески и глины; *4* — глины с прослоями песков; *5* — глины; *6* — туфы.

б — верхнего майкопа (по В. В. Белоусову, 1938): *1* — области размыва; *2* — пески и глины; *3* — глины; *4* — направление приноса терригенного материала; *5* — линии ненормального контакта фаций (крупные надвиги).

в — чокракского века (по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову, 1952): *1* — суша с высотами 500—1000 м; *2* — суша с высотами 200—500 м; *3* — пески; *4* — пески и глины; *5* — глины.

г — чокракского века (по В. В. Белоусову, 1938): *1* — области размыва; *2* — пески; 3 — пески и глины; *4* — глины; *5* — направление приноса терригенного материала; *6* — линия ненормального контакта фаций (крупные надвиги).

суши. Следует указать, что песчано-глинистые отложения в верхнем майкопе в Азербайджане на северном склоне Кавказа не обнаружены. Отсутствуют они и на карте, составленной В. В. Белоусовым. Появились указанные полосы на литолого-фациальной карте В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова на основании только предположения о том, что на юго-восточном Кавказе в верхнемайкопское время существовала суша, а поэтому она должна быть окаймлена песчаными отложениями.

Такой метод построения палеогеографических карт, конечно, недопустим, а поэтому следует указать, что на литолого-фациальных картах необходимо строго отличать фактический материал от предполагаемого. Больше того, прежде чем строить какие-либо фациальные карты, необходимо составить карту фактического материала, на которой показать все имеющиеся данные, отмечая при этом материалы, сомнительные в смысле точности установления возраста, от твердо установленных. Впрочем, нужно отметить, что, изучив все

имеющиеся материалы, следует провести проверку для выявления сомнительных материалов, т. е. на этом этапе необходимо проверить палеогеографические стратиграфические построения.

К сожалению, нужно отметить, что в настоящее время палеогеографические построения осуществляются преимущественно тектонистами для подтверждения своих взглядов на тектоническую историю развития того или иного региона. Ожидать же от них анализа стратиграфических построений, конечно, не приходится, так как они, как правило, методами стратиграфических построений не владеют, а доказывают правильность своих тектонических построений. Поэтому в построении литолого-фациальных карт уже закладываются владеющие им предположения. Например, В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов изобразили на литолого-фациальной карте верхнего майкопа вдоль предполагаемой суши полосы песчано-глинистых отложений, чтобы доказать постепенное развитие юго-восточной области Главного Кавказского хребта (рис. 140, а, в), а В. В. Белоусов карту указанного возраста составил с целью доказать инверсию Главного Кавказского хребта в предчокракское время (рис. 140, б, г).

Итак, на основании фациального анализа решение вопроса о возможности существования суши в области отсутствия отложений изучаемого возраста в том случае, если эта область не окаймлена образованиями явно прибрежного характера, всегда будет затруднено или же полностью невозможно.

СУША КАК ОБЛАСТЬ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Наличие крупнообломочных отложений, например, в виде толщ морских галечников не вызывает сомнения в том, что такой материал мог поступать только с расположенной вблизи суши. Как мы отмечали выше (при рассмотрении течений), этот вывод нельзя считать верным, так как продольные береговые течения могли перемещать крупнообломочный материал вдоль береговой полосы на очень большие расстояния, измеряемые десятками, если не сотнями километров. Кроме того, даже при изучении современных отложений трудно решить, откуда появились эти галечники. Еще сложнее решать вопрос о приносе более мелкозернистого материала — песков и алевритов. В этом случае обычно применяется детальное минералогическое исследование терригенных компонентов отложений изучаемого возраста и того комплекса пород, за счет разрушения которых могли образоваться эти компоненты. Этот метод позволяет выявить области денудации, а иногда выяснить могут или нет те или иные области, из уже намеченных ранее, являться сушей, поставляющей терригенный материал.

Для оценки этого метода при решении поставленных задач возвратим к вопросу о суше в восточной части Главного Кавказского хребта.

Детальное изучение минерального состава фракции 0,1—0,01 мм из майкопских отложений в Восточном Предкавказье показало значительное сходство ее с соответствующими фракциями мезозойских отложений, развитых в пределах восточной части Главного Кавказского хребта. На этом основании вопрос о существовании суши в майкопское время в области Главного Кавказского хребта как будто бы разрешался вполне определенно, но появились осложнения.

Фациальный анализ нижнемайкопских образований, развитых в Затеречной равнине, указывает на то, что во время их формирования терригенный материал поступал не с юга, т. е. из области Главного Кавказского хребта, а с востока. Майкопские слои Затеречной равнины и Терской нефтеносной области, в пределах которых находятся Черные Горы и Передовые хребты, весьма близки по минеральному составу. Возможно, что и в Терскую область

терригенный материал в Майкопское время также поступал с востока, что не противоречит данным фациального анализа майкопских отложений в пределах Терской нефтеносной области. Следовательно, где-то восточнее Затеречной равнины следует предполагать сушу очень больших размеров, с которой поступало в майкопское время громадное количество терригенного материала в Затеречную равнину и, возможно, в Терскую нефтеносную область. Однако вопрос о поступлении его в последнюю область остается еще окончательно не решенным, а следовательно, неизвестно и существование суши в области Главного Кавказского хребта.

Важным фактором, свидетельствующим о том, что в майкопское время трудно предполагать сушу в восточной части Главного Кавказского хребта, может служить ранее указанный факт обнаружения среди чокракских отложений верхнемеловых галек. Нам известно, что песчаный материал мог поступать с Кавказа лишь в случае размыва нижнемеловых и юрских отложений, представленных песчаниками и сланцами, в то время как отложения верхнего мела образованы очень мощной толщей известняков.

Рассматриваемый вопрос не может быть решен и на основании имеющихся материалов по майкопским отложениям Закавказья, особенно по нижнемайкопским, поскольку минеральный состав нижнемайкопского песчаного материала не может с полной определенностью свидетельствовать о поступлении его из области Главного Кавказского хребта. В верхнемайкопское время, как уже указывалось, мы можем предполагать отсутствие суши в области Главного Кавказского хребта, во всяком случае, в виде значительно воздымающейся и интенсивно денудируемой суши.

Изучение терригенных пород показало отличие минерального состава чокракских и мезозойских отложений, развитых в области Главного Кавказского хребта.

Это свидетельствует о том, что область денудации, с которой поступал песчаный материал в чокракское время в область Восточного Предкавказья, следует искать не в пределах восточной части Главного Кавказского хребта, а где-то в иной области. К аналогичному выводу мы пришли на основании фациального анализа чокракских отложений, в результате которого область денудации, поставляющую терригенный материал в чокракское время в Восточное Предкавказье, следует наметить к северо-востоку от этой области.

Основываясь на минеральном составе песчаных пород Южного Кобыстана, можно утверждать, что и туда терригенный материал поступал не с Главного Кавказа (это, впрочем, было ясно и на основании фациального анализа).

На основании минералогических исследований и данных фациального анализа можно было наметить в майкоп-чокракское время две области денудации, поставлявшие терригенный материал: одну — к северо-востоку от Восточного Предкавказья, вероятно, в области, занятой современным Каспием, а вторую — к югу от Южного Кобыстана.

Учитывая, что к югу от Кобыстана располагается Малый Кавказ, можно было бы предположить поступление с него песчаного материала в Южный Кобыстан как в майкопское, так и в чокракское время. Однако изучение состава пород, развитых в пределах Малого Кавказа, показало, что минеральный состав отложений майкопа и чокрака, развитых в Южном Кобыстане, различен. Это дало основание предполагать область денудации, расположенную между Южным Кобыстаном и Малым Кавказом; эта область стала называться Ширванской сушей и изображается в виде узкой кордильеры, протягивающейся в кавказском направлении (Хаин, Шарданов, 1952).

Так, на основании минералогических исследований, подкрепленных данными фациального анализа, оказалось возможным выявлять сушу в местах, ныне погруженных и прикрытых молодыми отложениями.

При решении этой задачи были использованы результаты как минералогических исследований, так и фациального анализа.

Если бы мы игнорировали данные фациального анализа, например, при выяснении источника поступления песчаного материала в майкоп-чокракское время в Южный Кобыстан, то, основываясь только на данных минерального анализа, пришлось бы вслед за В. П. Батуриным (1944) предполагать принос его с Русской платформы, для чего нужно было бы строить сложную систему течений, совершенно невозможную с точки зрения гидрологии; если бы мы игнорировали данные минералогических исследований, то пришли бы, как и В. В. Белоусов (1940), к предположению о поступлении песчаного материала в Южный Кобыстан с Малого Кавказа, что в свете приведенных данных также является неверным.

Из сказанного вытекает, что только совместное изучение минерального состава и проведение фациального анализа позволят нам решать такие сложные вопросы, как вопрос об областях сноса терригенного материала.

Рассмотренные примеры выявления областей сноса являются сравнительно простыми, но даже и в этих случаях следует отметить, что, несмотря на приведенные материалы, ряд исследователей поставленные вопросы решают иначе, а именно: песчаный материал в чокракское и майкопское время в Восточное Предкавказье поступал из области Главного Кавказского хребта. Нередко же имеются и более сложные вопросы. Например, на ранее помещенной карте развития полосы песчаных отложений среднемайкопского возраста на Западном Кавказе (см. рис. 125) указывалось, что эта полоса отделена от области Главного Кавказского хребта полосой глинистых отложений, но детальное изучение ее развития показало, что песчаный материал, ее слагающий, поступал из области Главного Кавказского хребта в районе г. Нефтегорска, а затем течением разносился в северно-западном направлении.

Для выяснения указанной палеогеографической обстановки нужно было тщательно проанализировать разрезы всех скважин, пробуренных в Западном Предкавказье.

Также сложно было выяснить и появление песчаного материала субмеридионального простирания в Центральном Предкавказье (Ставрополье) в хадумских отложениях. Как указывалось, было высказано предположение, что песчаный материал поступал из области Главного Кавказского хребта и течением разносился на северо—северо-восток. Однако, если учесть, что хадумские отложения вблизи Главного Кавказского хребта, где предполагается поступление песчаного материала, представлены сравнительно глубоководными глинами, а на севере, в разрезе хадума также отсутствуют песчаные образования, то наличие хадумских песков в Ставрополье объяснить очень сложно. Предполагается, что эти пески представляют собой «останец» от некогда широкой площади развития песчаных отложений, но тогда следует предполагать несогласное залегание майкопских глин, отложившихся до размыва и после него, что доказать очень трудно, располагая только кернами скважин, пробуренных в однообразной толще майкопских глин.

Следует напомнить, что детальное литологическое изучение разрезов майкопских отложений, проведенное ранее В. С. Бабай, а в недавнее время Н. Н. Бакуном, показало, что при детальных исследованиях можно отметить

несогласия значительного диапазона при изучении разрезов, казалось бы, совершенно однообразных глинистых толщ.

В истории изучения полосы песчаных отложений хадумского возраста в Ставрополье, которая была там вскрыта только скважинами, любопытно установить одну деталь. Впервые эта песчаная полоса была вскрыта у оз. Сенгилеевского вблизи г. Ставрополя на Сенгилеевском антиклинальном поднятии, где было установлено небольшое газовое месторождение, получившее название Сенгилеевского, или Ставропольского. Возраст вскрытых газоносных песчаников точно не мог быть установлен. Их считали среднемайкопскими и даже верхнемайкопскими, так как на юге в разрезе у г. Черкесска в майкопской свите песчаники отмечаются только в отложениях среднего майкопа — зеленчукской свите, а севернее р. Малый Зеленчук пески были известны в нижней части верхнего майкопа. В последующее время при разбуривании антиклинального поднятия в районе сел. Рыздвянного было установлено, что в толще, относимой к отложениям майкопа, были обнаружены пески большей мощности и на этом поднятии было установлено крупнейшее газовое месторождение, для которого в отличие от более южного месторождения автором настоящей работы было предложено название Северо-Ставропольского газового месторождения.

Увеличение мощности песчаных отложений в Ставрополье с юга на север дало основание предполагать возможность открытия еще более крупных месторождений в районе развития Красноармейских антиклинальных поднятий, расположенных северо-западнее Северо-Ставропольского месторождения. Однако разбуривание указанных поднятий показало, что в месте их расположения отсутствуют пески даже небольшой мощности.

Рассмотренный пример показывает, что палеогеографическая обстановка бывает настолько сложна, что прогнозирование песчаных отложений в областях развития глинистых толщ может натолкнуться на ряд неожиданных открытий. Этот факт также свидетельствует о необходимости детальнейших исследований разрезов мощных глинистых толщ, типа майкопских, так как обнаружение в этих разрезах перерывов может указывать, что обстановка в областях их развития не так проста.

Рассмотрим еще один пример сложности выявления условий осадконакопления в области закрытых территорий.

При изучении нижнепалеогеновых отложений в Центральном Предкавказье (Ставрополье) было установлено, что ниже верхнеэоценовых образований, представленных мергелями, была обнаружена мощная, свыше 800 м, песчаная толща, получившая название надзорненской, которая залегает на мергелях палеогена или известняках верхнего мела. К югу эта толща замещается глинами и мергелями, к востоку и западу они замещаются преимущественно мергелями, а на севере, на толще метаморфизованных пород палеозойского возраста залегают маломощные, преимущественно глинистые осадки нижнего палеогена. Невольно возникает вопрос, который решить не так просто, а именно, откуда в Центральное Предкавказье поступал песчаный материал, слагающий надзорненскую толщу. Конечно, можно предположить, что он поступал с любой стороны в результате того, что песчаные толщи, ранее развитые, например, на юге или на востоке на палеогеновых мергелях и глинах, были полностью размыты и снесены к северу или к западу, а затем как на мергелях и глинах, подстилающих песчаную размытую толщу в южной или восточной области Ставрополья, так и на песчаной надзорненской толще Центрального Ставрополья отложились мергели, возраст которых может быть точно сопоставлен с возрастом верхней части мергелей, развитых в южной и восточной частях Ставрополья.

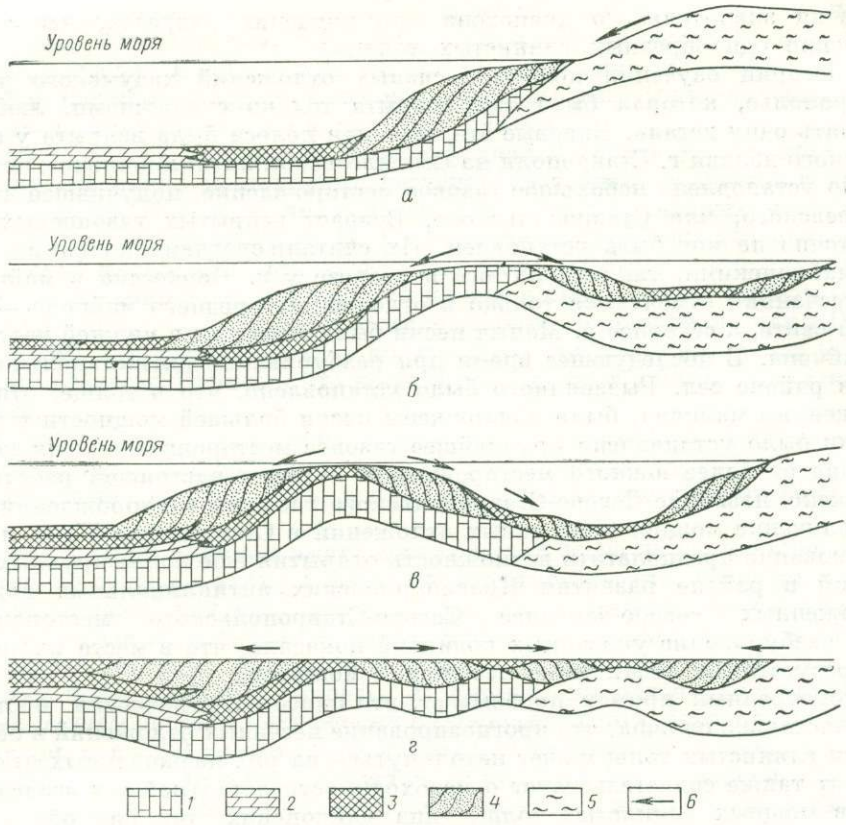


Рис. 141. Схема миграции терригенных отложений в результате волнообразно поступательных движений.

а — начальная стадия накопления осадков; *б* — перемещение терригенных отложений в первую стадию волнообразно поступательных движений; *в* — перемещение терригенных отложений во вторую стадию волнообразно поступательных движений; *г* — современный фациальный профиль. *1* — известняки; *2* — мергели; *3* — глины; *4* — пески; *5* — метаморфизованная толща песчано-глинистых пород; *6* — направление сноса кластического материала.

Ввиду несовершенства установления возраста можно предполагать одинаковый возраст как мергелей и глин подстилающих надзорненскую толщу Центрального Предкавказья, так и отложений, подстилающих верхнюю пачку мергелей в восточной и южной частях Ставрополья.

Таким образом, создается впечатление, что во всех трех областях Ставрополья — Центральной, Южной и Восточной мы наблюдаем сплошные, без перерыва разрезы нижнепалеогеновых отложений, хотя в действительности или в Южной, или в Восточной области имеются перерывы, нами не замеченные, которые представляют собой стратиграфическую щель, через которую переместилось огромное количество терригенного, иногда сравнительно грубообломочного, материала.

Это еще один из конкретных примеров, показывающих, что фациальный анализ, казалось бы, проведенный достаточно тщательно, может привести к грубым ошибкам.

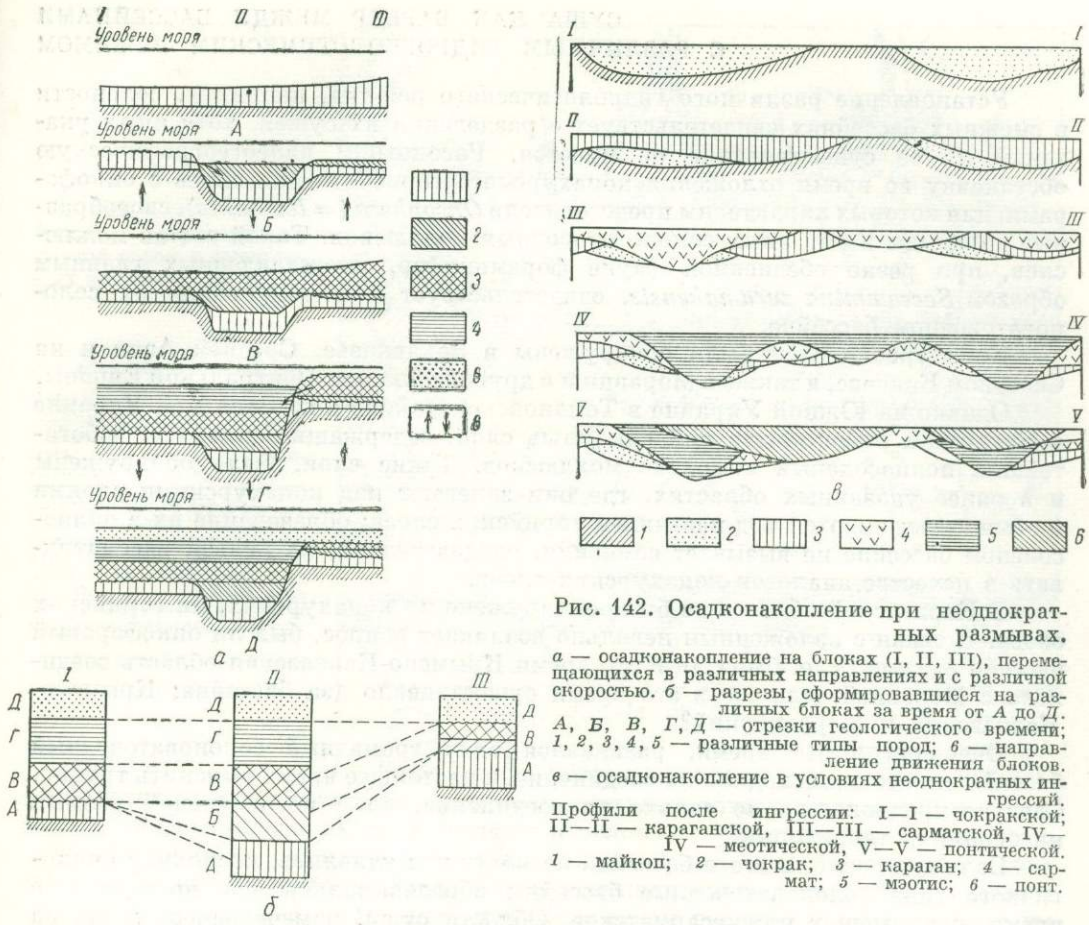


Рис. 142. Осадконакопление при неоднократных размывах.

а — осадконакопление на блоках (I, II, III), перемещающихся в различных направлениях и с различной скоростью. *б* — разрезы, сформировавшиеся на различных блоках за время от *А* до *Д*. *А, Б, В, Г, Д* — отрезки геологического времени; *1, 2, 3, 4, 5* — различные типы пород; *6* — направление движения блоков. *в* — осадконакопление в условиях неоднократных ингрессий. Профили после ингрессии: I—I — чокракской; II—II — караганской, III—III — сарматской, IV—IV — меотической, V—V — понтической. *1* — майкоп; *2* — чокрак; *3* — караган; *4* — сармат; *5* — мэотис; *6* — понт.

Нужно, однако, указать, что образование мощной песчаной толщи, которая в направлении вероятного поступления песчаного материала как будто фациально замещается глинами, может трактоваться следующим образом. В практике изучения складок было замечено перемещение волнообразных структур, в определенном направлении которых образуются впадины, также перемещающиеся, в последние сносится размываемый на поднятиях материал.

Благодаря перемещению в определенном направлении как поднятий, так и впадин изменяет положение и неоднократно перемываемый кластический материал. В результате, как это видно на конечном профиле IV, песчаные отложения в направлении области сноса фациально замещаются глинами. Ранее был рассмотрен перенос, нередко огромных количеств кластического материала внутри области седиментации в результате перемещения в определенном направлении волнообразного воздымания (рис. 141). Однако, по-видимому, гораздо более часто перенос кластического материала происходит в результате неодинакового вертикального движения отдельных блоков (рис. 142). В случае, если будет наблюдаться постепенное опускание блоков в определенном направлении, то тогда в этом направлении можно предполагать перемещение громадных толщ кластических осадков.

СУША КАК БАРЬЕР МЕЖДУ БАССЕЙНАМИ С РАЗЛИЧНЫМ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Установление различного гидрологического режима, например, солености в смежных бассейнах свидетельствует о разделении их сушей, хотя иных указаний на ее существование не имеется. Рассмотрим палеогеографическую обстановку во время отложения коцахурского горизонта или слоев с онкофорами, для которых характерны представители *Oncophora* (= *Rzehakia*), своеобразные кардииды и ряд иных солоноватоводных моллюсков. Такой состав моллюсков, при резко обедненной фауне фораминифер, представленных главным образом *Saccammina zuramakensis*, свидетельствует о формировании их солоноватоводном бассейне.

Коцахурские слои были обнаружены в Закавказье, Средней Азии и на Северном Кавказе, а также в Моравии и в других областях Центральной Европы.

Однако на Южной Украине в Томановском районе и на Западной Украине в Бугачском районе были найдены лишь слои, содержащие онкофоры и богатейший полносоленый комплекс моллюсков. Такие слои, были обнаружены и в ранее указанных областях, где они залегают над коцахурскими слоями и обычно выделяются под названием горийских слоев; образование их в полносоленом бассейне не вызывает сомнения, следовательно, их нельзя рассматривать в качестве аналогов коцахурских слоев.

В Карпатской области не было обнаружено ни коцахурских, ни горийских слоев. В связи с изложенным невольно возникает вопрос, был ли онкофоровый бассейн единым, т. е. была ли в это время Крымско-Кавказская область соединена с Моравией, или же в это время существовало два бассейна; Крымско-Кавказский и Моравийский?

Очевидно в это время, развивался один громадный солоноватоводный бассейн, но где происходило их соединение, в настоящее время выяснить трудно. Следует предполагать не только их соединение, но и последующий размыв на огромной территории.

Большие размеры этого бассейна не могут нас удивлять, поскольку аналогичного типа солоноватоводные бассейны образовывались и в последующее время, например, в нижнесарматское. Области суши, намечающиеся лишь на основании разного гидрологического режима в смежных бассейнах, весьма часто выделяются на палеогеографических картах, составленных для отдельных этапов развития неогеновых бассейнов, бассейнов юга Советского Союза (Жижченко, Колесников, Эберзин, 1940).

ГЛАВА II

Характер суши

При палеогеографических исследованиях нередко основное внимание уделяется изучению осадков, формировавшихся в морских бассейнах. Континентальные отложения для решения важнейших теоретических и практических вопросов палеогеографии не менее важны, чем морские осадки. Однако в настоящей работе континентальным отложениям уделяется очень мало внимания. Причиной этого является прежде всего то, что морские осадки — это осадки, к которым приурочено подавляющее большинство нефтяных и газовых месторождений. Кроме того, автору настоящей работы не приходилось работать

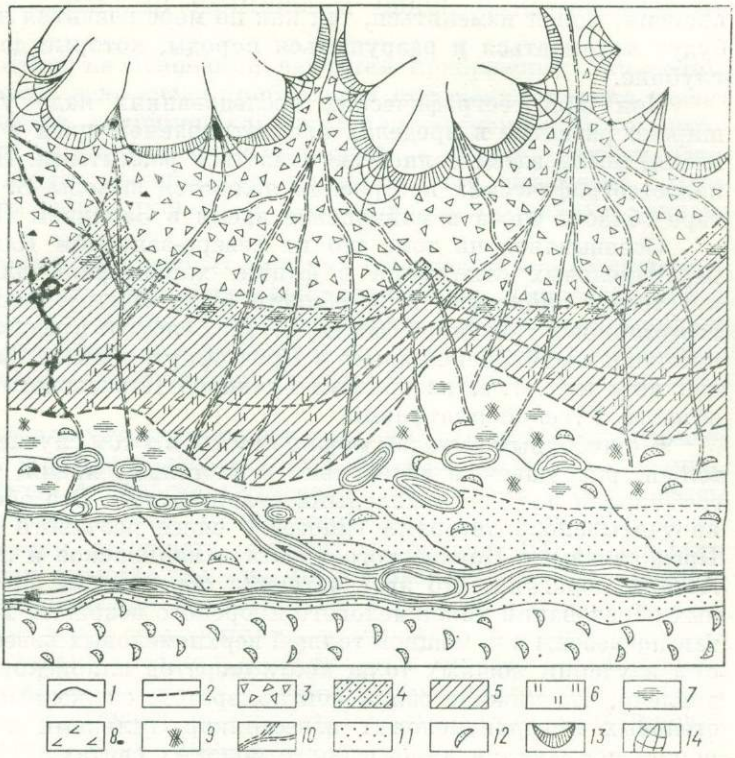


Рис. 143. Схема соотношения ландшафтных поясов и зон в предгорных впадинах (по В. И. Попову, 1963, упрощенно).

1 — границы поясов и зон; *2* — границы зон и подзон; *3* — щебневые и галечные осадки; *4* — лёссовидные осадки с песком; *5* — лёссовидные мелкоземы; *6* — луга; *7* — болота; *8* — гипсоносные осадки; 9 — соленосные осадки; *10* — веерный аллювий (гравий, песок, алевриты); *11* — аллювиальные пески и алевриты; *12* — эоловые пески алевриты; *13* — колювиальные шлейфы; *14* — солевой комплекс (валунно-щебневые и гравийно-песчаные осадки).

в областях преимущественного развития континентальных отложений и проводить исследования по их стратиграфии и условиям образования. Можно отметить, что область изучения континентальных осадков исключительно сложна и расшифровка генезиса различного типа континентальных отложений решается в различных районах по-разному и даже в одном районе, для одних и тех же отложений предлагаются решения, самые различные. Для того чтобы показать сложность, а часто просто невозможность разобраться в генезисе различного типа континентальных отложений, приведем схему соотношений различного типа осадков в предгорных впадинах (рис. 143).

Если принять во внимание, что эта схема упрощена и эти осадки бесконечно перемывались и вновь отлагались, то невольно возникает трудность при изучении истории формирования различного типа континентальных отложений, от которых остаются только отдельные участки.

Ограничимся изучением суши только с целью выяснения состава пород, ее слагающих, рельефа, размеров и климатических условий, характерных для определенного геологического периода.

Конечно, иначе обстоит дело с изучением четвертичных континентальных отложений, исследование которых позволяет нам воссоздать детальную картину развития Земли в один из самых ее сложных этапов.

СОСТАВ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ СУШУ

Судить о составе пород, слагающих сушу в тот или иной геологический период времени, можно на основании изучения крупнообломочного материала. Материал, сносимый с суши, существовавшей на протяжении длительного

времени, может изменяться, так как по мере развития денудации в ее пределах будут вскрываться и разрушаться породы, которые до этого были скрыты на глубине.

При палеогеографических исследованиях надо учитывать, что породы, широко развитые в пределах рассматриваемой суши в прежние геологические эпохи, могли затем полностью оказаться размытыми. Примером неправильных палеогеографических построений являются выводы В. В. Белоусова о характере области сноса в майкопское время в Западном Предкавказье.

Основываясь на том, что на северо-западном Кавказе не было найдено верхнемеловых отложений в фации, характерной для Русской платформы, а в толще майкопа в этой области были обнаружены глыбы верхнемеловых известняков в указанной фации, В. В. Белоусов предположил, что терригенный материал в майкопское время в Предгорную область Западного Кавказа поступал не с юга, т. е. из области Главного Кавказского хребта, а с севера, из области Русской платформы.

К ошибочным выводам можно прийти и в том случае, если не учитывать, что толщи, разрушаемые интенсивно в настоящее время, могли быть раньше погребенными под более молодыми отложениями. Это обстоятельство, например, не учитывалось авторами гипотез о сносе песчаного материала в Восточном Предкавказье с Кавказского хребта в майкопское и среднемиоценовое время. Авторы полагали, что этот материал образовался за счет разрушения песчаных образований нижнемелового и юрского возраста, хотя в то время они были там погребены под мощной толщей верхнемеловых известняков. Действительно, при изучении мощных толщ конгломератов плиоценового Кавказа было установлено, что нижние свиты конгломератов, сложенные гальками только палеогеновых и верхнемеловых известняков, гальками нижнемеловых и юрских пород, появляются лишь в более молодых свитах.

Из изложенного вытекает, что о характере пород, слагающих сушу в какой-либо период времени, не всегда можно судить на основании данных о составе пород, развитых там в настоящее время.

Поэтому палеогеографические карты, составляемые для предполагаемых участков суши, существовавшей в разные периоды времени, могут резко отличаться друг от друга и от геологической карты этих участков. Современная геологическая карта, например Кавказа, с которой сняты все отложения после чокракского возраста, не будет представлять собой палеогеографическую карту Кавказа чокракского возраста. Восточный Кавказ, если и выступал из-под уровня моря в чокракское время в виде отдельных участков суши, то представлял собой область развития верхнемеловых известняков и более молодых образований.

Из этого факта не следует делать вывода о том, что Центральный и Западный Кавказ также представляли собой сушу, в пределах которой верхнемеловые известняки являлись древнейшими образованиями. Этому противоречит нахождение гальки гранитов в Северной Осетии по р. Уруху в верхней части чокрака. Западнее, в Центральном Кавказе, в материале, несомненно сносимом в чокракское время из области Главного Кавказского хребта, наблюдается большое количество андалузита, что свидетельствует о разрушении уже в это время развитых там андалузитовых сланцев. В районах, расположенных еще западнее, сравнительно древние толщи, во всяком случае, нижнемеловые, а возможно, и юрские обнажались и интенсивно разрушались, начиная с палеогенового времени. Об этом свидетельствует большое количество песчаного материала, сносимого в указанное время с Главного Кавказского хребта.

Судить о рельефе суши на основании изучения прибрежных отложений, казалось бы, весьма просто, если среди прибрежных отложений широко развит крупнообломочный материал, например, глыбовый или галечниковый, то можно предполагать достаточно расчлененный рельеф суши, а если указанный материал отсутствует, то следует предполагать плоскую сушу, незаметно возвышающуюся над уровнем моря. Однако в действительности картина иногда оказывается сложнее.

На основании изучения прибрежных морских отложений можно составить ясное представление лишь о рельефе береговой полосы суши. При очень общем невысоком уровне ее, при достаточно обрывистом береге и значительном уклоне дна моря в прибрежной части вполне возможно накопление большого количества глыбового и галечникового материала (при условии, что берега были сложены твердыми породами).

В качестве весьма вероятного примера образования галечников при невысоком и слабообостренном рельефе можно привести верхнесарматские галечники, окаймляющие выступ суши в области Ставропольского плато. Все вершины современных возвышенностей в области Ставропольского плато сложены среднесарматскими отложениями, мощности которых не больше 100 м. Отметки этих возвышенностей, как правило, не превышают нескольких сотен метров. Если бы в прежние геологические эпохи рельеф в области Ставропольского плато был более обострен, чем в современную, то, вероятно, полному разрушению подверглись бы не только среднесарматские, но и гораздо более древние отложения. В настоящее время в области Ставропольского плато вскрыты лишь верхнемайкопские слои, отделенные от среднесарматских отложений толщей нижнего сармата мощностью около 100—150 м.

Следовательно, галечники не всегда могут служить показателем высокого и обостренного рельефа суши. Если галечники состоят из пород, выходы которых находятся на значительном расстоянии от места, где они были обнаружены, то в этих условиях можно предполагать достаточно высокий и обостренный рельеф суши.

Для решения вопроса о рельефе суши для какого-либо периода времени необходимо иметь ясное представление о ее геологии в этот же период времени.

Кроме того, очень ценный материал о рельефе суши могут дать наземные организмы, захороненные среди морских осадков. Например, обнаружение гиппарионовой фауны в плиоценовых отложениях может указывать на широкое развитие в ландшафте суши степных пространств. Ценные представления о ландшафте, конечно, могут дать и другие группы организмов. Так, например, находки в чокракских отложениях Центрального Предкавказья в Черкесском районе *Platybelodon danovi* В о г., *Dicerorhinus caucasicus B* о г. и *Paruchitherium karpinskii* В о г. свидетельствуют о том, что кавказские берега в чокракское время были низменные, покрытые болотами. Эти же находки указывают на связь кавказской суши с основными материками, так как в противном случае было бы невозможно проникновение на Кавказе перечисленных наземных млекопитающих.

Данные о наземных организмах вообще могут являться наиболее надежными для суждения о связи выявляемых участков суши между собой. Обнаружение, например, гиппарионовой фауны в Крыму, несомненно, свидетельствует о соединении суши, располагавшейся в сарматское время в области современного Крыма, с основными континентами.

В последние годы при суждении о рельефе выделяемых на палеогеографических картах участков суши большое значение придают спорово-пыльцевым комплексам, обнаруживаемым в морских осадках. Например, если отмечаются споры и пыльца, характерные для субтропической растительности, а также хвойных лесов и степей, то, как правило, предполагается, что такой комплекс указывает на высокогорный рельеф предполагаемой суши, на которой выделяется низменный пояс, заселенный субтропической флорой, выше — пояс хвойных лесов, а над ним — пояс альпийских лугов.

Такая трактовка указанных комплексов, являющихся обычными, как правило, неверна. Смешение комплексов из различных растительных поясов гораздо легче объяснить приносом спор и пыльцы из областей, часто весьма отдаленных, где господствуют различные климатические условия, чем приносом из расположенного вблизи небольшого участка суши, на которой следует предполагать указанные выше растительные пояса, расположенные друг над другом. При этом важно отметить, что в ряде случаев такие высокогорные участки суши намечаются нередко там, где при более углубленных палеогеографических исследованиях вообще никакой суши предполагать нет оснований.

Поэтому нужно неоднократно проверять заключения о рельефе суши, основанные на данных анализа спорово-пыльцевых комплексов.

Безусловно, ценные данные как о рельефе суши, так и о размерах можно получить на основании изучения дельтовых отложений. Зная, что крупные реки, имеющие обширные дельты с мощными толщами мелкообломочного материала (илов, алевритов и частично песков), могли развиваться лишь в условиях обширных низменностей, можно предполагать такие низменности в пределах суши, располагавшейся вблизи районов дельтовых отложений указанного типа.

Если дельтовые отложения представлены галечниками, как, например, дельта р. Чорох, то горный рельеф суши нужно предполагать не где-то в отдалении от береговой линии, а вблизи нее.

Интересным примером выяснения высоты ранее существовавшей суши и даже скорости потоков, стекающих с нее, являются исследования А. В. Хабакова (1948), который на основании изучения артинских галечников пришел к следующему выводу.

«Установленный градиент убывания размеров галек (4,3—4,4 $см^3$/1км в такой фациальной обстановке указывает на отложение галечников в условиях многоводных быстрых, но коротких горных рек и дельт. Рассчитанные отсюда вековые средние скорости потоков артинского времени должны были быть близки к 2—3 м/с, а при данном распределении убывания размеров галек соответственные уклоны русел близки к 0,04. По составу галек и расположению первоисточников размыва определилась предельная длина данного бассейна истоков артинского времени (от 50 до 90 км, средняя — 72 км).

При такой вероятной длине и уклонах русел потоков, отлагавших артинские конгломераты, может быть оценена вероятная высота Уральских Альп артинского времени: 72 км $\times$ 0,04 = 2,880 км над уровнем моря (с возможными различиями высот от 700—900 до 2000—3000 м).

Расчеты высот ранее существовавших горных сооружений, проведенные А. В. Хабаковым, представляются принципиально правильными, но только всегда нужно иметь в виду, что все они должны относиться лишь ко времени формирования артинских конгломератов, но ни в коем случае, вообще, к артинскому времени.

Попытки определения высот ранее существовавших участков суши проводились и другими исследователями, например, В. Е. Хаиным и А. Н. Шар-

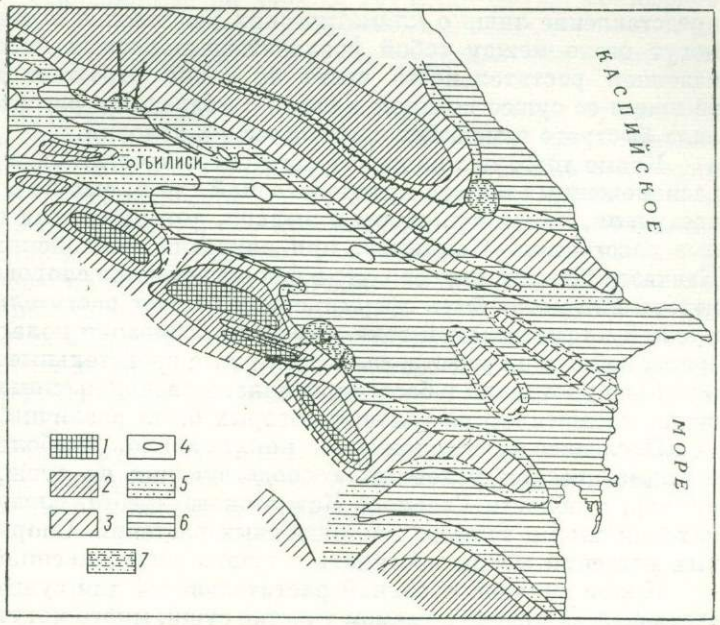


Рис. 144. Палеогеографическая карта хадумского века (по В. Е. Хаину и А. Н. Шарданову, 1952).

1 — суша с высотами 500—1000 м; *2* — суша с высотами 200—500 м; *3* — суша с высотами до 200 м; *4* — мелкие острова; *5* — пески и глины; *6* — глины; *7* — участки дельтовых выносов.

дановым (1952). На палеогеографической карте, составленной указанными исследователями для хадумского века (рис. 144) в области восточной части Главного Кавказского хребта и в некоторых районах Закавказья, показаны участки суши с отметками от 500 до 1000 м, от 200 до 500 м и др. Попытка определения рельефа предполагаемых участков суши, конечно, интересна, но она была проведена для области, относительно которой даже не решен вопрос, существовала ли она вообще.

Все приведенные материалы об определении рельефа ранее существовавших участков суши свидетельствуют о том, что задача выяснения рельефа древних участков суши является исключительно трудной, требующей комплексного подхода при решении. Ее можно решать лишь для очень ограниченных промежутков геологического времени, а не для времени отложения целых отделов, ярусов или подъярусов.

В заключение остановимся на вопросе о размерах суши, особенно тех ее участков, которые рассматриваются в качестве областей сноса терригенного материала в бассейны седиментации.

На палеогеографических картах обычно указываются в качестве суши только участки, не покрывавшиеся морем на протяжении всего времени, для которого составлена та или иная палеогеографическая карта.

Поэтому области суши и области денудации всегда показываются значительно меньшими, чем они были в действительности в тот отрезок времени, для которого составлена данная палеогеографическая карта.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Наиболее ясное представление о климатических условиях в пределах суши можно составить на основании изучения остатков наземной растительности. Нельзя, однако, ограничиваться этими данными, так как, во-первых, остатки наземных растений нечасто встречаются, во-вторых, по ним можно составить

представление лишь о климатических условиях в отдельных районах, которые могут резко между собой различаться в разных частях суши и, в-третьих, наземная растительность часто не точно отражает климатические условия во время ее существования в связи с медленным расселением, особенно в условиях быстрого изменения климатических условий.

Кроме того, нахождение растительных остатков в морских осадках, даже расположенных вблизи предполагаемой суши, еще не доказывает, что они с нее поступали, например, споры и пыльца, которые могли переноситься на громадные расстояния. Например, при изучении майкопских отложений Северного Кавказа было установлено, что в них встречаются спорово-пыльцевые комплексы, которые не могут быть сформированы за счет растительности, произрастающей в одной климатической зоне. Это дало основание полагать, что или на рассматриваемой суше существовали различные растительные пояса или же что споры и пыльца поступали в бассейн из далеко расположенных друг от друга участков суши, климатические условия которых были различны.

Последнее предположение, как правило, наиболее вероятно, и поэтому о климатических условиях, господствующих на суше, располагающейся, например, в области Главного Кавказского хребта, следует судить на основании находок спор и пыльцы теплолюбивых растений. Споры и пыльца холодолюбивых растений могли поступать с суши, расположенной далеко на севере.

Кроме анализа наземной растительности для суждения о климате, господствующем на предполагаемом участке суши, много могут дать и сведения о существовавшей там наземной фауне, а также и данные о температурном режиме вод бассейна в районах, к ней примыкающих.

Кроме анализа наземной фауны, ценные данные о климате суши могут быть получены и при изучении отложений, образующихся в более или менее обособленных участках бассейна, примыкающего к данной суше. Если в них происходило отложение гипсов или каменной соли, то, следовательно, для рассматриваемого времени в пределах суши господствовал аридный климат, а если, наоборот, в таких участках бассейнов шло накопление пресноводных осадков — то гумидный климат. Необходимо при этом отметить, что для установления хотя бы приблизительного контура таких обособленных участков бассейна не обязательна реконструкция всех деталей в распределении суши и моря для какого-нибудь краткого отрезка времени. Во-первых, это представляет, как правило, очень трудно разрешимую проблему, а во-вторых, для суждения о климатических условиях в пределах суши нам совершенно достаточно установить в разрезах слои гипсов или, наоборот, пресноводные отложения. Нужно лишь помнить, что формирование пресноводных отложений может происходить и в условиях аридного климата в местах поступления пресных вод из областей, расположенных за контурами господства аридного климата.

Ценные данные о климатических условиях в пределах суши могут быть получены и при литологических исследованиях (Ренгартен, 1972). На разработанных методах проведения таких исследований мы останавливаться не будем.

Нередко ценные материалы для суждения о климате могут быть получены при изучении характера различных химических соединений, сносимых с суши в виде растворов или коллоидов. В этом отношении, например, показателен снос в среднеплиоценовое время в киммерийский бассейн из области Украинского щита огромного количества соединений железа. Это позволяет допустить, что в области Украинского щита в среднеплиоценовое время господствовали условия, характерные для влажного теплого климата. Указанное предположение вполне согласуется и с предположениями о температурном режиме вод

киммерийского бассейна, основанными на данных изучения фауны моллюсков этого бассейна, а также на данных изучения спорово-пыльцевых комплексов наземной растительности, обнаруженных в морских образованиях киммерийского возраста.

Не останавливаясь на рассмотрении вопроса о характеристике суши даже при отсутствии осадков, формировавшихся на ней, мы видим, что составить представление о ее характере, и притом довольно полное, можно на основании изучения лишь морских осадков, отлагавшихся на небольшом от нее расстоянии.

Однако следует особо подчеркнуть, что при изучении осадков в открытых морях, например в Охотском или Японском, и в океанах трудно составить представление о формировании их хотя бы в аридном или гумидном климате. Различный характер элементов, растворенных в водах, поступающих в открытые бассейны и в океаны из областей господства гумидного или аридного климата, не может сказаться на характере морских осадков, так же как не может повлиять на их характер неоднородный состав выносимого кластического материала.

По этому вопросу существуют различные мнения, но не ясно, какими конкретными признаками можно руководствоваться для различия осадков, формирующихся в океанах в аридной и гумидной областях.

ГЛАВА III

Палеогеографические карты

Известно, что месторождения полезных ископаемых осадочного происхождения, как, например, марганцевые и железные руды, бокситы, фосфориты, нефть, горючие газы и месторождения иных полезных ископаемых, связаны с определенного типа породами, формирующимися в различных условиях. Поэтому понятно, что выявление площадей, на которых развиты различные породы, исключительно важно и в первую очередь для решения поставленной задачи. Однако палеогеографические карты составляются не только для решения таких конкретных задач, как поиски полезных ископаемых. Карты строятся и для решения вопросов о тектоническом развитии той или иной территории, о распределении суши и моря в отдельные, более краткие промежутки геологического времени, для выявления распределения климатических поясов в то или иное геологическое время и др.

В связи с изложенным понятно, что палеогеографические карты крайне различны и по своему масштабу и по характеру материала, который на них показан.

ТИПЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

До настоящего времени не существует единого мнения о том, что следует понимать под названием «палеогеографические карты», «литологические карты», «фациальные карты» и «литолого-фациальные карты», или «карты литофаций», которые все являются в какой-то мере палеогеографическими картами, так как все они в той или иной мере отражают распределение условий осадконакопления в определенный промежуток времени. Ряд исследователей, например В. Д. Наливкин (1953), считают возможным различать следующие типы карт: палеогеографические, фациальные и литологические (петрографические). Он

пишет: «На петрографических (литологических) картах изображается изменение петрографического состава пород, обычно без учета условий образования этих пород. На палеогеографических картах изображаются условия и географическая обстановка отложений осадков и отсутствует характеристика самих осадков (пород). На картах фаций показывается как петрографический состав осадка (пород) и характерный комплекс фауны, так и условия отложения этого осадка» (стр. 157).

Другими исследователями в понятие «палеогеографическая карта» и «литологическая карта», вкладывается иной смысл. Большинством исследователей в настоящее время под названием «палеогеографических карт» понимаются такие карты, на которых показывается распределение суши и моря, а также различного типа отложений на всей изучаемой территории вне зависимости от того, имеется ли для того или иного района достаточно фактического материала. Нередко на так называемых «литологических картах» показываются осадки только в тех районах, в которых для этого имеется достаточно данных.

Кроме фациальных данных, приводимых на картах, весьма часто указывается и распределение мощностей осадков в виде линий равных мощностей, называемых изопахитами. Составляются и карты мощностей с изолиниями мощностей, или же с особыми условными обозначениями. В настоящее время обычно не делается четкого подразделения между литолого-фациальной, фациальной и литологической картами. На всех картах палеогеографического характера фация осадков в основном определяется их литологией.

Ряд литологических типов пород, показываемых на литологической карте, объединяется в качестве пород, формирующихся в одних и тех же условиях, например, в мелководных, прибрежных или относительно глубоководных условиях, но такая их группировка, хотя в общем и желательна, всегда будет являться в значительной мере условной. Если на карте эта группировка не проведена, то она должна называться литологической картой, а не литолого-фациальной, или картой литофаций.

На основании изложенного можно различать следующие карты, составляемые при палеогеографических исследованиях:

1) литологические, на которых показано только распределение литологических типов пород и притом лишь в тех районах, где для этого имеется достаточно фактического материала; 2) литолого-фациальные, на которых, кроме литологии пород, условными обозначениями (обычно краской) показываются и условия формирования пород; 3) фациальные, где указываются только области развития пород, формировавшихся в различных условиях; 4) собственно палеогеографические, которые должны иллюстрировать распределение и характер суши и морей, направления сноса терригенного материала, размещение фаций в бассейнах, литологические типы пород, т. е. весь материал, наиболее полно отражающий распределение ландшафтов; 5) мощностей.

Данные о мощностях (изопахиты) могут быть нанесены на любую из перечисленных выше карт.

ЗАДАЧИ, СТОЯЩИЕ ПЕРЕД ГЕОЛОГАМИ-НЕФТЯНИКАМИ, ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Для геологов-нефтяников важно на палеогеографических картах наиболее полно и наиболее четко отразить распределение пород: 1) могущих являться хорошими коллекторами для нефтей и газа; 2) непроницаемых толщ, покрывающих и разделяющих коллекторы; 3) могущих являться нефте-газоматеринскими.

Для выяснения каждого из поставленных вопросов должен быть собран соответствующий более или менее специфический материал и решен ряд вопросов. Например, при выявлении районов распространения песков, могущих явиться коллекторами нефти и газов, должны быть выявлены: 1) направления, в которых наблюдается уменьшение или увеличение количества и мощности песчаных отложений, и 2) закономерности изменения их гранулометрического состава.

Необходимость решения поставленных задач влечет за собой выявление источников сноса обломочного материала, распределение течений, областей возможного их накопления и прочих сложных вопросов.

То же самое можно сказать и относительно толщ, рассматриваемых в качестве покрышек, которые могут быть различными для нефтяных и газовых месторождений, так как некоторые толщи, являющиеся покрышками для нефтяных месторождений, не могут быть таковыми для газовых месторождений.

Для выявления надежных покрышек, в первую очередь мощных толщ хорошо отсортированных глин, толщ галогенов и в ряде случаев известняков и мергелей нужно знать палеогеографическую обстановку. Так, например, толщи глин, выдержанные по простиранию, могут формироваться главным образом в относительно глубоководных условиях и вдали от береговой линии, то же самое относится к толще известняков. Галогенные осадки формируются только в специфической палеогеографической обстановке, которую, конечно, нужно установить.

Для выявления нефтегазоматеринских или нефтегазопроизводящих свит, если придерживаться термокаталитической гипотезы происхождения нефти и газа, считается необходимым провести детальное изучение содержащегося в них органического вещества, выяснить историю тектонического развития изучаемой площади с целью установления глубины, на которую погружались в прошлом предлагаемые нефтегазопроизводящие отложения и ряд иных вопросов.

Нужно, однако, отметить, что, во-первых, термокаталитическая гипотеза происхождения нефти и газа не может рассматриваться в качестве достаточно обоснованной, и, во-вторых, критерии выделения недозрелых, зрелых и перезрелых нефтегазопроизводящих отложений на основании изучения органического вещества так и не удалось разработать. При выявлении нефтегазопроизводящих отложений с точки зрения диагенетической гипотезы основное внимание следует уделять не изучению органического вещества, а геохимическим условиям формирования изученных отложений, среди которых особое внимание следует обратить на окислительно-восстановительные условия.

Для геологов-нефтяников исключительно важно и выявление истории тектонического развития с целью решения вопроса о времени формирования структур, в которых могут накапливаться и сохраняться нефти и горючие газы. Поэтому вопросы о времени складчатости и ее простирании в различные геологические периоды, время интенсивного проявления диктиогенеза и другие вопросы истории тектонического развития той или иной территории — основные задачи, стоящие перед геологами-нефтяниками.

Палеогеографические карты должны представлять собой карты прогнозов полезных ископаемых. Однако геологи-нефтяники под картами прогноза перспектив газонефтеносности обычно понимают карты, на которых показаны площади «высокоперспективные», «перспективные», «малоперспективные» или «бесперспективные».

Составление палеогеографических карт любого типа начинается с изучения разрезов и сопоставления их между собой. Если эта предварительная работа будет проведена недостаточно тщательно, то ошибки, в ней допущенные, даже если они не являются грубыми, пагубно отразятся на палеогеографических картах. Если разрезы, взятые за основу при составлении палеогеографических карт, сопоставлены в какой-то мере условно, а в дальнейшем окажется, что расчленение тех или иных разрезов следует трактовать как-то иначе, то следует переместить стратиграфические границы в тех интервалах, где это допустимо, а не там, где эти границы совершенно твердо установлены.

Поэтому нередко приходится, после нанесения данных на карту и проведения первых контуров распространения того или иного типа отложений и изолиний мощностей, снова возвращаться к пересмотру расчленения разрезов и сопоставления их между собой.

Первый этап составления палеогеографической карты заключается в нанесении на карту всех данных о литологии пород, проведении границы, разделяющей районы распространения определенных типов пород и изолиний мощностей. Такие карты следует рассматривать как литологические. Если имеющийся материал позволяет на такой карте нанести еще линии, разграничивающие породы в зависимости от условий их формирования, например, выделить прибрежные отложения, мелководные, относительно глубоководные, а также лагунные, озерные и так далее, то в этом случае карту следует назвать уже не литологической, а литолого-фациальной или, как ее еще называют, картой литофаций.

На этой стадии работа над картой может быть и закончена, но естественно, что она не может быть полной; для ряда районов, где не имеется фактического материала, карта будет пустой. Нередко одни типы пород будут отделены от других более или менее широкой белой полосой; в виде белых пятен будут показаны также те районы, в которых, возможно, породы рассматриваемого возраста отлагались, но затем были размыты; аналогичным образом будут показаны вероятные области денудации, т. е. вообще все области, для которых отсутствуют данные о породах изучаемого возраста. Для заполнения этих белых пятен нужно привлечь много нового материала: нужно решить вопрос об областях сноса терригенного материала и выявить пути его поступления и даже распределения в изучаемом бассейне седиментации. Необходимо привлечь данные о распределении более древних и, наоборот, более молодых образований, учесть данные о структурном строении изучаемой площади и др.

На этой стадии превращения литологической или литолого-фациальной карты в палеогеографическую допускаются весьма крупные ошибки. Вместо того, чтобы тщательно и кропотливо изучать материал для решения тех или иных вопросов, например вопроса об области сноса терригенного материала, или детально проанализировать изменчивость, что связано с весьма трудоемкими стратиграфическими исследованиями, некоторые геологи решают все важнейшие палеогеографические проблемы, исходя из имеющихся у них гипотетических представлений, например о тектоническом развитии изучаемой области. В связи с этими представлениями и строятся палеогеографические карты и карты распределения мощностей.

К сожалению, большинство из опубликованных палеогеографических карт, которые, как это ни странно, составляются чаще всего тектонистами, являются именно картами, выполненными в соответствии с заранее сложившимися пред-

ставлениями авторов о тектонической истории развития той или иной территории. Примерами могут служить помещенные ранее карты из работ В. Е. Хаина и А. Н. Шардановa и из работы В. В. Белоусова.

Например, на картах, составленных В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952) для майкопского времени (см. рис. 140, *а*), показана одна палеогеографическая обстановка, а на картах, составленных В. В. Белоусовым (1940), существенно иная (см. рис. 140, *б*). То же можно сказать и о палеогеографических картах чокрака, составленных указанными авторами (см. рис. 140, *в*, *г*), палеогеографические обстановки не могут быть объяснены тем, что схемы составлялись в разное время, а следовательно, в связи с получением новых материалов, ранее составленные карты были уточнены. Ряд вопросов на картах, составленных В. В. Белоусовым в 1940 г., трактуется, по-видимому, более правильно, чем на картах, составленных В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым в 1952 г. Однако ни карты, составленные В. В. Белоусовым, ни карты, составленные В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым, не отражают правильно палеогеографическую обстановку на Кавказе в рассмотренное время, так как при составлении их не были использованы и должным образом проанализированы даже все имевшиеся в то время материалы.

Из сказанного не следует делать вывод о том, что палеогеографические карты не нужно составлять, если не решены все необходимые для ее составления вопросы, например, о количестве терригенного материала, сносимого с той или иной области денудации, о палеогеологии областей денудации и др.

Палеогеографические карты можно и нужно составлять, когда не все из перечисленных вопросов разрешены, но всегда на любых картах должны быть указаны материалы, положенные в основу ее составления, и должны четко отделяться построения, основанные на документальных данных, от построений, базирующихся только на тех или иных соображениях. Не следует забывать также, что палеогеографическая карта является синтезом наших знаний об отложениях того возраста, для которого она составляется. Поэтому приступать к ее составлению можно лишь после анализа всего материала по стратиграфии изучаемых отложений, их минеральном составе, мощности, фауне, условиях образования и др.

Если какие-нибудь факты противоречат идеям автора о развитии какой-либо области, то необходимо, чтобы были пересмотрены как идеи, так и факты, и в случае, если факты верны и явно противоречат идеям автора, то следует отказаться от идей, а не от фактов. К сожалению, это условие при построении палеогеографических карт не всегда соблюдается.

В заключение рассмотрим методы построения карт мощностей. Если на площади имеется большое количество точек, для которых есть данные о мощностях, то линии равных мощностей можно проводить, руководствуясь обычными правилами построения изолиний. Обычно количество таких точек ограничено. В этих случаях прежде всего необходимо выяснить закономерности изменения мощностей на отдельных структурных элементах и закономерности изменения мощностей при изменении фации отложений, для которых составляется карта мощностей.

Закономерности изменения мощностей в зависимости от структурных элементов и фаций, выявленные в одной области, ни в коем случае нельзя переносить на другую область.

Недопустимо также считать, что по линии размыва отложения изучаемого возраста имеют нулевую мощность, а следовательно, все изопахиты мощностей не должны пересекаться с указанной линией, а каким-то образом ее оконтуривать.

Размыв отложений вовсе не обязательно должен происходить по изопахитам или границам, разделяющим различные фации, или хотя бы по линиям, параллельным этим границам.

Карты мощностей показывают только мощности отложений определенного возраста, уцелевшие от размывов. Поэтому такие карты не могут изображать первоначальных полных мощностей изучаемой толщи, распределение которых могло весьма резко отличаться от мощностей, показанных на этих картах.

АНАЛИЗ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Даже в результате, казалось бы, весьма детальных и разносторонних исследований на составленной палеогеографической карте возникает ряд вопросов, из которых важнейшими являются следующие.

На палеогеографической карте, составленной для отложений определенного возраста, нередко показывается образование слоев, которые не могут отлагаться в одном бассейне, так как одни из них, например галогенные толщи, могут формироваться только в водах очень высокой солености, другие в водах нормальной солености, а третьи в водах пониженной солености.

В части, посвященной рассмотрению солевого режима в современных и ранее существовавших бассейнах, указывалось, что резкого и даже незначительного различия в пределах немногих промилле не наблюдается в современных бассейнах. Не могли они отмечаться и в ранее существовавших бассейнах. К сожалению, на составляемых палеогеографических картах, как уже указывалось при рассмотрении солевого режима, не редко указывается резко различный солевой режим в одном бассейне. Карты также составлялись Л. В. Пустоваловым (см. рис. 50) и Н. М. Страховым (см. рис. 51), В. Д. Наливкиным (см. рис. 52) и другими исследователями. Такие же ошибочные, с точки зрения гидрологов, палеогеографические карты помещены и в «Атласе палеогеографических карт Советского Союза». В связи с этим невольно возникает вопрос, почему же такие палеогеографические карты составляются? Автор полагает, что в основе лежат две причины.

1. Отсутствие знаний о закономерностях распределения солевого режима как в современных, так и в ранее существовавших бассейнах. Авторы палеогеографических карт, видимо, не знакомы с гидрологией современных бассейнов и с закономерностями распределения основных гидрологических показателей в современных бассейнах и, несмотря на это, берутся устанавливать гидрологию в ранее существовавших бассейнах.

2. Авторы палеогеографических карт при их составлении принимают уже готовые стратиграфические построения и не проводят палеогеографической их проверки. Поэтому при построении палеогеографических карт на неправильной основе невозможно получить палеогеографические карты, отражающие действительное распределение осадков в бассейнах осадконакопления в какой-либо период геологического времени.

Рассмотрим другие ошибки, допускаемые при построении палеогеографических карт. Обычно на любой палеогеографической карте площадь распространения мелководных отложений показывается очень большой, а площадь развития относительно глубоководных отложений невелика или же вообще отсутствует.

Это обстоятельство обусловливается тем, что районы, в которых изучаемые отложения представлены чередующимися, возможно, глубоководными отложениями, например глинами, и мелководными, например песчаниками, включаются всегда в область развития мелководных отложений, а не глубоководных.

Происходит это вследствие того, что песчаники обычно отлагались в мелководных условиях: формирование глин, вероятно, протекало в относительно глубоководных условиях, но они могли отлагаться и в мелководной обстановке. Поэтому толщу, представленную чередующимися глинами и песчаниками, почти всегда рассматривают в качестве мелководных отложений.

Следовательно, на палеогеографических картах зона мелководных отложений обычно охватывает и районы, где мелководные условия наблюдались хотя бы на протяжении очень небольшого промежутка времени, для которого составлена палеогеографическая карта.

В качестве глубоководных зон на палеогеографических картах указываются только те районы, где глубоководные осадки отлагались в течение всего времени, для которого составлена палеогеографическая карта.

Чередование песчаников и глин, т. е. мелководных и, возможно, глубоководных отложений, обычно объясняется любыми причинами. Не привлекается только самое простое объяснение, а именно — частое изменение глубин бассейна в области отложения таких чередующихся пород, хотя в результате изучения современных и позднечетвертичных отложений накапливается все больше данных, показывающих, что частые колебания дна и при этом очень быстрые и весьма значительной амплитуды являются обычным явлением.

Весьма часто на палеогеографических картах районы, где происходит образование таких своеобразных осадков, как гипсы, каменная соль, или же отложений с пресноводными организмами, показываются среди отложений, безусловно, формировавшихся в морском бассейне с нормальной соленостью. В этом случае вместо предположения о том, что такого типа образования формировались в обособленных участках морского бассейна, допускается, что соленость вод в различных частях бассейна резко менялась, что и обусловило формирование разнообразного типа осадков в различных частях бассейна. В действительности такого различия в солевом режиме отдельных участков одного и того же бассейна быть не могло.

Единственно возможным объяснением появления толщ первичных гипсов, каменной соли или пресноводных отложений среди образований нормально соленого моря, хотя бы в центральной части площади их распространения, будет предположение о резких и неоднократных изменениях палеогеографической обстановки на протяжении времени, для которого составляются палеогеографические карты. С этим положением большинство исследователей соглашаются с трудом, так как в указанном случае нарушается простота палеогеографических построений и возрастают трудности составления карт, отображающих изменение палеогеографической обстановки.

Сложность при построении карт возникает, когда допускается поступление громадного количества терригенного материала с ограниченных участков, выделяемых в качестве областей денудации. Например, палеогеографические карты майкопа и чокрака, составленные В. В. Белоусовым (см. рис. 140, *б*, *г*), не дают ответа на вопрос об источниках терригенного материала для майкопских отложений Восточного Кавказа, не мог он поступать из области Малого Кавказа, что установлено на основании данных минерального анализа. Не мог этот материал поступать и с узенькой кордильеры, получившей название Шемахинской, которую изображают на своих картах В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов (см. рис. 140, *а*, *в*), или с небольшой гипотетической суши, расположенной у устья р. Кумы (см. рис. 140, *г*), как это предполагал В. В. Белоусов.

Терригенный материал в майкопское время, возможно, поступал из областей, где развиты майкопские морские осадки, но которые там отлагались не на

протяжении всего рассматриваемого времени. Вероятно, что палеогеографическая обстановка в майкопское время была так же сложна и резко изменялась, как и в нижнепалеогеновое время в Центральном Предкавказье.

Нужно всегда иметь в виду, что обычно распространение бассейнов на палеогеографических картах показывается во всех районах, где они существовали хотя бы на протяжении лишь какой-то небольшой части времени, для которого составлена палеогеографическая карта. При изучении любого разреза выяснить полную мощность того или иного отдела, яруса или даже горизонта очень трудно. Что же касается условий отложения слоев определенного возраста, то обычно предполагается, что пачки слоев, представленные различного типа отложениями, формировались в условиях, которые были более или менее точно установлены для какого-либо одного слоя из изучаемой пачки слоев.

В самом деле, рассмотрим, например, современные и позднечетвертичные осадки, начиная с новоэвксинских в Черном море.

Изучая колонки (см. рис. 18) осадков Черного моря, образовавшихся в современное, древнечерноморское и новоэвксинское время, мы видим, что новоэвксинские отложения являются мелководными образованиями, сформировавшимися на глубине не более 200 м, хотя они подняты с глубины порядка 2000 м, почему эти осадки многими исследователями рассматриваются как глубоководные. Такое расхождение в трактовке отложений при отсутствии данных о глубине, на которой они формировались, и глубине, на которой они обнаружены в настоящее время, объясняется тем, что большинству геологов чуждо представление об огромных, порядка тысяч метров, с геологической точки зрения, мгновенных, вертикальных движениях крупных участков (блоков) земной поверхности, хотя достаточно доказательств для предположения об указанного типа движениях и при этом не только при изучении современных морских осадков, но и континентальных образований.

Обратим внимание еще на следующее.

При изучении разреза палеогеновых отложений по р. Сулак в Северном Дагестане было установлено, что общая мощность их превышает 3000 м. Если же проанализировать глубины формирования их, то в качестве глубоководных трудно принять какие-то осадки, исключая, может быть, фораминиферовые мергели, имеющие мощность не более 200 м. Таким образом приходится принять гипотезу о постепенном прогибании дна бассейна, существовавшего в Северном Дагестане в палеогене—неогене, причем принять, что прогибание совершалось крайне постепенно, хотя в действительности за палеоген—неоген в рассматриваемом районе резко изменялись условия осадконакопления и, вероятно, имелись неоднократные перерывы в осадконакоплении.

Вряд ли гипотеза о непрерывности осадконакопления и незначительных изменениях условий осадконакопления верна, о чем уже указывалось при рассмотрении разрезов майкопских отложений в Центральном Предкавказье, которые по литологическим данным следовало рассматривать в качестве глубоководных, а в них при детальном изучении было обнаружено несколько перерывов в осадконакоплении и размывы. О резких изменениях в условиях осадконакопления, что можно объяснить только быстрыми и значительными колебаниями поверхности Земли, а следовательно, и изменением глубин бассейнов, свидетельствуют и ранее указанные факты об обнаружении среди слоев, формировавшихся в морском бассейне нормальной солености, пластов, и при этом вдали от предполагаемой береговой линии, или с чисто пресноводной фауной и флорой или же, наоборот, слоев, формировавшихся в резко осолоненных лагунах. Так, например, в районе г. Серноводска на Сунженском хребте,

который расположен на далеком расстоянии как от предполагаемой северной границы, так и от южной границы чокракского бассейна, был обнаружен, среди слоев, охарактеризованных типичной морской чокракской фауной моллюсков, пласт, переполненный остатками *Lamua mironovi* и *Sarvinia mildeana* — растениями, обычными для пресноводных озер и болот. Здесь же были найдены такие пресноводные моллюски, как *Planorbis*. Образование этого пласта в пресноводном водоеме не вызывает сомнения, так же как и образование пластов гипса в осолоненных лагунах, которые отмечаются в некоторых разрезах того же чокракского горизонта. Также можно указать на обнаружение отдельных слоев с чисто пресноводными представителями рода в разрезах, охарактеризованных типичной морской фауной моллюсков акчагыльского яруса.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что палеогеографическая обстановка как в чокракское, так и в акчагыльское время, как, впрочем, и в другие отрезки геологического времени, была совсем не такой простой, как это обычно представляется.

Например, во время формирования пласта с пресноводными организмами в центральной части чокракского бассейна существовала суша и при этом, вероятно, достаточно обширная, на ней располагалось озеро или болото, в которое впадала река. Такое предположение основывается на том, что в чокракское время на Северном Кавказе господствовал аридный климат и, следовательно, обособляемые участки чокракского бассейна должны были осолоняться, а не опресняться.

Следует также указать, что обычно на палеогеографических картах показывается распространение морских условий на всех участках, которые, возможно, перекрывались морем лишь на протяжении небольшого отрезка времени существования моря.

Объясняется это тем, что мы не в состоянии разрабатывать детальную схему стратиграфии осадков изучаемого бассейна и при этом, конечно, не местную, а региональную, которая позволяла бы коррелировать осадки различных фаций. Из изложенного следует, что чем меньший промежуток геологического времени представлен на палеогеографической карте, тем меньшую площадь занимают морские осадки. Например, когда для среднемиоценового времени была составлена карта распространения морских условий на юге СССР, а затем отдельно это же было сделано для каждого из горизонтов, входящих в состав среднего миоцена, т. е. для тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов, то выяснилось, что громадные участки суши, являвшиеся возможными областями сноса терригенного материала во время отложения отдельных горизонтов среднего миоцена, на карте, составленной для всего среднего миоцена, показаны как области распространения морских условий.

Можно сделать заключение, что палеогеографические карты, составленные для отдельных подразделений каждого из перечисленных горизонтов, будут резко отличаться от палеогеографических карт, составленных для времени отложения всей толщи в целом.

Любая палеогеографическая карта все же будет бесконечно далека от истинного распределения осадков в какой-либо момент существования того или иного бассейна. В самом деле, если мы рассматриваем карты распределения осадков в современных бассейнах, например, в Черном (см. рис. 128), Каспийском или Аральском морях, то нередко на них отмечается очень своеобразное распределение различного типа осадков, причина образования которых в том или ином районе не всегда ясна.

Когда же мы пытаемся выяснить распределение осадков даже в предшествующее время, например, в древнечерноморское время в Черном море или в хвалынское время в Каспийском море, то это сложно потому, что сопоставление разрезов оказывается нередко просто невозможным. В самом деле, как известно, древнечерноморские осадки возможно в отдельных колонках разделить на основании изменения комплексов моллюсков снизу вверх на витязский, каламитский и джеметинский горизонты (Л. И. Невесская, 1968). Однако геологические съемки, проведенные в некоторых районах Черного моря В.В.Кругляковым, показали, что в одних колонках встречаются, например, только первый и третий горизонты, в других колонках только второй горизонт и т. д. Создается впечатление, что если подразделять эти слои на указанные горизонты не только в районе их выделения, но и в других, то в древнечерноморское время следует говорить по крайней мере о четырех структурных этажах. В действительности комплекс моллюсков, которые рассматривались в качестве характерных для определенных горизонтов древнечерноморских отложений представляет собой биоценозы, время и место развития которых часто изменяется, а поэтому, например, каламитский биоценоз в одном разрезе может, вообще, отсутствовать, в другом — существовать на протяжении всего древнечерноморского времени, в третьем — характеризовать только верхи рассматриваемых отложений.

Поэтому, конечно, составить карту распределения осадков всего Черного моря для кратких отрезков времени невозможно, так как не удастся детально и однозначно расчленить осадки и, главное, правильно сопоставить отдельные разрезы. То же самое можно сказать и относительно осадков недавнего времени, которые отлагались в Каспийском море. Сопоставления колонок, поднимаемых грунтовыми трубками со дна Каспийского моря, не могут считаться обоснованными, поскольку их сопоставления основываются на литологических данных, а последние не могут быть положены в основу таких сопоставлений, так как литология осадков так же, как и биоценозы моллюсков, может быстро и резко изменяться. О том, что обстановка осадконакопления даже в недавнее время в ряде районов современного Каспия резко изменялась, свидетельствует и следующий факт. Иловая вода в части некоторых колонок характеризуется пониженной соленостью, или, наоборот, повышенной, чего не отмечается в других колонках. Следовательно, следует говорить не об общем для всего Каспия колебании солености, а только об изменении солевого режима в определенных участках Каспийского моря. Такие изменения могут отмечаться лишь при очень значительных изменениях палеогеографической обстановки, что уже ранее подробно рассматривалось.

Таким образом, следует признать, что составляемые ныне палеогеографические карты не только далеки от совершенства, но просто не могут отражать ранее существовавшие ландшафты ни в один из промежутков времени.

Заключение

Вопросы, которые должны быть решены при проведении палеогеографических исследований, многочисленны. Однако из этого не следует, что при любых палеогеографических исследованиях должны быть разрешены все вопросы.

Такая задача не может быть решена не только одним исследователем, но и иногда даже большим коллективом какого-либо научно-исследовательского института. Поэтому палеогеографические исследования обычно имеют определенную направленность, диктуемую прежде всего поставленными задачами, а также специальностью авторов, проводящих палеогеографические исследования.

Важнейшие палеогеографические построения не могут проводиться на базе каких-либо односторонних исследований, например, изучение распределения терригенно-минералогических ассоциаций или же распределения биоценозов какой-либо группы организмов.

Палеогеографические построения должны основываться на результатах изучения пород определенного возраста всеми доступными методами и палеогеография — это синтез наших знаний об условиях формирования пород того или иного возраста в определенном регионе или на поверхности всего Земного шара.

Как уже неоднократно отмечалось, палеогеографические исследования тесно связаны со стратиграфическими, литологическими, геохимическими, палеонтологическими и другими исследованиями. Нужно при этом всегда иметь в виду, что связь палеогеографических и стратиграфических исследований особенно тесная и эти исследования представляют в действительности один комплекс, в котором выявление истории изменения условий осадконакопления за какой-либо геологический период времени — основа стратиграфических построений, а выявление распределения условий осадконакопления в пространстве в какое-либо геологическое время — основная задача палеогеографических построений.

При этом нужно иметь в виду, что многие вопросы, особенно детальной корреляции, решаются палеогеографическими методами, как, например, палеогидрологический и палеогеографический методы стратиграфических построений. Особое внимание следует обратить, на то, что палеогеографическая проверка стратиграфических построений является решающей для указанных построений.

Из изложенного следует, что какие-либо палеогеографические построения, основанные на заранее разработанной стратиграфической схеме, недопустимы и приводят нередко к построению неверных палеогеографических карт. Таким образом, успешная разработка стратиграфических построений отражается на палеогеографических построениях. Процессы осадконакопления в морских бассейнах, которые должны быть положены в основу стратиграфических и палеогеографических построений, в конечном итоге обусловливаются в основном

гидрологическими факторами: солевым, температурным, газовым, гидродинамическим режимами и иными особенностями гидрологии бассейнов. К сожалению, следует отметить, что знание закономерностей распределения важнейших гидрологических факторов как в современных, так и в ранее существовавших бассейнах находится на низком уровне. Несмотря на то, что автор обращал внимание (Жижченко, 1969) на неправильные стратиграфические и палеогеографические построения, по-прежнему составляются такие карты, как на рис. 50 и 51, на которых показано отложение слоев в одном бассейне, могущих формироваться только в резко различных водоемах, в осолоненных, типа Кара-Богаз-Гол, или в пресноводных. При изучении температурного режима ранее существовавших тепловодных бассейнов предполагается, что высокая температура его вод характеризует воду всего бассейна, от поверхности до дна, тогда как высокую температуру имеют только верхние слои воды, мощность которых не превышает нескольких десятков метров.

То же самое можно сказать и о газовом режиме ранее существовавших бассейнов, о котором нередко даются такие заключения, которые свидетельствуют просто о полном отсутствии даже представления о гидрологии как современных, так и ранее существовавших водоемов.

Еще большее недоумение вызывают методы выявления гидродинамического режима, которые основываются на изучении ориентировки косых слойков (следов ряби), часто отмечаемых в грубослоистых породах. На основании подсчетов средней ориентировки направления этих косых слойков разрабатывается схема течений в том или ином ранее существовавшем бассейне. Такой метод выявления систем течений, который пропагандируется Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом, Н. М. Страховым, Б. А. Рухиным и другими авторами, занимающимися вопросами палеогеографии, представляется одним из наибольших заблуждений в палеогеографических исследованиях. Тем не менее этот метод считается чуть ли не самым надежным и приходится только удивляться, что на основании изучения направления косых слойков на пляжах не разрабатывается вопрос о системах течений не только в Черном и Каспийском морях, но и в Атлантическом и других океанах.

Не менее интересны и решения вопроса о привносе в бассейны седиментации терригенного материала. Если в определенном направлении увеличивается мощность терригенных отложений, то, следовательно, оттуда он и привносился. Такое положение общепринято и вопрос о существовании так называемых «стратиграфических щелей», как правило, даже не обсуждается. То же самое можно сказать и о палеогеографических построениях на основании изучения терригенно-минералогических ассоциаций. Всегда считается, что, если сходные ассоциации характеризуют какую-либо толщу, расположенную за пределами изучаемого бассейна седиментации, то, следовательно, за счет размыва этой толщи образовались терригенные осадки изучаемого бассейна седиментации. Как-то совершенно упускается из виду, что те толщи, за счет разрушения которых образовались изучаемые терригенные осадки, уже не существуют. Особенно же крупным недостатком как палеогеографических, так и стратиграфических построений является представление о том, что для каждого пласта в одном разрезе обязательно существует аналог в другом разрезе. Выпадение из разреза каких-либо отложений фиксируется лишь в случае отсутствия целого горизонта или яруса. Поэтому исключается возможность предположения о перемывании осадков внутри какого-либо бассейна, а следовательно, и о перемещении путем «перелопачивания» огромных терригенных толщ нередко на громадные расстояния. Поэтому у нас на палеогеографических картах показывается обычно в виде

устья реки место поступления терригенного материала, а затем его разнос на громадные расстояния неизвестными способами, без перемывания его внутри бассейна и, следовательно, без нарушения непрерывности осадконакопления в любом районе бассейна седиментации.

Все это объясняется глубоко укоренившимися представлениями о том, что геологические процессы протекают медленно и постепенно, и при этом в определенном направлении — опускании или воздымании, хотя в действительности мы приходим к выводу, что без быстрых, несоизмеримых по времени с продолжительностью формирования самых мелких стратиграфических подразделений и резких изменений, например, рельефа дна и суши, мы не можем объяснить особенности строения изучаемых толщ. Например, обнаружение слоев с пресноводной фауной и флорой среди отложений, охарактеризованных морской фауной, или же слоев галогенов, среди отложений, состав фауны которых указывает на нормальный морской режим, не говоря уже об обнаружении, возможно, крупных перерывов среди мощных толщ глин, обычно рассматриваемых в качестве глубоководных отложений. Изложенное подтверждается даже при изучении современных отложений, или вернее колонок осадков, поднимаемых со дна современных бассейнов обычными грунтовыми трубками. Длина таких колонок, как правило, редко превышает 10 м, но, изучая их, можно с полным основанием утверждать, что за время накопления слоев мощностью в несколько метров происходили вертикальные перемещения амплитудой свыше 2000 м (Черное море).

Приведенные факты, как и ряд иных, свидетельствуют о том, что распределение условий осадконакопления и, в частности, распределение суши и моря, вероятно, очень быстро и резко менялись, а поэтому палеогеографические карты не могут претендовать на правильные представления даже о распределении суши и моря не в один из моментов какого-либо геологического времени. Поэтому ныне составляемые палеогеографические карты показывают только максимальное распространение морских условий в области, где они сохранились от последующего размыва.

Что же касается областей, которые выделяются в качестве длительно прогибающихся впадин, то это, конечно, лишь области, где сохранились мощные осадочные толщи того или иного возраста, сложная история развития которых бесконечно упрощается, хотя детальное изучение любой такой впадины свидетельствует о том, что в действительности длительно развивающихся впадин не существует. Это еще одно из многочисленных заблуждений в геологии, которые всеми принимаются без доказательств.

Выше мы пытались объяснить те укоренившиеся представления, которые препятствуют развитию палеогеографии для решения вопроса о характере гидрологии ранее существовавших бассейнов, распределении суши и моря, привносе и распределении терригенного материала, но не касались значения палеогеографических построений в целях поисков полезных ископаемых осадочного происхождения.

В настоящем кратком заключении необходимо подчеркнуть, что как для разрабатываемых стратиграфических схем необходима палеогеографическая проверка, так и для гипотез о генезисе и формировании месторождений каких-либо полезных ископаемых необходима их палеогеографическая проверка.

В настоящей книге, посвященной методам палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях, уделено достаточно большое внимание гипотезам генерации и формированию газовых и нефтяных залежей. Следует указать, что из трех гипотез происхождения нефти — термокаталитической,

глубинной и диагенетической, первая, наиболее широко признанная, как раз такой проверки и не выдерживает. Согласно этой гипотезе нефть должна генерироваться из осадочных толщ при погружении их на глубины порядка 2000 м, а метановые газы при погружении пород на глубины свыше 4000—5000 м и более. Однако мы встречаем крупнейшие залежи метана, а также нефти в областях, где невозможно предполагать погружение осадочных толщ, называемых «нефтегазопроизводящими» на указанные глубины.

Следовательно, один этот факт достаточен, чтобы подвергнуть сомнению термокаталитическую гипотезу происхождения нефти и метана. Помимо этого следует всегда учитывать, что «главной фазой» преобразования органического вещества является стадия диагенеза, в которой кардинальное преобразование органического вещества происходит под мощным воздействием микроорганизмов, и где образуются углеводороды от C_1 до C_{31}. От первично захороненного вещества уже в этой зоне остаются только шлаки, которые обычно описывают в качестве керогена. Может ли из керогена в зоне незначительно повышенных температур образоваться большое количество углеводородов, кроме газообразных и при том преимущественно метана, это вопрос, который до сих пор не ясен. Во всяком случае мы можем утверждать, что явно ощутимого преобразования керогена в зоне катагенеза, даже в случае длительного его пребывания на глубинах, измеряемых тысячами метров, не происходит. Помимо этого при рассмотрении гипотез об образовании нефтяных и газовых месторождений нужно иметь в виду следующие положения.

1. Как показало изучение динамики изменения солевого состава поровых вод, отжим поровых вод в воду бассейна седиментации происходит лишь при погружении их на глубину, измеряемую метрами. При дальнейшем погружении происходит уже отжим только растворителя по плоскостям напластования вверх по восстанию, что приводит к постепенному увеличению солености поровых вод.

2. Вверх по восстанию пород происходит не только эмиграция воды, но и газов. Из этого можно сделать вывод, что все флюиды в породах, в том числе и «микронефть», могут перемещаться только по напластованию пород.

3. Отжима флюидов в вертикальном направлении из глинистых толщ в песчаные в результате предполагаемой резкой разницы давления в поровом пространстве глин и песчаников не происходит. Заметной разницы давления в поровом пространстве любых двух смежных пластов быть не может. Оно всегда уравновешивается различной степенью связей между флюидами и минеральной частью осадков. Кроме того, еще на ранней стадии уплотнения осадков на границе песчаных и глинистых слоев образуется непроницаемый уплотненный слой глины.

4. Миграция «микронефти» даже по плоскостям напластования может возникнуть только в случае превышения ее количества сорбционной емкости пород, а иногда количество ее меньше даже в таких «нефтепроизводящих» свитах, в которых обнаружены крупные залежи нефти (Филиппи, 1970).

На примере решения вопросов об образовании таких полезных ископаемых, как нефть и горючие газы, видно, что нужно использовать не только материалы об изучении органического вещества в современных и ископаемых осадках, но и материалы о динамике изменения химического состава поровых вод, о привносе и распределении обломочного материала в бассейны седиментации, тектоническом развитии так называемых «нефтегазоносных бассейнов», сорбционной емкости пород и т. д. Для решения вопроса о формировании полезных ископаемых осадочного происхождения необходимо широко ставить палеогео-

графические исследования, решая обширный круг вопросов, которые должны быть изучены исследователями, являющимися специалистами в этих вопросах.

В настоящее время палеогеографические исследования должны проводиться большими коллективами, в состав которых должны входить исследователи, работающие в различных областях знаний: стратиграфии, геохимии, палеоэкологии, палеоседиментации и др.

К сожалению, нужно отметить, что в настоящее время такие коллективы для решения важнейших палеогеографических вопросов создаются редко. Причину этому можно видеть в том, что палеогеографическим исследованиям не придается должного значения. Этим объясняется то, что многие уже решенные общие вопросы палеогеографии недостаточно освещаются в печати и, главное, рассмотрению их уделяется недостаточное внимание как в планах научно-исследовательских организаций, так и в программах высших учебных заведений, готовящих специалистов в области изучения полезных ископаемых осадочного происхождения. При этом следует особо подчеркнуть, что как в программах вузов, так и в планах научно-исследовательских организаций уделяется мало внимания палеогеографическим, а также и стратиграфическим исследованиям.

Список литературы

Али-Заде А. А., Вебер В. В., Шойхет П. А. Сравнительная геохимическая характеристика органического вещества современных осадков западного и восточного склонов Южно-Каспийской впадины. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1970, с. 215—225.

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М., Изд. Совета нефтяной промышленности, 1927, 221 с.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, 226 с.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. — «Бюл. Москв. о-ва испыт. природы», отд. геол. 1933. т. XI (4), 92—113 с.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—Москва, АзОНТИ, 1937, 292 с.

Батурин В. П. Некоторые черты палеогеографии Чокракского бассейна в новом освещении. — «Докл. АН СССР, нов. сер.», 1941, т. 45, № 4, 66—74 с.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, 335 с.

Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в осадках Мирового океана. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 12, М., «Наука», с. 168—173.

Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 12—83. («Труды Ин-та океанологии АН СССР», т. 68).

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Ч. I. («Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», № 118). Л.—М., ГОНТИ, 1938, 90 с.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. II. Верхний мел и третичные. («Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», № 121). Л.—М., ГОНТИ, 1940, 98 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.

Берг Л. С. Аральское море. — «Изв. Туркестан. отд. Русского географ. об-ва», 1908, вып. 9, 580 с.

Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. — «Инф. сб. Метеорология и гидрология», № 4. Л., Гидрометеоиздат, 1946, с. 69—75.

Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М., «Недра», 1964, 127 с.

Бордовский О. К. Органическое вещество современных морских и океанских осадков. — «Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук». М., ИГ и РГИ, 1971, 52 с.

Бруевич С. В. Возраст современного озерного периода Каспия и метаморфизация солей речного стока в море. — «Докл. АН СССР», т. XXIII, № 7, с. 694—697.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Вертикальное распределение солености и биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия. — «Докл. АН СССР», 1940, т. XXVII, № 6, с. 579—581.

Брукс К. Климаты прошлого. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит. 1952, 356 с.

Бубнов С. И. Основные проблемы геологии. М., Изд-во моск. ун-та, 1934, 234 с.

Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса. — «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. I. М., Гостоптехиздат, 1954, 680 с.

Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. Геол. сб. 1. Л., Гостоптехиздат, 1955, с. 9—98. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», нов. сер., вып. 83).

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.

Вассоевич Н. Б. Новые исследования в области диагностики нефтепроизводящих отложений и оценка прогнозных запасов нефти и газа объемно-генетическим методом. — В кн.: Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений. Мат-лы VII Междунар. геол. конгресса. М., «Недра», 1970, 208 с.

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.

Вебер В. В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений. М.—Л., Гостоптехиздат, 1947, 146 с.

Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках. В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных осадках. М., Гостоптехиздат, 1956а, 343 с.

Вебер В. В. Преобразование органического вещества. В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных осадках. М., Гостоптехиздат, 1956б, 343с

Вебер В. В. Нефтеносные свиты и их современные аналоги. М., «Недра», 1973, 280 с. («Труды Весоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та».)

Вебер В. В., Туркельтауб Н. М. Образование газообразных углеводородов в современных морских осадках. — «Докл. сов. геол. к VI Междунар. конгрессу по седиментологии». М., Гостоптехиздат, 1960, с. 9—16.

Вебер В. В., Гершанович Д. Е., Сазонов М. Л., Морозова С. Н. Образование газообразных углеводородов в современных шельфовых осадках тропической Атлантики. — «Геол. нефти и газа», 1971, № 6, с. 47—48.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 216 с.

Гавриленко Е. С., Дернгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971, 272 с.

Гершанович Д. Е., Авилов И. К., Зарихин И. П. Донные осадки подводных окраин материков Южной Атлантики. М., изд. ОНТИ, ВНИРО, 1972, с. 166—190. («Труды Всесоюз. науч. ин-та рыбного хоз-ва и океанографии», т. LXXV).

Горская А. И. Исследование органического вещества современных осадков. — В кн.: Современные аналоги нефтеносных фаций. М., Гостоптехиздат, 1950, с. 30—36.

Горская А. И. Изучение органического вещества современных морских осадков. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных осадках. М., Гостоптехиздат, 1956, с. 41—48.

Гроссгейм В. А. К палеогеографии Дагестана в караганское время. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 5, с. 85—95.

Гроссгейм В. А. К вопросу о донных течениях в Майкопском бассейне на территории Северо-Восточного Кавказа. Геол. сб. II (V). М., Гостоптехиздат, 1953, с. 94—104.

Дандбекова Э. А. и др. Гранулометрические типы пород и аллотигенные материалы. М., «Наука» («Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 115).

Елин Н. Д., Мухин Ю. О промышленных запасах горючего газа в поверхностных водоемах. М., изд. Центр. науч.-исслед. ин-та техн.- эконом. информ. нефтегаз. пром-сти. Текущая информ. Нефтегазов. геол. и геофиз., 1964, № 15, с. 14—16.

Ермаков В. И. Особенности образования и накопления природного газа в угленосных формациях. М., изд. Всесоюз. ин-та эконом. минер. сырья, 1972, с. 1—44.

Ермаков В. И. Угленосные формации и газоносность молодых платформ. — «Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук». М., Всесоюз. науч-исслед. ин-т природ. газов, 1972, 47 с.

Ефремова А. Г., Жижченко Б. П. Об обнаружении кристаллогидратов газов в осадках современных акваторий. — «Докл. АН СССР», т. 214, № 5, 1974, с. 1179—1181.

Жабрев Д. В. Сингенетично-нефтеносные свиты и нефтепродуцирующие породы, слагающие их. М., «Недра», 1964, 194 с.

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1959, 372 с.

Жижченко Б. П., Ефремова А. Г. Изучение газового режима вод и осадков современных акваторий. М., изд. Мингазпрома, 1972, с. 3—10. Ротапринт («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики, организации производства и техн.-эконом. информ. в газ. пром-сти», № 18).

Жижченко Б. П. Газопроизводящие отложения диагенетического типа. М., изд. Мингазпрома, 1972, с. 9—11. Ротапринт («Труды Всесоюз. науч-исслед. ин-та экономики, организации производства и техн.-эконом. информ. в газ. пром-сти», № 24).

Жижченко Б. П. О распределении углеводородных газов в различных структурных и фациальных условиях. — «Геол. нефти и газа», 1973, № 4, с. 39—45.

Жижченко Б. П. Газовый режим вод и осадков современных акваторий. М., Изд. Мингазпрома, 1974, 48 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики организ. производства и техн.-эконом. информации в газ. пром-сти», № 48).

Затенацкая Н. П. Гидрохимические условия, процессы диффузии солей и осмоса в глинистых породах. — В кн.: Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. М, «Наука», 1965, 122 с.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря. М., «Сов. наука», 1951, 507 с.

Зернов С. А. Общая гидробиология. М.—Л., Биомедгаз, 1934, 503 с.

Игнатов Б. Ф. Биологическая продуктивность водоемов и ее роль в накоплении нефтематеринских осадков. Саратов, изд. Саратовск. ун-та, 1967, 122 с.

Калганов М. И. Космическое железо на Земле? — «Природа», 1972, № 7, с. 64—67.

Калицкий. К. П. Научные основы поисков нефти. М. — Л., Гостоптехиздат, 1944, 243 с.

Карта донных осадков Мирового океана. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 98—123.

Кленов М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 495 с.

Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод (в применении к промысловому делу). М.—Л., Пищепромиздат, 1938, 513 с.

Коперина В. В., Дворецкая О. А. Плотность и пористость глинистых пород. М., «Наука», 1965, с. 23—25. («Труды Геол. ин-та, АН СССР», вып. 115).

Коробанова И. Г., Ковалева А. П., Копылова А. К. Состав и физико-механические свойства глинистых отложений и их изменения в процессе литогенеза. — В кн.: Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. М., «Наука», 1965, 122 с.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971, 36 с.

Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. М.—Л., Гостоптехиздат, 1963, 220 с. («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», вып. 215).

Кудрявцев Н. А. К вопросу о генезисе нефти. — «Сов. геол.», критика и дискуссия, 1972, № 4, с. 143—153.

Маймин З. Л., Казмина Т. И., Петрова Ю. Н. О нефтематеринских отложениях в палеозойском разрезе Волго-Уральской области. — В кн.: «Происхождение нефти». М., Гостоптехиздат, 1955, 482 с.

Макагон Ю. Ф. Природные газы океанов и проблема их гидратов. М., изд. Мингазпрома, 1972, с. 11—15. Ротапринт. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики производства и техн.-эконом. информ. в газ. пром-сти», № 11).

Макагон Ю. Ф., Трофимук А. А., Царев В. П., Черский Н. В. Возможность образования газогидратных залежей природных газов в придонной зоне морей и океанов. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 4, стр. 3—6.

Марков К. К. Палеогеография (историческое землеведение). Изд. 2-е. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1960, 268 с.

Монюшко А. М. Исследования распределения влаги в морских глинистых отложениях. — В кн.: Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. М., «Наука», 1965, 122 с.

Назаркин Л. А. Роль палеоклимата в прогнозах нефтеносности крупных регионов. Саратов, «Коммунист», 1955, 146 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, 534 с.

Намиот А. Ю., Бондарева И. М. Растворимость газов в воде под давлением. Л., Гостоптехиздат, 1963, 146 с.

Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря (их систематика и экология). М., «Наука», 1965, 389 с. («Труды. Палеонтолог ин-та АН СССР», т. 105).

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962. 224 с.

Поисковые критерии прогноза нефтегазоносности. Л., «Недра», 1969, 224 с. («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 269). Авт. С. Г. Неручев, М. Ф. Двали, В. А. Кротова, В. А. Успенский.

Порфирьев В. Б., Гринберг И. В. Современное состояние теории органического происхождения нефти. —В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 5—31.

Предварительные данные к характеристике органического вещества донных осадков шельфа Западной Африки. — Геохим. сб.: Геолого-геохимическое изучение вопросов нефтегазоносности, № 4. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1971, с. 89—107. Ротапринт. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 98). Авт.: К. Ф. Родионова, Ю. М. Сенин и др.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, 475 с.

Пушкина З. В. Поровые воды глинистых пород и их изменение по разрезу. М., «Наука», 1965, с. 23—32. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 115).

Пущаровский Ю. М. Поиск нужно продолжить. — «Природа», 1972, № 2, с. 116—119.

Родионова К. Ф., Максимов С. П. Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород. — Геохим. сб. геолого-геохимическое изучение вопросов нефтегазоносности. М.,изд. Всесоюз. науч-исслед. геол. развед. нефт. ин-та, 1971, № 4, с. 28—48. Ротапринт. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», вып. 98).

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—145.

Савич В. Г. Основные черты окислительно-восстановительного состояния современных морских осадков. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956, 343 с.

Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., «Недра», 1971, 336 с.

Соколов В. А. Процессы образования нефти и газов. В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 16—39.

Соколов Д. К. О возможных причинах эволюции первичного доломитообразования. — «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол. 1955, т. XXX (5), с. 51—63.

Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород. М., «Наука», 1965, с. 30—45. («Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 115). Авт.: И. Г. Коробанова и др.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947, 350 с. («Труды ин-та геол. наук СССР», вып. 73, № 22).

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М., Изд-во АН СССР, 1951, 371 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 400 с.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф. К характеристике битумов девонских пород Европейской части СССР. — «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1954а, т. XXIX (6), с. 43—55.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами осадочных пород. — «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1954б т. XXIX (2), с. 1—20.

Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. Перевод с англ. М., «Мир», 1973, 104 с.

Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. — «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1947, т. XXII (1), с. 3—21.

Филиппи Дж. Т. О глубине, времени и механизме образования нефти. — В кн.: Органическая геохимия, вып. 2, с. 58—93. М., «Недра», 1970, 216 с.

Харвей Х. В. Биохимия и физика моря. Л., Изд-во АН СССР, 1933, 168 с.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М., «Мир», 1972, 398 с.

Хеу К. Дж. Когда пересыхало Средиземное море. — «Наука и жизнь», 1973, № 7, с. 118—123.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1951, № 1, с. 23—32.

Шепард Ф. Геология моря. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1951, 360 с.

Шишкина О. В. О солевом составе иловых вод морских осадков. — «Автореф. диск на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук». М., Ин-т геохим. и аналит. хим. им. В. И. Вернадского АН СССР, 1965, 40 с.

Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972, 228 с.

Шокальский Ю. М. Физическая океанография. Л., Ленгострансиздат, 1933, 360 с.

Шорохов Н. Р., Шишенина Е. П. Состав органического вещества и газовой фазы пермо-триасовых отложений Аралсорской скважины. — «Геол. нефти и газа», № 1, 1967, с. 45—49.

Эмилиани К., Эпштейн С. Колебания температуры в нижнем плейстоцене Южной Калифорнии. — В кн.: Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 640 с.

Юри Г., Лоуенстам Г., Эпштейн С. Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и Юго-Восточных Штатов США. — В кн.: Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит. 1954, 640 с.

Emery K. O., Hoggan D. Gases in marine sediments. The Amer. Assoc. of. Petroleum Geol., vol. 42, No. 9, 1958, pp. 2174—2175.

Frank D. I., Sackett W., Hall R., Fredericks B. Methane, et hane and propane concentration in Gulf of Mexico. The Amer. Assoc. of Petroleum Geol., vol. 54, No. 10, 1970, pp. 1933—1938.

Nansen Fr. The bathymetrical features of the North Polar seas. The Norwegian North Polar Exped., vol. IV, 1904, pp. 1102—1105.

Philippi G. T. On the depths, time and mechanism of Petroleum generation. Geochim et Cosmochim. Acta, vol. 29, No. 9, 1965, pp. 1201—1209.

Swinerton G. H., Linnenbom V. I. Gaseous hudrocarbons in Sea waler «Geternu — nation). Science, vol. 156, No. 3778, 1967, p. 83.

Tissot B., Califet-Debyser I., Deroo G., and Oudin I. L. Origin and Evolution of Hydrokarbons in Early Toarian Shales, Paris Basin. The Amer. Assoc. of Petroleum Geol., Bull., vol. 55, No. 12, Decembres, 1971, pp. 2177—2193.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ 3
ВВЕДЕНИЕ 5
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ДРУГИМИ НАУКАМИ . . . 5
ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГАЗОВОЙ И НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ 11

Часть первая.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ В РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНАХ 14

Глава I. ПАЛЕЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ 15

Тафономические исследования 16
Классификация типов морских фаун 20
Фауна полносоленых бассейнов 21
Нормально развивающиеся фауны 21
Колонизаторские и рекуррентные фауны 29
Фауна бассейнов ненормальной солености 35
Эвксинские фауны 36
Солоноватоводные фауны 37
Значение установления типа фаун для палеогеографических построений . . . 44
Актуалистический метод. 46
Экспериментальные исследования 48
Сравнительно-морфологические исследования 44
Исторический анализ развития фаун 51
Основные этапы развития морских фаун в фанерозое 51
Основные этапы развития морских фаун в неогене—антропогене 53

Глава II. ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ 61

Формирование осадочной породы 64
Сингенез 64
Диагенез 64
Катагенез 77
Метаморфизм 83
Изменение условий осадконакопления в прежние геологические эпохи . . . 84
Геохимические типы пород 89

Часть вторая

ГИДРОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ И РАНЕЕ СУЩЕСТВОВАВШИХ БАССЕЙНОВ

Глава I. СОЛЕВОЙ РЕЖИМ 95

Океан и широко сообщающиеся с ним моря 97
Полузамкнутые моря 102
Осолоненные моря 103
Опресненные моря 105
Замкнутые бассейны 110
Осолоненные бассейны 111
Солоноватоводные бассейны 115
Пресноводные бассейны 117
Закономерности распределения солевого режима вод в современных бассейнах 111
Влияние солевого режима на состав организмов 122
Влияние солевого режима на состав осадков 122
Эволюция солевого режима вод Мирового океана 126
Распределение солености вод в ранее существовавших бассейнах океанического типа 126
Изменение солевого режима вод в полузамкнутых и замкнутых бассейнах и распределение его в ранее существовавших бассейнах указанных типов . . . 127
Осолоненные моря 127
Солоноватоводные моря 131
Соленость и закономерности ее распределения в ранее существовавших бассейнах 132
Методы определения солености ранее существовавших бассейнов 133
Палеоэкологические методы 133
Палеоседиментационные методы 133
Использование данных о солевом режиме для палеогеографических построений 134

Глава II. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ 135

Температурный режим современных бассейнов 135
Океан и широко с ним сообщающиеся бассейны 135
Полузамкнутые и замкнутые бассейны 145
Закономерности распределения температурного режима в современных бассейнах 144
Влияние температурного режима на состав органического мира 150
Влияние температурного режима на состав остатков организмов 152
Методы выявления температурного режима существовавших бассейнах . . . 153
Температура и закономерности ее распределения в ранее существовавших бассейнах 158
Использование данных о температурном режиме для палеогеографических построений 161

Глава III. ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ 164

Газовый режим современных бассейнов 165
Кислород 165
Азот 172

Аммиак . . . 173
Сероводород . . . 173
Углекислота . . . 175
Углеводородные газы . . . 176
Закономерности распределения газового режима в современных бассейнах . . 178
Газовый режим и закономерности его распределения в ранее существовавших бассейнах . . . 179
Газовый режим современных осадков . . . 180
Кислород . . . 180
Сероводород . . . 181
Углекислота . . . 181
Углеводородные газы . . . 184
Газогидраты . . . 190
Значение изучения газового режима придонных вод и осадков современных акваторий . . . 192
Значение изучения газового режима ископаемых осадков . . . 197

Глава IV. ПОКАЗАТЕЛИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ . . . 201

Концентрация водородных ионов (величина pH) . . . 201
Величина pH в воде бассейнов . . . 201
Величина pH в осадках . . . 204
Щелочной резерв . . . 204
Щелочной резерв вод бассейнов . . . 204
Щелочной резерв осадков . . . 205
Окислительно-восстановительный потенциал (величина Eh) . . . 206
Величина Eh вод бассейнов . . . 209
Величина Eh осадков . . . 209
Закономерности изменения pH, Eh и Alk в современных бассейнах . . . 212
Величина pH . . . 212
Щелочной резерв . . . 212
Величина Eh . . . 212
Методы выявления показателей pH, Eh и Alk в ранее существовавших бассейнах . . . 213
Изменение величин pH, Eh и Alk в прежние геологические эпохи . . . 214
Значение изучения pH, Eh и Alk . . . 215
Палеонтолого-геохимическая классификация пород . . . 215

Глава V. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО . . . 222

Гипотезы о преобразовании органического вещества и формировании нефтяных и газовых месторождений . . . 223
Термокаталитическая гипотеза . . . 223
Диагенетическая гипотеза . . . 225
Глубинная гипотеза . . . 226
Проблема угольного органического вещества . . . 226
Органическое вещество в современных осадках . . . 228
Зависимость количества органического вещества от характера осадков . . . 231

Влияние сероводородного заражения придонных слоев воды на количество органического вещества 234
Состав органического вещества в современных осадках 237
Преобразование и миграция органического вещества в осадках 252
Сравнение органического вещества осадков и пород 259
Преобразование органического вещества в породах 263
Классификация отложений по степени преобразования органического вещества 286
Гипотезы об образовании нефти 289
Термокаталитическая гипотеза 289
Диагенетическая гипотеза. 290
Гипотезы о глубинном происхождении нефти 292
Проблема угольного органического вещества 294
Обсуждение гипотез о происхождении нефти 296
Теоретическое и практическое значение гипотез происхождения нефти и газа 297

Глава VI. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ 299

Закономерности распределения гидродинамического режима в ранее существовавших бассейнах различного типа 299
Методы выявления гидродинамического режима в ранее существовавших бассейнах 300
Установление течений на основе пространственной ориентировки включений и текстурных элементов пород 301
Выявление течений на основе терригенно-минералогических исследований . . 306
Установление течений на основе фациального анализа 313
Выявление течений при изучении разрезов 315

Глава VII. КЛАССИФИКАЦИЯ ЗОН, ВЫДЕЛЯЕМЫХ В БАССЕЙНАХ 317

Подразделение дна современных бассейнов 318
Подразделение поверхностных пространств современных бассейнов 321
Выделение зон в ранее существовавших бассейнах 322

Глава VIII. ТЕКТОНИКА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ 324

Часть третья

ПОСТРОЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Глава I. МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ СУШИ 334

Суша как область отсутствия морских отложений 334
Суша, выявляемая на основе фациального анализа морских осадков 335

Суша как область сноса терригенного материала 338
Суша как барьер между бассейнами с различным гидрогеологическим режимом 344

Глава II. ХАРАКТЕР СУШИ 344

Состав пород, слагающих сушу 345
Рельеф суши, ее размеры и связь с континентами 347
Климатические условия 349

Глава III. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ 351

Типы палеогеографических карт 351
Задачи, стоящие перед геологами-нефтяниками при составлении палеогеографических карт 352
Методы составления палеогеографических карт 354
Анализ палеогеографических карт 356

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 331

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 366

Борис Прокофьевич Жижченко

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ

Редактор издательства *Г. П. Ванторина*
Переплет художника *В. М. Лукьянова*
Художественный редактор *А. Я. Гладышев*
Технический редактор *А. Е. Матвеева*
Корректоры *К. И. Савенкова, К. С. Торопцева*

Сдано в набор 19/VI 1974 г. Подписано в печать 24/X 1974 г. Т-17858.
Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 23,5. Усл. п. л. 30,55. Уч.-изд. л. 30,61.
Тираж 1600 экз. Заказ № 1077/5441—7. Цена 3 р. 45 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

5589