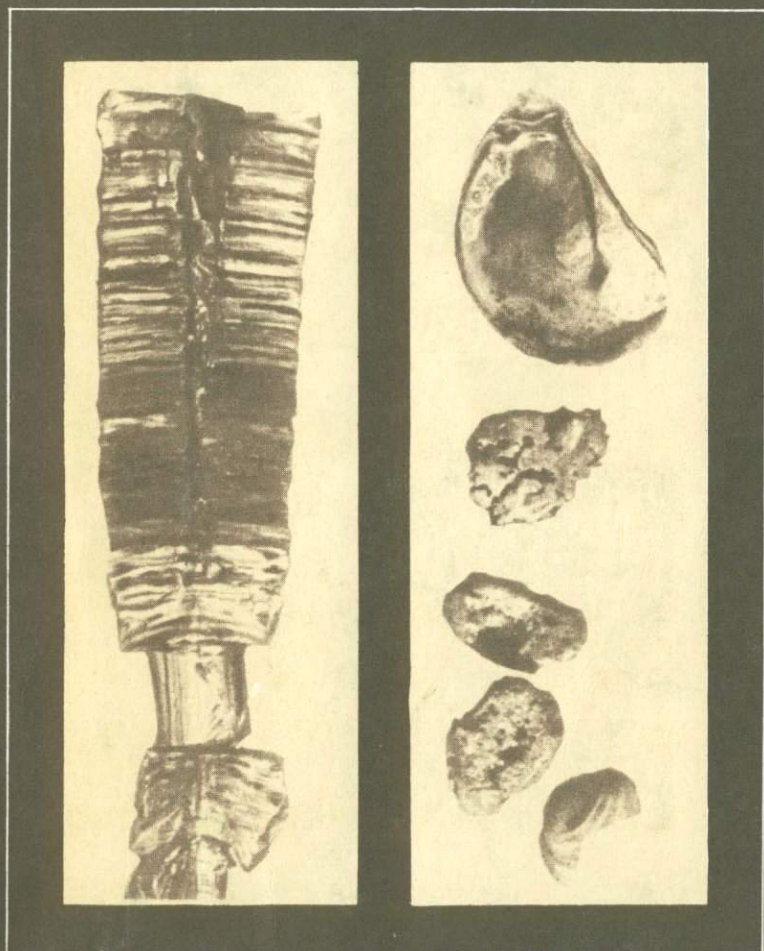


Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

551.3

Осадконакопление
на континентальной
окраине
Черного моря

2576.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1978



Авторский коллектив:

Ф.А. Щербаков, П.Н. Куприн, Л.И. Потапова,
А.С. Поляков, Э.К. Забелина, В.М. Сорокин

Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря.
М., "Наука", 1978 г.

В монографии обобщен новый материал по геологии континентальной окраины севера Черного моря. Анализируются колонки донных осадков внешнего шельфа, континентального склона и его подножия. В работе детально описаны четыре опорных разреза позднечетвертичных отложений, стратиграфическое расчленение которых проведено по фауне моллюсков, флоре диатомовых водорослей и определениям абсолютного возраста. Дана литологическая характеристика основных типов осадков.

На основе полученных данных восстановлена палеогеография Черного моря за последние 20 тыс. лет. Рассмотрены процессы формирования, состав и свойства позднечетвертичных отложений исследованного района.

Табл. 13. Ил. 37. Библ. 96 назв.

Ответственный редактор
П.А. КАПЛИН

ВВЕДЕНИЕ

Окраины внутренних морей (таких, как Черное) во многом (и прежде всего в отношении седиментогенеза) являются аналогом океанских окраин. Разнообразие геологического строения различных участков края Черноморской впадины, а также доступность объекта позволяют рассматривать Черное море как природную лабораторию для изучения седиментогенеза на окраинах континентов.

До последнего времени основные исследования по геологии позднечетвертичных осадков проводились или в прибрежной зоне до глубин 30–50 м (Зенкевич, 1958; Барковская, 1975; Ищенко, 1970; Невесский, 1967; Пазюк и др., 1967, 1972) или в глубоководной впадине (Архангельский, 1928; Страхов, 1971; Degens, Ross, 1972; Shimkus, Trimonis, 1974). Основы геологии позднечетвертичных отложений Черного моря были заложены Н.И. Андрусовым (1890, 1918, 1926) и А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938), которые, развивая идеи Н.И. Андрусова, сформулировали основы современных представлений о новейшей палеогеографии Черного моря. Н.М. Страхов (Страхов и др., 1954) построил схемы распространения некоторых основных типов осадков шельфа северо-запада Черного моря, которые, будучи по существу немасштабными, не могли быть опорными для детального изучения геологии позднечетвертичных отложений.

В основу нашей работы положено исследование около 200 колонок донных осадков (рис. 1, вкл.) длиной до 7–8 м, полученных при помощи грунтовых трубок. Эти колонки расположены таким образом, что по ним можно построить разрезы позднечетвертичных отложений, ориентированные грубо перпендикулярно к береговой линии. Особенно четко этот план выдержан там, где шельф и континентальный склон узки. На обширных пространствах широкого шельфа (например, на северо-западе Черного моря) между опорными разрезами взяты многочисленные дополнительные колонки грунта; в таких районах получилась целая сетка станций, довольно равномерно охватывающая всю исследованную территорию. По всему изученному району шельф охарактеризован, начиная с глубин 30 (26–28) – 50 м, а у подножия континентального склона ряд колонок взят на глубинах до 2000 м, т.е. уже в глубоководной котловине. Такие работы проведены на всем северном склоне Черноморской впадины; причем крайние западные колонки взяты в узкой полосе авандельты Дуная, а крайние восточные – на шельфе, прилегающем к г. Анапе.

При анализе полученного авторами фактического материала проводились в большом объеме новые виды исследований. Впервые для осадков центральных и внешних частей шельфа, а также континентального склона определены многие физико-механические свойства и состав органического вещества. Стратиграфическое расчленение позднечетвертичных разрезов шельфа проведено в основном по фауне моллюсков в соответствии со схемой, предложенной Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961). Изучены комплексы диатомовых водорослей, фораминифер и остракод¹.

Для некоторых опорных разрезов определен абсолютный возраст осадков по радиоуглероду². В толще шельфовых осадков удалось выделить некоторые маркирующие горизонты (например, обогащенные органическим веществом), проследить их в отложениях подножия континентального склона и с их помощью детально расчленить глубоководные отложения исследованного района Черноморской впадины. В результате сейчас можно точно определить стратиграфический объем донных отложений, пройденных грунтовыми трубками. Он нигде не выходит за пределы верхнего плейстоцена, так как максимальный возраст осадков оказался равным 18 000 лет.

Полученный нами керн донных отложений севера Черного моря в дальнейшем был подвергнут детальному литологическому исследованию. Наиболее широко применены водный гранулометрический анализ из влажных проб по методу В.П. Петелина (1967) и определение содержания CaCO_3 (осадкообразующий компонент), а также некоторых других элементов, в частности железа, как валового, так и растворимого в соляной кислоте; причем для последнего во многих случаях определены и трех-, и двухвалентные разности. Химический состав основных литологических типов осадков охарактеризован данными валового силикатного анализа.

Для значительного числа образцов из исследованного керна верхнечетвертичных осадков установлено содержание тяжелой (более $2,9 \text{ г/см}^3$) и легкой подфракций в крупноалевритовой и мелкопесчаной фракциях.

Большое внимание уделено изучению минералогического состава глинистой части осадка (фракции менее $0,001 \text{ мм}$)³. Этот состав определен для всех литологических типов осадков в различных стратиграфических горизонтах и районах континентальной террасы.

Исследованы содержание, распределение и состав органического вещества. Анализу подверглись разнообразные литологические типы осадков в отложениях всех стратиграфических горизонтов.

¹ Фораминиферы в образцах из нескольких колонок определены В.В. Янко, а остракоды – Н.М. Ильницкой (Одесский государственный университет).

² Определения проводились в лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ О.Б. Паруниным.

³ Определения проводились З.П. Бурмистровой и А.Я. Шевченко.

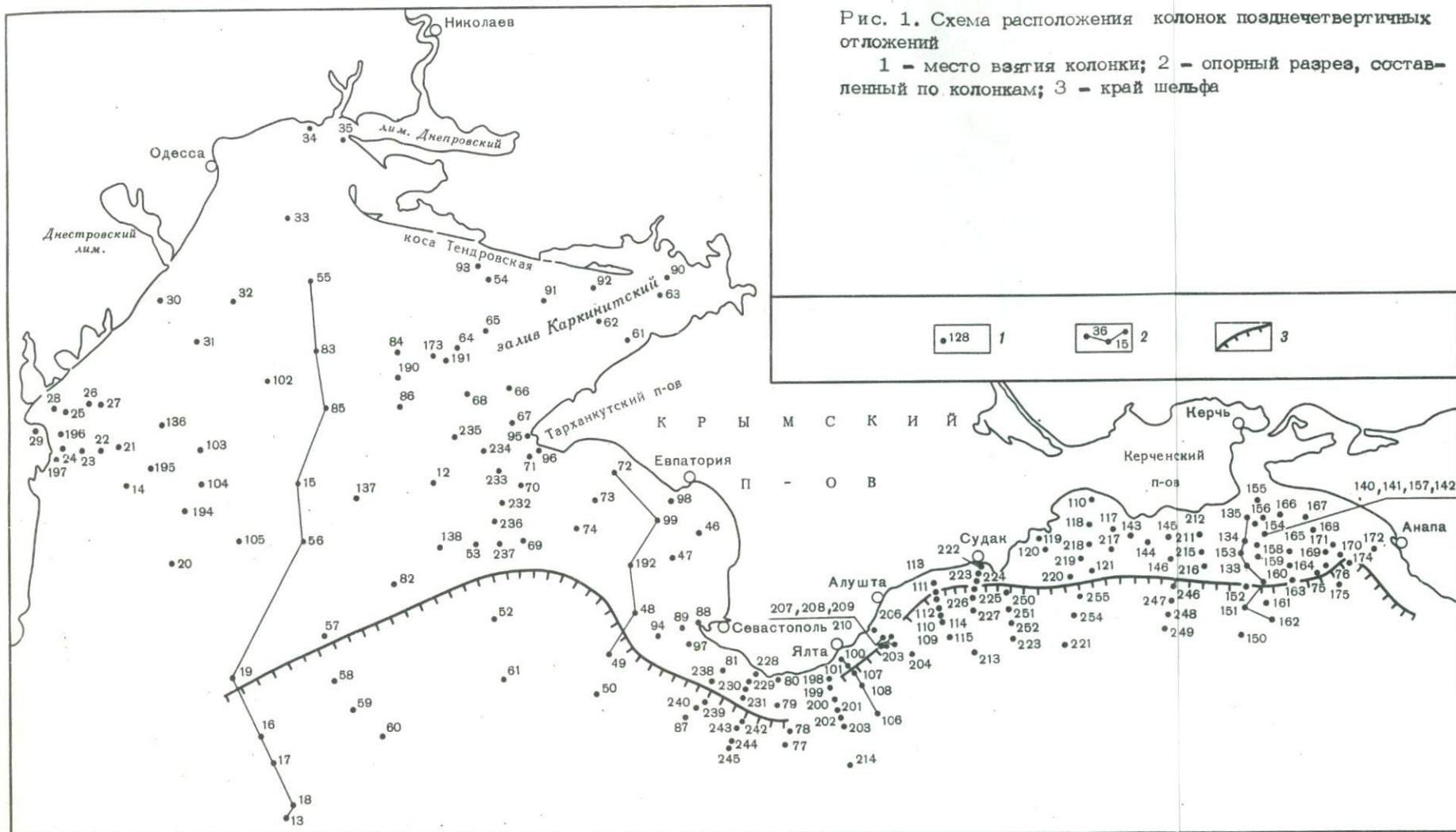


Рис. 1. Схема расположения колонок позднечетвертичных отложений

1 - место взятия колонки; 2 - опорный разрез, составленный по колонкам; 3 - край шельфа

Значительное количество анализов связано с определением физико-механических и прочностных свойств различных литологических типов осадков. В строго определенном режиме, но из разных осадков отжимались поровые воды, а монолиты ядра исследовались потом методами современной инженерной геологии. При этом получены такие параметры, как влажность, пластичность, объемный и удельный веса, различные варианты прочности, степень агрегированности и др. Установлена степень ориентированности глинистых частиц методами рентгеновской дифрактометрии и магнитной анизотропии, а также под сканирующим электронным микроскопом.

Большая работа проделана по анализу характера рельефа морского дна на основе картографических материалов.

Один из главных результатов обработки фактического материала — построение различного рода карт: основных элементов рельефа шельфа, мощностей голоценовых осадков, типов современных осадков, с помощью которых мы попытались составить схему позднечетвертичных тектонических движений северного борта Черноморской впадины. Кроме того, создана серия литолого-палеогеографических карт для основных стратиграфических горизонтов, выделенных в разрезе позднечетвертичных осадков. Материалы по исследованию литологии осадков положены в основу карт, отражающих распределение отдельных гранулометрических фракций, содержания тяжелой фракции, CaCO_3 , железа, органического углерода, гуминовых кислот и др.

ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЙОНА

Исследованная нами континентальная терраса северного борта Черноморской впадины неоднородна по рельефу и геологическому строению, что дает возможность изучить довольно разнообразные литологические и генетические типы осадков.

Особенности геоморфологического и геологического строения позволяют выделить здесь три крупных района: северо-западную часть дна Черного моря, континентальную террасу Южного Крыма и дно Черного моря, прилегающее к Керченскому и Таманскому полуостровам.

Северо-западный район можно представить в виде треугольника с вершинами в устьях Дуная и Днепра и у м. Херсонес. Это наиболее широкий и обширный участок шельфа на всем Черном море, представляющий собой пологую слабо всхолмленную равнину. Для этого района характерен и наиболее пологий континентальный склон с сильно распластанным подножием. Геологически эту часть дна Черного моря можно рассматривать как единое целое, так как она расположена целиком в пределах платформенной области юга Украины, включающей юго-западную оконечность Восточно-Европейской и часть Скифской плит.

Классический пример континентальной окраины молодого складчатого сооружения — шельф, склон и его подножие, прилегающие к Южному Крыму, от м. Херсонес (г. Севастополь) на западе до Феодосийского залива на востоке. Шельф здесь резко сужен, а континентальный склон обладает значительной крутизной. Резкий перепад глубин на небольшом расстоянии хорошо отражает "прижатость" глубоководной части впадины к континентальной окраине.

Часть дна Черного моря, прилегающая с юга к Керченскому и Таманскому полуостровам, включает в себя Феодосийский залив на западе, а на востоке простирается до г. Анапы. Этот район отличается заметным по сравнению с Южным Крымом расширением и усложнением рельефа шельфа, а также выполаживанием континентального склона (особенно за счет увеличения ширины его подножия).

Особенности питания континентальной окраины Черного моря осадочным материалом достаточно хорошо известны. Нам хотелось бы обратить внимание лишь на некоторые главные особенности этого процесса.

Основной фактор, определяющий черты сходства позднечетвертичных отложений района, — климат. Вся область юга Русской

равнины относится к южной умеренной части гумидной зоны, отличающейся определенными чертами "аридности". Вероятно, ее можно характеризовать как семиаридную. Важно подчеркнуть такую особенность условий седиментогенеза в Северном Черноморье, как заметное влияние источников сноса, находящихся в иных климатических условиях. Проводники этого влияния — крупные реки, текущие с севера Русской равнины из средней или даже северной умеренной части гумидной зоны. Этим в определенной степени затушевываются признаки "аридности" климата, проявляющиеся в районе самого бассейна седиментации.

Один из основных факторов, вносящих определенные различия в условия седиментации на континентальной окраине севера Черного моря, — геологическое строение прилегающей суши и самой ее окраины. Рассматривая этот фактор прежде всего с точки зрения условий питания бассейна осадочным материалом, мы можем выделить те же три основные области континентальной террасы Черного моря, которые были намечены выше.

На седиментогенез в северо-западной части дна Черного моря влияют крупные равнинные реки, текущие с Русской равнины и из Средней Европы. Количественный анализ твердого стока рек в самое последнее время вновь был проведен К.М. Шимкусом и Э.С. Тримонисом. Вынос Дуная — реки, дающей основную массу осадочного материала в этой части Черного моря, очень сильно отклоняется к югу постоянным течением и преобладающими волнениями. Полоса глинистых осадков, связанных с этим выносом, в северной половине дельты имеет ширину только около 5 км. Таким образом, основная часть дунайского материала выносится, по-видимому, на румынский шельф и к его подножию, минуя северо-западную часть дна Черного моря. Значительная часть твердого стока других рек (Днестр, Буг и Днепр) этого района остается в лиманах и лагунах, куда они впадают.

Это заставляет нас предположить, что невозможно оценить вынос осадочного материала в северо-западную часть Черного моря только по данным о твердом стоке рек. Фактическое поступление речного материала должно быть значительно меньше. Зато, по-видимому, должна быть повышена оценка роли абразии берегов этого района в питании его осадочным материалом. Действительно, почти все открытые действию волнения берега сложены здесь рыхлыми породами, среди которых преобладают глины и суглинки.

Наибольшее значение имеют лессовидные суглинки плейстоцена, залегающие повсеместно на всей территории юга европейской части СССР. Существенно меньшее значение имеют, вероятно, глинистые и песчаные отложения верхнего плиоцена, обнажающиеся кое-где в основании береговых обрывов. Определенное подтверждение сказанному выше — опубликованная недавно работа Ю.Д. Шуйского (1974), дающая количественную оценку абразии в данном районе.

Седиментогенез на континентальной террасе Южного Крыма осуществляется в основном за счет абразии берегов, так как здесь

нет постоянных водотоков со значительным твердым стоком. Ранее роль абразии здесь, возможно, недооценивалась, однако в действительности в этом районе много небольших участков берега, сложенных рыхлыми породами. Они представляют собой часть оползневых массивов и делювиальных шлейфов, слагающих берег на значительном протяжении. Объем материала, поступающего в море таким образом, практически никем не подсчитан, но он может быть значительным.

На континентальную террасу Керченского и Таманского полуостровов осадочный материал может поступать из Азовского моря и в результате абразии берегов, сложенных в основном рыхлыми глинистыми породами плиоценового и четвертичного возраста. Ю.П.Хрусталев и Ф.А.Щербаков (1968) показали, что первый источник дает всего лишь около 1 млн. т осадочного материала в год. В связи с этим в балансе поступающего с суши в этот район материала должно быть повышено значение роли абразии берегов. Это в общем-то хорошо согласуется с наличием в данном районе целого ряда участков активно абрадируемого берега, таких, как мысы Железный Рог и Панагия, Такиль, Чауда и др.

Подводя итог краткому анализу процесса поступления твердого осадочного материала в северную часть Черного моря, хотелось бы подчеркнуть резкое преобладание в осадках глинистого пелитового материала. Особенно это относится к северо-западной части бассейна и в несколько меньшей степени — к Керченско-Таманскому району. Естественно также, что с Южного Крыма поступает материал, в составе которого повышена доля более крупных фракций, прежде всего таких, как алеврит.

Рельеф северного склона Черноморской впадины рассмотрен В.П.Гончаровым (Гончаров, Непрочнов, 1960). Однако как в этой работе, так и в предыдущих исследованиях детально геоморфологическому анализу не был подвергнут шельф (за исключением прибрежной зоны). Поэтому основное внимание в нашей работе было уделено рассмотрению рельефа шельфа, тем более, что именно здесь седиментогенез в наибольшей степени контролируется рельефом дна.

Анализ рельефа шельфа северной части Черного моря проведен нами на основе обобщения картографических материалов. В результате построена детальная карта рельефа дна исследованного района в изобатах. На основе этой карты создана схема основных элементов рельефа дна северной части Черного моря (рис. 2), на которой прежде всего выделены структурно обусловленные формы рельефа. На схеме отражены две основные группы элементов рельефа: районы с преобладанием элементов реликтово-эрозионного рельефа (практически все основные положительные формы); районы с преобладанием аккумулятивного (выровненного или реликтово-расчлененного) рельефа (основные понижения).

Наличие этих крупных элементов рельефа служит подтверждением сохранности субаэрального рельефа на шельфе, которая имеет место даже в том случае, когда основные элементы рельефа

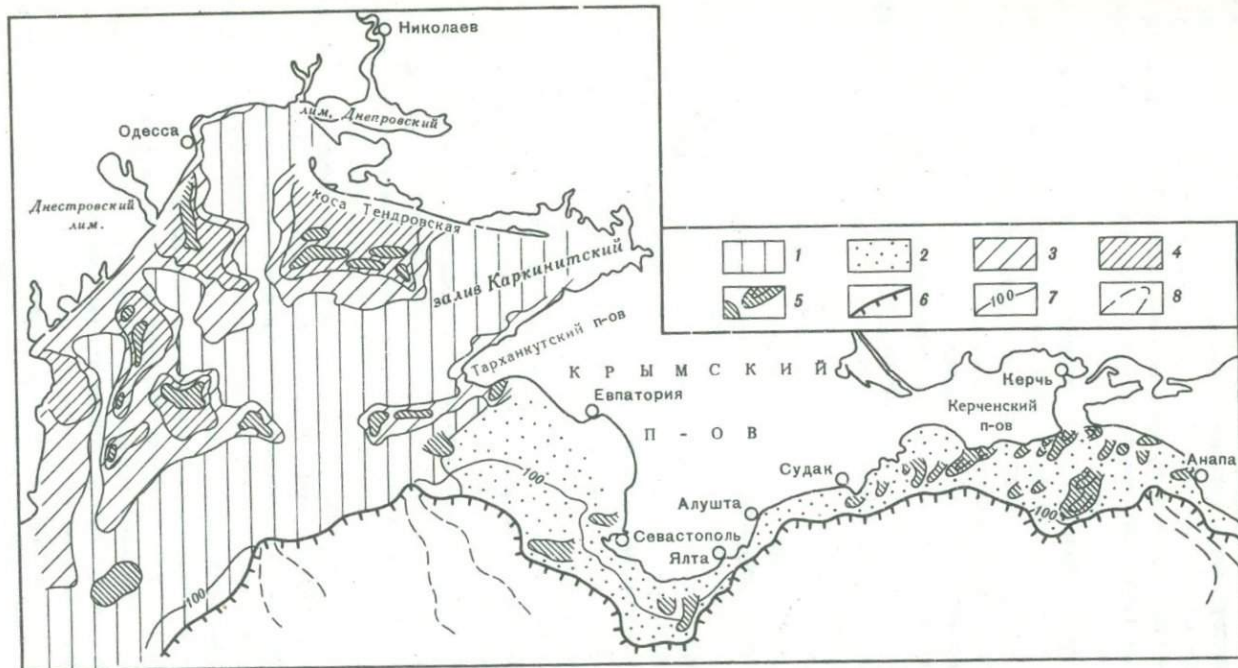


Рис. 2. Схема основных элементов рельефа шельфа северной части Черного моря

Районы с преобладанием: 1 - реликтивно-расчлененного аккумулятивного субэвразального рельефа; 2 - выровненного аккумулятивного морского рельефа; 3 - реликтивно-эрозионного рельефа; 4 - отдельные крупные "возвышенности" в районах эрозионного рельефа; 5 - локальные поднятия в районах эрозионного и аккумулятивного рельефа; 6 - край шельфа; 7 - изобата 100 м; 8 - наиболее крупные подводные каньоны

сложены рыхлыми легко абрадируемыми отложениями (как, например, в нашем районе). Естественно, что главная причина этого – высокая скорость подъема уровня моря в процессе поздне- и последниковой трансгрессии Мирового океана. Будучи затопленными, реликты субаэрального рельефа на шельфе оказываются законсервированными и сохраняются лучше, чем на суше. Это дает возможность с успехом проводить на шельфе структурно-геоморфологический анализ.

Важный, с нашей точки зрения, структурно обусловленный элемент рельефа шельфа, – его внешний край, в особенности глубина его границы с континентальным склоном. Анализ данных по этому вопросу показал, что в пределах исследованного района глубина края шельфа различна. На шельфе севера Черного моря и большей части Кавказского побережья глубина края обычно около 100 м. Именно поэтому на схеме элементов рельефа описываемого шельфа поднята изобата 100 м; участки с краем, погруженным ниже "нормы", могут быть выделены как аномальные.

Наиболее сложен и разнообразен рельеф самого широкого платформенного шельфа северо-западной части Черного моря. Основные наиболее четко структурно обусловленные крупные элементы рельефа здесь – обширные пологие пространства с реликтами эрозионного рельефа. Такие "водораздельные" пространства занимают немногим менее половины северо-западного шельфа. Они заметно приподняты над прилегающими участками дна. В северной части шельфа такой район прилегает с юга к косе Тендра. Два крупных "водораздельных" пространства расположены в западной части района. Одно из них тянется к юго-востоку от участка берега, расположенного между Днестровским лиманом и Одесским заливом, другое, наиболее крупное и сложное по конфигурации, простирается из района Будацкого лимана к югу и юго-востоку. В восточной части района имеется фактически только один относительно крупный "водораздельный" участок, примыкающий с юго-запада к полуострову Тарханкут и вытянутый в широтном направлении (см. рис. 2).

Среди этих самых крупных положительных форм рельефа северо-западного шельфа Черного моря выделяются отдельные возвышенности. Кроме того, благодаря сохранности элементов эрозионного вреза могут быть определены и более мелкие положительные формы рельефа типа локальных поднятий.

Конфигурация значительных и более мелких локальных поднятий и их расположение в пределах крутых возвышенностей, по моему мнению, в наибольшей степени отражают характер тектонических движений дна северо-западной части Черного моря в течение последних тысячелетий его геологической истории. В пределах Тендровского района конфигурация и расположение упомянутых форм рельефа просты. Здесь имеются цепочки и гряды овальных пологих выступов, вытянутых в строго широтном направлении. То же самое можно сказать и о формах рельефа, осложняющих Тарханкутский водораздел.

Иначе обстоит дело в западной одесско-дунайской части района. Здесь, например, отдельные поднятия Будацкого водораздельного пространства, относительно простые по конфигурации, имеют уже не широтную, а меридиональную или субмеридиональную ориентировку.

Наиболее сложен рельеф поверхности Будацкого водораздела. Здесь обнаружено несколько групп поднятий, имеющих разную конфигурацию и ориентировку. Так, выделяется субмеридионально вытянутая цепочка пологих выступов, тянущихся от Будацкого лимана на севере через о-в Змеиный и далее на юг. Юго-восточный выступ Будацкой возвышенности представляет собой как бы ее широтную ветвь, образованную двумя группами более мелких выступов неправильной конфигурации и беспорядочного расположения.

Большую часть территории шельфа северо-западной части Черного моря занимают обширные пологие понижения с аккумулятивным рельефом. Один из основных факторов формирования такого рельефа в этих областях – накопление подэднечетвертичных морских отложений, способствовавшее общему выравниванию поверхности впадин. Кроме того, на значительных площадях понижений аккумулятивный рельеф унаследован от доголоценового этапа развития описываемого района. Имеется в виду, что под слоем современных морских осадков в таких районах развиты мощные накопления континентальных отложений, образовавших различные аккумулятивные формы субаэрального рельефа (связанные главным образом с существовавшими здесь реками, озерами, лиманами).

Характеризуя наиболее крупные из отрицательных форм рельефа, надо обратить внимание прежде всего на понижение, занимающее практически всю центральную часть описываемого шельфа. Отличие его от других понижений состоит в том, что оно не абсолютно выровнено, а имеет довольно сложный мезорельеф. Это многочисленные мелкие неправильной формы выступы в основном грядового характера с относительным превышением 1–2 м. Все эти формы связаны, по-видимому, с аккумулятивными элементами рельефа еще доголоценовой поверхности.

Кроме этого самого обширного понижения выделяется ряд других, которые характеризуются полностью выровненным аккумулятивным рельефом, возникшим в результате заполнения этих впадин современными осадками. Три таких относительно небольших понижения расположены в западной части описываемого шельфа. На севере – это тянущееся к югу от Одесского залива продолжение так называемого Днепровского желоба; далее – понижение, разделяющее Днестровскую и Будацкую возвышенности, и, наконец, узкое меридионально вытянутое понижение, отделяющее авандельту Дуная от поднятий Будацкой возвышенности.

На востоке нашего района (прикрымская часть) такие понижения с полностью выровненным рельефом занимают обширные площади. Одно из них – понижение Каркинитского залива, другое – все дно Каламитского залива.

Основываясь на характеристике главных элементов рельефа шельфа северо-западной части Черного моря, можно подразделить данный район по крайней мере на три части. Крайняя восточная (прикрымская) отличается преобладанием понижений и областей с аккумулятивным рельефом дна. Центральная, протягивающаяся в виде полосы от косы Тендра на севере до края шельфа на юге, характеризуется в общем простым рельефом с тенденцией к широтной ориентировке основных его элементов и с примерно одинаковым распространением по площади возвышенных и пониженных областей дна. Наконец, крайняя западная (одесско-дунайская) часть северо-западного шельфа Черного моря отличается значительным расчленением рельефа и занята имеющими четкую меридиональную ориентировку возвышенностями (Днестровская, Будацкая).

По глубине залегания края шельфа северо-западной части Черного моря можно выделить в пределах этого района те же три области, о которых говорилось выше. Глубже всего (130–190 м) расположен край шельфа, прилегающий к Юго-Западному Крыму (см. рис. 2). С запада (примерно по меридиану г. Николаева) и с востока (по меридиану г. Ялты) этот район четко ограничен участками со 100-метровой глубиной края шельфа. Наиболее глубоко (190 м) край шельфа погружен на юго-западном продолжении Каламитского залива. В пределах центральной части северо-западного шельфа (между меридианами г. Николаева и г. Одессы) край его довольно четко совпадает со 100-метровой изобатой. Наконец, оконечность самого западного из районов данного шельфа оказывается погруженной на глубину около 130 м. Таким образом, как по характеру рельефа собственно шельфа, так и по положению его края северо-западный шельф Черного моря делится четко на три части: восточную (прикрымскую), центральную и западную (одесско-дунайскую).

Необходимо отметить некоторые особенности рельефа, влияющие на седиментогенез континентального склона и его подножия. Наиболее резко отличие рельефа склона Западного Крыма от рельефа склона остальной части данного района, заключающееся в значительной крутизне (средние уклоны 0,4) и рассеченности его если и не настоящими каньонами, то бороздами типа промоин, каналов стока и т.п. Континентальный склон остальной части северо-западного района очень полог (уклоны не более 0,1) и представляет собой слабо волнистую поверхность с характерными западинами и небольшими выступами. Пожалуй, здесь только самая верхняя часть склона (от 100 до примерно 400 м) несколько круче. Интересно, что области этих двух типов континентального склона северо-запада Черного моря довольно резко разделены крупным желобом, который можно с некоторой натяжкой назвать настоящим каньоном. Для него характерна четкая меридиональная ориентировка тальвега, практически совпадающего с меридианом г. Николаева. Однако вершина его не выходит за пределы склона на шельф. Ее положение фиксируется лишь небольшим осложнением конфигурации края шельфа.

Совершенно не похожа по рельефу на описанный выше район континентальная окраина Южного Крыма. Шельф от м. Херсонес до Феодосийского залива здесь резко сужается и ширина его даже в самой широкой западной части между Севастополем и Ялтой не превышает 30 км. Восточнее (между Ялтой и Феодосией) он становится еще уже — от 5 до 10 км. Основная особенность рельефа шельфа здесь — крайне однообразный выровненный преимущественно аккумулятивный характер при значительной крутизне. На всем протяжении шельфа выделено всего несколько слабо выраженных изолированных друг от друга валобразных поднятий, обычно ориентированных вкрест простирания шельфа. Два таких поднятия пересекают шельф к западу от Севастополя. Они имеют строго широтную ориентировку. Два небольших уже меридиональных вала пересекают шельф к югу от Ялты. Наконец, еще несколько таких форм рельефа осложняют поверхность этого района шельфа в крайней его восточной части, прилегающей к мысам Меганом и Карадаг. Следует обратить внимание на то, что некоторые из этих валобразных поднятий в рельефе доходят до самого края шельфа и как бы срезаются этим краем. Говоря о крае шельфа, как это мы уже делали ранее, необходимо проследить глубину его заложения в районе, прилежащем к Южному Крыму. По этому принципу шельф этого района резко подразделяется на две части. На западе выделяется простирающийся вплоть до Ялты участок, где край шельфа переуглублен до 150–160 м. В районе Ялты перегиб в подводном склоне резко поднимается и далее к востоку его глубина не превышает 100 м.

Континентальный склон Южного Крыма, с одной стороны, типичен для молодого складчатого сооружения своей крутизной (уклоны здесь 0,4–0,5), с другой — характеризуется относительно простым рельефом, где отсутствуют настоящие каньоны, а развиты небольшие промоины, желоба стока, борозды.

Заметным своеобразием отличается рельеф шельфа Керченского и Таманского полуостровов — крайнего восточного района наших исследований. Здесь отмечается значительное расчленение с преобладанием относительно мелких форм рельефа. Наиболее примечательно чередование сравнительно небольших участков с элементами реликтового эрозионного рельефа и несколько более обширных зон выровненного аккумулятивного рельефа. Участки реликтово-эрозионного рельефа представляют собой поднятия в рельефа дна, имеющие в плане конфигурацию гряд, довольно четко простирающихся в одном направлении с юго-запада на северо-восток. В пределах гряд на шельфе можно, как правило, выделить отдельные пологие выступы дна, вытянутые в цепочки согласно общему простиранию гряды. Описанные гряды пересекаются с краем шельфа, имеющим здесь в общем широтное простирание и как бы срезающим упомянутые выше элементы рельефа шельфа. Правда, имеются некоторые признаки продолжения этих поднятий и на относительно пологом здесь континентальном склоне. Разделяют описанные выше гряды доволь-

но широкие понижения с плоским дном, характеризующиеся выровненным аккумулятивным рельефом.

Анализ доложения края шельфа показал, что практически в пределах всего Керченско-Таманского района он четко привязан к глубине 100 м. Есть лишь один небольшой участок непосредственно к югу от Керченского пролива, где край шельфа опускается до 120 м.

Основная особенность рельефа континентального склона Керченского и Таманского полуостровов — его значительная выположенность (средние уклоны 0,25), что особенно заметно при сравнении с прилегающими с запада и востока участками южнокрымского и кавказского склонов. Континентальный склон описываемого нами района отличается сравнительно (например, с кавказским) простым рельефом и небольшой расчлененностью. Для него характерны пологие и широкие валобразные выступы дна, осложняющие рельеф склона. Они ориентированы поперек склона и обычно их можно проследить от края шельфа к подножию. Как указывалось выше, местами эти положительные формы рельефа склона пространственно коррелируются с грядовыми формами рельефа шельфа. Единственный крупный отрицательный элемент рельефа склона данного района — четко выраженный каньон, отделяющий его от континентального склона северных отрогов Большого Кавказа. Однако этот элемент, с нашей точки зрения, принадлежит уже к типично кавказским формам рельефа, которые здесь не рассматриваются.

СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое расчленение отложений континентальной террасы севера Черного моря проведено на основе схемы, предложенной Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961). Выделяемые ими горизонты достаточно уверенно прослеживаются во всем исследованном районе как на шельфе, так и у подножия континентального склона. Это показывает более универсальный, чем считалось ранее, характер схемы Л.А. и Е.Н. Невесских, являющейся, по существу, модернизацией построений Н.И. Андрусова, а также А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова.

В толще позднечетвертичных осадков выделены новоэвксинские слои с каспийской содоноватоводной фауной, бугазско-византийские слои переходного типа со смешанной каспийско-средиземноморской фауной, каламитские слои со средиземноморской фауной, джеметинские слои с современной фауной.

Морфотектонические области, на которые подразделен северный борт Черноморской впадины, существенно отличаются по строению разреза и составу позднечетвертичных отложений. Нами выявлены и описаны основные типы опорных разрезов позднечетвертичных отложений. В северо-западной части Черного моря выделены Одесско-Дунайский тип разреза, характерный для всей территории к западу от меридиана г. Николаева, и Западно-Крымский — для той части северо-запада Черного моря, которая расположена восточнее данного меридиана. В пределах континентальной окраины Южного Крыма позднечетвертичные отложения имеют сходное строение, поэтому для этого района описан один сводный опорный разрез, названный Южно-Крымским. Наконец, в пределах континентальной террасы Керченского и Таманского полуостровов выделен Керченско-Таманский тип разреза.

ОДЕССКО-ДУНАЙСКИЙ РАЗРЕЗ

Этот разрез составлен по колонкам, вскрывающим позднечетвертичные и подстилающие их отложения. Колонки взяты по пересечению континентальной террасы в меридиональном направлении от прибрежной зоны (глубина около 30 м) до подножия континентального склона (около 1800 м) (рис. 3).

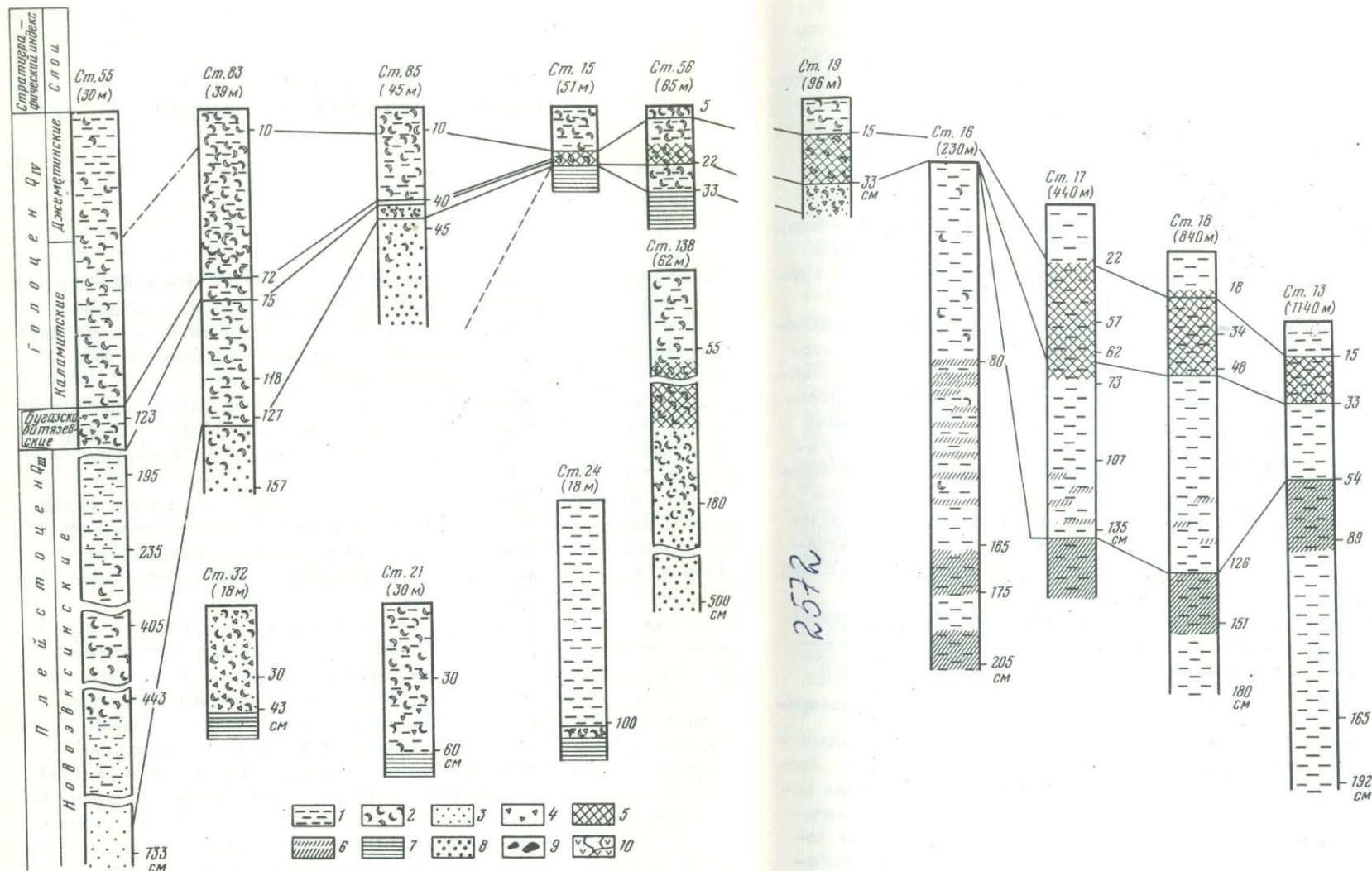


Рис. 3. Схема сопоставления колонок позднечетвертичных отложений Одесско-Дунайского разреза

1 - илы; 2 - ракуша; 3 - алеврит; 4 - ракушечный детрит; 5 - сапропель; 6 - гидрогройлит; 7 - суглинки; 8 - пески; 9 - галька; 10 - крупные обломки пород

Континентальные отложения плиоцена (N_2 и N_2k_j) и плейстоцена (Q_{II-III})

Наиболее древние из вскрытых отложений залегают в пределах распространения данного разреза в средней и центральной зоне шельфовой части. В нескольких грунтовых трубках, взятых с глубин 50-65 м непосредственно под морскими осадками, обнаружены плотные

комковатые "сухие" глины пестрых окрасок, преобладают светло-бурые, палевые, зеленые тона. Эти глины отнесены нами к верхам плиоцена и сопоставлены с верхнеплиоценовыми и куяльничскими континентальными отложениями, обнажающимися в основании береговых обрывов в районе Одессы и вскрытыми в прилегающих участках подводного берегового склона бурением. К верхнему плиоцену отнесены и вскрытые в центральной части шельфа серые мелкозернистые пески с растительными остатками. Возможно, что это аналоги песчаных прослоев, известных в разрезах куяльника и верхнего плиоцена юга Украины.

Предполагаемый возраст отложений уверенно подтвердить палеонтологически не удалось из-за малого количества керн. Опре-

деленные результаты получены лишь при исследовании комплекса остракод. Однако оказалось, что в этом комплексе смешаны пресноводные, солоноватоводные и морские формы. О принадлежности этих явно континентальных глин и песков к верхам континентального плиоцена говорят находки *Condoniella abicans* (Br.), *Trachyleberis pseudocovea* (Liv.), *Henicither sicula* (Brady) и оогоний харовых водорослей. Однако наряду с ними присутствуют средиземноморские формы, часть из которых живет и ныне. Это *Xestoleberis cornellii* (Car.), *Carinocythereis rubra* (G. W. Müll) и некоторые др. Более древние пресноводные формы могут быть, конечно, перетолженными, но и средиземноморские могли быть занесены при отборе колонки, выталкивании грунта из колонковой трубы и т.п.

Стратиграфически выше и, по-видимому, на размытой поверхности верхнеплиоценовых глин залегают светло-бурые и палевые лесовидные суглинки, включающие иногда растительные остатки, мелкие известково-глинистые конкреции типа "журавчиков". Эти отложения полностью аналогичны средне- и верхнеплейстоценовым (Q_{II-III}) суглинкам, покрывающим обширные пространства юга Украины и слагающим большую часть береговых обрывов в описываемом районе. Эти отложения вскрываются по периферии Одесско-Дунайского района северо-западного шельфа Черного моря и залегают непосредственно под позднечетвертичными морскими осадками в авандельте Дуная, вдоль побережья между Дунаем и Одессой, на подводном береговом склоне косы Тендра.

В пределах распространения Одесско-Дунайского типа разреза развитая на шельфе толща континентальных плиоцен-плейстоценовых отложений венчается аллювиальными отложениями верхнего плейстоцена (Q^{all}_{III}). Они залегают частично на размытой поверхности плиоценовых глин и среднеплейстоценовых лессов, в палеодолинах, а частично фациально замещают верхнеплейстоценовые лесовидные суглинки. Это сложно построенная толща, в составе которой основную роль играют пески, как правило мелкозернистые, часто переходящие в алевриты и глины. Характерно большое количество растительных остатков, в отдельных случаях встречаются целые горизонты торфов. Иногда в толщах аллювиальных песков и алевритов верхнеплейстоценового возраста отмечены прослой или, скорее, линзы глинистых илов. Местами в разрезах этой аллювиальной толщи широко представлена фауна пресноводных и солоноватоводных моллюсков, образующая нередко целые ракушечниковые прослой. Основную массу этой фауны составляют *Dreissena polymorpha* и различные представители рода *Viviparus*.

Эти аллювиальные, озерные, а возможно, и лиманные отложения вскрываются на больших пространствах шельфа рассматриваемого участка и выполняют понижения палеорельефа. Они обнаружены под слоем новейших морских отложений и в прибрежных районах,

где ими заполнены сравнительно ограниченные по площади понижения палеорельефа. Более подробно плейстоценовые отложения такого генезиса изучены по данным бурения Л.И. Пазюком и др. (1972).

Морские позднечетвертичные отложения

Новоэвксинские слои (QIII пев), описанные еще Н.И. Андрусовым, наиболее древние из вскрытых нами новейших морских отложений. У подножия континентального склона, да и почти на всем склоне они находятся в основании колонок и нигде не пройдены целиком, хотя вскрытая мощность их достигает 2 м. На шельфе же в пределах района они залегают на размытой поверхности различных по возрасту (от плиоцена до верхнего плейстоцена) и составу континентальных пород.

У подножия континентального склона и вверх по склону до глубин порядка 400 м распространены весьма характерные, описанные еще А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938) глинистые илы, наиболее яркая черта которых – светло-бурая окраска. Это свидетельствует о присутствии окисленного железа, что подтверждается данными по окислительно-восстановительному потенциалу, имеющему здесь довольно высокие положительные значения. Среди таких окисленных илов наблюдаются и прослой серых илов, отличающихся присутствием железа в сульфидной форме (в основном в виде гидротроилита).

Другая характерная черта бурых илов – высокая тонкодисперсность. Так, содержание пелита здесь нередко превышает 90%, а фракции менее 0,001 мм достигают значений 70% и более. Средний гранулометрический состав (в %) четырех образцов бурых окисленных новоэвксинских илов следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
0,5	1,7	9,1
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
4,05	17,5	67

Терригенный характер описываемых отложений подчеркивается низкой карбонатностью (CaCO_3 от 2,9 до 22,9%) и довольно высокой для черноморских осадков железистостью (Fe_2O_3 от 5,5 до 8,5%) при низком содержании органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$ от 0,2 до 0,8%).

Фракция менее 0,001 мм содержит всего лишь два глинистых минерала: гидрослюда и каолинит. Обращает внимание высокое содержание тонкодисперсного кварца. Характерна определенная подвижность межслоевых промежутков гидрослюда, проявляющаяся при насыщении этилен-гликолем и при прокаливании. Местами наблюдается небольшая примесь аморфных разбухающих компонентов неясного состава. Таким образом, все говорит о происхождении

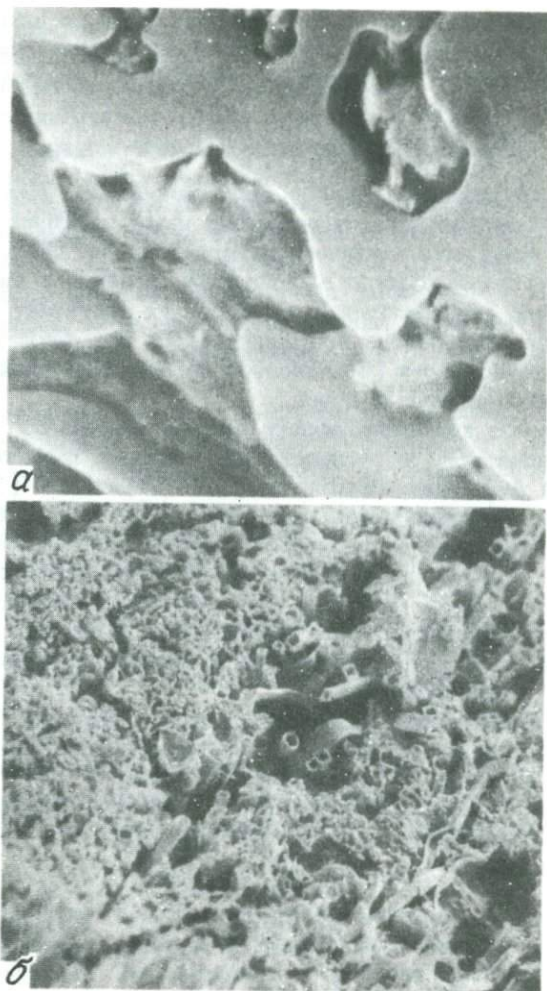


Рис. 4. Аморфный кремнезем и скелеты диатомовых водорослей в новозёвксинских осадках подножия континентального склона Одесско-Дунайского района

а - аморфный кремнезем, $\times 10\ 000$; б - диатомовые илы, $\times 1000$

глинистой части данных отложений за счет размыва кор выветривания древнейших метаморфических комплексов Украинского массива.

Отнесение описанных выше отложений к новозёвксинскому горизонту основано на том, что они образовались до возникновения в Черном море сероводородного заражения, которое началось на рубеже новозёвксинского и древнечерноморского периодов (Страхов, 1971; Caulet, 1972). Бурая окраска этих илов - реликт новозёвксинских условий, связанных с нормальной аэрацией у дна.

В описываемой толще осадков встречаются не выдержанные по простиранию участки с резко повышенным содержанием аморфного кремнезема (рис. 4,а), источник которого — скелеты диатомовых водорослей (рис. 4,б). Так, в одной из колонок (№ 58) с континентального склона в верхней части новоэвксинского горизонта содержание SiO_2 аморфного достигает 5,24% при общем фоне от следов до 0,6%. Распространение прослоев с таким и даже более высоким содержанием аморфного кремнезема именно в северной части глубоководной впадины Черного моря показано К.М. Шимкусом с соавторами (1973). Проведенный Э.К. Забелиной (Забелина, Щербаков, 1975) более детальный анализ содержания и состава створок диатомовых водорослей в данных отложениях показал, что в целом они бедны этими органическими остатками. Как правило, присутствуют отдельные единичные формы или даже обломки. Это же отмечено К.М. Шимкусом и др. (1973), которые в то же время указывают на преобладание среди редких остатков диатомей *Stephanodiscus astrae* пресноводного вида. В некоторых случаях, однако, удается определить сложный комплекс — смесь чисто морских и солоноватоводных видов. В отдельных прослоях, возможно, преобладают морские организмы, такие, как *Thalassionema nitzschoides*, *Thalassiosira decipiens*, *Coscinodiscus radiatus*. Солоноватоводные формы представлены *Diploneis domblitensis*, *Melosira arenaria*.

Л.А. Невеская, обрабатывая материалы американской экспедиции на судне "Atlantis II" (1974), обнаружила в отдельных колонках глубоководных осадков снесенные с шельфа мелкие фрагменты раковин, молодь и личиночные формы моллюсков. Это позволило расчленить некоторые из колонок, взятых этой экспедицией, выделив в частности и новоэвксинские отложения. Эти данные подтвердили именно новоэвксинский возраст наиболее древних из вскрытых ранее осадков глубоководной впадины.

В кровле новоэвксинских осадков подножия континентального склона (в пределах распространения Одесско-Дунайского типа разреза) выделен характерный горизонт, являющийся маркирующим для проведения границы между данными и залегающими стратиграфически выше витязевско-бугазскими слоями. Это слой черного, часто очень уплотненного глинистого ила мощностью около 20 см. В его составе наблюдаются включения мелких, гравийной размерности, конкрециеподобных образований неправильной формы также черного цвета. По гранулометрическому составу, содержанию железа, карбонатности и составу глинистых минералов этот слой ничем не отличается от залегающих ниже и уже описанных бурых окисленных илов. Различие в цвете и в плотности связано с тем, что все железо здесь сульфидизировано и присутствует в форме гидротроилита и мелких стяжений мельниковита. Это доказано аморфным характером сульфидов как в шлифах, так и под электронным микроскопом.

Мы рассматриваем этот гидротроилитовый слой как верхнюю часть богатых железом новоэвксинских илов, резко восстановлен-

ную до полной сульфидизации железа при возникновении сероводородного заражения в Черном море в процессе его послеледниковой трансгрессии (Страхов, 1971). Это событие произошло (как указывалось) на границе новозвксинского и древнечерноморского времени; следовательно, кровля гидротроилитового слоя должна отвечать границе между этими двумя горизонтами верхнечетвертичного разреза черноморских осадков.

Такой тип новозвксинских осадков прослеживается на восток примерно до меридиана г. Николаева, а потом сменяется несколько иными осадками, характерными для Западно-Крымского разреза позднечетвертичных отложений северного борта Черноморской впадины. В западном же направлении простираение этих отложений не изучено.

Прослеживая новозвксинские отложения вверх по континентальному склону в пределах Одесско-Дунайского разреза, мы должны отметить некоторое изменение в их составе, происходящее на глубинах 200–400 м. Осадки этого возраста, вскрытые здесь до глубины более 2 м от поверхности дна, представлены в основном серыми и темно-серыми, явно восстановленными глинистыми илами, в которых наблюдаются лишь отдельные прослои илов с реликтовой бурой окраской. Количество темных пятен, неправильных прослоев, связанных с присутствием железа в основном в форме гидротроилита, возрастает с глубиной, особенно с глубины около 1 м от поверхности дна.

В залегающих в верхней части континентального склона новозвксинских осадках, особенно в кровле этого горизонта, наблюдаются редкие остатки раковин моллюсков (в основном в форме обломков). Возможно, что с этим, в частности, связано некоторое огрубление данных отложений по сравнению с описанными выше новозвксинскими осадками. Определимые остатки раковин принадлежат исключительно представителям рода *Dreissena* (по-видимому, *Dreissena rostriformis*), которые, скорее всего, были снесены с расположенного рядом края шельфа. Это дает нам возможность уверенно отнести данные отложения континентального склона к новозвксинским, хотя они здесь и обнажаются практически на поверхности дна. Правда, на этой поверхности обнаруживается и слой полужидкого ила в несколько сантиметров, но мы считаем его образование эфемерным.

Совершенно иными отложениями представлены новозвксинские слои на краю шельфа и на всей его внешней части, относящейся к одесско-дунайской части северо-запада Черного моря. Это изменение характера разреза приурочено к перегибу шельфа и происходит на глубинах около 100 м. Здесь, на размытой поверхности континентальных четвертичных и дочетвертичных пород залегают отложения, представленные различного рода ракушечниками, относимыми нами по фауне, к новозвксинскому горизонту. Эти осадки состоят из обломков, реже целых створок раковин моллюсков, определяющих карбонатность в пределах от 42 до 80%. Наиболее кар-

бонатные чистые ракушечники новоэвксинского возраста приурочены к краю шельфа.

Различна по составу терригенная часть новоэвксинских отложений одесско-дунайского шельфа. Она представлена в одних случаях глинистым материалом, преимущественно пелитовой размерности (содержание фракции менее 0,01 мм от 5 до 10%). Такие илстые ракушечники встречаются в основном в центральной части описываемого шельфа в интервале глубин 60–70 м. Однако здесь же на некоторых участках обнаружены и ракушечники песчанистые, где терригенная часть имеет размеры более 0,1 мм и содержится в смеси с такими же по размеру обломками ракуши. Наиболее часто, однако, терригенная часть представлена смешанным пелитово-алевроитовым и песчаным материалом. Такие отложения новоэвксинского возраста распространены больше в зоне, прилегающей к началу подводного берегового склона в интервале глубин 30–50 м.

Надо отметить, что морские отложения новоэвксинского возраста на описываемом участке прослеживаются лишь до подножия подводного берегового склона, сформированного в основном при волновом воздействии на дно. Граница их распространения приурочена к изобате 30 м. Они охарактеризованы фауной моллюсков, среди которых явно преобладают представители рода *Dreissena* (ближе к краю шельфа *Dreissena rostriformis*, ближе к берегу *Dreissena polymorpha*; в некоторых случаях они встречаются одновременно). В верхней части новоэвксинских ракушечников шельфа заметную роль начинают играть *Monodacna caspia*. В периферийных областях распространения морских новоэвксинских осадков в составе ракуши появляется довольно много различных представителей гастропод рода *Viviparus*. Все это позволяет уверенно определить новоэвксинский возраст описанных выше шельфовых отложений.

Мощности морских осадков новоэвксинского горизонта на описываемом шельфе, как правило, очень невелики и колеблются от нескольких до 50–70 см. Возрастание мощностей наблюдается у самого края шельфа, однако здесь эти отложения не пройдены полностью.

В той части шельфа, которая расположена в пределах подводного берегового склона (выше изобаты 30 м), возрастные аналоги новоэвксинских слоев – континентальные отложения, залегающие прерывисто и строго локально. Это глинистые, часто существенно алевроитовые илы с горизонтами сильно песчанистых илов и илистых песков, чрезвычайно неравномерно обогащенные раковинами моллюсков. Обычно в таких линзах фауна редка и рассеяна, но иногда образует ракушечный прослой, правда, небольшой мощности. В некоторых из таких прослоев (например, в Днепровском желобе) содержится очень характерная, практически пресноводная фауна из представителей родов *Viviparus* и *Unio*. Такие отложения мы считаем лагунными и лиманными осадками, соответствующими по возрасту морским новоэвксинским слоям и залегающими во впадинах палеорельефа преимущественно бывших речных долинах. Мощность этих отложений весьма велика и нередко превышает 2–3 м.

Целый ряд таких линз, разобщенных друг от друга пространственно, залегает вдоль одесско-дунайского побережья северо-западной части Черного моря, где они были описаны Е.Н. Невесским (1967), М.Ф. Ротарем (1971) и др.

Бугазско-витязевские слои ($Q_{IV}^{m-1} \text{ bg-vt}$) выделены Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961) как переходные от формировавшихся еще в позднеплейстоценовых условиях новоэвксинских к каламитским, образовавшимся в иных, уже современных черноморских условиях.

Эти слои четко выражены в толще отложений подножия континентального склона. К бугазско-витязевским слоям здесь относится горизонт, заключенный между гидротроилитовым слоем новоэксина и сапропелеподобными отложениями каламитского возраста. Л.А. Невесская (1974) подтвердила возможность выделения бугазско-витязевских слоев и в глубоководных осадках Черного моря. Найденные ею фрагменты раковин моллюсков в слое, соответствующем по своему положению в разрезе переходному горизонту, принадлежат как к каспийским (*Dreissena rostriformis*), так и к черноморским (*Cardium edule*) видам. Этот горизонт сложен глинистыми илами (содержание пелита от 80 до 90%), отличающимися значительно меньшей дисперсностью, чем окисленные бурые илы новоэксина. Резче всего проявляется это в уменьшении доли фракции менее 1 мк, содержащейся в бугазско-витязевских илах подножия континентального склона в количестве от 25,8 до 47,5%.

Характерная особенность описываемых осадков – их восстановленный характер, о чем свидетельствуют серая окраска и довольно высокие отрицательные значения *ph*. Для бугазско-витязевских илов в глубоководной части Одесско-Дунайского разреза типична концентрация сульфидов железа (главным образом в форме гидротроилита) в отдельных слойках и мелких линзах. Этим обусловлен характерный полосчатый вид илов данного возраста. Обогащение сульфидами железа не сплошь всей толщи ила связано с уменьшением степени железистости (до 4,8–4,3% Fe_2O_3) описываемых осадков одновременно с заметным увеличением их карбонатности (местами до 35% CaCO_3), что вызвано присутствием как биогенного, так и перекристаллизованного диагенетического карбоната.

В некоторых, по-видимому, строго ограниченных, участках низы бугазско-витязевских слоев обогащены аморфным кремнеземом. В частности, такое обогащение (до 2,08%) наблюдается в той же колонке, в которой этим компонентом, но в еще большей степени обогащены новоэвксинские осадки. Детальные исследования показали, что в описываемых осадках определяемые створки диатомовых встречаются чаще, чем в новоэвксинских. Однако практически комплекс остается прежним – смешанным из пресноводно-солонатоводных и морских форм. Возможно, что роль последних несколько повышается, но недостаточное обилие диатомовых затрудняет вынесение четкого суждения о комплексе этой флоры. Из морских форм здесь обнаружены *Rhizosolenia calcaravis*, *Melosira sulcata*,

Thalassiosira decipiens, *Thalassionema nitzschioides*, *Coscinodiscus radiatus*. Из солоноватоводных определимы лишь те же, что и в новоэвксинских слоях: *Diploneis domblitensis*, *Melosira arenaria*. Мощность бугазско-визязевских слоев у подножия континентального склона в пределах Одесско-Дунайского разреза колеблется от 30 до 80 см.

Вверх по континентальному склону в пределах описываемого разреза слои, которые мы относим к бугазско-визязевскому горизонту, прослеживаются до глубин порядка 400 м. Выше они выклиниваются, так же как и более молодые осадки, в связи с выходом на поверхность дна новоэвксинских глин.

На обширном пространстве шельфа, прилегающего к одесско-дунайскому побережью, от его края и до глубин около 40 м в колонках, вскрывающих позднечетвертичную морскую толщу, бугазско-визязевские слои не выделяются. Здесь наблюдается довольно характерная картина для внешней части шельфа всего севера Черного моря — слои со смешанной каспийско-средиземноморской фауной выпадают из непрерывного разреза без разрыва его сплошности. В таких разрезах смена фауны каспийской на средиземноморскую происходит резко, без какого-либо перехода, в результате чего слои с чисто мидиевой фауной непосредственно контактируют со слоями с чисто дрейссеновой фауной. Раковины мидий при этом иногда лежат непосредственно на раковинах дрейссен, соприкасаясь с ними.

В зоне описываемого шельфа, расположенной выше изобаты 40 м, в некоторых колонках позднечетвертичных отложений вновь возможно выделение бугазско-визязевских слоев. Однако распространены они здесь не по всему подводному склону одесско-дунайского побережья, а по-видимому, спорадически. Это связано с тем, что бугазско-визязевские слои фиксируются чаще всего в линзах лагунных илов, заполняющих крупные понижения палеорельефа в данном районе. Такие отложения, описанные Е.Н. Невесским (1967), М.Ф. Ротарем (1971) и другими, представлены обычно алевроитово-глинистыми, часто песчанистыми илами с рассеянной в них характерной фауной моллюсков лиманного типа. Мощность слоев 1 м и более. Мористее зоны распространения лагунных фаций бугазско-визязевского возраста, в узкой полосе между изобатой 40 м и зоной распространения реликтов древних пересыпей того же возраста, местами фиксируются морские фации этого горизонта. Это крайне маломощные (несколько сантиметров) слойки алевроитовых и алевроитово-глинистых песков с характерной смешанной фауной, включающей обычно *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*, *Cardium edule* и *Mytilus galloprovincialis*.

Каламитские слои (Q_{IV}⁻¹ kl), выделенные Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961), хорошо прослеживаются внутри толщи позднечетвертичных отложений как по фауне моллюсков (на шельфе), так и литологически по всему разрезу, характерному для Одесско-Дунайского района северо-западной части Черного моря. Поэтому данный горизонт является маркирующим и в известной степени

опорным, особенно при расчленении немых толщ глубоководной впадины Черного моря. Стратиграфическое положение каламитских слоев и их позиция в позднечетвертичной истории Черного моря четко определены. Эти слои представляют собой верхнюю часть древнечерноморского горизонта, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову (1938), причем во временном аспекте он охватывает не менее половины древнечерноморского времени.

В палеогеографическом же смысле каламитские отложения — это осадки, сформировавшиеся в период, когда всякое влияние солонатоводных каспийских условий уже прекратилось.

Подосва каламитских слоев как раз и отвечает этому моменту в истории Черного моря. Последующие изменения в составе осадков и фауне связаны были лишь с изменением температуры, глубины моря и сноса с суши.

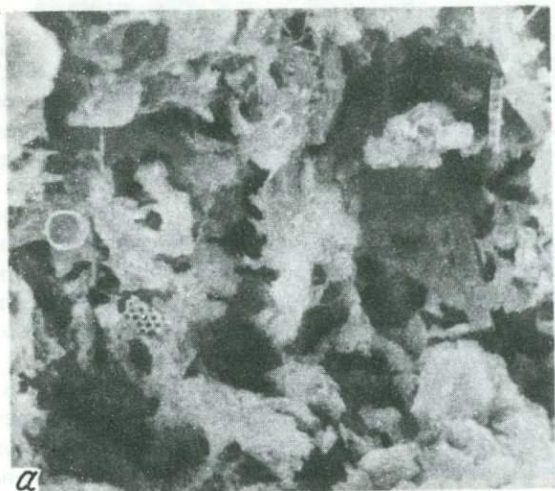
Итак, в колонках позднечетвертичных отложений Одесско-Дунайского разреза у подножия континентального склона к каламитским слоям мы относим горизонт темно-бурых упругих вязких глинистых илов мощностью от 15 до 40 см. Темно-бурый цвет их обусловлен примесью органического вещества, содержание которого в пределах слоя резко меняется (C_{org} от 3,5 до 13,8%). Гранулометрически этот осадок представляет собой глинистый ил с несколько пониженным (по сравнению с описанными выше осадками) содержанием микронной фракции. Для примера можно привести гранулометрический состав (в %) двух типичных образцов каламитских илов:

Фракции (в мм)

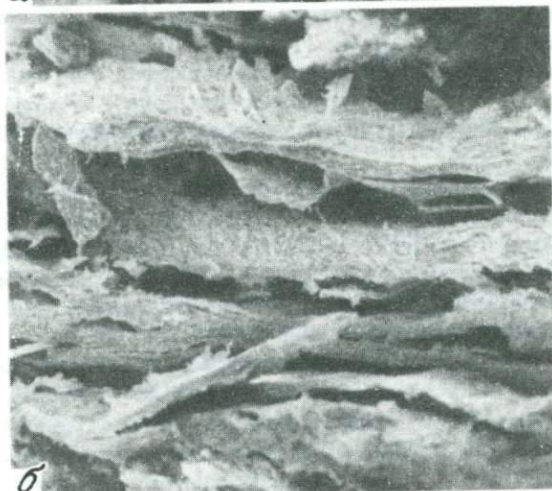
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
29,8	4,36	6,92
5,19	0,36	4,66
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
11,28	29,1	15,64
7,52	12,19	20,41

Возможно, некоторое укрупнение этих осадков связано с примесью частиц органического вещества в виде растительного, терригенного или планктоногенного детрита. Кроме того, эти частицы образуют в осадке агрегаты, которые не удается дезинтегрировать, и их присутствие отражается на увеличении содержания даже мелкопесчаной фракции. Определить природу этого органического вещества точнее оказалось невозможным даже при исследовании осадка под сканирующим электронным микроскопом при увеличении до 10 000 раз (рис. 5). Это тонкодисперсное вещество имеет вид бесструктурных аморфных хлопьев размером 2-3 мк (при толщине в сотые доли микрона), обычно ориентированных в плоскости напластования.

Обычно, по крайней мере в пределах Одесско-Дунайского разреза, каламитский горизонт можно подразделить на две части —



а



б

Рис. 5. Каламитские илы, обогащенные органическим веществом

а - сапропелеподобный ил, $\times 1000$;

б - сапропель, $\times 100$

верхнюю и нижнюю. Нижний подгоризонт мощностью 10-15 см наиболее обогащен органическим веществом ($C_{орг}$ от 5,7 до 13,8%) и представляет собой собственно сапропелеподобный ил. Этот осадок отличается низкой карбонатностью ($CaCO_3$ от 1 до 12%). Чаще всего он однороден и слоистости в нем практически не наблюдается, а глинистая часть и органический детрит распределены более или менее равномерно. Нижняя граница этого подгоризонта (и каламитского горизонта в целом) - резкая и постепенных переходов к сравнительно бедным органикой бугазско-витязевским слоям

практически не отмечено. Верхняя же часть каламитского горизонта мощностью от 10 до 25 см отличается от нижней тем, что имеет довольно четко выраженное микрослоистое строение. Исследование шлифов показало, что здесь чередуются темные, обогащенные органическим веществом слойки глинистого ила сапропелевого типа и слойки, в значительной степени состоящие из пелитоморфного карбоната. Мощность отдельных слойков не превышает 1–2 мм для сапропелеподобного ила и долей миллиметра для карбонатного. Изучение фотографий, сделанных на сканирующем электронном микроскопе при увеличении в 10 000 раз, показало, что среди этого карбоната встречаются фрагменты скелетов кокколитофорид *Braarudosphaera bigelovi*. Общее содержание органического углерода в этом подгоризонте снижается до 7%.

Среди биогенных компонентов каламитских отложений в отдельных колонках (например, № 58) подножия континентального склона Одесско-Дунайского района встречены также и диатомовые водоросли. Однако количество их невелико. Комплекс диатомей уже близок к современному и состоит из морских форм: *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira descipiens*, *Thalassiosira excentrica* и др. Однако собственно сапропелевые илы выделяются большой примесью солоноватоводных и даже пресноводных (из рода *Eunotia*) явно принесенных форм. В этих осадках и общее количество диатомей часто снижается.

Из-за повышенного содержания биогенных компонентов различного генезиса каламитские осадки отличаются низкой по сравнению с нижележащими илами железистостью (Fe_2O_3 от 2,3 до 5,5%). Интересно отметить, что железо здесь встречается в основном в форме пирита (рис. 6), а не гидротроилита, как в бугазско-витязевских и новоэвксинских илах.

Так же, как и все осадки более молодые, чем новоэвксинские, каламитские слои в описываемом районе шельфа прослеживаются вверх по континентальному склону лишь до глубин около 400 м. Надо отметить, что на склоне и глубже 400 м есть небольшие участки, лишенные каламитских, а возможно, и более молодых осадков. Однако такие участки не имеют в этой зоне склона сплошного распространения. Каламитские отложения вновь появляются в разрезе позднечетвертичных отложений уже выше перегиба склона, на шельфе, примерно с глубин 100 м. Здесь и на большей части одесско-дунайского шельфа они представлены илистыми ракушечниками, содержание $CaCO_3$ в которых колеблется от 58 до 80%. Литологически однородный слой этих ракушечников каламитского возраста прослеживается без изменений до глубин порядка 30 м. Раковинная часть этих осадков представлена практически только створками *Mytilus galloprovincialis*, благодаря чему эти слои легко отделяются фаунистически от нижележащих со смешанной фауной и вышележащих фазеолиновых осадков джеметинского возраста.

Для каламитских отложений внешней части одесско-дунайского шельфа очень характерно заметное обогащение глинистой части



Рис. 6. Пирит в каламитских илах подножия континентального склона, $\times 6000$

этих осадков органическим веществом. Об этом говорит тот факт, что содержание $S_{\text{орг}}$ в таких ракушечниках превышает 2% (до 2,3%). Хотя это и значительно ниже, чем в одновозрастных отложениях подножия континентального склона, но заметно выше, чем в ниже- и вышележащих осадках шельфа, где содержание $S_{\text{орг}}$ обычно не превышает 1,5%. Органическое вещество представлено очень тонкодисперсными аморфными хлопьями, гранулометрически не отличающимися от основной массы глинистых минералов. Присутствие этого тонкодисперсного сапропелеподобного вещества обнаруживается обычно микроскопически по бурым окраскам глинистой части в ракушечниках, а также по следам разложения карбонатной части раковин в восстановительной сероводородной среде, возникающей при разложении органики. Надо отметить, что осадки в пределах каламитского горизонта на внешней части одесско-дунайского шельфа в некоторых случаях целиком обогащены органическим веществом. Однако местами эта примесь сапропелеподобного ила обнаруживается только в нижней части горизонта, где следы органики отмечены практически во всех колонках данной части шельфа.

Как показано выше, горизонт, обогащенный органическим веществом, в осадках шельфа четко привязан стратиграфически к каламитским слоям. Коррелируя его с таким же обогащенным сапропелеподобным веществом слоем в отложениях континентального склона и его подножия, мы устанавливаем каламитский возраст последнего. О генетическом сходстве органического вещества и об одновозрастности включающего его слоя на шельфе и на склоне косвенно говорит и отмеченное выше сходство в распределении этой органики в пределах слоя.

Мощность отложений каламитского возраста на внешней (глубже изобаты 30 м) части одесско-дунайского шельфа колеблется от 4 до 60 см. При этом надо отметить, что на этой части шельфа преобладают минимальные, не более 18 см, мощности каламитских слоев. Лишь по мере приближения к берегу, особенно в зоне глубин 35–45 м, наблюдаются максимальные мощности.

Отложения каламитского возраста, как это было показано еще Е.Н. Невеским (1967), прослеживаются в толще осадков одесско-дунайского шельфа значительно дальше в сторону берега, чем более древние отложения. В среднем граница их распространения совпадает с изобатой 15 м. Однако состав каламитских осадков (выше изобаты 30 м) меняется по сравнению с внешней частью шельфа. В прибрежной зоне эти отложения отличаются заметной пестротой, хотя в целом преобладают различные ракушечники. Правда, каламитские осадки характеризуются иным, значительно более разнообразным комплексом фауны моллюсков, детально описанным и изученным Л.А. и Е.Н. Невескими (1961). Такие отложения, залегающие часто непосредственно на размытой поверхности лессовидных суглинков плейстоцена, обнаруживаются под слоем более молодых осадков в районе о.Змеиный и на авандельте Дуная. Распространены они и вдоль всего одесско-дунайского побережья. Среди этих ракушечников преобладают различные илисто-песчанистые и песчанистые разности.

Кроме того, как было показано Е.Н. Невеским (1967), каламитские слои выделяются также в толще лагунных и лиманных отложений, линзообразно залегающих в понижениях коренной лоща шельфа. Лагунно-лиманные фации каламитских отложений представлены глинисто-алевритовыми илами, часто выделяющимися в монотонной толще довольно высоким содержанием ракуши.

Среди каламитских осадков этой прибрежной зоны шельфа распространены и морские отложения, представленные существенно глинистыми и алевритово-глинистыми илами. Эти отложения развиты спорадически. Они входят в состав мощной толщи морских глинистых илов, заполняющих впадину Днепровского желоба (крупное понижение в рельефе дна описываемого шельфа), протягивающегося как продолжение Днепро-Бугского лимана из района Одессы к югу. Здесь они представлены песчано-алевритово-пелитовыми осадками (песок – до 40%, пелит – около 40%, алеврит – до 20%) с довольно высоким содержанием раковин моллюсков, среди которых резко преобладает *Mytilus galloprovincialis*. Эти илы довольно высоко карбонатны (CaCO_3 от 20 до 40%). Обломки раковин образуют большую долю песчаной части этого в общем-то сильно глинистого осадка.

Мощности каламитских слоев в составе линз лагунных осадков и в Днепровском желобе обычно около 1 м. Надо отметить, однако, что в таких разрезах (например, в Днепровском желобе) каламитские осадки очень трудно отделить от вышележащих джеметинских как по литологии, так и по фауне.

Джеметинские слои ($Q_{V,dg}^m$) венчают разрез позднечет-
вертичных морских осадков, покрывающих подводную окраину континента на севере Черного моря. Вслед за А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым (1938) и Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961) мы выделяем их как отложения, накапливавшиеся уже в условиях, аналогичных современным. В соответствии с этим и комплекс фауны моллюсков, встречающихся в шельфовых осадках этого возраста, отвечает нынешним условиям их обитания. Различия в фауне на разных участках шельфа объясняются для данных отложений в основном разной глубиной. Таким образом, можно считать, что на севере Черного моря именно джеметинские слои отвечают представлению о современных осадках.

У подножия континентального склона в пределах Одесско-Дунайского разреза джеметинские слои представлены сравнительно маломощной (15–20 см) толщей глинистых илов, отличающихся несколько более высокой дисперсностью, чем нижележащие каламитские осадки. Гранулометрический состав (в %) джеметинских илов следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
8,92	2,68	6,88
0,60	2,5	7,0
0,8	0,9	15,2
15,1	0,9	3,0
0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
6,77	48,66	29,88
10,0	29,9	50,0
11,2	32,2	39,7
16,4	31,10	33,0

Это, по-видимому, связано с более низким (от 2,7 до 6,2%) содержанием сапропелеподобного органического детрита в джеметинских осадках по сравнению с каламитскими илами.

В то же время джеметинские образования отличаются высокой карбонатностью; содержание $CaCO_3$ колеблется от 30 до 50%. Карбонат здесь исключительно биогенного происхождения и представлен, как это видно под сканирующим электронным микроскопом (рис. 7), остатками скелетов кокколитофорид практически одного вида *Emiliana huxleyi*.

Другие биогенные компоненты джеметинских осадков подножия континентального склона Одесско-Дунайского района – скелеты диатомовых водорослей. Они не являются здесь осадкообразующими, однако позволяют составить полное представление о комплексе, который весьма разнообразен и состоит в основном из морских, а частью и из океанических форм. Э.К. Забелина (Забелина,

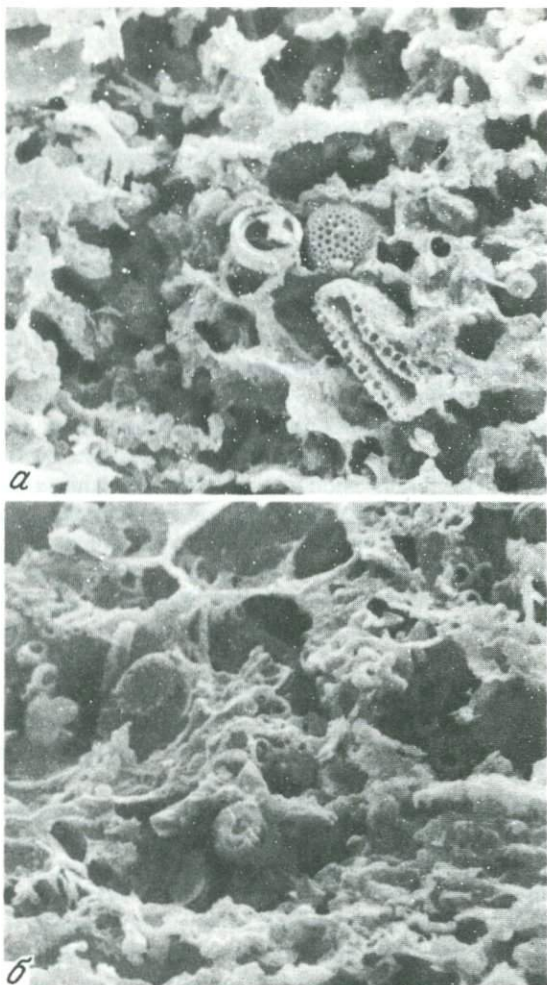


Рис. 7. Глинисто-кокколитовые илы подножия континентального склона (в образцах сохранилась естественная текстура благодаря вакуумной сублимационной сушке)

а - $\times 1000$; б - $\times 3000$

Щербаков, 1975) определила *Asteromphalus robustus*, *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus radiatus*, *Endictia oceanica* и некоторые др.

В соответствии с повышением роли биогенных компонентов в джеметинских осадках снижается содержание кластофильных элементов, например железа (Fe_2O_3 от 2,9 до 3,5%). Надо отметить, что поскольку джеметинские илы подножия континентального склона накапливались в условиях сероводородного заражения, все реакционноспособное железо здесь присутствует в форме сульфидов. При

этом сульфиды представлены в основном пиритом в виде гранул размером от нескольких десятых до нескольких сотых долей миллиметра. Под сканирующим электронным микроскопом видно, что гранулы состоят из кристалликов пирита микронной размерности.

Для глинистых минералов фракции менее 1 мк характерно, кроме обычных для всех глин этого района гидрослюда и каолинита, появление монтмориллонита. Местами монтмориллонит присутствует в чистом виде и довольно хорошо окристаллизован. Однако часто его пакеты обнаруживаются лишь в составе смешаннослойной фазы гидрослюда – монтмориллонит. В этом, с нашей точки зрения, проявляется поступление в настоящее время глинистого материала от более разнообразных источников, чем в новом эвксине. Кроме того, играет роль и большая длительность нахождения джеметинского глинистого материала в составе речной и особенно морской взвеси.

Характерная особенность текстуры описываемых осадков Одесско-Дунайского разреза – их микрослоистое строение. Практически весь верхний слой ила, относимого к джеметинским слоям, представляет собой чередование тонких (в десятые доли миллиметра) слоев совершенно различного состава. Светлые, почти белые тонкие слои представлены, как видно под сканирующим электронным микроскопом, почти исключительно кокколитами указанного выше вида, имеющими размер 2–3 мк. Более темные и более мощные серые слои сложены в основном частицами глинистых минералов.

Таким образом, сезонная слоистость, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову, в черноморских осадках имеет место, но связана она с вегетацией кокколитов, а не с хемогенной садкой кальцита.

Прежде чем перейти к характеристике джеметинских осадков на других участках Одесско-Дунайского разреза, необходимо напомнить, что они отсутствуют на верхней части континентального склона, где на поверхность дна выходят новоэвксинские отложения. Джеметинские осадки появляются вновь лишь в разрезе позднечетвертичных отложений шельфа, примерно с глубины 100 м. Здесь, на самой внешней части шельфа, простирающейся до глубин 60 м, на поверхности дна залегают песчано-алевритовые осадки, средний гранулометрический состав (в %) которых следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
47,5	3,3	11,8
0,9	79,0	6,6
0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
7,2	15,0	15,2
2,8	2,9	5,8

В целом это терригенные осадки, в которых, однако, встречаются довольно значительные количества раковин моллюсков. На этих глубинах они представлены исключительно створками *Madiola pha-*

seolina, что и позволяет хорошо отделять их от нижележащих каламитских слоев с *Mytilus galloprovincialis*. В зависимости от содержания ракуши количество CaCO_3 в джеметинских илах внешней части одесско-дунайского шельфа колеблется от 40 (слабораковинные илы) до 50% (раковинные илы). Рентгеновская дифрактометрия фракции менее 0,001 мм описанных осадков показала, что в ее составе преобладает гидрослюда, отличающаяся некоторой подвижностью межслоевых промежутков. Присутствует и такой обычный для всех изученных отложений минерал, как каолинит. Отмечено наличие хлорита в джеметинских илах внешней части одесско-дунайского шельфа. Количество его, по-видимому, не очень велико, но определяется он вполне уверенно. Возможно, это указывает на попадание в данную зону шельфа дунайского материала.

Мощность глинистых илов джеметинского возраста на краю этого участка северо-западного шельфа обычно не превышает 15–20 см.

На глубине около 60 м характер джеметинских осадков, покрывающих среднюю часть одесско-дунайского шельфа, меняется. Отсюда и до глубин 30, а местами и 10–15 м, т.е. до прибрежной зоны волновой аккумуляции, шельф покрыт различными ракушечниками. Содержание CaCO_3 , обусловленное присутствием раковин моллюсков, колеблется в этих осадках от 50 до 82%. Среди этих раковин до глубины 50 м резко преобладает *Madiola phaseolina*. На меньших глубинах происходит резкая смена фауны, выраженная прежде всего быстрым исчезновением мадиолусов, вытесняемых мидиями. С приближением к берегу комплекс фауны быстро усложняется, вначале появляются *Cardium edule* и *Chione gallina*, а затем и другие современные формы. И на глубинах 30 м и менее в джеметинских осадках распространен разнообразный современный прибрежный комплекс моллюсков, детально изученный и описанный Л.А. Невесской (1961).

Терригенная примесь джеметинских ракушечников средней части описываемого участка шельфа представлена глинистым илом, алевроитово-глинистым илом, а также песчаным и илисто-песчаным материалом. При этом для ракушечников, расположенных на больших глубинах, характерна более глинистая примесь, которая по мере продвижения к берегу все более замещается песчаным материалом.

Мощности джеметинских осадков в средней части одесско-дунайского шельфа минимальны. Они не превышают 20, а местами уменьшаются до 5 см.

В прибрежной, расположенной выше изобаты 30 м, зоне одесско-дунайского шельфа джеметинские осадки изучены и описаны В.П. Зенкевичем (1958), Е.Н. Невесским (1967), М.Ф. Ротарем (1971), Л.И. Ищенко (1970), Л.И. Пазюком и Н.И. Рычковой (1967) и др. Для этой зоны характерна значительная изменчивость состава джеметинских отложений. Однако в отличие от более глубоких областей шельфа здесь все же преобладают терригенные, преимущественно песчаные отложения, формирующие береговые аккумуля-

тивные формы и подводный береговой склон. Все авторы, изучавшие эти отложения, отмечают их довольно заметную карбонатность, обусловленную значительной примесью раковинного материала, выбрасываемого со дна к берегу. На подводном береговом склоне примесь ракуши в прибрежных песках, а следовательно, и их карбонатность возрастают. Здесь встречаются и отдельные поля развития ракушечников, как правило в виде банок, представляющих собой реликты древних береговых аккумулятивных форм (например, Днестровская банка).

Резко контрастируют с описанными выше прибрежными отложениями джеметинского возраста илы, распространенные сугубо локально, в виде изолированных полей. Эти, существенно глинистые осадки заполняют впадины палеорельефа (Днепровский желоб), глубоко вдающиеся в суши заливы (Каркинитский), и слагают неширокую полосу авандельты Дуная. Джеметинские илы, заполняющие впадины палеорельефа и заливы, во многом сходны между собой. Это алеврито-глинистые (пелита от 57 до 68%, алеврита от 23 до 27%) илы, местами значительно обогащенные раковинами моллюсков, что зачастую обуславливает высокую карбонатность (CaCO_3 от 17 до 60% и более). Для них характерна серая окраска, свидетельствующая о преобладании железа в двухвалентной форме, т.е. о восстановленности этих осадков. В шлифах можно видеть наличие микрогранул пирита совершенно таких же, какие были описаны выше. Надо отметить, что в некоторых случаях, как, например, в Каркинитском заливе, значительной оказывается примесь более тонкодисперсного карбоната, чем обычный раковинный детрит. Е.Н.Невесский (1967) считает, что источником этого карбоната могут быть абрадируемые на берегах лессовидные суглинки плейстоцена и глины плиоцена, зачастую обогащенные карбонатом обычно в виде известково-глинистых конкреций типа "журавчиков".

От описанных выше джеметинских осадков прибрежной зоны одесско-дунайской части северо-западного шельфа отличаются илы, образующие неширокую (7-9 км) полосу авандельты Дуная, четко ограниченную с моря от залегающих глубже ракушечников. Здесь вскрывается монотонная на всем протяжении, практически лишенная остатков фауны и поэтому слабокарбонатная (CaCO_3 от 7,9 до 13,6%) толща алеврито-глинистых и реже алевритовых илов (пелита чаще всего до 70%, алеврита иногда до 59%). Сугубо терригенный характер этих осадков подчеркивается довольно высоким содержанием железа (Fe_2O_3 от 4,7 до 6,2%). Для илов авандельты Дуная характерна нечетко выраженная тонкая слоистость, обусловленная чередованием слоев алевритового и глинистого состава, мощностью от долей до нескольких миллиметров. Выделяются слойки разной окраски - серой и буроватой, причем первые мощные и как бы составляют общий фон всей толщ отложений авандельты. Отличия илов авандельты Дуная от сходных морских осадков хорошо проявляются в составе глинистой части. Рентгеновская дифрактометрия фракции менее 1 мк, выделенной из осад-

ков авандельты Дуная, показала, что глинистая часть этих отложений характеризуется присутствием гидрослюды (преобладает), каолинита и хлорита. Для гидрослюды показателен такой же, как и для описанных выше морских илов, деградированный характер. В некоторых случаях можно предположить, что часть ее образует с хлоритом смешаннослойную фазу. Особенно ярко эти черты проявляются в осадках приустьевых участков проток Дуная.

Мощности прибрежно-морских джеметинских отложений Одесско-Дунайского района изменчивы так же, как и их состав. Мощность песчаных отложений крупных пересыпей и кос может достигать нескольких метров. На подводном береговом склоне она быстро уменьшается, нередко до десятков сантиметров. Заметное увеличение мощности джеметинских отложений отмечено в заливах и впадинах палеорельефа дна, где она может приближаться к 1 м. Примерно такая же (до 1 м) мощность илов в авандельте Дуная.

Отметим некоторые примечательные черты строения Одесско-Дунайского разреза позднечетвертичных отложений континентальной террасы северо-запада Черного моря. Прежде всего фиксируется резкая разница в составе отложений подножия континентального склона и шельфа.

Для осадков подножия континентального склона этого района характерны четкая стратификация по литологическому составу, наличие реликтивно-окисленных новоэвксинских илов, четкое обособление в разрезе уплотненного гидротроиллитового слоя и слоя сапропелеподобных отложений. Примечательно, что лишенный современных осадков участок склона приурочен только к самой верхней части континентального склона. Следует обратить внимание на то, что здесь обнажаются новоэвксинские или верхнеплейстоценовые глины, а не более древние отложения.

Осадки внешней и центральной частей шельфа отличаются резким преобладанием биогенно-карбонатных отложений ракушечников, малой мощностью и близким залеганием доголоценовых и доплейстоценовых континентальных отложений глинисто-песчаного состава.

В прибрежной зоне шельфа наблюдается резкая изменчивость литологического и фациального состава, а также и мощностей. Это связано со сложным строением палеорельефа дна, основная черта которого — широкое развитие реликтов глубоких палеодолин и лиманов целого ряда палеорек.

ЗАПАДНО-КРЫМСКИЙ РАЗРЕЗ

Этот разрез составлен по колонкам, большая часть которых расположена в пределах Каламитского залива, а некоторые на континентальном склоне Западного Крыма и его подножии (рис. 8). Разрез ориентирован с юго-запада на северо-восток и начинается за пределами детально изученной здесь Е.Н. Невеским (1967) прибрежной зоны, т.е. с глубин около 50 м. Морская часть разреза спускается к подножию континентального склона до глубин 1500-

1800 м. В пределах Западно-Крымского разреза вскрыты только морские и отчасти лагунные позднеплейстоценовые и голоценовые отложения.

Новоэвксинские слои (Q^{m-1}_{III-IV} lev) – наиболее древние в поднятых со дна этого района Черного моря колонках грунта. В пределах Западно-Крымского разреза новоэвксинские слои не пройдены целиком ни на шельфе, ни в глубоководной части района, хотя вскрытая мощность их в некоторых колонках подножия континентального склона превышает 3 м.

На континентальном склоне и у его подножия кровля этих отложений хорошо фиксируется по наличию описанного выше слоя уплотненных черных глинистых илов, характеризующихся резкой сульфидизацией железа. Так же, как и в подобных колонках Одесско-Дунайского разреза, эти сульфиды представлены главным образом гидротроилитом. Аморфный характер сульфидов выявляется и при изучении шлифов, изготовленных из этих осадков. Мощность гидротроилитового слоя колеблется от 5 до 35 см. При описании Одесско-Дунайского разреза мы подробно обосновали необходимость проведения кровли новоэвксинских отложений в глубоководных осадках севера Черного моря по верхней границе гидротроилитового слоя. Хотя у подножия континентального склона Западного Крыма гидротроилитовый слой выражен менее четко, он во всем аналогичен такому же слою глубоководной части Одесско-Дунайского разреза.

Вскрытая в колонках континентального склона Западного Крыма и его подножия толща новоэвксинских отложений существенно отличается от одновозрастных осадков Одесско-Дунайского района. Толща глинистых илов имеет меньшую тонкодисперсность, что указывает гранулометрический состав (в %) отложений:

Фракции (в мм)

>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
0,08	0,83	16,44
0,03	0,11	30,49
2,56	0,37	2,25
3,05	1,0	23,15
0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
4,95	24,06	54,22
5,15	23,07	41,91
9,71	16,76	66,69
14,36	24,47	33,97

Значительная доля терригенной части осадка представлена кварцем, преобладающим в алевритовых зернах. Содержание такого "клас-тофильного" элемента, как железо (Fe_2O_3 от 2,2 до 4,3%), снижено по сравнению с Одесско-Дунайским районом. Кроме того, глубоководные новоэвксинские илы Западно-Крымского района являются восстановленными, т.е. большая часть реакционноспособного железа находится в сульфидной форме. Это проявляется в

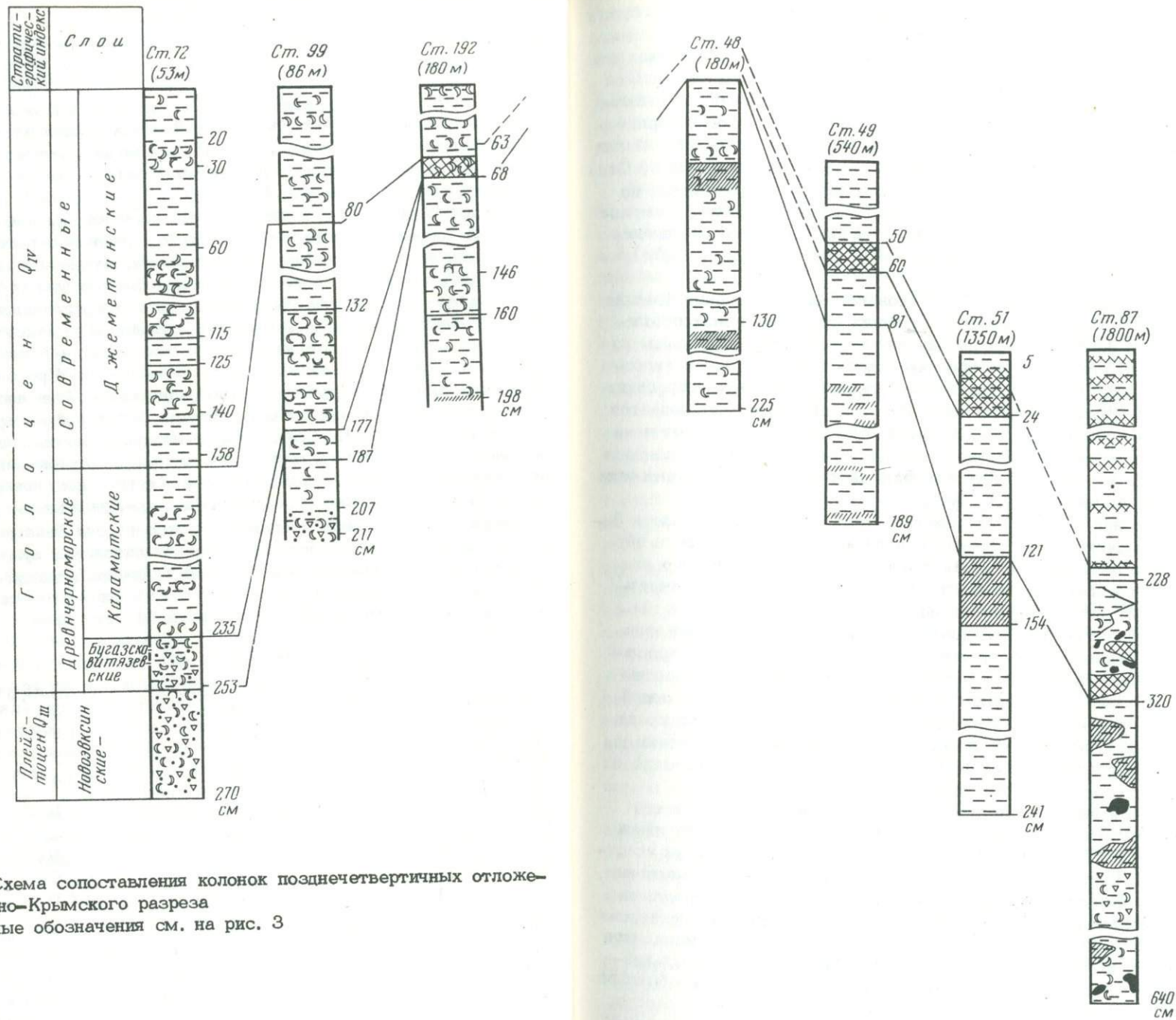


Рис. 8. Схема сопоставления колонок позднечетвертичных отложений Западно-Крымского разреза
Условные обозначения см. на рис. 3

преобладании серой окраски осадка, хотя область распространения бурых окисленных новоэвксинских илов подходит к данному району с запада, по-видимому, очень близко, так как в некоторых колонках отмечены признаки бурой окраски осадка. Эти отложения отличаются заметным содержанием железа (Fe_2O_3 до 6,6%), но более низким по сравнению с Одесско-Дунайским районом. Терригенный характер описываемых осадков подчеркивается и сравнительно невысокой для осадков Черного моря карбонатностью ($CaCO_3$ от 10 до 20%). Следует отметить наличие тонких и, вероятно, не выдержанных по простиранию слоев, обогащенных аморфным кремнеземом в результате скопления скелетов диатомовых. Такой слой с содержанием SiO_2 аморфного до 1,34% (при общем фоне от следов до 0,5%) выделяется в одной из колонок.

Исследованная методами рентгеновской дифрактометрии фракция менее 0,001 мм новоэвксинских осадков подножия континентального склона Западного Крыма оказалась состоящей в основном из гидрослюда. Этот минерал обладает здесь теми же, что и гидрослюда осадков Одесско-Дунайского района, признаками деградации (межплоскостные расстояния 9,9-9,8 Å). Постоянно наблюдается и некоторое количество каолинита. В отдельных образцах отмечена примесь монтмориллонита и, возможно, в еще меньшей степени хлорита. По-видимому, часть гидрослюда образует с пакетами этих минералов смешаннослоистую фазу.

Характерная черта новоэвксинских илов глубоководной части Западно-Крымского типа разреза - наличие тонкой слоистости, обусловленной чередованием слойков алевритового и глинистого ила. Мощность слойков колеблется от долей до нескольких миллиметров, поэтому исследовать отдельно материал алевритовых и глинистых слойков не представилось возможным. При изучении шлифов четко видно, что алевритовый материал более грубых прослоев представлен в основном угловатым явно обломочным кварцем и реже другими минералами. Однако даже в шлифах из-за малой мощности слойков не удалось наблюдать четко выраженной градиционной текстуры. Все же ясно, что новоэвксинские отложения у подножия континентального склона Западного Крыма отлагались в условиях постоянного действия склоновых процессов.

Сказанное выше верно и для глубоководной части дна всего Западно-Крымского района. Об этом говорит строение некоторых других колонок, расположенных у подножия особенно крутых участков склона (например, в районе Севастополя). В нижней половине более чем 6-метровой колонки вскрывается сложно построенная толща глинистых отложений, основная масса которых представлена глинистыми илами. Однако в массе этих довольно пластичных илов очень много инородных включений в виде крупных с резкими краями блоков более плотных глинистых илов, близких уже к обычным глинам. На фоне более пластичной массы вмещающих илов серого цвета они обычно выделяются и более темной окраской, связанной с большей степенью сульфидизации железа в них. Кроме того, в

описываемой толще повсеместно встречаются разного размера обломки пород, чаще всего в виде мелкой и средней гальки и гравия, а также более крупные обломки угловатой формы.

Одна из наиболее примечательных черт такой толщи — большое количество рассеянных в ней обломков, реже — целых створок раковин моллюсков. Это, как правило, представители рода *Dreissena*, однако попадаются (значительно реже) и обломки крупных массивных раковин кардиид, возможно, типа *Cardium tuberculatum*.

Такие отложения у подножия континентального склона Западного Крыма, естественно, представляются результатом действия не супензионных потоков, а склоновых процессов типа оползней, осовов, обрыва более мелких блоков. На таких участках при более низком уровне моря в новозвксине много материала, в том числе галька и раковины моллюсков, выносилось из прибрежной зоны. Состав раковин свидетельствует о новозвксинском или верхнеплейстоценовом возрасте описанных осадков. Присутствие редких обломков типа *Cardium tuberculatum* может указывать на поступление в прибрежную зону материала от абразии карангатских морских террас.

Мощная толща новозвксинских отложений, накопившаяся в результате активного действия склоновых процессов у подножия континентального склона Западного Крыма, прослеживается вверх по склону и на глубинах порядка 500 м обнажается на поверхности дна. Здесь в пределах наиболее крутой части склона и до его перегиба к шельфу на глубине около 180 м отсутствуют более молодые осадки, а если и обнаруживается тонкий слой полужидкого ила, то он, скорее всего, является эфемерным. Мы можем описать новозвксинские отложения этого участка дна Западно-Крымской области только по колонке, попавшей уже немного выше перегиба склона. Толща этих осадков не отражает деятельности склоновых процессов. Это монотонные серые глинистые (пелита до 82%, алевролита около 4%) илы, характерная особенность которых — широкое распространение по всей вскрытой на глубину более 2 м толще неправильных слоев и линз, обогащенных гидротроилитом. Два прослоя выделяются своей мощностью (до 25 см), заметным уплотнением ила в их пределах и появлением мелких (2–3 мм) неправильной формы стяжений аморфных сульфидов железа.

По всей толще этих отложений с глубины 10–15 см от поверхности дна рассеяны мелкие створки раковин моллюсков *Dreissena rostriformis*, позволяющие при отсутствии остатков более молодых моллюсков уверенно относить описываемые осадки по крайней мере к верхнему плейстоцену (если и не строго к новому эвксину).

В основании шельфовой части Западно-Крымского разреза в отличие от Одесско-Дунайского района новозвксинские отложения представлены существенно терригенными образованиями и прежде всего илами, в основном глинистыми. Так, от края шельфа, расположенного здесь на глубине около 180–190 м, и до глубины около 90 м вскрытые нами не более чем на 1,5 м отложения представляют в основном довольно монотонную толщу серых глинистых,

реже алеврито-глинистых и даже слабо песчанистых илов, гранулометрический состав (в %) которых следующий:

Фракции (в мм)

>0,1	0,1-0,5	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
3,71	4,67	34,24	18,59	23,68	15,11
14,4	17,31	42,93	7,11	8,62	9,54

Интересно отметить, что терригенность описанных осадков проявляется в повышенном содержании алеврита, представленного кварцем, содержание же железа здесь не очень высоко (Fe_2O_3 до 4%). От одновозрастных осадков Одесско-Дунайского района они отличаются более низкой карбонатностью ($CaCO_3$ 25-40%). По всей толще рассеяны единичные или образующие тонкие прослой раковины моллюсков, принадлежащие почти исключительно виду *Dreissena rostriformis*. Еще одна особенность вскрытой нами части новоэвксинских отложений внешней части шельфа Западного Крыма - наличие небольшого и, видимо, не очень мощного (десятки сантиметров) прослоя песчаного материала, который представлен почти чистым мелким песком с примесью ракушечного детрита или сравнительно илистым песком с включением отдельных раковин *Dreissena rostriformis*. Следует отметить, что мощность этого песчаного прослоя в сторону берега увеличивается, а кровля его поднимается все ближе к верхней границе всего новоэвксинского горизонта. Наблюдается и некоторое увеличение крупности песка, вернее, степени отмытости его от глинистого материала, с уменьшением глубины. Мы считаем эти пески отложениями подводного берегового склона с глубинами от нескольких до 30 м. Этому представлению соответствует не только их состав, но и фациальное замещение их в сторону моря более глубоководными глинистыми осадками.

С глубин 80-85 м в сторону берега происходят определенные изменения в составе вскрытых нами новоэвксинских отложений шельфа Западного Крыма. По-видимому, именно здесь намечается переход к разрезам, характерным для прибрежной зоны шельфа, описанным Е.Н. Невесским (1967). Лишь в отдельных случаях нам удалось пройти по новоэвксинским осадкам прибрежной зоны шельфа Каламитского залива немногим более 1 м. Поэтому не было возможности изучить их с большой детальностью. Мы можем лишь, вслед за Е.Н. Невесским, констатировать значительное усложнение состава этих отложений по сравнению с осадками более глубоких зон шельфа. На мелководье происходит быстрое огрубление отложений этого возраста, так что на глубине около 80 м новоэвксинские осадки представлены песками. Пески мелко- и даже среднезернистые с обломками раковин *Dreissena polymorpha* и *Dreissena rostriformis*, а также *Monodacna caspia*.

В отдельных колонках, взятых на глубине до 80 м, под слоем песка обнаружена отделенная от него резкой границей толща серых пластичных алеврито-глинистых илов с редкой рассеянной фауной мелких дрейссенид. Мы рассматриваем эти осадки как фазию лагунных илов, широко распространенных в толще осадков всей при-

брежной зоны Каламитского залива и детально описанных Е.Н. Невесским. Перекрывающие, а частично и фациально их замещающие пески — это осадки подводного берегового склона и пляжа.

Бугазско-витаевские слои ($Q_{IV}^{m} bg-vt$) — переходные от новоэвксинских к черноморским отложениям, по схеме Л.А. и Е.Н. Невесских, выделены нами в пределах Западно-Крымского разреза по тем же критериям, что и при расчленении отложений Одесско-Дунайского района.

В разрезе осадков подножия континентального склона в качестве бугазско-витаевского выделяется горизонт, подошва которого совпадает с кровлей описанного выше гидротроилитового слоя, маркирующего верхнюю часть новоэвксинских слоев. Кровлей же бугазско-витаевского горизонта является четко выраженная здесь нижняя граница сапропелеподобных илов, маркирующих нижнюю часть каламитских слоев. Мощность этого горизонта закономерно уменьшается от 80–90 см в нижней части подножия континентального склона (на глубинах 1300–1800 м) до 20 см в его средней части (на глубине около 500 м). Выше по склону они быстро выклиниваются, и на поверхности дна обнажаются илы новоэвксинского возраста.

Отложения бугазско-витаевского возраста представлены у подножия континентального склона Западного Крыма глинистыми и алевроито-глинистыми илами, окрашенными в серые тона. Особенности их гранулометрического состава (в %) следующие:

Фракции (в мм)

0,1	0.1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	0,001
11,02	7,31	20,67	9,57	20,73	30,0
2,55	11,18	31,21	9,33	23,9	20,33
0,26	4,33	35,88	11,14	22,67	27,67

По содержанию некоторых других осадкообразующих компонентов ($CaCO_3$ до 15%; Fe_2O_3 до 4%) они также занимают как бы промежуточное положение между более молодыми и более древними осадками.

Характерная особенность этих осадков, как и в Одесско-Дунайском районе, — наличие на более светлом фоне темных, часто почти черных полос и линз, обусловленных присутствием аморфных сульфидов железа (их аморфный характер подтверждается исследованием в шлифах).

Там, где мощность бугазско-витаевского горизонта побольше (у подножия склона), в нижней его части местами обнаруживаются следы тонкой слоистости, обусловленной чередованием глинистых и алевроитовых слоев. Таким образом, мы можем констатировать, что в районах, прилегающих к Западному Крыму, повышенная активность склоновых процессов продолжалась некоторое время и в посленовоэвксинское время. Это привело не только к формированию турбидитоподобных образований и подножия континентального склона, но и к возникновению толщ оползневой характера, подобных тем, что были описаны выше.

В шельфовой части Западно-Крымского разреза в колонках позднечетвертичных отложений, взятых на глубинах примерно до 100 м, бугазско-витаевские слои выделить не удается. Во внешней части шельфа смена фауны в указанных колонках происходит так резко (хотя и без перерыва в осадконакоплении), что мощность переходных слоев оказывается исчезающе малой. Далее к берегу, где мощность всех горизонтов позднечетвертичных отложений значительно увеличивается, снова возможно выделение бугазско-витаевских слоев, хотя мощность их в зоне шельфа, расположенной ныне на глубине около 50 м, не превышает 20 см. Во внешней части шельфа эти осадки представлены алеврито-глинистыми илами, которые в сторону берега быстро сменяются слабо заиленными песками. Обычно в них присутствует много остатков моллюсков, среди которых каспийская часть представлена *Monodacna caspia* и реже *Dreissena rostriformis*, а средиземноморская — *Cardium edule* и мелкими створками *Mytilus galloprovincialis*.

Каламитские слои (Q_{IV}^m kl) так же, как и в Одесско-Дунайском районе северо-запада Черного моря, хорошо выделяются в разрезах позднечетвертичных отложений той части дна, которая прилегает к Западному Крыму. Они фиксируются благодаря особенностям литологического состава (в частности, наличие маркирующих горизонтов), а также по фауне моллюсков (на шельфе).

У подножия континентального склона и на его нижней части каламитские слои сложены темно-коричневыми с сероватым оттенком глинистыми илами с содержанием пелита до 76%, а алеврита немного более 20%. Основная особенность этих илов — заметная примесь очень тонкодисперсного органического вещества, что проявляется в повышенном количестве органического углерода (до 10,4%) и позволяет называть такие осадки сапропелеподобными. Общая карбонатность их невелика ($CaCO_3$ 12–15%), что указывает на основной терригенный характер этих образований.

Отнесение описываемых отложений к каламитскому горизонту основано на сопоставлении их с обогащенными сапропелеподобной органикой и содержащими каламитскую фауну моллюсков слоями шельфовых отложений. Сапропелеподобные илы подножия континентального склона Западного Крыма во всем подобны таким же илам Одесско-Дунайского района. Это проявляется как в микроструктуре (при изучении в шлифах), так и в строении всего горизонта в целом.

Нижняя граница сапропелеподобных каламитских илов с подстилающими, более бедными органикой бугазско-витаевскими осадками резкая. В подошве каламитского горизонта выделяется довольно однородный, рыхлый, упругий слой (около 10 см) наиболее обогащенный органическим веществом илов. Выше отмечена тонкая слоистость, обусловленная чередованием белых слойков кокколитового ила мощностью в десятые доли миллиметра и более мощных (до 1–2 мм) темных слойков глинисто-сапропелевого ила. Эта слоистость хорошо отражена в шлифах, где слойки резко отграничены

друг от друга. Сапропелевые несколько извилисты, нередко расщепляются на два более тонких, выклиниваются.

Мощность каламитских слоев подножия континентального склона Западного Крыма в ненарушенном залегании колеблется от 20 до 40 см.

Надо отметить, что у подножия отдельных особенно крутых участков континентального склона Западного Крыма активными оползневыми процессами бывают захвачены и каламитские осадки. Толща таких осадков вскрывается, например, в той же колонке, расположенной к юго-западу от Севастополя (№ 87), на примере которой рассматривались оползневые отложения новоэвксинского возраста. Каламитский возраст верхней части вскрытой там оползневой толщи предполагается в связи с нахождением внутри нее блоков и неправильных линз каламитских сапропелеподобных илов.

Каламитские осадки, так же как и все более молодые, чем новоэвксинские, прослеживаются вверх по континентальному склону Западного Крыма до глубин около 500 м. В расположенной выше наиболее крутой части склона отсутствуют и эти отложения, и выходы на поверхность дна новоэвксинских илов.

Отложения каламитского возраста вновь появляются в разрезе позднечетвертичных осадков Западного Крыма уже на шельфе, практически от самого его края, с глубины около 180 м. Так, уже на глубинах 120 м в покрывающих дно отложениях выделяется 5-сантиметровый прослой темно-бурого глинистого ила, обогащенного сапропелеподобным органическим веществом. В нем содержится небольшое количество обломков раковин *Mytilus galloprovincialis* и мелкие створки *Cardium edule*.

По направлению к берегу мощность каламитских слоев Западно-Крымского разреза быстро возрастает и в зоне шельфа, ограниченной изобатами 80-90 м, достигает почти 1 м. Здесь эти отложения представлены серыми глинистыми и алевроито-глинистыми илами. Гранулометрический состав (в %) каламитских илов внешнего шельфа Западного Крыма следующий:

Фракции (в мм)

>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
21,12	5,7	9,62
3,76	14,36	8,78
17,44	0,37	20,23
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
6,01	38,23	19,25
3,14	46,87	23,09
9,98	34,03	17,69

Аномальное увеличение содержания песчаных фракций объясняется примесью обломков раковин моллюсков. Существенно же терригенный характер этих отложений подчеркивается сравнительно невысокой

карбонатностью (CaCO_3 от 25 до 38%) и, наоборот, заметным для голоценовых осадков Черного моря содержанием железа (Fe_2O_3 от 3,5 до 4,6%). Надо отметить, что железо здесь восстановлено и представлено в виде микрогранул пирита, хорошо видных в шлифах. Это существенно отличает данные осадки от нижележащих новоэвфсинских и бугазско-витаевских, где распространены моносulfиды (гидротроилит, мельниковит).

Среди этих илов рессьяны раковины моллюсков, обычно сконцентрированные в небольших прослоях. Они представлены почти исключительно *Mytilus galloprovincialis*, и лишь в самых верхах горизонта к ним примешивается небольшое количество раковин *Modiola phaseolina* и *Cardium edule*, знаменующих начало очень постепенного здесь перехода к вышележащим джеметинским слоям.

В нижней половине каламитского горизонта позднечетвертичных отложений средней части Западно-Крымского шельфа хорошо выделяется горизонт илов, обогащенный тонкодисперсным органическим веществом, придающим осадку бурый цвет. Он определен визуаль-но по явным следам разложения карбоната раковин и по повышенному содержанию $\text{C}_{\text{орг}}$ до 3,5% (при среднем содержании в подстилающих и перекрывающих илах не более 2,13%).

Важная деталь состава отложений описанного возраста в пределах Каламитского залива — появление в самых верхних горизонтах этого слоя железистых и марганцево-железистых конкреций, наличие которых в районе отмечалось еще Н.И. Андрусовым (1890) а затем Я.В. Самойловым и А.Г. Титовым (1922), Н.М. Страховым (Страхов и др., 1954), И.И. Волковым и В.Ф. Севастьяновым (1968) и др. В сущности, первый наиболее древний горизонт конкреций приурочен как раз к зоне перехода от каламитских слоев к джеметинским, что можно установить по последней и наиболее детальной работе Е.Ф. Шнюкова с соавторами (1973). Как известно, конкреции в основном представлены железистыми корками на мелких (около 0,5 см) створках *Mytilus galloprovincialis*, и некоторых других моллюсков. Их морфология, состав и условия залегания подробно описаны в упомянутых выше работах.

Такого же вида каламитские отложения прослеживаются в пределах Западно-Крымского разреза в сторону берега по крайней мере до глубин 50 м. Изменения, происходящие при этом в их составе, сводятся к следующему: во-первых, исчезает прослой, обогащенный органическим веществом; во-вторых, в низах каламитского горизонта постепенно появляются более грубые осадки, представленные алевроитовыми и даже песчано-алевритовыми илами.

Резкое изменение в составе каламитских отложений шельфа Западного Крыма происходит уже в прибрежной зоне, начинающейся с глубин около 30 м и менее. Здесь осадки описываемого горизонта представлены сложным и разнообразным комплексом отложений, в котором чередуются образования береговых аккумулятивных форм и отчленяемых ими лагун, детально изученных и описанных Е.Н. Невесским (1967).

Джеметинские слои (Q_{IV}^m dg) в Западно-Крымском районе, так же как и в Одесско-Дунайском, выделены по фауне и составу пород. Они залегают на поверхности подножия континентального склона Западного Крыма и представлены серыми и коричнево-серыми глинистыми илами с заметным содержанием алеврита. Их гранулометрический состав (в %) следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
1,79	1,16	12,45
3,18	2,69	14,40
1,01	8,14	27,96
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
9,09	34,27	42,36
7,43	32,11	39,54
8,86	22,13	31,39

Эти осадки в целом терригенные, и биогенно-карбонатная составляющая в них заметно ниже, чем в породах Одесско-Дунайского района, о чем свидетельствует содержание $CaCO_3$, колеблющееся от 10 до 25%. Заметно выше по сравнению с осадками более западных районов dna содержание такого кластофильного элемента, как железо (Fe_2O_3 от 3 до 4%). Содержание же органического вещества, разбавляемого приносом терригенного глинистого материала, снижается ($C_{орг}$ от 1,5 до 1,9%).

Фракция менее 0,001 мм джеметинских илов, накапливающихся в описываемом участке dna, в общем мало отличается по составу от глинистой части новоэвксинских осадков. Резко преобладает гидрослюда с характерными для современных морских осадков признаками, отмечавшимися выше; постоянно присутствует каолинит. В некоторых случаях наблюдается небольшое количество хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов, которые в отдельных образцах образуют с гидрослюдой смешаннослойную фазу.

В джеметинских отложениях глубоких частей dna, прилегающего к Западному Крыму, хорошо прослеживается особая микротекстура осадка, общая для всех описываемых районов, — тонкое переслаивание слоев белого и темного цвета. Мощность слоев белого цвета, сложенных в значительной степени кокколитами (*Emiliana huxleyi*), обычно не превышает 1 мм. Более темные существенно глинистые, а местами обогащенные тонкодисперсной органикой слойки обычно мощнее — до 3 мм и более.

Мощность слоя джеметинских осадков у подножия континентального склона Западного Крыма невелика и колеблется от 5 до 20 см. Однако по направлению к юго-восточной оконечности Крымского полуострова она быстро возрастает и у подножия склона может достигать 2 м и даже несколько более. Здесь она остается такой же слоистой, однако при этом резко возрастает мощность отдельных глинистых прослоев (до нескольких десятков сантиметров). Полу-

чается, что илы с тонкослоистой текстурой образуют как бы отдельные пачки, разделенные неслоистыми глинистыми прослоями.

Джеметинские отложения прослеживаются вверх по континентальному склону Западного Крыма до глубин около 500 м. На верхней части склона отсутствуют голоценовые осадки. Они появляются вновь уже на шельфе, практически сразу за его перегибом, расположенным в этом районе на глубинах около 180 м. Так, уже на глубине 120 см на дне Западно-Крымского шельфа залегает слой джеметинских отложений мощностью 63 см. Это темно-серые глинистые илы, отличающиеся довольно высокой для осадков края шельфа дисперсностью и железистостью. Гранулометрический состав (в %) джеметинских илов следующий:

Фракции (в мм)

>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
0,28	0,73	14,83
0,65	0,86	11,69
3,23	17,78	6,0
3,05	5,07	4,29
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
9,78	40,24	34,14
10,6	27,7	48,5
6,76	28,9	37,37
17,41	34,54	35,64

Содержание Fe_2O_3 в них колеблется от 4 до 8%. С этим связано наличие железистых и марганцово-железистых конкреций в таких отложениях. В джеметинских осадках внешней части шельфа Западного Крыма отмечен лишь один горизонт этих конкреций, приуроченный к поверхности дна (Шнюков и др., 1973). Как указывалось выше, конкреции представляют собой корки обрастания вокруг раковин моллюсков. Надо отметить, что здесь они лежат не только на поверхности дна, но проникают и в толщу осадка на глубину несколько сантиметров, где илы носят явно восстановленный характер. Местами, причем чаще в верхней части слоя, в них наблюдаются неправильной формы слойки и линзочки черного цвета, обусловленные присутствием аморфных моносulfидов железа. Е.Ф. Шнюков правильно отмечает значительную устойчивость конкреций к изменению условий среды.

Терригенный характер джеметинских осадков внешней части шельфа Западного Крыма подчеркивается и ограниченным распространением в них раковин моллюсков. Они образуют лишь редкие тонкие прослойки и представлены практически одним видом *Madiola phaseolina* с очень редкой примесью в нижней части отдельных створок *Cardium edule*, *Corbula mediterranea*, *Mytilus galloprovincialis*. Такой характер фауны позволяет выделять описанный горизонт в качестве джеметинского. Присутствие этого биогенного материала обеспечивает содержание $CaCO_3$ в данных осадках от 15 до 23%.

Такой характер джеметинских отложений прослеживается в сторону берега по крайней мере до глубины 80 м. Можно отметить лишь постепенное увеличение мощности осадка и крупности зерна с одновременным уменьшением карбонатности. Более заметные изменения в составе и строении джеметинских отложений наблюдаются уже в области шельфа, непосредственно граничащей с прибрежной зоной, на глубинах порядка 50 м. Здесь происходит резкое увеличение мощности осадков, до 1,5 м и более, особенно за счет увеличения алевроитовых фракций. По гранулометрическому составу (в %), приведенному ниже, эти осадки можно назвать алевроито-глинистыми:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
0,99	0,83	27,38
9,15	1,07	26,55
2,98	1,09	11,92
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
13,04	28,03	30,25
13,37	26,27	28,72
11,32	18,74	14,26

Определенные изменения происходят и в распределении биогенно-карбонатного материала. Оно становится резко дифференцированным, что приводит к выделению нескольких довольно мощных (до 50 м) прослоев, обогащенных ракушей. Однако общая карбонатность толщи джеметинских осадков в описываемом районе остается практически на том же уровне, а содержание CaCO_3 колеблется в интервале 15-23%.

Говоря о карбонатности джеметинских осадков средней части Западно-Крымского шельфа, нельзя не упомянуть и о других биогенно-карбонатных образованиях. Они, правда, не оказывают существенного влияния на общую карбонатность отложений этого возраста, но характеризуют обстановку осадконакопления. Речь идет о так называемых карбонатных конкрециях или, по В.Н. Кулешову (1973), водорослевых желваках в залегающем на поверхности дна слое джеметинских илов на глубинах от 60 до 25 м. Такие образования приурочены, по-видимому, в основном к территории дна Каламитского залива. Это небольшие (2,5-4 см) неправильной, в целом округлой, формы образования, состоящие из расположенной в центре небольшой раковины *Madiola phaseolina* (реже *Cardium edule* и некоторые др.) и плотной карбонатной корки вокруг нее. С помощью микроскопического исследования В.Н. Кулешов показал, что эта корка представляет собой скелет известковых багряных водорослей из рода *Lithotamnium*.

В ряду биогенных компонентов джеметинских осадков Каламитского залива необходимо упомянуть и аморфный кремнезем, свя-

занный с присутствием створок диатомовых водорослей. Этот компонент обогащает лишь отдельные прослои мощностью около 10 см, где содержание SiO_2 аморфного достигает 4%. Однако фоновое содержание его в толще данных отложений не превышает 1% и заметно снижается к поверхности дна, где отмечены лишь следы SiO_2 аморфного.

В описываемой зоне шельфа изменяются в сторону увеличения содержание и распределение железа, а также конкреционность джеметинских отложений. Так, именно здесь (особенно в поверхностном слое осадка) отмечена наивысшая железистость джеметинских илов (до 8%, по данным Е.Ф. Шнюкова). Кроме того, увеличивается количество прослоев, содержащих железистые конкреции. По данным Е.Ф. Шнюкова и его сотрудников, можно выделить до трех таких прослоев мощностью от 10 до 30 см. Наиболее древний из прослоев находится на глубине 100–120 см от поверхности дна. Это позволяет говорить об устойчивости состоящих из гидроокислов железа и марганца корок в "чуждых" им геохимических условиях. Дело в том, что и в описываемой зоне шельфа вся толща джеметинских илов является восстановленной, о чем свидетельствует прежде всего температурная окраска осадков. Местами выделяются даже слои, обогащенные гидротроилитом.

Средняя и внешняя части шельфа по составу глинистой части осадков мало отличаются от глубоких зон дна этого района. При сохранении без изменений "твердой" основы этого состава в виде гидрослюд и каолинита можно отметить лишь уменьшение примеси в виде монтмориллонитовых пакетов. Почти исчезают и признаки хлорита, присутствие которого фиксируется лишь в составе очень небольшого количества смешаннослойных образований.

Далее к берегу, в собственно прибрежной зоне заметно изменяется состав джеметинских осадков шельфа. Здесь залегают отложения волнового поля, детально описанные Е.Н. Невеским (1967). Происходит быстрое погружение осадков и переход к илистым, а затем чистым пескам. Одновременно с этим возрастает содержание ракуши, особенно на подводном береговом склоне Каламитского залива. Часть этого материала даже литифицирована (например, в зоне глубин около 30 м). В то же время наблюдается снижение общей железистости отложений Каламитского залива и выклинивание описанных Е.Ф. Шнюковым прослоев, обогащенных железистыми конкрециями.

В заключение хотелось бы отметить некоторые наиболее характерные черты позднечетвертичных отложений континентальной террасы Западного Крыма. Прежде всего отложения этого района более однообразны и в целом литологически однородны, чем соответствующие отложения Одесско-Дунайского района, — везде это в основном глинистые терригенные образования. Можно сказать, что здесь в меньшей степени выражена дифференциация осадков шельфа и подножия континентального склона. Характерна также значительная мощность позднечетвертичных отложений на шельфе, даже

на его внешней, наиболее глубокой части. В ряде случаев она на порядок превышает мощность осадков такой же зоны одесско-дунайского шельфа. Еще одно существенное отличие отложений Западно-Крымского района заключается в том, что здесь, особенно в осадках новоэвксинского возраста, четко проявлены следы деятельности склоновых процессов, о чем говорит наличие описанных выше турбидитоподобных и оползневых толщ у подножия континентального склона.

ЮЖНО-КРЫМСКИЙ РАЗРЕЗ

На территории к востоку от м.Херсонес и до Феодосийского залива позднечетвертичные отложения однотипны в пределах узкого шельфа, на крутом континентальном склоне и его подножии. Опорный разрез этих отложений (рис. 9) составлен по колонкам, отобранным в основном в районе Ялты. Он пересекает внешнюю часть шельфа, континентальный склон и его подножие примерно в меридиональном направлении до глубины около 2000 м. Здесь вскрыты только морские новоэвксинские и более молодые позднечетвертичные отложения.

Новоэвксинские слои (Q_{III-IV}^m пев) обнаружены в нижних горизонтах разреза. Вскрываемая на глубину почти 7,5 м толща подразделена по литологическому составу на две части. Верхняя часть представлена тонкослоистыми осадками, обогащенными органическим веществом, местами даже сапропелеподобными. Нижняя часть образована значительно более бедными органикой, в большей степени терригенными отложениями. По критериям, с помощью которых расчленены позднечетвертичные глубоководные отложения северо-западной части Черного моря, границей между этими двумя толщами следует считать границу между голоценом и плейстоценом или новоэвксинскими и черноморскими слоями. Это не противоречит данным Дегенса и Росса (1972), так как разрезы, описываемые ими, практически тождественны нашим южнокрымским колонкам. Выделение сугубо терригенных, бедных органическим веществом глинистых илов у подножия Южного Крыма в качестве новоэвксинских обосновано находками в них фрагментов раковин моллюсков. Они представлены, как это определила Л.А. Невеская по материалам колонок американской экспедиции на судне "Atlantis", только *Dreissena rostriformis* и, как правило, снесены с шельфа вместе с другим обломочным материалом в результате более активного действия склоновых процессов на континентальной окраине Южного Крыма в то время.

Новоэвксинские или вообще верхнеплейстоценовые отложения нигде нами не были пройдены полностью, хотя вскрытая мощность местами превышает 4 м. На глубинах 1500-2000 м новоэвксинские отложения образованы серым и темно-серым глинистым илом довольно высокодисперсным, как показывает их гранулометрический состав (в %):

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
	0,1	20,16
	0,1	18,15
0,32	1,4	14,05
		13,54
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
17,39	36,06	26,39
12,03	31,40	38,15
17,81	34,15	31,82
16,76	33,70	36,00

Следует отметить высокое содержание алеврита и крупного пелита - явно терригенных компонентов, представленных (особенно алеврит) в значительной степени кварцем. Этим донные осадки существенно отличаются от соответствующих по возрасту Одесско-Дунайского района.

Сугубо терригенный характер отложений подчеркивается и высоким содержанием железа (Fe_2O_3 от 6 до 7,5%) при сравнительно невысокой карбонатности ($CaCO_3$ от 11 до 25%).

Характерная особенность новоэвксинских отложений подножия Южного Крыма - четко выраженная сульфидизация железа, представленного в основном гидротроилитом. В связи с этим по всей толще илов наблюдаются разного размера пятна и неправильной формы слои черного цвета. В некоторых местах целые горизонты мощностью 50 см и более оказываются резко обогащенными гидротроилитом. В частности, один из таких горизонтов наблюдается в кровле новоэвксинских илов. Он залегает непосредственно под слоистыми сапропелеподобными отложениями голоцена и во многом аналогичен такому же слою, выделенному в кровле новоэвксинских осадков северо-западной части Черного моря.

Нахождение сульфидизированного железа в описанных осадках в основном в форме гидротроилита связано, по нашему мнению, с весьма невысоким содержанием в них органического вещества ($C_{орг}$ от 0,1 до 0,7%) при высокой железистости. По-видимому, при недостатке серы создаются условия для образования только моносльфидов железа. То же самое отмечено для подобных отложений северо-западной части Черного моря.

Описанная толща новоэвксинских отложений прослеживается и на всем континентальном склоне Южного Крыма. Она залегает на самых крутых участках склона, покрывая его, по-видимому, повсеместно, за исключением небольших, почти точечных выступов скальных пород. Значительные площади поверхности склона, где современного осадконакопления не происходит, оказываются образованными именно этими отложениями - глинистыми осадками, о довольно высокой степени дисперсности которых говорит их гранулометрический состав (в %):

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
1,19	2,49	26,15
	0,71	28,30
		14,28
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
3,09	40,35	20,43
7,08	24,50	34,00
13,72	37,23	34,06

Здесь, так же как и в новоэвксинских илах подножия склона, обращает внимание заметное содержание алеврита, чаще всего представленного терригенными частицами, хотя некоторое количество их является микросгустками моносльфидов или микрокристаллами пирита. В больших количествах встречается гидротроилит, нередко сплошь обогащающий новоэвксинские осадки континентального склона. Довольно часто наблюдаются заметные (1-2 мм) сажистые стяжения гидротроилита.

Одна из примечательных особенностей описываемых отложений континентального склона Южного Крыма - наличие в них отдельных мелких галек, рассеянных по глинистой толще. Иногда же встречаются и более крупные неокатанные обломки. Как правило, они представлены породами вулканогенно-осадочного типа (в основном различные туфопесчаники). В некоторых местах, главным образом в верхней части склона, в новоэвксинских осадках обнаружены раковины моллюсков как в виде обломков, так и в виде целых створок. Все они оказались представителями только одного вида - *Dreissena rostriformis*, что позволяет достаточно уверенно относить вмещающие их отложения к новоэвксинскому горизонту или по крайней мере к верхнему плейстоцену вообще.

Необходимо подчеркнуть еще одну, возможно, наиболее интересную особенность новоэвксинских отложений района. Эти глинистые осадки отличаются резко повышенной плотностью, заметно выделяющей их из всех типов позднечетвертичных отложений северного борта Черноморской скважины. Полученные методами инженерной геологии (при помощи прибора лопастного сдвига и конуса) значения прочности на сдвиг приближаются к 1 кг/см^2 , т.е. достигают показателей, характерных уже для глинистых пород, а не осадков. Именно это свойство отложений обуславливает образование ими крутых уступчатых склонов, что имеет место не только на континентальном склоне Крыма, но и в каньонах Кавказа.

Такого типа новоэвксинские отложения прослеживаются вверх по континентальному склону Южного Крыма до глубин порядка 200 м и несколько выше, т.е. практически до перегиба склона или края шельфа, расположенного в данном районе на глубинах от 100 до 200 м.



Рис. 9. Схема сопоставления колонок позднечетвертичных отложений Южно-Крымского разреза

Условные обозначения см. на рис. 3

На внешнем крае шельфа в зоне между изобатами 100 и 200 м новозавские отложения представлены такими же, как на склоне, глинистыми илами, однако плотность их и прочность на сдвиг здесь резко снижаются. Одновременно повышается количество раковин моллюсков, представленных исключительно *Dreissena rostriformis*,

которые образуют в толще новозавских илов тонкие, но четкие прослой, что типично для шельфовых отложений.

Состав новозавских отложений шельфа Южного Крыма быстро изменяется по направлению к берегу. Уже на глубинах около 100 м, где в осадках этого возраста нами пройдено более 4 м, они

представлены довольно сложно построенной толщей. Верхняя часть ее мощностью около 1 м образована алеврито-глинистыми, часто песчанистыми илами, значительно более грубыми по сравнению с соответствующими осадками склона. Значительное содержание алеврита, представленного тонкодисперсным кварцем, говорит об интенсивном привносе в эту зону шельфа обломочного терригенного материала. Более крупные, песчаной и гравийной размерности частицы состоят из раковин моллюсков и их обломков. Как правило, это только *Dreissena rostriformis*. Лишь в самых верхних горизонтах новоэвксинских слоев среди этих форм появляются отдельные представители *Monodaena caspia*. Именно такой комплекс моллюсков позволил уверенно отнести данные осадки к новому эвксину. Фауна распределена крайне неравномерно, в виде отдельных прослоев, и поэтому содержание CaCO_3 в верхней глинистой толще колеблется от 1,5 до 37%. Так же резко изменяется содержание железа, причем значения Fe_2O_3 в терригенных глинистых прослоях достигают 5,5, а в ракушечных — падают до 3%. Гранулометрический состав (в %) новоэвксинских илов края шельфа следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
5,35	3,55	21,99
9,24	13,52	26,69
19,16	19,96	21,85
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
5,31	39,62	24,18
5,35	25,06	25,24
6,48	17,20	15,35

По-видимому, характерная особенность описываемых осадков — появление в них небольших и не выдержанных по площади прослоев, обогащенных аморфным кремнеземом. Так, в толще новоэвксинских осадков шельфа к югу от м. Херсонес обнаружен прослой, в котором содержание SiO_2 аморфного достигало 1,5% при фоновом 0,9%. Это связано с наличием в осадке створок диатомовых, что уже отмечалось в литературе (Забелина, Щербаков, 1975; Чирка, 1972). Мощность обогащенного прослоя, однако, не превышает всего 10 см. В целом же в толще новоэвксинских осадков очень мало остатков диатомовых водорослей обычно плохой сохранности. Как правило, это обломки, среди которых преобладают солоноватоводные и пресноводные формы: *Diploneis domlitensis*, *Melosira arenaria* и т.п. (Забелина, Щербаков, 1975). Однако попадаются и редкие представители морских видов, таких, как *Thalassiosira descipiens* и *Coscinodiscus radiatus*. Нижняя часть вскрытой толши новоэвксинских осадков внешней (с глубинами порядка 100 м) части южнокрымского шельфа существенно отличается от верхней. Здесь резко возрастают грубозернистость осадков и содержание в них ракушечного материала. Огрубление связано не только с увеличением количества ракуши, но и с

увеличением вниз по разрезу содержания терригенного обломочного материала песчаной, а затем и гравийно-галечной размерности. Сначала здесь идут сильно илстые алевритовые пески (содержание пелита менее 50%), карбонатность которых превышает уже 40%. Вниз по разрезу содержание ракуши резко увеличивается и достигает максимума в почти чисто ракушечном прослое, залегающем на мощном (более 1 м) горизонте очень грубых, плохо сортированных песчано-галечных осадков, также обогащенных примесью ракушечного материала. И наконец, в некоторых колонках удалось установить, что под слоем наиболее грубозернистых отложений вновь залегает почти чистый ракушечник, переходящий ниже в раковинные илы.

Комплекс этих осадков представляется нам типично прибрежным, накопившимся на подводном береговом склоне в зоне волнового воздействия на глубинах 20–30 м. Обильная фауна моллюсков представлена исключительно *Dreissena rostriformis*, что обуславливает отнесение всех этих отложений к позднему плейстоцену. Определение абсолютного возраста описанных осадков по радиоуглероду позволило уточнить это заключение. Установлен возраст раковин моллюсков из двух описанных выше ракушечных прослоев в низах вскрытой толщи позднечетвертичных отложений Южного Крыма. Возраст верхнего, залегающего на песчано-галечных прибрежных отложениях ракушечного слоя оказался равным $13\,500 \pm 1500$ лет. Возраст нижнего, подстилающего этот горизонт ракушечного слоя достигает $17\,780 \pm 200$ лет. Это значит, что описанные выше мелководные отложения могут быть отнесены к самым последним этапам вюрма, причем наиболее древние из них соответствуют заключительным стадиям последнего оледенения.

По направлению к берегу разрез новоэвксинских осадков шельфа Южного Крыма быстро становится целиком грубозернистым. Уже на глубинах 70–80 м, находящихся в непосредственной близости от берега, из этого разреза полностью исчезают глинистые отложения. Верхи новоэвксинского горизонта сложены существенно песчаными, лишь у кровли слабо заиленными осадками, содержащими значительное количество раковин моллюсков. В связи с этим карбонатность (содержание CaCO_3) их может достигать 30%. Вниз по разрезу (а вскрытая мощность новоэвксинских отложений в этой зоне шельфа достигает 2 м) осадки этого возраста быстро становятся целиком песчаными; пески сменяются галечниками, состоящими из средней и мелкой (почти без примеси песка) гальки.

Эти галечники мы рассматриваем как отложения пляжа, а перекрывающие их пески — как отложения прибрежной зоны вообще. Находящаяся в них фауна моллюсков, представленных исключительно формой *Dreissena rostriformis*, позволяет нам уверенно датировать эти прибрежные и в частности пляжевые отложения новым эвксином или вообще верхами позднего плейстоцена. Наличие заметного количества ракуши в самых верхних горизонтах нового эвксина в колон-

ках средней части Южно-Крымского района позволило определить по радиоуглероду абсолютный возраст раковин *Dreissena rostriformis* = 8550 \pm 130 лет. Раковины собраны из 10-сантиметрового слоя в кровле новоэвксинских осадков. Это хорошо совпадает с данными о границе древнечерноморских и новоэвксинских осадков, полученными Е.Н. Невесским (1967) с помощью некоторых косвенных методов.

О строении новоэвксинских отложений в прибрежной зоне Южного Крыма пока нет опубликованных материалов. Эти отложения перекрыты здесь очень мощной (на глубинах 70–80 м суммарная мощность достигает 4 м) толщей более молодых осадков. Однако мы можем предположить, что в прибрежной зоне, на глубинах 50 м и менее, практически вся толща новоэвксина может быть сложена галечниками пляжевого генезиса с небольшими прослоями песчаного материала.

Бугазско-визяевские слои (Q_{IV}^m bg-vt) представляют самую нижнюю часть толщи голоценовых отложений, залегающих на описанных выше новоэвксинских слоях. Нижняя граница этой толщи хорошо выражена в виде четкого перехода от плотных гидротроилитовых илов к значительно более пластичным и вязким илам более светлой серой окраски. Правомочность выделения бугазско-визяевских слоев в отложениях подножия континентального склона Южного Крыма подтверждена Л.А. Невеской (1974). В описанном горизонте этих отложений она обнаружила фрагменты раковин, личиночные формы и молодь моллюсков, в том числе *Cardium edule*, которые вместе с остатками дрейссенид позволили определить эти слои как переходные. Наиболее же характерная черта этой толщи, в том числе и ее нижней части, условно отвечающей описываемому горизонту, — наличие большого количества довольно четких (от нескольких миллиметров до 2 см) слоев коричневатого оттенка, обогащенных сапропелеподобным органическим веществом. По составу эти слоистые осадки представляют собой типичные глинистые илы с резким преобладанием пелитовых фракций. Гранулометрический состав (в %) бугазско-визяевских илов следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
	0,1	16,07
	0,99	19,51
	1,93	20,18
0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
	16,14	33,99
	14,14	28,12
	11,55	27,34
		39,00

Обращает внимание значительное содержание крупнопелитовой фракции, представленной в основном терригенным обломочным материалом, сносимым с Горного Крыма. Заметно возрастает в илах коли-

чество органического углерода, колеблющееся от 0,9 до 1,5%. Это говорит об обогащенности описанных выше слоев коричневого цвета органическим веществом. В то же время содержание железа Fe_2O_3 здесь хотя и относительно невелико, но достигает 4%. Не велика и карбонатность этих осадков, в которых объем $CaCO_3$ лишь на несколько процентов может превышать 10%. Все это свидетельствует о терригенном в целом характере тех осадков, которые мы, как было сказано, условно относим к бугазско-витязевскому горизонту.

Толща этих нормально слоистых осадков покрывает практически сплошь (за исключением отдельных скальных выступов) подножие континентального склона Южного Крыма от Херсонеса до Феодосии. Она прослеживается в виде отдельных пятен и на континентальном склоне. Такие осадки могли накапливаться и откладываются сейчас на террасовидных уступах и в западинах склона даже на самых крутых участках при глубинах около 200 м. Однако, как уже указывалось, большая часть склона лишена этих отложений. Наши материалы показывают, что наряду с четко деформированными слоистыми осадками голоцена, описанными А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938), у подножия склона и даже местами на его поверхности могут сохраняться древнечерноморские отложения в практически ненарушенном залегании. В силу упомянутых выше причин невозможно определить мощность описываемых слоев в глубоководных осадках Южно-Крымского района. Отложения подножия склона, возможно, имеют мощность около 1 м, если относить к ним нижнюю, менее обогащенную органическим веществом часть голоценовых осадков.

Значительно лучше выделяются и прослеживаются отложения бугазско-витязевского горизонта на шельфе Южного Крыма, начиная от его края на глубине около 100 м и в сторону берега. Однако мощность этого горизонта здесь, по-видимому, резко уменьшается. На внешней части она обычно около 5 см, правда, иногда имеет место резкое увеличение до 20 см. Далее к берегу мощность этих слоев увеличивается, но на глубинах шельфа 70-80 м все еще всего порядка 10 см. Это алевроито-глинистые илы, гранулометрический состав (в %) которых следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
18,23	1,49	25,37
7,36	1,80	17,90
0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001
6,38	32,35	16,18
12,93	30,55	28,73

Обращает внимание высокое содержание алевроита, представленного обломочным материалом в основном кварцевого состава. С присутствием терригенного материала связано заметное повышение со-

держания песчаных и гравийных фракций в глинисто-алевритовых илах. Это соответствует терригенному характеру осадков бугазско-витаевского возраста на шельфе Южного Крыма. Карбонатность описываемых осадков, определяющаяся наличием раковин моллюсков, обычно достигает лишь 12%.

Фауна моллюсков представлена типичным смешанным комплексом, состоящим из *Dreissena rostriformis* (явно преобладающая форма) *Monodacna caspia*, *Cardium edule* и *Mytilus galloprovincialis*, что и послужило основанием для выделения бугазско-витаевских слоев в разрезе позднечетвертичных отложений шельфа Южного Крыма. Позднее по радиоуглероду раковин *Dreissena rostriformis*, отобранных из этого слоя, был определен и абсолютный возраст. Он оказался равным 6840 ± 140 лет, что вполне соответствует нашему представлению о начале бугазского (переходного к современному) этапа в истории Черного моря и хорошо согласуется с теми цифрами, которые получил Е.Н. Невеский (1967) косвенным путем. В составе органических остатков определены и диатомовые. В низах бугазско-витаевских слоев шельфа Южного Крыма диатомей мало, среди них преобладают те же солоноватоводные и пресноводные формы, которые отмечались для новоэвксинских осадков. Однако здесь увеличивается и расширяется примесь морских форм. Появляются представители рода *Thalassionema*. В верхней же части этого горизонта количество диатомовых заметно возрастает и начинают преобладать морские формы из родов *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Nitzschia*, *Grammatophora* (Забелина, Шербаков, 1975).

Каламитские слои (Q_{IV} k1) из монотонной толщи посленовоэвксинских слоистых илов подножия континентального склона Южного Крыма выделены столь же условно, как и бугазско-витаевские. Критерием послужило лишь содержание органического сапропелеподобного вещества (см. описание Одесско-Дунайского и Западно-Крымского разрезов).

У подножия склона Южного Крыма в бедных органикой новоэвксинских осадках залегает толща слоистых глинистых илов, представляющих собой чередование относительно обогащенных и более бедных сапропелеподобным веществом отложений. В средней части толщи в ряде колонок выделяется прослой мощностью 20–30 см, где обогащение органикой терригенного глинистого ила становится максимальным. Этот горизонт составляет нижнюю часть каламитских слоев, которой в северо-западном районе моря отвечает слой сапропелевого ила. По подошве этого наиболее обогащенного органикой слоя проводится нижняя граница каламитских слоев в толще позднечетвертичных отложений подножия континентального склона Южного Крыма.

Выше снова следует глинистый ил с довольно тонким и частым переслаиванием бедных сапропелем и обогащенных органическим веществом горизонтов. Эти осадки соответствуют верхней части каламитских слоев по аналогии с уже описанными выше разрезами.

Мощность каламитских слоев у подножия склона Южного Крыма может достигать 180 см и даже несколько более. Кровля этих отложений устанавливается по некоторым изменениям в литологии позднечетвертичных осадков данного района, характерным для перехода к новейшим джеметинским осадкам.

Как уже говорилось, каламитские осадки подножия склона описываемого района представляют собой глинистые илы. Они отличаются, как и подстилающие их бугазско-вигязевские отложения, высокой дисперсностью, что показывает их гранулометрический состав (в %):

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
	1,19	13,70
	1,28	14,07
	0,99	19,51
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
	10,32	38,12
	10,66	44,48
	14,14	37,24

При этом наблюдается заметное содержание алевроита (местами свыше 20%), что отражает терригенный характер этих осадков, связанных с интенсивным сносом обломочного материала с прилегающего молодого складчатого сооружения. Отсюда и заметное содержание железа (Fe_2O_3 до 5% и более), основная масса которого присутствует в виде пирита. Образованию пирита способствует избыток органического вещества, дающего серу. Минерал имеет вид гранул размером 5-10 м, состоящих из микрокристалликов размером в десятые и сотые доли микрона, что хорошо видно на фото, полученных на сканирующем электронном микроскопе. Карбонатность довольно низкая, колеблющаяся от 10 до 12% $CaCO_3$. Общий терригенный характер осадков сказывается и в том, что, несмотря на наличие обогащенных сапропелем прослоев, содержание $C_{орг}$ в них изменяется от 1 до 2%.

Все, что было сказано выше относительно характера залегания и распространения на континентальном склоне Южного Крыма бугазско-вигязевских осадков, относится и к отложениям каламитского возраста. У подножия склона они также представлены сплошным покровом, а на склоне залегают в виде отдельных пятен в западинах и на уступах. Ненарушенное залегание каламитских осадков на склоне столь же характерно, как и примеры их деформации в результате оползания.

На шельфе Южного Крыма, начиная с самого его края на глубинах от 100 до 180 м, каламитские отложения хорошо выделяются по фауне. Это наиболее мощный горизонт позднечетвертичных отложений шельфа данного района. Почти на всей площади данного шельфа, по крайней мере до глубин порядка 70 м, расположенных уже в непосредственной близости от берега, каламитские осадки пред-

тавлены алевроито-глинистыми илами, гранулометрический состав (в %) которых следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
19,85	0,06	22,98
17,90	1,75	12,06
1,03	4,82	28,67
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
3,11	33,08	15,92
13,12	24,62	28,43
10,48	23,41	31,59

Наблюдается полное сходство каламитских осадков данного района с бугазско-вигязевскими, выражающееся как в заметной примеси алевроита, так и в обогащении этих осадков определенным количеством раковин моллюсков, влияющим на увеличение количества крупных фракций. Раковины представлены практически лишь одним видом — *Mytilus galloprovincialis*. Они расположены в виде прослоев в толще ила и распределены очень неравномерно. В связи с этим и карбонатность (CaCO_3) каламитских илов Южного Крыма может колебаться от 10 до 36% и более. Содержание железа в таких прослоях снижается до 2,5%. В чисто илистых горизонтах оно такое же (около 5%), как и в бугазско-вигязевских слоях.

В средней части каламитского горизонта в пределах описываемого шельфа обычно выделяется по коричневой окраске и разложенным раковинам моллюсков слой мощностью 10-15 см, обогащенный сапропелеподобным органическим веществом. Однако по направлению в сторону берега он быстро пропадает и обнаруживается в отложениях шельфа, залегающих на глубинах до 90 м. К сожалению, по техническим причинам не удалось определить содержание органического углерода в осадках этого слоя. Но, по-видимому, оно невелико, так как в целом по каламитскому горизонту колеблется в интервале 1-1,5%.

Примечательная особенность всех надновозвксинских и особенно каламитских отложений — заметное обогащение их аморфным кремнеземом на отдельных участках шельфа Южного Крыма. Фоновое содержание этого компонента колеблется от 1,3 до 1,9. Однако иногда, как, например, в обогащенном сапропелевыми илами прослое каламитских осадков к югу от Херсонеса, содержание SiO_2 аморфного повышается до 3,7%. Это связано с присутствием в таких осадках обильной флоры диатомовых, комплекс которых в каламитских слоях содержит исключительно морские формы, включающие представителей тех же родов, которые встречаются в бугазско-вигязевских слоях. Однако здесь появляются и новые, океанического типа, морские формы: *Asteromphalus exentrica*, *Endicaya oceanica*.

В литологическом составе каламитских осадков шельфа данного района на большей части шельфа практически не отмечается серьезных изменений, за исключением отмеченного выше. В то же время резко меняется их мощность. В направлении от края шельфа в сторону берега она возрастает с 30 см почти до 4 м в зоне с глубинами 70–80 м.

Джеметинские слои ($Q_{IV}^{m} dg$) в осадках подножия континентального склона Южного Крыма самые молодые и отделяются от нижележащих только условно. Критерием может служить появление в описанной выше слоистой толще глинистых и сапропелево-глинистых илов тонких (миллиметровой мощности) серий слоев белого карбонатного тонкодисперсного материала. Как показало исследование образцов этих илов под сканирующим электронным микроскопом, такой карбонатный материал представлен исключительно кокколитами вида *Emiliania huxleyi*. Слойки кокколитового ила появляются на глубине около 45 см от поверхности дна. По аналогии с соответствующими осадками подножия континентального склона Одесско-Дунайского района мы выделяем эти отложения в качестве джеметинских и в Южно-Крымском районе.

Джеметинские глинистые илы глубоководной части описываемого района содержат значительную примесь алеврита и по гранулометрическому составу (в %) практически неотличимы от каламитских:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
	1,66	20,03
		15,07
0,01–0,005	0,005–0,001	0,001
10,14	29,39	38,79
11,27	34,40	39,30

Они сложены терригенным материалом, в котором большую роль играет обломочная часть мелкоалевритовой размерности, представленная в основном кварцем. Заметное осадкообразующее влияние кокколитов повышает карбонатность ($CaCO_3$) этих отложений, и она колеблется от 16 до 27%. Уровень же обогащенности сапропелевым органическим веществом остается таким же, как и в каламитских слоях подножия континентального склона Южного Крыма. Содержание C_{org} в джеметинских илах изменяется от 1 до 2,3%.

Для выяснения особенностей состава глинистой части джеметинских илов на рентгеновских дифрактометрах исследовалась фракция менее 1 мк, выделенная из этих осадков. Основным компонентом оказалась гидрослюда, отличающаяся подвижностью межслоевых промежутков и свидетельствующая о деградированности. Другой характерный компонент – каолинит, присутствующий, правда, в несравненно меньшем количестве. Одна из наиболее примечательных черт глинистой части илов подножия континентального склона – наличие в них смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонито-

вого типа, иногда с примесью хлоритовых пакетов. Такой состав указывает на формирование глинистой части осадков данного района за счет смешения материала из разных источников, а не местного, крымского. Наличие смешаннослойных образований свидетельствует о накоплении здесь образований, длительное время находящихся в водной взвеси.

Так же как и описанные выше слои древнечерноморского горизонта, джеметинские слоистые илы залегают отдельными пятнами и на самом склоне, на его уступах и в западинах. Большая же часть склона покрыта уплотненными новоэвксинскими глинами, обнажающимися на поверхности дна. Как показали А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938), современные (джеметинские) кокколито-во-глинистые осадки часто деформированы процессами оползания. Однако наши данные показывают, что во многих случаях они залегают совершенно нормально.

Джеметинские отложения устилают сплошным покровом всю поверхность шельфа Южного Крыма от самого его края, т.е. с глубин 100–200 м. Это литологически однородная толща глинистых илов с довольно высоким содержанием алеврита, представленного в основном обломочным кварцем, что обуславливает наряду с высокой глинистостью существенно терригенный характер этих илов. Гранулометрический состав (в %) джеметинских осадков шельфа Южного Крыма следующий:

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
10,11	1,43	17,47
	1,85	24,71
0,19	0,81	20,60
0,73	1,77	28,80
0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
8,31	33,31	29,37
10,53	28,24	34,67
13,60	31,29	33,51
14,71	28,49	25,50

С биогенными компонентами (обломки ракуши) связаны лишь отдельные повышенные содержания крупнообломочных (песчаных и гравийных) фракций. Это подчеркивается также и составом глинистых минералов фракции менее 1 мк, изученной на дифрактометре. Она состоит в основном из хорошо окристаллизованной гидрослюдь, которая резко преобладает, и небольшого количества каолинита; всякие признаки других глинистых минералов отсутствуют. Такой резко отличный от глин подножия склона состав связан целиком со сносом с суши, где источником этого материала служат породы гаврической свиты.

Биогенный материал представлен раковинами моллюсков *Madio-la phaseolina*, что послужило основанием для выделения этих слоев в качестве джеметинских. В осадках края шельфа встречаются лишь

отдельные раковины. В сторону берега количество их несколько увеличивается и обычно в джеметинских осадках средней части шельфа прослеживается 2–3 тонких ракушечных прослоя. С их присутствием связано появление крупных фракций в образцах описываемых осадков. Такое распределение фауны приводит к резким колебаниям карбонатности джеметинских осадков. При этом в основной толще глинистых илов содержание CaCO_3 около 10%, тогда как в отдельных ракушечных прослоях оно может достигать 40% и более.

С крайне неравномерным распределением ракушечного материала связаны и резкие изменения в содержании железа; его количество в пересчете на Fe_2O_3 в чисто глинистых осадках достигает 5, а в обогащенных раковинами моллюсков снижается до 2,5%.

Следует отметить наличие в джеметинских осадках шельфа Южного Крыма еще одного биогенного компонента – отворок диатомовых. Этот компонент, правда, не является осадкообразующим, так как лишь в отдельных случаях его количество обуславливает содержание аморфного кремнезема до 1,5% (например, к югу от м. Херсонес). Однако диатомовые водоросли имеют для джеметинских осадков стратиграфическое значение. Для них характерен комплекс, состоящий в основном из морских форм, среди которых преобладает *Thalassiosira excentrica* и иногда встречаются представители солоноватоводных родов; количество ракуши несколько увеличивается по мере продвижения в сторону берега.

Описанные выше отложения покрывают практически весь шельф Южного Крыма до самой прибрежной зоны, где начинаются осадки волнового поля.

Таким образом, позднечетвертичные отложения континентальной окраины Южного Крыма, как и Западного Крыма, являются в целом терригенными. Они характеризуются большими мощностями и высокой скоростью накопления как на шельфе, так и у подножия континентального склона. Отличительная особенность глубоководных отложений Южно-Крымского района – более слабое по сравнению с Западно-Крымским развитие осадков, связанных с действием склоновых процессов (турбидиты) даже в плейстоценовых слоях. Примечательная черта голоценовых (надновоэвксинских) осадков подножия склона Южного Крыма – их слабая дифференцированность и литологическая однородность, затрудняющая расчленение этой толщи на стратиграфические горизонты. Залегая на склоне, эти слоистые отложения зачастую имеют совершенно ненарушенную текстуру. Это говорит о том, что склоновые процессы на таком крутом, но не расчлененном каньонами и другими каналами стока твердого материала склоне действуют строго локально. Наконец, интересно подчеркнуть наличие на шельфе Южного Крыма в районе м. Херсонес осадков, обогащенных аморфным кремнеземом. Такие же отложения отмечены и у подножия континентального склона. Это область распространения диатомовых осадков в разных горизонтах отложений Черного моря, которая была околтурена К.М. Шимкусом с соавторами (1973).

осадков на площади шельфа при описании основного опорного разреза мы используем для сравнения многочисленные колонки позднечетвертичных отложений, особенно для Феодосийского залива, осадки которого во многом аналогичны отложениям Южно-Крымского района.

В Феодосийском заливе в одной из колонок удалось вскрыть более древние, чем позднечетвертичные (по-видимому, даже дочетвертичные), отложения. На забое данной колонки обнаружен образец зеленовато-серого алевролита или мелкозернистого песчаника с глинистым хлорито-гидрослюдистым цементом и, вероятно, слегка рассланцованного (раскалывается на тонкие плитки). Возраст породы определить по одному образцу не удалось. Скважина, вскрывшая дочетвертичные алевролиты, расположена во внешней части Феодосийского залива на глубинах около 70 м.

Во всех других колонках Керченско-Таманского района, в том числе и в пределах опорного разреза, наиболее древние из вскрытых отложений — новоэвксинские.

Новоэвксинские слои (Q_{III-IV}^{m-all} net) вскрыты как на континентальном склоне и его подножии, так и на шельфе. В нижней части склона строение толщи позднечетвертичных отложений практически аналогично соответствующим осадкам Одесско-Дунайского и Западно-Крымского районов, что позволяет для описываемого района использовать те же критерии стратиграфического расчленения позднечетвертичного разреза и выделять те же горизонты.

В отложениях подножия континентального склона Керченско-Таманского района верхняя граница новоэвксинских слоев проводится по кровле черных плотных гидротроилитовых глинистых илов. Терригенный характер их проявляется в сравнительно высокой железистости (Fe_2O_3 до 6%). Большая часть реакционноспособного (растворимого) железа здесь сульфидизирована и представлена в форме моносulfида-гидротроилита, что, с нашей точки зрения, является следствием заметного содержания железа при небольшом количестве органического вещества ($C_{орг}$ обычно около 1%) и серы. Карбонатность осадков обычно невелика, однако максимальные значения достигают 30%. Мощность вскрытого в данном районе гидротроилитового слоя новоэвксинских илов достигает 30-40 см. Под ними удалось пройти лишь около 10 см серых глинистых илов более древних горизонтов новоэвксина. По составу эти осадки практически аналогичны илам гидротроилитового слоя и отличаются лишь меньшей степенью сульфидизации железа. Гранулометрический состав (в %) новоэвксинских илов подножия континентального склона Керченского и Таманского полуостровов следующий:

Фракции (в мм)

> 0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
1,18	2,72	34,30
0,61	0,59	18,83
0,39	7,04	30,03

Фракции (в мм)

0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
1,88	27,04	32,88
22,99	28,21	28,77
16,32	24,97	21,25

Такие новоэвксинские осадки прослеживаются вверх по континентальному склону до самого края шельфа, расположенного здесь на глубинах около 100 м. На меньших глубинах состав новоэвксинских осадков заметно изменяется, и на шельфе они представлены существенно карбонатными биогенными отложениями. Близ края до глубин по крайней мере 80 м это еще глинистые илы, правда, с примесью алевритовых и более крупных частиц. В толще ила обычно рассеяны отдельные створки *Dreissena rostriformis*, что при отсутствии другой фауны позволяет однозначно решать вопрос о новоэвксинском возрасте этих осадков. Наличие обломочного биогенного материала резко увеличивает объем крупных фракций и повышает содержание CaCO_3 в этих илах иногда до 40%. Однако у края шельфа верхние горизонты новоэвксинских илов являются герригенными отложениями и содержание CaCO_3 в них колеблется от 20 до 30%. Гранулометрический состав (в %) новоэвксинских осадков края шельфа Керченского и Таманского полуостровов следующий:

Фракции (в мм)

> 0,1	0,01-0,05	0,05-0,01
29,37	4,02	38,93
8,43	7,78	28,47
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
2,75	10,97	13,96
8,79	19,57	29,96

Более древние горизонты новоэвксина у края шельфа удалось вскрыть лишь в районе Феодосийского залива. Здесь мощность верхнего слоя слабораковинных илов новоэвксина не превышает 1 м. Под ними находится полностью не пройденная даже на глубине 2,5 м от поверхности дна голша илистых ракушечников, содержание CaCO_3 в которых достигает 60% и более, а количество пелита не превышает 20%.

Довольно резко изменяется состав новоэвксинских осадков в зоне глубин шельфа 60-80 м. Здесь, особенно в той части шельфа, которая расположена еще ближе к берегу, наиболее характерной особенностью новоэвксинских осадков является изменчивость их состава по площади.

В районе описываемого опорного разреза (т.е. к югу от Керченского пролива) самые верхние горизонты новоэвксинских отложений уже на глубинах шельфа около 60 м представлены грубозернистыми песчано-гравийными ракушечниками. Основную массу осадка состав-

ляют раковины *Dreissena rostriformis* (в сторону берега они сменяются *Dreissena polymorpha*), благодаря чему содержание CaCO_3 достигает 51%. Отсутствие другой фауны позволяет относить эти отложения к новоэвксину. Терригенная часть ракушечников образована песчаным материалом, содержание которого достигает иногда 40%.

Несколько отличаются от описанных выше осадки верхних горизонтов новоэвксина в аналогичной (около 60 м) зоне шельфа Феодосийского залива. Это также довольно грубозернистые и карбонатные (CaCO_3 до 40%) отложения. Однако здесь гораздо больше терригенной примеси и представлена она в значительной степени алевроитовым и пелитовым материалом (количество его достигает соответственно 32 и 48,5%). Обильная фауна моллюсков представлена в основном *Dreissena polymorpha*, однако в отличие от более восточных районов данного шельфа здесь встречается и *Monodacna caspia*, больше характерная для бугазско-витаевских слоев.

В составе глинистой части осадков Феодосийского залива преобладает гидрослюда. В значительно меньших количествах содержатся каолинит, монтмориллонит и хлорит. Общая особенность этих минералов — хорошая окристаллизованность.

Новоэвксинские отложения в прибрежной (с глубинами менее 50 м) части Керченско-Таманского района характеризуются заметной фациальной изменчивостью. Так, к югу от Керченского пролива в новоэвксинском горизонте, под 10-сантиметровым слоем песчаных ракушечников с новоэвксинской фауной вскрывается толща совершенно иных терригенных отложений. Это серые монотонные алевроитовые пески и алевроитовые илы с рассеянными в них отдельными створками *Dreissena polymorpha* и *Unio* sp. Гранулометрический состав (в %) этих отложений следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
1,29	7,09	40,65
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
8,23	14,24	25,82

По-видимому, это отложения авандельты или дельты крупной реки, о чем говорят терригенный характер осадков и их состав, свидетельствующий о накоплении их в относительно спокойных условиях, а также присутствие пресноводной фауны. Отложения эти во всем подобны осадкам эстуарного типа, заполняющим так называемый Одесский желоб.

Как было показано Е.Н. Невеским (1967), в прибрежной зоне Керченско-Таманского района на глубинах 30-50 м среди грубозернистых ракушечно-песчаных осадков широко распространены линзы лагунных существенно глинистых отложений. Эти резкие фациальные изменения новоэвксинских осадков данного шельфа хорошо выражены в тех районах, которые прилегают к пересыпям Бугазско-

го и Витязевского лиманов близ Анапы, озерам Тебечикскому и Узунларскому у Керченского полуострова, в Феодосийском заливе.

Бугазско-витязевские слои ($Q_{IV}^{m} \text{bg-vt}$) выделены в описываемом районе Л.А. и Е.Н. Невескими (1961). В толще прибрежных осадков Анапского района их можно четко отделить друг от друга. Однако в более глубоких зонах шельфа, в его средней и краевой части, как и во всех описанных выше районах севера Черного моря, мощность горизонта с переходной фауной весьма незначительна. Это обуславливает выделение лишь одного бугазско-витязевского горизонта, как переходного от новоэвксинских-плейстоценовых образований к собственно черноморским-каламитским.

В толще осадков, покрывающих континентальный склон Керченско-Таманского района, в качестве бугазско-витязевских выделяются слои, залегающие между гидротроилитовыми илами новоэвксина и хорошо фиксируемым здесь горизонтом сапропелеподобных илов, относящихся уже, как и в Одесско-Дунайском районе, к каламитским слоям. Бугазско-витязевские осадки покрывают относительно пологий континентальный склон сплошным чехлом. Они представлены довольно тонкодисперсными глинистыми илами, которые отличаются не очень высокой карбонатностью. Однако все же содержание CaCO_3 в них колеблется около величины 20%. Органического углерода в основном около 1%. Гранулометрический состав (в %) бугазско-витязевских илов следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
0,87	2,89	14,42
0,54	1,73	24,47
0,2	2,06	12,65
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
17,86	32,30	31,66
21,03	26,86	25,37
19,17	36,67	29,25

В целом характер бугазско-витязевских осадков остается герциническим, что находит свое отражение как в сравнительно невысокой карбонатности, так и в довольно высоком содержании такого кластофильного компонента, как железо (Fe_2O_3 около 6%).

Подобные бугазско-витязевские илы прослеживаются вверх по континентальному склону вплоть до края шельфа, причем мощность их колеблется от 60-70 см (у подножия склона) до 40 см у края шельфа.

Сразу же выше перегиба склона во внешней краевой части Керченско-Таманского района мощность бугазско-витязевских отложений резко уменьшается. Местами, например к югу от Керченского пролива, в непрерывном опорном разрезе позднечетвертичных осадков края шельфа мы не можем выделить слоев со смешанной каспийско-черноморской фауной моллюсков. В других районах шельфа,

например к югу от Феодосийского залива, выделяется слой глинистого слабораковинного ила мощностью всего несколько сантиметров, отвечающий по составу фауны моллюсков бугазско-вятизевским слоям.

В средней части шельфа, ограниченной изобатами 80 и 40 м, мощность осадков со смешанной вятизевско-бугазской фауной несколько увеличивается (до 10–15 см), и они выделяются в разрезе позднечетвертичных отложений в пределах всего описываемого района. Характерная особенность этих осадков на большей части данной зоны шельфа – довольно высокая карбонатность, заметная грубозернистость и резкая фациальная изменчивость. Наиболее широко распространены различные ракушечники, основная масса которых сложена раковинами *Dreissena rostriformis* и *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*, *Mytilus dalloprovincialis* и *Cardium edium*. В связи с этим содержание CaCO_3 в таких осадках колеблется от 30 до 49%. Терригенная часть, как правило, представлена грубозернистым песчаным материалом (свыше 20%) с различной примесью пелита (иногда свыше 10%). Колебания в составе и содержании терригенного материала обуславливают ту фациальную изменчивость бугазско-вятизевских осадков, о которой говорилось выше. В пределах области шельфа, расположенной непосредственно к югу от Керченского пролива, преобладают песчано-илистые ракушечники, но колебания в содержании песка или пелита от участка к участку и здесь резко меняются. Западнее, в Феодосийском заливе и прилегающих участках шельфа шире представлены илистые (пелитовые) осадки бугазско-вятизевского возраста. Это алевритовые и даже глинистые раковинные илы, в которых лишь на сравнительно небольших участках шельфа содержание ракуши достигает количества, позволяющего назвать такие осадки ракушечниками (CaCO_3 более 50%). Глинистость бугазско-вятизевских осадков шельфа увеличивается и к востоку от описываемого нами опорного разреза, т.е. в сторону Анапы.

В прибрежной зоне Керченско-Таманского района, выше глубин 30–40 м происходит заметное увеличение мощности бугазско-вятизевских отложений. Местами их мощность может достигать 1 м. Становится возможным подразделять этот горизонт с переходной фауной на бугазские и вятизевские слои. Состав осадков в прибрежной зоне преимущественно песчано-ракушечный, свидетельствующий об их накоплении в области подводного берегового склона и пляжа. Как было показано Е.Н. Невеским (1967), для прибрежных фаций бугазско-вятизевских отложений характерна резкая изменчивость.

Так, в районах, прилегающих к современным лиманам, в толще песчано-ракушечных отложений залегают линзы алеврито-глинистых слабораковинных илов лагунного генезиса. Часто осадки бугазско-вятизевского возраста входят в состав крупной линзы лагунных отложений, включающей и новозвксинские, и более молодые каламитские отложения того же генезиса.

Каламитские слои ($Q_{IV}^m kl$) в пределах континентальной террасы Керченского и Таманского полуостровов — одна из наиболее четко выделяемых и мощных толщ позднечетвертичных отложений.

К югу от Керченского пролива на континентальном склоне и у его подножия они хорошо прослеживаются благодаря присутствию ясно выраженного горизонта обогащенных сапропелеподобных глинистых илов.

Этот горизонт и вся толща каламитских осадков на керченско-таманском континентальном склоне очень похожи на одноименные отложения, описанные нами в составе Одесско-Дунайского разреза северо-западной части Черного моря. По аналогии с этим разрезом мы и в Керченско-Таманском районе проводим нижнюю границу каламитского горизонта в осадках континентального склона по подошве слоя сапропелеподобных глинистых илов. Этот слой, составляющий нижнюю часть каламитского горизонта, сложен темно-бурыми глинистыми илами, дисперсность которых характеризует их гранулометрический состав (в %):

Фракции (в мм)		
>0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
6,86	1,65	14,99
1,58	1,20	34,77
0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
33,09	11,85	25,56
18,58	24,9	18,97

Обогащенность илов органическим веществом не так велика, как в соответствующих осадках северо-запада Черного моря, но все же содержание $S_{орг}$ в них достигает 8% и даже несколько более. Карбонатность собственно сапропелеподобных илов, как и на северо-западе, менее высока, чем у более молодых отложений. Содержание $CaCO_3$ достигает 25-30%. Изучение этих осадков в шлифах и под сканирующим электронным микроскопом показало полную аналогию с описанными ранее сапропелеподобными осадками северо-запада. Распределенная среди глинистых чешуек органика представлена хлопьевидными, размером в несколько микрон частицами, ориентированными параллельно плоскости напластования и обычно сгруппированными в тонкие чистые слойки неправильной формы. В шлифах заметно присутствие сульфидов железа, представленных здесь микрогранулами пирита.

Верхняя часть каламитского горизонта сложена глинистыми илами, значительно менее обогащенными органическим веществом ($S_{орг}$ около 1,5%). Зато повышена карбонатность осадков в связи с возрастанием содержания в них кокколитов. Однако осадок все же остается терригенным, на что указывает высокое содержание глинистых фракций.

Мощность каламитских осадков керченско-таманского континентального склона колеблется в интервале 30–40 см. Они покрывают здесь весь континентальный склон до самого перегиба к шельфу.

У края шельфа состав каламитских осадков существенно изменяется. В самой внешней зоне шельфа, от края (он здесь на глубинах около 100 м) и до изобаты 80 м эти отложения представлены глинистыми илами, гранулометрический состав (в %) которых следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,001
8,07	1,73	9,36
27,44	1,05	9,14
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
11,72	37,19	31,95
1,00	41,41	19,96

В илах обычно в виде отдельных тонких прослоев рассеяны раковины моллюсков (этим обусловлено резкое возрастание крупных фракций) в количестве, дающем основание называть эти илы слабораковинными или раковинными. Об общем терригенном характере этих осадков говорит и содержание CaCO_3 , колеблющееся от 20 до 47%, и довольно заметное содержание железа (Fe_2O_3 до 4%). Фауна моллюсков представлена почти исключительно крупными раковинами *Mytilus galloprovincialis* с очень редкими мелкими створками *Cardium edule*. Это позволяет отнести данные осадки к каламитским слоям. Характерная особенность каламитских слабораковинных глинистых илов внешней зоны шельфа к югу от Керченского пролива – наличие в их средней части горизонта, обогащенного темно-бурым сапрелеподобным органическим веществом. Присутствие его хорошо заметно по разложению в этом слое карбоната раковин моллюсков.

На всем керченско-таманском шельфе в его внешней зоне каламитские осадки представлены однородными глинистыми илами, которые описаны выше. Мощности этого горизонта по всему краю шельфа примерно одинакова и обычно превышает 1 м (110–115 см). Некоторые отличия от описанных выше каламитских осадков отмечаются лишь для отложений краевой зоны шельфа Феодосийского залива. Они заключаются в том, что здесь в толще каламитских осадков отсутствует обогащенный органическим веществом прослой, характерный для таких же осадков шельфа Южного Крыма.

По мере продвижения в сторону берега, в средней зоне шельфа, ограниченной примерно изобатами 80 и 30–40 м, каламитские осадки становятся фациально более изменчивыми. Каламитские отложения средней части шельфа, расположенного к югу от Керченского пролива (в пределах нашего опорного разреза), представлены существенно карбонатными отложениями – ракушечниками с примесью разнозернистого терригенного материала. Раковины

Моллюсков и здесь состоят почти исключительно из представителей *Mytilus galloprovincialis*, а количество их таково, что содержание CaCO_3 составляет около 50, а иногда достигает 70% и более. Терригенная часть ракушечников обычно образована пелитом, количество которого изменяется от 20 до 50% и дает основание называть большинство из них глинистыми.

Для каламитских ракушечников зоны керченско-таманского шельфа характерны заметные колебания содержания пелита. Местами, особенно в понижениях рельефа, его содержание повышается до 60% и более; по мере приближения к прибрежной зоне в низах каламитского горизонта можно обнаружить появление песчанистого материала. Обычно это имеет место на глубинах шельфа в 40–50 м. В каламитских ракушечниках средней части керченско-таманского шельфа до глубин около 50 м прослеживается слаб выраженный 10–15-сантиметровый горизонт, обогащенный сапропелеподобным органическим веществом. На глубинах шельфа около 60 м мощность его достигает 30–35 см. Горизонт хорошо выделяется по растворяющему действию, которое органическое вещество оказывает на раковины моллюсков, и обычно располагается в средней части каламитского слоя осадков.

Мощности каламитских осадков средней части керченско-таманского шельфа к югу от Керченского пролива велики, но при этом весьма изменчивы – от 30–35 см до 1,4 м.

Каламитские осадки средней части шельфа Феодосийского залива по ряду признаков отличаются от вышеописанных. Это в целом терригенные осадки, в основном глинистые илы, значительное содержание ракуши в которых (CaCO_3 до 42%) позволяет называть их раковинными. Преобладание в этих осадках тонкодисперсного терригенного глинистого материала хорошо показывает их гранулометрический состав (в %):

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
22,85		10,17
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
7,80	26,18	33,60

Отличием является и отсутствие в каламитских осадках Феодосийского залива сколько-нибудь четко выраженного прослоя, обогащенного сапропелеподобным органическим веществом. Отложения данного возраста достигают в Феодосийском заливе значительной мощности – до 1 м и более.

Высокая глинистость каламитских илов в Феодосийском заливе позволила определить минералогический состав фракции менее 1 мк. Он оказался весьма сходным с таковым в новоэвксинских отложениях этого же района. Среди сравнительно хорошо окристаллизованных минералов обнаружены гидрослюда (преобладает, составляя до 50% объема фракции), в меньших количествах – каолинит, монтмо-

риллонит и хлорит. По-видимому, некоторое количество монтмориллонита и хлорита образует смешаннослойную фазу, в которой может участвовать и небольшое количество пакетов гидрослюда.

В прибрежной зоне, выше глубин 30 м состав каламитских осадков керченско-таманского шельфа меняется быстрее, хотя характер их в целом остается однотипным с описанными выше отложениями более глубоких зон. Так, в области опорного разреза, т.е. к югу от Керченского пролива, эти отложения состоят в основном из ракушечников с содержанием CaCO_3 от 43 до 77%. Однако терригенная часть в них заметно грубеет и в основном представлена песчаным материалом, а количество пелита снижается до 10-15%.

Так же, как это было показано Е.Н. Невеским (1967) для более древних горизонтов, в каламитских осадках прибрежной зоны отмечаются резкие фациальные переходы от грубых ракушечно-песчаных прибрежных фаций к глинисто-алевритовым лагунным. Лагунные отложения вместе с такими же по составу и генезису более древними осадками образуют мощные линзы среди относительно грубых прибрежных отложений, хорошо прослеживаемые в районах, прилегающих к современным лиманам керченско-таманского побережья.

По составу каламитских осадков прибрежной зоны несколько выделяется Феодосийский залив. Здесь, на глубине 30 м и менее они значительно более глинистые, чем в других районах описываемой области, несмотря на высокую карбонатность (CaCO_3 от 10 до 15%), связанную с присутствием большого количества раковин моллюсков. Гранулометрический состав (в %) каламитских осадков Феодосийского залива следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1-0,05	0,05-0,01
1,03	4,82	28,67
5,06		41,20
0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001
10,48	23,41	31,59
6,79	21,36	25,60

Огрубление глинистых отложений происходит в Феодосийском заливе значительно ближе к берегу, чем на других участках прибрежной зоны Керченско-Таманского района.

Джеметинские слои ($Q_{IV}^m dg$) наиболее молодые из описанных и накапливались в условиях, аналогичных современным в Черном море. Они сплошным чехлом покрывают всю поверхность континентальной террасы Керченского и Таманского полуостровов.

Непрерывным покровом залегают джеметинские осадки и на континентальном склоне к югу от Керченского пролива. Здесь они представлены тонкодисперсными глинистыми илами, характерная особен-

ность которых — довольно высокая карбонатность (содержание CaCO_3 около 30%), что объясняется большой ролью кокколитов в составе глинистых илов керченско-таманского континентального склона. От нижележащих каламитских осадков джеметинские отложения склона отличаются более низким содержанием органического вещества. Об этом свидетельствует количество органического углерода, колеблющееся около 0,8%. Гранулометрический состав (в %) джеметинских илов континентального склона Керченского и Таманского полуостровов следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
2,23	1,76	14,20
3,5	1,32	12,12
1,58	1,20	34,77
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
13,40	41,44	26,97
12,40	29,26	41,40
18,58	24,9	18,97

Отличительное свойство джеметинских глинистых слоев — хорошо выраженная микрослоистая текстура, обусловленная частым чередованием тонких (десятые доли миллиметра — миллиметры) слоев серого глинистого и белого почти чисто кокколитового ила. По этому признаку джеметинские слои континентального склона довольно четко отделяются от нижележащих каламитских.

Мощность этих самых молодых отложений на континентальном склоне Керченского и Таманского полуостровов колеблется в интервале 15–20 см.

Заметно меняется состав джеметинских осадков сразу же за перегибом склона, уже на внешнем краю шельфа. Здесь развиты существенно терригенные осадки, представленные глинистыми илами. Редкие и тонкие прослои ракуши, преимущественно *Madiola phaseolina*, позволяют называть эти илы раковинными и обеспечивают содержание в них CaCO_3 от 17 до 46%. Гранулометрический состав джеметинских осадков края шельфа Керченского и Таманского полуостровов следующий:

Фракции (в мм)		
> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
0,57	2,36	34,60
3,57		17,15
19,44	0,40	10,53
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
15,22	25,82	21,43
13,20	34,56	31,52
9,7	33,29	26,64

Джеметинские осадки этого типа прослеживаются по всему краю шельфа Керченско-Таманского района. Однако мощность их меняется довольно значительно – от нескольких (на краю шельфа Феодосийского залива) до 50 см (на некоторых участках к югу от Керченского пролива).

В средней части керченско-таманского шельфа, в зоне глубин от 80 до 30–40 м, мощность джеметинских отложений также весьма непостоянна. В районе, расположенном к югу от Керченского пролива, она колеблется в интервале от 20 до 50 см и даже более, а в Феодосийском заливе достигает 1,6 м.

В отличие от краевой зоны шельфа его средняя часть характеризуется значительной изменчивостью и состава джеметинских осадков. Так, в опорном разрезе к югу от Керченского пролива среди джеметинских осадков средней части шельфа явно преобладают ракушечники с различной примесью терригенного, в основном пелитового материала. Содержание CaCO_3 колеблется от 37 до 85%, а количество пелита – от 25 до 48%. Однако местами, главным образом в понижениях рельефа, содержание терригенной глинистой компоненты в джеметинских осадках резко возрастает – до 50% и более, соответственно содержание CaCO_3 убывает до 10%, и такие осадки оказываются уже глинистыми илами с высоким содержанием ракушки (раковинные глинистые илы). По направлению к берегу уже в средней части шельфа можно отметить появление в джеметинских ракушечниках более грубого (вплоть до песчаного) терригенного материала. В составе ракуши джеметинских осадков на этих глубинах шельфа еще преобладает *Madiola phaseolina*, что позволяет хорошо отделять их от нижележащих каламитских слоев.

В Феодосийском же заливе и в прилегающей к нему части шельфа Керченского полуострова джеметинские осадки остаются терригенными и в средней части шельфа, особенно в самом заливе. Они представлены тонкодисперсными глинистыми илами, в толще которых рассеяны отдельные тонкие прослои, содержащие раковины моллюсков; благодаря этому содержание CaCO_3 в таких осадках составляет около 15%, что дает основание называть их слабораковинными. В составе раковин моллюсков здесь все еще присутствует *Madiola phaseolina*, правда, в комплексе с *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium edule*, *Chione gallina*. Это позволяет нам и в Феодосийском заливе уверенно отделять джеметинские слои средней части шельфа от каламитских. Гранулометрический состав джеметинских осадков Феодосийского залива следующий:

Фракции (в мм)

> 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01
2,18	1,06	15,58
3,74		10,36
0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
11,53	27,14	40,51
9,01	33,41	43,30

Терригенный характер джеметинских осадков средней части феодосийского шельфа хорошо увязывается с высоким содержанием кластофильных минералов, в частности железа (содержание Fe_2O_3 колеблется около 6%). Значительное количество коллоидных частиц среди пелитовых фракций позволило определить состав глинистых минералов, входящих в эту фракцию. Анализ полученных нами рентгеновских дифрактограмм говорит о большом сходстве в составе и особенностях строения глинистой части джеметинских и всех более древних позднечетвертичных отложений. Здесь также устанавливаются достаточно хорошо окристаллизованные гидрослюда (преобладающий компонент), каолинит, монтмориллонит и небольшое количество хлорита. Так же, как и для других осадков этого района, местами отмечается небольшая примесь смешаннослойных образований в основном, по-видимому, монтмориллонит-хлоритового состава.

По направлению к прибрежной зоне, выше глубин 30–40 м происходит заметное огрубление джеметинских осадков при сохранении преобладающей роли ракушечного материала. Широко распространены в этой зоне песчанистые и песчано-глинистые ракушечники, которые далее переходят в раковинные пески подводного берегового склона и пляжа. Лишь в Феодосийском заливе большая часть прибрежного мелководья покрыта алеврито-глинистыми раковинными илами, которые прослеживаются до глубин 10–15 м.

Изменяются и мощности джеметинских осадков в прибрежной зоне шельфа. В ряде случаев (например, в районах, прилегающих к Керченскому проливу) в глубокой (30–40 м) части прибрежной зоны происходит уменьшение мощностей джеметинских осадков иногда всего до 10 см. Лишь в области подводного берегового склона и пляжа аккумулятивных форм (пересыли лиманов), напротив, мощности джеметинских отложений резко увеличиваются. Более стабильны и весьма значительны мощности джеметинских осадков в Феодосийском заливе, где они постепенно увеличиваются в пределах прибрежной зоны по мере приближения к берегу.

В заключение хотелось бы подчеркнуть ряд особенностей строения и состава позднечетвертичных отложений континентальной террасы Керченского и Таманского полуостровов.

Одна из наиболее примечательных черт этих осадков — их изменчивость и пестрота состава, а также значительные колебания мощностей на сравнительно небольшой площади. Таким образом, осадки шельфа и континентального склона Керченско-Таманского, Одесско-Дунайского и Южно-Крымского разрезов имеют много общего.

Большое сходство отмечается в осадках континентальной террасы, прилегающей к Керченскому проливу и в Одесско-Дунайском районе: на шельфе явно преобладают биогенно-карбонатные ракушечные фацисы; глинистые илы континентального склона четко стратифицированы; выделяются одни и те же горизонты, имеющие примерно равные мощности. Однако позднеголоценовые осадки Керченского района отличаются повышенной карбонатностью, связанной

с присутствием в них кокколитов, а также наличием слоя сапропелеподобных илов. В глубоководных осадках Керченско-Таманского района сохраняются лишь некоторые черты сходства с отложениями северо-запада Черного моря.

Образования западной части Керченско-Таманского района, особенно шельфовые, больше похожи на отложения Южно-Крымского района. Здесь (особенно в Феодосийском заливе) преобладают однородные терригенные глинистые слабо карбонатные раковинные илы значительной мощности.

На представленной схеме стратиграфического расчленения позднечетвертичных отложений Черного моря (рис. 11, вкл.) сделана попытка объединить в одну отдельные схемы, предложенные ранее для прибрежной зоны (Невесская, Невесский, 1961) и для глубоководной впадины. Это связано с получением представительного материала по разрезам позднечетвертичных отложений края шельфа, расположенных на глубинах 80–100 м; обладающих рядом принципиальных особенностей, что делает их опорными при стратиграфическом расчленении молодых осадков бассейна. Находясь вне зоны колебаний уровня океана, они являются непрерывными (по крайней мере в пределах позднего плейстоцена и голоцена) и в отличие от многих глубоководных осадков содержат обычно в большом количестве разнообразные остатки различных организмов.

Особенно хорошо стратифицированными оказываются голоценовые осадки, среди которых сейчас наиболее уверенно выделяются верхние джеметинские слои. Эти отложения накапливались практически при современных гидрологических условиях и уровне моря и, на наш взгляд, полностью отвечают представлению о современных осадках. В прибрежной зоне они характеризуются богатым комплексом современной фауны моллюсков Черного моря, описанных Л.А. Невесской (Невесская, Невесский, 1961). В краевой зоне шельфа это фазеолиновые илы, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Стрехову (1938), а в глубоководной впадине отложения, относящиеся к зоне кокколитов *Emiliana huxleyi*, которые имеют здесь осадкообразующее значение. Абсолютный возраст нижней границы этих осадков, определенный Дегенсом и Россом (Degens, Ross, 1972) в 5000 лет, позволяет уверенно параллелизовать их с верхнеголоценовыми слоями Северной Европы (Нейштадт и др., 1965; Нейштадт, 1965).

Для залегающих ниже каламитских слоев основным остается вопрос о стратиграфическом положении сапропелеподобных осадков и выделенных в них наиболее обогащенных органикой горизонтов. В северной части Черного моря сапропелеподобные осадки являются маркирующими и относятся к каламитскому (верхне-древнечерноморскому) горизонту. При сопоставлении наших глубоководных колонок с позднечетвертичными осадками центральных и южных районов впадины Черного моря, описанными Дегенсом и Россом, определены некоторые отличия в строении позднечетвертичных глубоководных отложений северной и южной частей Черного моря. Преж-

Северная Европа		Черное море												
		Прибрежная зона (до 50 м)			Край шельфа (около 100 м)			Глубоководная впадина						
		Слой	Лито-логия	Фауна моллюсков	Горизонт	Лито-логия	Горизонт	Лито-логия	Северная часть		Южная часть			
Фауна диатомовых, фауна моллюсков	Горизонт								Лито-логия	Химический состав	Кокколиты, динофлагелляты			
Голоцен	Н ₃	Субатлантический	Джегинские	<i>Divaricella devaricata</i> , <i>Gafrarium minimum</i> , <i>Pitar rudis</i> , <i>Cardium papillosum</i>	Фазеолиновый ил	<i>Madiola phaseolina</i>	Кокколитовые илы	<i>Thalassiosira excentrica</i> , <i>Coscinodiscus radiatus</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>Rhizosolenia alata</i> , <i>Cyclotella aceolata</i> , <i>Cyclotella kützingiana</i> , <i>Chaetoceros peruvianus</i> , <i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	Кокколитовые илы	3090±150	CaCO ₃ 60% +1% +δO ¹⁸	Слой 1 <i>Emiliana nuxlei</i> , <i>Lingulodinium</i> sp., <i>Perifini</i> , <i>Peridinium</i> sp.		
	Н ₂	Суббореальный	Каламитские	<i>Chione gallina</i> , <i>Spisula subtruncata</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i>	Мидиевый ил	<i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Cardium edule</i>	Сапропелевые илы	<i>Thalassiosira excentrica</i> , <i>Coscinodiscus radiatus</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>Asteromphalus robustus</i> , <i>Coscinodiscus perforatus</i> , <i>Coscinodiscus nitidus</i> , <i>Cyclotella caspia</i> , <i>Rhizosolenia alata</i>	Сапропелевые илы	7090±180	Сорг 20%	Слой 2 <i>Braarudesphaera bigelovi</i> , <i>Peridinium trochoideum</i>		
	Н ₁	Атлантический	Бугазско-визяевские	<i>Cardium edule</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Corbula mediterranea</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	6840±140	<i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	Биогенно-терригенные илы	<i>Thalassionema nitzschioides</i> , <i>Stephanodiscus astrae</i> , <i>Thalassiosira subsulcata</i> , <i>Melosira sulcata</i> , <i>Navicula hennedey</i>	Биогенно-терригенные илы	8600±200	7%	Слой 3 Переотложенные остатки меловых, палеогеновых, неогеновых кокколитов		
Плейстоцен	Q _{III} ^{w3}	Бореальный	Новозвксинские	<i>Monodacna caspia</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	8550±130	<i>Monodacna caspia</i> , <i>Dreissena rostriformis bugensis</i>	Гидротроилитовый ил	<i>Stephanodiscus astrae</i> , <i>Melosira arenaria</i> , <i>Diploneis domblitensis</i>	Терригенные глинистые илы	13850±200	Обломки и молодь	<i>Tectatodineum</i> , <i>Spiriferites</i>		
		Верхний дриас	Суша	<i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Viviparus fasciatus</i> , <i>Unio</i> sp.	13500±1500	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	Терригенные бурые "окисленные" илы	Очень редко единичные экземпляры диатомовых	Терригенные глинистые илы	16900±270	16900±270	<i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Micromelania caspia</i>	"Озерная стадия"	
		Аллеред												
		Веллинг												
		Готигляциал	Каркинские	<i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cardium edule</i>	17780±200	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	Терригенные глинистые илы	Обломки и молодь	"Озерная стадия"					
		Померанская стадия												
Франкфуртская стадия	Тарханкутские	<i>Cardium edule</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>						22000	22000	"Морская стадия"				
Бранденбургская стадия									25000	25000				

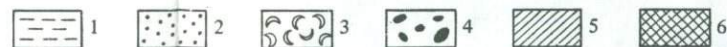


Рис. 11. Схема стратиграфического расчленения позднечетвертичных отложений Черного моря
1 - илы; 2 - пески; 3 - ракуша; 4 - галька; 5 - гидротроилит; 6 - сапропель

де всего следует отметить высокую обогащенность органическим веществом верхней части разреза отложений южной части впадины Черного моря. Максимальные содержания C_{org} достигают здесь 20% (при 13–14% на севере), в связи с чем все надновозвксинские осадки могут рассматриваться как сапропелеловодные. При этом наблюдаются резкие колебания в содержании органического вещества.

Наиболее четко фиксируется максимум почти в середине обогащенной органикой верхней части разреза, относящейся, по Дегенсу и Россу, целиком к голоцену. Абсолютный возраст отложений, содержащих максимум сапропеля, по материалам тех же авторов, составляет около 5000 лет. Примерно такой же возраст должны иметь осадки, отвечающие каламитскому времени в бассейне Черного моря (Невеский, 1967). Сопоставляя эти данные с результатами, установленными нами для северной части Черноморской впадины, мы считаем возможным коррелировать выделяемый нами каламитский горизонт сапропеля с наиболее обогащенным органикой горизонтом осадков южной части бассейна.

Под каламитскими слоями в северной части бассейна Черного моря уверенно выделяются переходные бугазско-витязевские слои. Сопоставление наших данных с материалами Дегенса и Росса дает возможность выделять эти отложения в качестве горизонта, развитого в пределах всего бассейна. Основным критерий сопоставления — содержание органического вещества в осадке. Слои, которые охватывают интервал от начала резкого увеличения содержания органического вещества до зоны с его максимальным содержанием, следует считать переходными.

Таким образом, каламитские и витязевско-бугазские слои объединяются в "слой 2", соответствующий зоне распространения кокколитов *Braarudosphaera bigelovi* и динофлагеллят *Peridinium trochoideum*, по Дегенсу и Россу. Возраст нижней границы бугазско-витязевских слоев четко определен этими авторами (7000 лет) и хорошо совпадает с возрастом той же границы в разрезах шельфа (7–8 тыс. лет).

При сравнении разреза каламитских и бугазско-витязевских слоев Черного моря с разрезом Северной Европы обнаруживается четкое соответствие атлантическому и суббореальному периодам. При этом каламитские слои отвечают верхней части атлантического периода с возрастом около 5000 лет и всему суббореальному. Таким образом, слой с максимальным содержанием органики в Черном море отвечает климатическому оптимуму в голоцене Северной Европы.

Нижняя, целиком терригенная, слабокарбонатная и бедная органикой часть разреза позднечетвертичных отложений юга Черноморской впадины по составу и возрасту отвечает верхнеплейстоценовым осадкам северного борта бассейна. Максимальный возраст этих отложений, по Дегенсу и Россу, колеблется от 17 до 25 тыс. лет. Максимальный же возраст вскрытых нами осадков внешней части

шельфа Южного Крыма — около 18 тыс. лет. По-видимому, можно утверждать, что низы изученных разрезов отложений глубоководной впадины и шельфа представляют собой осадки регрессивной стадии развития Черного моря. Самые нижние горизонты, с возрастом более 18 тыс. лет, накапливались во время понижающегося уровня Черного моря; своего максимума регрессия достигла около 18 тыс. лет назад и продолжалась 3–6 тыс. лет. Это была последняя наименее регрессивная фаза Черного моря перед начавшейся 12–15 тыс. лет назад трансгрессией, сформировавшей современный бассейн. Упомянутое выше понижение уровня моря, вероятнее всего, развивалось после среднеювюрмской трансгрессии, отвечавшей пандорфскому, арси и готтвейгскому межстадиалам североευропейского ледника (Кинд, 1963, 1973). Уровень Черного моря в то время находился на отметках, значения которых колебались от –30 до –50 м; связь со Средиземным морем была, по-видимому, в то время двусторонней, а бассейн более соленым.

Отложения, вскрытые в низах колонок осадков Черного моря и названные Л.А. Невеской (1974) каркинитскими и тарханкутскими, накапливались в послесреднеювюрмское время. Такому представлению соответствуют приводимые для них Дегенсом и Россом датировки абсолютного возраста в 25–22 тыс. лет. При этом тарханкутские слои, где роль средиземноморских моллюсков выше, отвечают той стадии послесреднеювюрмской регрессии, когда связь со Средиземным морем еще не была потеряна ("морская стадия", по Дегенсу и Россу). Кровля этих слоев в таком случае имеет возраст около 22 тыс. лет. Каркинитские слои, по Л.А. Невеской, следует рассматривать как конечную фазу понижения уровня Черного моря, отвечающую началу озерной стадии, по Дегенсу и Россу. Кровлей этих слоев в разрезах края шельфа служит горизонт, маркирующий начало самого низкого стояния уровня моря. Возраст его равен 17–18 тыс. лет. Сопоставляя интерпретированные таким образом разрезы черноморских осадков с североευропейским стратотипом, мы вправе коррелировать послесреднеювюрмскую регрессию Черного моря со стадиями ледника, зафиксированными в виде Бранденбургских, Франкфуртских и Померанских морен. Осадки, залегающие стратиграфически выше и отвечающие самому низкому из последних уровней Черного моря и последующей трансгрессии, являются собственно новозевксинскими.

Таким образом, мы впервые можем точно определить возрастной объем новозевксинских слоев. Они накапливались в интервале от 17–18 до 7–8 тыс. лет назад и включают в себя подразделения Северо-Европейского разреза от готтляциала до бореального периода включительно. Следует отметить, что значительная часть отложений новозевксинской регрессивно-трансгрессивной фазы отсутствует в разрезах шельфа Черного моря, где в это время была суша и шел размыв или накапливались континентальные аналоги морских новозевксинских отложений. В отложениях края шельфа северной части Черного моря, где разрез но-

воэвксинских осадков непрерывен, они довольно четко подразделяются на два горизонта, различия между которыми выявляются по смене фауны моллюсков. Нижняя часть новозэвксинских слоев, отвечающая регрессивной стадии и началу трансгрессии, содержит практически лишь *Dreissena rostriformis*. В верхах этого горизонта руководящим становится другой, по-видимому, более глубоководный подвид *Dreissena rostriformis bugensis*. Одновременно с этим в комплексе новозэвксинских моллюсков появляется *Monodacna caspia*. Возможно, что такое изменение в составе новозэвксинской фауны связано с первыми порциями средиземноморской воды, которая начала поступать в Черное море. По данным Дегенса и Росса (см. рис. 11), это началось около 8500 лет назад, когда появились первые признаки увеличения в кислороде карбонатов тяжелого изотопа O^{18} .

Таким образом, в позднечетвертичных отложениях Черного моря наиболее резкой является граница между новозэвксинскими и древнечерноморскими осадками. В северной части Черноморской впадины кровля этих отложений четко маркируется горизонтом осадков, сильно обогащенных сульфидами железа (в основном гидротроилитом). Появление этого горизонта связано со значительным восстановлением обогащенных железом и окисленных илов плейстоценового возраста в период резкого увеличения притока средиземноморских вод 7–8 тыс. лет назад и возникновением сероводородного заражения. В южной части бассейна, по данным Дегенса и Росса, этот маркирующий горизонт не выражен, однако граница между существенно терригенными и биогенно-карбонатными осадками выделяется четко. Возраст ее по радиоуглероду колеблется в интервале 7–8 тыс. лет; она является геологической и хронологической одновременно, т.е. отвечает всем признакам стратиграфической границы.

Сопоставление материалов, полученных на Черном море, с некоторыми данными по другим районам заставляет нас взять под сомнение целесообразность выделения в качестве основной стратиграфической границы между голоценом и плейстоценом с возрастом 10 тыс. лет.

В морских позднечетвертичных осадках Черного моря такому возрасту отвечает лишь некая изохронная поверхность (Шимкус, Емельянов, 1974). На севере Европы, например в Белом море, четко выраженная граница между чисто морскими и ледниково-морскими осадками имеет возраст около 8 тыс. лет (Медведев и др., 1970). В классическом разрезе голоцена Прибалтики (Нейштадт и др., 1965; Нейштадт, 1965) наиболее резкой является граница между отложениями бореального и атлантического периодов на суше и анцилового и литоринового бассейнов в море.

Граница голоцена и плейстоцена в морских разрезах верхнечетвертичных отложений должна проводиться, на наш взгляд, по резкой смене в составе осадков, отвечающей концу материкового оледе-

нения на севере Европы и резкому замедлению послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Возраст этой границы колеблется в интервале 7–8 тыс. лет. В морских разрезах прежде всего окраин континентов выделяется еще и другой уровень, отвечающий началу послеледниковой трансгрессии 14–15 тыс. лет назад и фиксирующийся по резкому изменению в составе позднечетвертичных осадков.

Эти два рубежа позднечетвертичной истории представляются нам надежными реперами при расчленении морских разрезов. Особенно важно, что их возникновение связано с действием планетарного фактора – послеледниковой эвстатической трансгрессии Мирового океана.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Работы, проведенные авторами по исследованию осадков континентальной окраины Черного моря, позволили получить новые данные о позднечетвертичном развитии бассейна. Предыдущие исследования концентрировались или в глубоководной впадине (Архангельский, Страхов, 1938; Caulet, 1972), или в узкой прибрежной зоне (Невесский, 1967). Между тем оказалось, что окраина континента и особенно краевая зона шельфа являются ключевыми областями для решения вопросов стратиграфии и палеогеографических реконструкций, поскольку дают возможность перейти к восстановлению условий осадконакопления в данной зоне. Мощности осадков здесь по сравнению с шельфом и подножием континентального склона значительно уменьшены. Это позволяет даже при помощи грунтовых трубок проходить довольно большие отрезки в толще плейстоценовых отложений. На краю шельфа на глубинах около 100 м и более возможно получение непрерывных разрезов морских четвертичных отложений, так как в плейстоцене эта зона все время находилась под уровнем моря. Несмотря на это, осадки края шельфа находятся под влиянием изменений уровня и резко реагируют даже на незначительные колебания. В глубоководных же условиях такие колебания часто почти не отражаются на литологии осадков и могут быть зафиксированы лишь в результате специальных (например, микропалеонтологических) исследований.

При изучении разрезов позднечетвертичных отложений края шельфа Южного Крыма в низах колонок обнаружены грубозернистые, обычно песчано-галечные или ракушечные отложения, представляющие собой прибрежные фации (см. рис. 11). Среди них встречаются и такие, которые можно характеризовать как пляжевые, поскольку они почти нацело сложены галечным материалом. Такие отложения прослежены до глубин 80-90 м по отношению к современному уровню моря (Куприн и др., 1975; Федоров, 1974). Эти отметки, по нашему мнению, фиксируют наиболее низкий уровень, которого достигло Черное море во время регрессии в позднем плейстоцене. Вскрытые прибрежные фации накапливались на краю шельфа в период от 18 до 12 тыс. лет назад. Под ними в разрезах отложений края шельфа местами обнаружены глинистые илы, отлагавшиеся в явно более глубоководных условиях.

Таким образом, до 18 тыс. лет назад уровень Черного моря находился несколько выше минимального позднеплейстоценового уров-

ня. Мы считаем этот более высокий уровень (он был на 30–50 м ниже современного) результатом глобального эвстатического повышения уровня Мирового океана, соответствующего средневюрмскому межстадиалу. Судя по всему, в тот период имело место поступление средиземноморской воды в Черное море. Это нашло отражение в том, что слои, отвечающие началу регрессии средневюрмского бассейна, содержат средиземноморскую фауну моллюсков. Поступление средиземноморских вод в Черное море прекратилось около 22 тыс. лет назад, когда закончилась морская стадия, по Дегенсу и Россу. Этот рубеж является одновременно и естественной границей между тарханкутскими и каркинитскими слоями. Каркинитская стадия регрессирующего средневюрмского Черного моря была уже типично солонатоводной.

Такие условия продолжали существовать и в новозвксинское время при максимальном падении уровня Черного моря в позднем плейстоцене. В тот период огромные пространства шельфа севера Черного моря, а также территория Азовского моря были сушей (рис. 12). Данные о составе и генезисе доголоценовых преимущественно континентальных отложений шельфа северо-западной части Черного моря (Куприн и др., 1975) показывают, что вся эта обширная территория представляла собой в основном озерно-аллювиальную равнину. Наиболее крупное понижение было в центральной части северо-западного шельфа, выполненной мощной толщей песчано-алевроитовых осадков с раковинами пресноводных моллюсков и торфами (Пазюк и др., 1972) явно аллювиального генезиса. На этой равнине, по-видимому, находились устьевые части палео-Днепра, палео-Днестра и какого-то водотока, имевшего обширную долину на месте Каркинитского залива. Существовали также и отдельные, несколько меньшие по размерам долины палео-Сараты на западе, а на востоке — долины небольших рек бассейна Степного Крыма. Дельта Дуная в то время располагалась, вероятно, значительно южнее, в пределах румынского шельфа. Пологие водоразделы, сложенные лессовидными суглинками и пестроцветными глинами и песками, аналогичными верхнеплиоценовым породам Южного Причерноморья, делили аллювиальную равнину северо-западного шельфа на ряд отдельных долин. Малое количество образцов этих отложений и их тесная связь с современными морскими осадками не позволили определить окончательно их возраст по остракодам. Исследование микрофоссилий (проведенное сотрудницей Одесского университета Н.М.Ильницкой) выявило лишь смешанный комплекс, содержащий наряду с плиоценовыми (куяльницкими) и современные формы.

Сходная палеогеографическая обстановка характерна и для позднего плейстоцена в Керченско-Таманском районе и на территории будущего Азовского моря. При уровне моря на 80–90 м ниже современного сушей был не только весь черноморский шельф данного района, но и впадина Азова. На месте Керченского и Таманского полуостровов выделялся ряд палеодолин таких рек, как Кубань и Дон. Соответствующие описываемой обстановке аллювиальные и

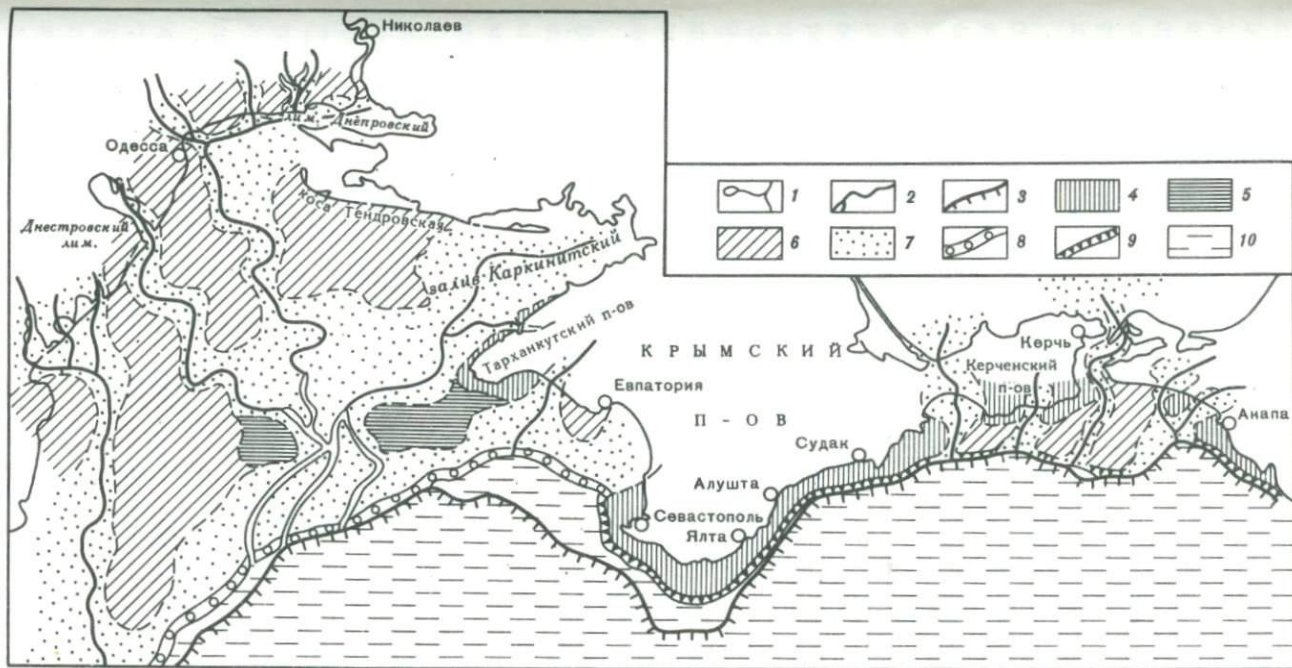
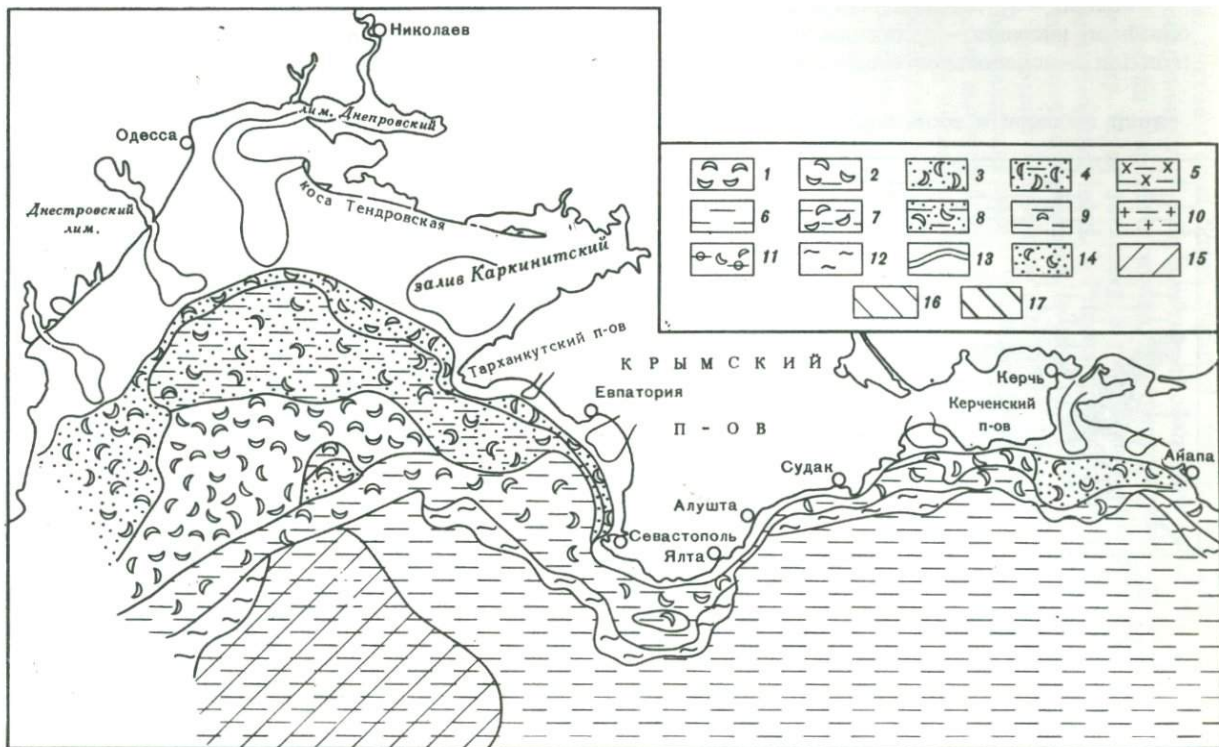


Рис. 12. Литолого-палеогеографическая карта дна северной части Черного моря в позднем плейстоцене (время максимальной регрессии)

1 - современный берег; 2 - палеореки; 3 - край шельфа; 4 - различные доплиоценовые породы; 5 - глины предположительно плиоценового возраста; 6 - лессы плейстоцена; 7 - аллювий позднего плейстоцена; 8 - прибрежные песчано-ракушечные отложения позднего плейстоцена; 9 - поздн-плейстоценовая береговая линия, имеющая преимущественно абразивный характер; 10 - поздн-плейстоценовые глинистые илы континентального склона и глубоководной впадины



перекрывающие их лагунно-лиманные осадки обнаружены в последнее время при бурении в Керченском проливе, в основании заполняющей этот желоб толщи позднечетвертичных отложений (Скиба и др., 1975). На черноморском шельфе Керченского полуострова описаны отложения авандельты Дона, что подтверждает соответствующие предположения Н.И. Андрусова (1918, 1926). Долины субмеридионального направления разделялись сравнительно неширокими грядообразными водоразделами, сложенными в основном породами плиоцена и наиболее глубоких горизонтов плейстоцена.

Территория, соответствующая нынешнему Азовскому морю, представляла собой огромную аллювиально-озерную равнину, выполненную молодыми осадками. Выступы более древних плейстоценовых образований занимали ограниченные площади. Основанием для такого утверждения служат материалы бурения в Азовском море, обобщенные Е.Ф. Шнюковым с соавторами (1973), а также З.П. Едигаряном (Соловьев и др., 1971). Под толщей голоценовых морских осадков вскрыты песчано- и глинисто-алевритовые отложения, хорошо коррелируемые с образованиями аллювиального генезиса, распространенными на шельфе северо-западной части Черного моря. Возможно, что в этот момент на какое-то время прервалась связь Черного моря с Каспийским, уровень которого в этот период тоже понизился (послехвальнская регрессия). При этом, правда, нельзя исключить одностороннего стока из Каспия через устьевую часть долины Дона, куда мог впадать Маныч.

В Южном Крыму обстановка мало отличалась от современной. Эта территория была более пологой, чем теперь, частью южного склона Яйлы, в строении которой большую роль играли оползневые массивы и делювиальные шлейфы. Из-за отсутствия здесь в то время шельфового мелководья абразия берега могла быть более интенсивной, чем сейчас.

Состав вскрытых на краю шельфа прибрежных отложений позднеплейстоценового Черного моря характеризуется прежде всего чрезвычайно высоким содержанием ракуши в пляжевых отложениях. В северо-западной части бассейна (рис. 13) прибрежные осадки

Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта континентальной окраины севера Черного моря в конце новозэксинского времени (около 7-8 тыс. лет назад)

1 - ракушечник; ракушечники: 2 - илстые, 3 - песчанистые, 4 - песчано-илстые, 5 - глинисто-кокколитовые, 6 - глинистые, 7 - глинистые раковинные, 8 - алеврито-глинистые раковинные, 9 - глинистые слабораковинные, 10 - кокколитово-глинистые, 11 - глинисто-алевритовые карбонатные раковинные; 12 - участки, лишенные голоценовых осадков; 13 - граница каламитского поля конкреций железа; 14 - пески раковинные; 15 - бурые "окисленные" глинистые илы; 16 - осадки шельфа, обогащенные сапропелеподобным илом; 17 - глинистые илы глубоководной впадины, обогащенные сапропелем

этого возраста представлены ракушечниками, в которых местами обнаружена примесь терригенного песчаного материала. Позднеплейстоценовые пляжевые отложения Южного Крыма образованы в основном галечниками, хотя и здесь примесь биогенно-карбонатного материала достаточно заметна. Такой состав материала пляжевой и прибрежной частей подводного берегового склона в позднем плейстоцене как будто противоречит происходившему в то время усиленному выносу терригенного материала реками и, по-видимому, является следствием более низкого положения базиса эрозии вызванного понижением уровня моря. Не исключено, что терригенный материал и в позднем плейстоцене (может быть, еще в большей степени, чем теперь) был представлен пелитовым и алевритовым материалами, выносимыми из прибрежной зоны волнением и течениями. Возможное снижение температуры Черного моря, связанное с общим похолоданием в плейстоцене, было не столь значительным, чтобы резко снизить количество моллюсков на шельфе. Низкая соленость (в конце верхнего плейстоцена она могла не превышать 6%) также не являлась препятствием для бурного развития фауны моллюсков. О большом опреснении бассейна говорит изотопный состав кислорода в карбонате раковин моллюсков, живших в это время. Как показано П.Н.Куприным с соавторами (1975), соотношение между O^{16} и O^{18} в карбонате раковин *Dreissena rostriformis*, имеющих возраст от 12 до 7 тыс. лет, колеблется от -5 до -2% σO^{18} SMOW; наиболее низкие значения характерны для раковин, образовавшихся 15-12 тыс. лет назад, т.е. еще до начала дегляциации. Это свидетельствует о высоком содержании в черноморских водах того времени изотопно более легкого кислорода, появившегося из пресноводных источников ледникового происхождения.

В момент максимального падения уровня Черного моря в самом конце позднего плейстоцена в пределах всей северной части бассейна шельфа практически не существовало. Это создавало условия для непосредственного выноса огромных масс терригенного материала на континентальный склон и к его подножию. Надо учесть, что из-за значительного понижения базиса эрозии реки данного бассейна несли в то время больше обломочного и взвешенного материала. Поэтому на склоне и у его подножия чрезвычайно активно протекали различные процессы, связанные со скоплением вещества осадков по склону. Были широко развиты оползневые процессы разных масштабов и мутьевые потоки. В соответствии с этим верхнеплейстоценовые осадки подножия континентального склона Черного моря отличаются повсеместным развитием турбидитоподобных толщ и образований, связанных с оползневыми процессами. Для голоценовых (в частности, верхнеголоценовых) осадков это не характерно. В них такие текстуры строго приурочены к каналам стока твердого материала по склону, особенно таким, как подводные каньоны.

Интенсивный снос осадочного (большей частью глинистого) материала по континентальным склонам Черного моря в позднем

плейстоцене создал условия для накопления отложений даже на крутых участках типа крымского и кавказского. Такие склоны (Шербаков и др., 1975) в основном покрыты глинистыми отложениями плейстоцена (с соответствующей фауной) повышенной плотности, возникшей в процессе накопления при скольжении по склону. Эти глинистые осадки образуют большую часть поверхности крутых склонов, по которой ныне скользят более молодые осадки, а также стенки кавказских каньонов, врезающихся в них в настоящее время.

Высокая интенсивность сноса терригенного материала обусловила резко выраженный терригенный характер глубоководных осадков верхнего плейстоцена. Этому способствовала и более слабая, чем ныне, продуктивность планктона, прежде всего кокколитофорид, дающих основную массу биогенных компонентов в современных осадках, что естественно связывать с более низкими, чем в настоящее время, температурами верхних слоев воды Черного моря и с очень малой ее соленостью. Верхнеплейстоценовые осадки глубоководной впадины Черного моря отличаются чрезвычайно высокой глинистостью, это характерно даже для турбидитоподобных образований. Глинистые прослои в таких толщах резко преобладают, грубозернистые слои представлены материалом не крупнее алевритового. Особо тонкодисперсны (пелита около 80%, фракции менее 1 мк до 50%) осадки подножия континентального склона платформенной части северо-запада Черного моря. Все это служит дополнительным свидетельством резкого преобладания вносимого в то время с суши материала тонкодисперсного взвешенного вещества, попадавшего на континентальный склон и во впадину.

Для верхнеплейстоценовых осадков глубоководной впадины Черного моря характерно и низкое содержание органического вещества. С нашей точки зрения, это результат не только сравнительно низкой биопродукции планктона, но и более слабого выноса терригенной органики преимущественно гумусового состава.

Как было показано ранее (Архангельский, Страхов, 1938; Страхов, 1971), в конце позднего плейстоцена Черное море представляло собой нормально аэрируемый бассейн. Анализ полученного нами материала дает возможность оконтурить область накопления в позднем плейстоцене резко окисленных бурых илов, даже сейчас сохраняющих наиболее высокие (иногда положительные) значения окислительно-восстановительного потенциала. Такие осадки развиты в самой западной приплатформенной части подножия континентального склона северного борта впадины. Они прослеживаются на восток примерно до меридиана г. Николаева. В верхнеплейстоценовых глинистых илах подножия континентального склона Крыма абсолютные массы органического вещества несколько выше. Этого оказалось достаточно для накопления при нормальной аэрации уже восстановленных осадков, обладающих серой окраской и более низкими значениями E_h .

Описанное выше понижение уровня Черного моря до 80–90 м ниже современного представляется нам лишь краткой осцилляцией

длительностью всего 3-4 тыс. лет. Это кратковременное понижение было последним, так как соответствующие ему прибрежные пески перекрыты отложениями, составляющими часть единой трансгрессивной серии, заканчивающейся современными осадками. Начало этой интенсивной новейшей трансгрессии относится к интервалу 12-15 тыс. лет назад, определенному по радиоуглероду в раковинах *Dreissena rostriformis* в основании трансгрессивной толщи.

Уже 7-8 тыс. лет назад уровень данного бассейна достиг отметки -30 м. Об этом говорят отсутствие на шельфе выше таких отметок морских осадков новозэксинского возраста и непосредственное залегание на размытой поверхности континентальных пород более молодых осадков голоцена. Таким образом, скорость поднятия уровня Черного моря на первых этапах его позднеплейстоценовой трансгрессии могла колебаться в пределах от 60 см до 1 м в 100 лет. Сопоставляя эти данные с материалами по новейшей истории Мирового океана, мы приходим к выводу о полной синхронности поднятия уровня Черного моря и трансгрессии Мирового океана в позднем плейстоцене.

Сделанный вывод не очень согласуется с тем, что говорилось ранее о позднечетвертичной истории Черного моря, если связывать эту трансгрессию только с проникновением вод Средиземного моря. В этом случае возникает противоречие с тем, что писали Н.М. Стрaхов (1971), Дегенс и Росс (Degens, Ross, 1972) о начале черноморской трансгрессии лишь 7-8 тыс. лет назад, после прорыва средиземноморских вод. Изучение низов трансгрессивной серии осадков края шельфа на севере Черного моря (см. рис. 11) показало, что в этой толще содержатся только раковины *Dreissena rostriformis*. Лишь в тех горизонтах, возраст которых приближается к 8 тыс. лет, появляется некоторое количество створок *Monodacna caspia*. Резкое же изменение комплекса фауны, связанное с появлением средиземноморских видов, происходит несколько выше и отвечает горизонту, абсолютный возраст которого приближается уже к 7 тыс. лет. Все это говорит о том, что первый самый быстрый этап трансгрессии Черного моря, за время которого его уровень поднялся на 50-60 м, проходил без существенного изменения солёности бассейна; это отражено в характере изменения изотопного состава кислорода в карбонате раковин моллюсков (Куприн и др., 1975). Постепенное "утяжеление" этого кислорода на первых этапах трансгрессии отражается лишь в уменьшении значения наиболее изотопно "легкого" кислорода ледниковых вод. Это подтверждает, что причиной трансгрессии Черного моря на первых ее этапах не могло быть проникновение средиземноморских вод. Единственным источником пресных вод, вызвавшим такое повышение уровня, представляется усилившийся в позднем плейстоцене сток рек, впадавших в Черное море (палео-Дунай, палео-Днестр, палео-Днепр, палео-Дон и палео-Кубань). Это усиление связано с общеклиматическими изменениями, характерными для позднего плейстоцена.

В последнее время появились и другие данные, позволяющие представить себе гидрологию Черноморского бассейна в позднем плейстоцене несколько иначе. Речь идет о новых сведениях (Sholten, 1974) о строении дна пролива Босфор. Проведенное там бурение показало, что врез этой долины в коренные породы достигает 100 м. Долина заполнена рыхлыми молодыми осадками, точных данных о составе и возрасте которых не приводится. Однако того, что мы знаем сейчас о геологии Босфора, достаточно, чтобы предположить, что в позднем плейстоцене могло и не быть полной изоляции Черного моря от Средиземного. По-видимому, в то время существовало соединение (вернее, отсутствие порога), но при весьма малой глубине пролива и низком уровне Средиземного моря происходил лишь односторонний сток полупресных вод Черного моря в Средиземное, как это предполагает и П.В.Федоров (1974). Естественно, что даже небольших изменений в соответствии уровней этих бассейнов могло быть достаточно, чтобы временами отдельные порции средиземноморской воды проникали в Черное море. Об этих проникновениях могут свидетельствовать находки морских и даже океанических форм диатомовых водорослей в некоторых горизонтах полупресноводных осадков верхнего плейстоцена Черного моря (Забелина, Щербаков, 1975).

Описанная ситуация существовала в начале позднплейстоценовой трансгрессии Черного моря до тех пор, пока поднятие уровня Средиземного моря и увеличение глубины Босфора не привели к резкому изменению водного баланса. Первые признаки такого изменения (поступление отдельных порций средиземноморской воды) ощущаются уже 8500 лет назад. Как показывает анализ материалов Дегенса и Росса (см. рис. 11), они проявились в слабом утяжелении кислорода (увеличение содержания изотопа O^{18}) в составе раковин моллюсков начиная с этого времени. Однако резкое изменение водного баланса в пользу средиземноморских вод произошло только 7–8 тыс. лет назад. Оно и отвечает нашему представлению о "прорыве" средиземноморских вод в Черное море. С этого момента соленые воды стали уже непрерывно поступать в Черное море, что привело к наблюдаемой ныне структуре водных масс с характерным наличием сероводородной зоны.

Именно рубеж 7–8 тыс. лет и соответствующие ему изменения в разрезе черноморских отложений отвечает, по нашему мнению, верхней границе плейстоцена. К этому моменту (рис. 13) шельф северной части Черного моря сильно расширился, особенно в северо-западной его области. Большая его часть покрыта ракушечными банками, в составе поздненовозвксинских осадков резко преобладают ракушечники. Значительная часть их имеет примесь пелитово-алевритового и песчаного материала, количество которого, однако, незначительно. Ракуша преобладает, по-видимому, и в составе крупных и многочисленных аккумулятивных форм, широко развитых в береговой зоне северо-западной части Черного моря (Невеский, 1967). Лишь в краевой части северо-западного шельфа глубины

становятся достаточными для того, чтобы там начал накапливаться терригенный алевропелитовый материал, образующий полосу алеврито-глинистых илов, нередко с довольно значительным количеством раковин моллюсков. Надо отметить, что все обширные ракушечные банки образованы практически лишь одним или двумя видами моллюсков: *Dreissena rostriformis* и *Dreissena polymorpha* с очень небольшой примесью раковин *Monodacna caspia*. Таким образом, пониженная соленость и температура далеко не всегда вызывают резкое снижение биогенного карбонатакопления на шельфе.

Итак, на первых этапах новейшей трансгрессии в характере седиментогенеза на северо-западном шельфе Черного моря существенных изменений не происходит. Резко расширяются площади биогенно-карбонатного осадконакопления, ранее сосредоточенного лишь в узкой прибрежной полосе.

Изменения в составе осадков, накапливающихся на первых этапах позднеплейстоценовой трансгрессии, отмечаются на шельфе Западного и Южного Крыма. К концу новозэксина большая часть этого шельфа оказывается уже покрытой существенно терригенными алеврито-глинистыми илами с большей или меньшей примесью раковин моллюсков.

По составу верхнеплейстоценовых осадков выделяется шельф Керченского и Таманского полуостровов. Он покрыт в основном грубозернистыми отложениями, представленными песками, значительно обогащенными ракушкой и детритом. Характерная особенность этого района черноморского шельфа — довольно широкое развитие лагун и отчленяющих их пересыпей в прибрежной зоне. Крупные лагуны располагались на побережье Таманского полуострова (Невесский, 1967). Кроме того, именно этому периоду развития Черноморского бассейна (7–8 тыс. лет назад) отвечала лиманная стадия развития Керченского пролива. Это был узкий, отчлененный от Черного моря пересыпью или косами лиман, в который в то время еще впадал Дон и где шло интенсивное накопление лагунно-лиманных отложений (Скиба и др., 1975).

В конце новозэксинского этапа развития Черного моря у подножия его северного склона в глубоководной впадине условия осадконакопления еще оставались прежними. Здесь преобладало накопление слабокарбонатных высокодисперсных глинистых илов; те разности, что накапливались у подножия северо-западного склона, все еще носили четко выраженный окислительный характер.

Наибольшее количество нового материала для континентальной окраины Черного моря было получено по верхнеплейстоценовым отложениям. Однако обнаружены некоторые интересные детали строения голоценовых (надновозэксинских) осадков шельфа и глубоководной впадины. Как установлено Л.А. и Е.Н. Невесскими (1961), прибрежные отложения современной, собственно черноморской стадии развития исследованного бассейна начинаются с переходных (бугазско-витаевских, или ниже-древнечерноморских) слоев. В это время совершаются основные изменения в гидрологии бассейна и условиях

осадконакопления в нем, связанные с изменением гидрологической ситуации в Босфоре.

Надо отметить, что, по-видимому, уже на самых первых этапах проникновения тяжелых вод Средиземного моря в Черноморскую впадину в придонном слое водной массы этого бассейна создаются застойные условия. Они возникают быстро, так что у подножия северо-западного континентального склона, например, происходит резкое восстановление окисленных верхнеплейстоценовых (новоэвксинских) осадков. При этом благодаря высокой железистости появляется большое количество сульфидов этого элемента (в основном моносульфиды гидротроилит-мельниковит) и образуется хорошо выраженный слой черных глинистых илов, четко маркирующих границу между новоэвксинскими и древнечерноморскими (собственно голоценовыми) отложениями. Возможно, что это связано с высоким содержанием железа и низким содержанием серы в восстанавливаемых новоэвксинских осадках; недостаток последней определяется малым количеством органического вещества в этих отложениях.

Бугазско-вятизевские отложения глубоководной впадины, захоронившие впоследствии новоэвксинские гидротроилитовые илы, накапливались уже целиком в восстановительной среде. Отличие их от верхнеплейстоценовых осадков состоит в заметно увеличивающейся карбонатности, что свидетельствует, с нашей точки зрения, о быстром увеличении биопродукции планктона (прежде всего кокколитофорид) в верхнем фотическом слое Черного моря, связанном с потеплением и, главное, с осолонением данного бассейна. В то же время в осадках этого возраста мало хорошо выраженных реликтов явно биогенных карбонатов. Это можно отнести за счет довольно высокой степени разложения фрагментов раковин фораминифер и кокколитов в условиях заметно щелочной среды, сформировавшейся как в наддонном слое воды, так и в самом осадке.

Интересные особенности изменения условий седиментации (и обитания моллюсков), связанные с осолонением, отмечаются для бугазско-вятизевских отложений внешнего края шельфа. Слои, содержащие смешанную каспийскую и средиземноморскую фауны моллюсков, имеют здесь очень небольшую мощность. Горизонт с фауной *Dreissena rostriformis*, *Monodacna caspia*, *Cardium edule* и *Mytilus galloprovincialis* часто составляет буквально 2–3 сантиметра. В прибрежной зоне (на глубинах 30–40 м и меньше) мощность этого горизонта (Невесская, Невесский, 1961), так же как и других стратиграфических горизонтов, быстро увеличивается. Исчезающе малая мощность бугазско-вятизевских слоев на внешнем шельфе указывает, по-видимому, на крайне быструю смену фауны моллюсков, отражающую также очень быстрое осолонение Черного моря после начала проникновения средиземноморских вод. Эта смена была так внезапна, что местами в разрезах края шельфа переходные слои вообще не могут быть выделены и осадки с фауной дрейссены и монодакны непосредственно граничат с отложениями, содержащими только моллюсков средиземноморского типа (как правило, это *Mytilus*

galloprovincialis). Надо отметить, что при этом никаких размывов или вообще разрывов сплошности разреза и даже изменения литологии вмещающих осадков (обычно слабо песчаных алеврито-глинистых илов) не замечается.

По-видимому, в это время, около 6–7 тыс. лет назад, началось заполнение котловины Азовского моря, т.е. наступил собственно морской этап его существования. Этот момент был началом накопления толщи морских отложений, состоящих из древнеазовских (бугазско-византийских и каламитских) и новоазовских (джеметинских) слоев (Хрусталева, Щербаков, 1974).

Накопление осадков каламитского (верхнедревнечерноморского) горизонта в зоне внешнего шельфа и впадины совпало с весьма важным этапом в позднечетвертичном развитии Черного моря. На внешнем шельфе к каламитским слоям относится довольно мощный горизонт глинистых илов или ракушечников, залегающий на бугазско-византийских слоях и содержащий фауну почти исключительно *Mytilus galloprovincialis*; лишь в единичных экземплярах присутствуют мелкие раковины *Cardium edule*. В этом существенное отличие каламитского комплекса осадков более глубокой зоны шельфа от прибрежной, для которой характерен богатый видовой состав. На глубинах более 40–50 м каламитские осадки представлены обычным мидиевым илом, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову (1938). Характерный для него мидиевый комплекс фауны существовал здесь при уровнях моря на 15–20 м ниже современного. Важная деталь строения каламитских осадков внешнего шельфа Черного моря – наличие в их составе осадков, обогащенных сапропелеподобным органическим веществом, присутствующим в качестве примеси как в глинистых илах, так и в ракушечниках. Прослой, "загрязненный" сапропелем, является маркирующим горизонтом, отражающим, на наш взгляд, единый для всего бассейна этап повышенного накопления органического вещества.

Ситуация, представленная на литолого-палеогеографической карте (рис. 14), составленной для данного горизонта, очень близка к современной картине распределения типов осадков, особенно на шельфе. По-видимому, именно в каламитское время окончательно формируются комплекс осадков шельфа и их распределение, отвечающее новому гидрологическому режиму Черного моря. В распределении основных типов осадков на шельфе мы видим основные черты унаследованности от плейстоцена, прежде всего на северо-западе описываемого района, где продолжают преобладать различного состава ракушечники. Особенно большие площади центральной части северо-западного шельфа заняты отложениями мидиевых ракушечных банок, развившихся на основе существовавших ранее дрейсениевых банок. Характерна небольшая примесь илистого материала в этих ракушечниках, связанная часто с присутствием в них тонкодисперсного сапропелеподобного органического вещества.

В составе осадков шельфа, прилегающего к Западному Крыму, резко усиливается накопление терригенных алеврито-глинистых илов,



содержащих некоторое количество раковин моллюсков. Это связано с интенсификацией абразии берегов Западного Крыма, вызванной поднятием уровня моря и заметным общим тектоническим опусканием данной части полуострова.

Стабильным остается осадконакопление на шельфе Южного Крыма, где продолжают накапливаться мощные толщи алевроито-глинистых раковинных илов.

На керченско-таманском шельфе значительно увеличивается биогенно-карбонатное осадконакопление, начинающее преобладать над терригенным. Формируется ряд довольно небольших ракушечных полей, где раковинный материал в разной степени разбавляется терригенным — глинистым и песчаным.

Чрезвычайно примечательно распределение на шельфе отложений, обогащенных сапропелеподобным органическим веществом. Обычно они расположены на краевых частях шельфа или на максимальном удалении от берега. В распределении сапропелеподобного органического вещества четко проявляется его связь с конфигурацией берега. Это указывает, с одной стороны, на значительную роль терригенной органики в составе этого вещества, а с другой — обусловлено его тонкодисперсным характером, связанным с планктоногенным происхождением.

Сапропелевый горизонт шельфа параллелизуется с резко обогащенными органическим веществом сапропелевыми илами, которые хорошо прослеживаются в качестве отдельного горизонта в толще голоценовых осадков подножия континентального склона севера Черного моря. Считая, что основной этап сапропеленакопления был единым для всего бассейна и отвечал периоду накопления каламитских осадков, мы и сапропелеподобные осадки глубоководных отложений относим теперь к каламитскому горизонту. Обогащенные сапропелеподобным органическим веществом осадки накапливались в каламитское время (см. рис. 14) на всем подножии и частично на самом континентальном склоне севера Черного моря. Наибольшей интенсивности накопление сапропеля достигло в северо-западной части бассейна. У подножия Южного Крыма, Керченского и Таманского полуостровов имело место некоторое разбавление такого материала терригенной глинистой составляющей и более низкое содержание органического вещества в осадках.

Подобные осадки среднеголоценового возраста характерны и для всего Средиземного моря. Широкое распространение и четкая стратиграфическая приуроченность этих отложений позволяют рассматривать их появление как результат общего потепления и увлажнения климата. Оба эти фактора способствовали интенсификации как биопродукции (в основном диатомовых) в самом бассейне, так и сноса с суши растворенной и взвешенной органики почвенного покрова. Такая ситуация сложилась, как известно, во время климатического оптимума в среднем голоцене в атлантическом и частично суббореальном периодах.

Последнему этапу позднечетвертичного развития Черного моря отвечают джеметинские слои, которые, по Л.А. и Е.Н. Невесским (1961), соответствуют верхнеголоценовому горизонту. Это отложения, накапливавшиеся практически при современном уровне, достигнутом Черным морем около 3 тыс. лет назад. С этого момента соленость и температура, по-видимому, практически не меняются. Основные черты распределения главнейших типов осадков как на шельфе, так и во впадине остаются в общем унаследованными от каламитского времени. На большей части южнокрымского шельфа, по крайней мере до глубин около 40 м, идет накопление глинистых раковинных илов, в которых резко преобладают створки *Madiola phaseolina*. Только эти формы присутствуют и на глубинах более 50 м, так что джеметинские осадки полностью отвечают представлению о фазеолиновом иле, по А.Д. Архангельскому и Н.М. Стрехову (1938). На северо-западном и керченско-таманском шельфах в джеметинское время продолжается формирование ракушечных банок.

Что касается глубоководной впадины моря и прежде всего подножия ее северного борта, то именно здесь условия накопления джеметинских осадков наиболее заметно отличаются от каламитских. Одно из важных отличий джеметинского этапа развития Черного моря — формирование современного комплекса планктонных организмов, продуцируемых в верхнем фотическом слое воды. Особое влияние на седиментогенез оказывают кокколитофориды. Именно поэтому с джеметинскими слоями шельфа мы сопоставляем тонкослойные кокколитоовые илы, залегающие на поверхности дна глубоководной впадины Черного моря; при этом джеметинскими могут считаться только те глубоководные осадки, в которых кокколиты *Emiliania huxleyi* имеют осадкообразующее значение. Они соответствуют, по Дегенсу и Россу (Degens, Ross, 1972), слою I, возраст нижней границы которого 3 тыс. лет.

Роль скелетов кокколитофорид в позднеголоценовом осадконакоплении в Черном море увеличена в результате некоторого ослабления привноса терригенного материала, связанного с дальнейшим расширением шельфа и уменьшением общей увлажненности континентов.

Кроме того, из-за малых размеров (2–3 мм) кокколиты *Emiliania huxleyi* разносятся по всему бассейну практически равномерно, как и весь мелкопелитовый материал. В то же время первичная продукция этих организмов распределена весьма неравномерно. При этом участки максимального продуцирования кокколитов и их накопления на дне не совпадают.

Очень важно отметить, что в джеметинское время в глубоководной впадине Черного моря происходит заметное уменьшение интенсивности накопления органического вещества. Значит, уменьшается и его поступление в осадок. Однако сокращения первичной биопродукции не происходит, так как отмечено увеличение роли остатков наннопланктона (кокколитов) в современных осадках. В то

же время в связи с уменьшением общей увлажненности климата происходит сокращение стока с суши, сопровождающееся уменьшением привноса тонкодисперсной почвенной органики. С этим, по-видимому, и связано менее интенсивное (по сравнению с каламитским) накопление органического вещества в джеметинских осадках Черного моря.

Необходимо обратить внимание на резкое различие в темпе поднятия уровня на первом (основном) и втором этапах трансгрессии. Это различие сильно повлияло на характер рельефа шельфа и строение покрывающих его морских отложений.

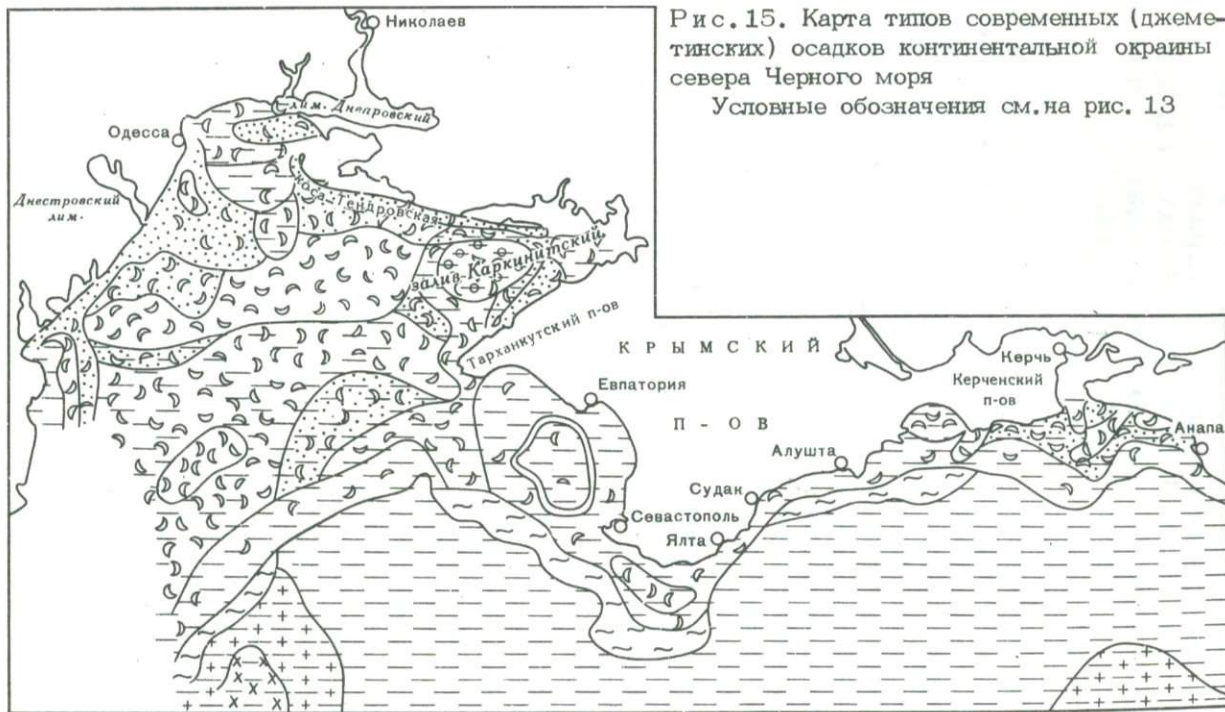
Внешняя, наиболее глубокая зона шельфа, особенно в своей широкой части, т.е. в пределах платформенных областей, отличается сохранностью субаэрального рельефа и малой мощностью отложений. Такое строение имеет шельф примерно до глубин 30 м. На наш взгляд, это связано с высокой скоростью поднятия уровня моря, чем обусловлена слабая переработка рельефа. Дальнейшее поднятие уровня было более медленным. По-видимому, эта скорость была оптимальной для развития всех береговых процессов, формирования многочисленных аккумулятивных форм и, главное, для их затопления и захоронения. Именно поэтому как раз в прибрежной полосе шельфа резко повышается мощность толщи морских отложений, особенностью которой является наличие многочисленных реликтов береговых аккумулятивных форм и линз лагунных илов.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ, МОЩНОСТЕЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО БОРТА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Особенности распределения осадков на континентальной окраине севера Черного моря на разных этапах его позднечетвертичной истории в значительной степени определялись интенсивным поднятием его уровня. Характер же локализации современных фаций зависит главным образом от геологического строения прилегающей суши и новейших движений самой континентальной окраины. Эти же факторы существенно влияли на распределение мощностей толщи морских позднечетвертичных отложений прежде всего на шельфе.

На карте джеметийских (современных) осадков континентальной окраины северной части Черного моря (рис. 15) показано распространение двух основных групп типов осадков: карбонатных и глинистых. Среди карбонатных резко преобладают биогенные осадки, которые представлены различными ракушечниками и в меньшей степени кокколитовыми илами. Незначительно развиты специфические терригенные карбонатные илы, где преобладает карбонат обломочного происхождения. Глинистые отложения состоят из илов, отличающихся различной примесью биогенного карбоната. Таким материалом на шельфе обычно являются раковины моллюсков, а у подножия континентального склона — кокколиты.

Северо-западная часть Черного моря по распространению двух основных групп типов современных осадков подразделяется по меридиану г. Николаева на два крупных региона: восточный и западный. К западу от меридиана расположена большая часть исследованного шельфа с прилегающим континентальным склоном и его подножием, сложенными почти исключительно карбонатными отложениями. На шельфе они представлены ракушечниками, а на прилегающей части глубоководной впадины — глинисто-кокколитовыми илами, которые покрывают большую часть континентального склона. Отсутствуют они лишь на сравнительно узкой полосе дна в самой верхней части склона, юго-восточнее дельты Дуная, где обнажаются бескарбонатные глинистые илы новоэвксинского возраста. Некоторые различия в распределении типов осадков на территории северо-западного шельфа Черного моря, намечаются для области, прилегающей к одесско-дунайскому побережью, и центральной части шельфа. На центральной части шельфа распространены фактически только два типа ракушечников: чистые и илистые, тогда как в Одесско-Дунайском районе при общем преобладании ракушечников наблюдается довольно пестрая картина распределения различных их типов: песчанистых, илистых и чистых.



Совершенно иной состав и распределение типов современных (джеметинских) отложений наблюдаются в той части рассматриваемой территории дна Черного моря, которая прилегает к Западному Крыму и расположена восточнее меридиана г. Николаева. Здесь наиболее широко распространены терригенные осадки. Они представлены в основном различными илами: алевроито-глинистыми и глинистыми, содержащими на шельфе раковины моллюсков, а у подножия континентального склона – кокколиты. Даже высококарбонатные илы Каркинитского залива обогащены прежде всего обломочным карбонатом (Невесский, 1967). С интенсивным сносом терригенного материала в Каламитский залив связано наличие в центральной части дна этой обширной акватории большой области распространения железистых конкреций. Е.Ф. Щуков с соавторами (1973) указывают на связь этого железонакпления с прилегающей сушей, где развиты рыхлые отложения типа терраросса (устья рек Альмы и Качи), а также железистые коры выветривания (известняки Тарханкута).

Современные осадки шельфа Западного Крыма и прилегающей части глубоководной впадины отличаются однообразием и слабой изменчивостью состава по площади; континентальная окраина Западного Крыма – почти полным отсутствием современных морских осадков на крутом континентальном склоне. На поверхности его обнажаются лишь сильно уплотненные глинистые илы новоэвксинского возраста.

Вся континентальная окраина Южного Крыма до Феодосийского залива включительно является областью распространения существенно терригенных глинистых илов. На шельфе развиты алевроито-глинистые слабо раковинные, реже раковинные, а на континентальном склоне и у его подножия – глинистые слабокарбонатные илы. Характерна слабая изменчивость этих осадков по площади даже на шельфе. Примечательно, что глинистые илы шельфа прослеживаются очень далеко в сторону берега, иногда до глубин 30–35 м. Значительная часть континентального склона Южного Крыма покрыта современными осадками, которые местами удерживаются даже на самых крутых участках, таких, как ялтинский. Участки склона, лишённые современных осадков, расположены в основном в Феодосийском районе.

Распределение основных фаций джеметинских отложений на континентальной окраине Керченского и Таманского полуостровов весьма своеобразно. Прежде всего обращает на себя внимание довольно большое поле ракушечников различного состава, распространённых на значительной части шельфа к югу от Керченского пролива. Внутри этого поля наблюдается частое чередование песчаных, илистых и чистых ракушечников. Участки чистых ракушечников (ракушечные банки) местами образуют вытянутые в северо-западном – юго-западном направлении полосы, приуроченные к грядообразным выступам донного рельефа (например, банка, протягивающаяся к юго-западу от м. Чауда).

Существенно биогенно-карбонатные осадки в описываемом районе быстро сменяются к краю шельфа терригенными алевроито-глинистыми илами с небольшой примесью раковин моллюсков. Даже на континентальном склоне, который здесь покрыт слоем современных осадков, эти отложения переходят в глинистые, еще более терригенные и слабокарбонатные илы. Однако у подножия склона джеметинские осадки вновь становятся более карбонатными и биогенными, что связано с увеличением в них количества кокколитов *Emiliania huxleyi*. Таким образом, по распределению типов джеметинских осадков континентальная окраина Керченского и Таманского полуостровов больше всего похожа на северо-западную окраину Черного моря. Однако наблюдаются некоторые черты сходства и с континентальной террасой Южного Крыма, что проявляется в заметной роли терригенных глинистых осадков прежде всего на внешнем шельфе и континентальном склоне. Можно считать, что по характеру современного осадкообразования Керченско-Таманский район занимает промежуточное положение между двумя описанными ранее районами континентальной окраины севера Черного моря.

В основу анализа мощностей голоценовых осадков северного борга Черноморской впадины положено детальное стратиграфическое расчленение всех полученных колонок донных отложений. Для большей части исследованного дна Черного моря оказалось возможным определить мощности надновоевксинских (голоценовых) морских отложений. Для решения структурно-тектонических задач были проанализированы мощности именно этих осадков, составляющих генетически однородную и достаточно равномерно распространенную по всей площади района толщу. Мощности голоценовых осадков и их изменение по всей толще прослежены на территории северо-западной части Черного моря и на большей части континентальной окраины Южного Крыма, вплоть до м. Меганом на востоке.

Однако в Керченско-Таманском районе во многих случаях вскрыть подошву голоценовых (надновоевксинских) отложений и определить их суммарную мощность не удалось. Поэтому для континентальной окраины Керченского и Таманского полуостровов карта мощностей построена лишь для джеметинских (верхнеголоценовых) отложений.

На карте мощностей голоценовых отложений (рис. 16) выделены три области: 1) крайняя северо-западная часть дна Черного моря — область малых мощностей; 2) Прикрымская область преимущественно больших мощностей голоцена; 3) Керченско-Таманский район резко изменчивых мощностей верхнеголоценовых морских осадков.

Более детальный анализ представленной карты мощностей голоцена позволяет подразделить северо-западную часть дна Черного моря на две зоны: восточную и западную, которые достаточно четко отделяются друг от друга по линии, примерно совпадающей с меридианом г. Николаева. Большая из них — западная по распределению мощностей на шельфе подразделяется на две части примерно по меридиану г. Одессы. При этом средняя часть всего северо-западного

шельфа Черного моря обособливается в виде меридионально вытянутой полосы распространения наименьших для данного района мощностей голоцена (от 70 до 20 см). Характерная черта распределения мощностей в этой полосе дна шельфа — также их малая изменчивость по площади. Здесь наблюдаются лишь две зоны самых минимальных мощностей: на прибрежной части дна косы Тендра и у края шельфа, разделенные широтно вытянутой зоной несколько больших мощностей голоцена.

Иной план распределения и порядок мощностей голоценовых отложений в одесско-дунайской части северо-западного шельфа. Здесь имеет место резкая изменчивость мощностей современных осадков от максимальных значений (свыше 2 м) до минимальных (менее 20 см). Области максимальных и минимальных мощностей голоцена образуют серию субмеридионально вытянутых зон, прослеживаемых от побережья до меридиана г. Одессы.

Существенно отличаются от вышеописанных мощности голоценовых отложений в восточной, прикрымской (расположенной восточнее меридиана г. Николаева), части дна северо-западного района Черного моря. Большая площадь этой территории покрыта осадками голоцена мощностью от 1 до 2 м и более, при этом общее увеличение мощностей самых молодых отложений с востока на запад характерно и для глубоководных осадков, накапливающихся у подножия континентального склона.

Распределение мощностей голоцена на всей территории шельфа, прилегающей к Западному Крыму, очень равномерное, мало изменчивое. Здесь выделяется лишь полоса минимальных мощностей вдоль континентального склона Западного Крыма, где есть участки, вообще лишённые голоценовых осадков, а также небольшие участки пониженных мощностей в восточной части Каркинитского залива.

Весьма высоки мощности голоценовых отложений на шельфе у подножия континентального склона Южного Крыма. У подножия склона они превышают 2 м, достигая в средней части 8–10 м. Малы мощности голоцена лишь на самом краю южнокрымского шельфа и на его континентальном склоне, где эти отложения иногда вообще отсутствуют.

Мощности джеметинских отложений, покрывающих континентальную окраину Керченского и Таманского полуостровов, колеблются от нескольких до более 50 см, так что в отдельных случаях мощность всей толщи голоценовых отложений достигает здесь, вероятно, 2 м и более. Минимальные же мощности голоцена в данном районе могут иметь величины порядка десятков сантиметров. Чрезвычайно характерно распределение мощностей джеметинских осадков на шельфе Керченского и Таманского полуостровов. Области минимальных мощностей в виде узких полос протягиваются с северо-востока на юго-запад, совпадая с участками распространения ракушечников, развитых на грядках того же простиранья (см. рис. 16). Между этими участками выделяются вытянутые в том же направ-

лении глубокие и довольно узкие прогибы, где мощности джеметинских (и голоценовых в целом) отложений увеличиваются в несколько раз, а иногда и на порядок. Уменьшение мощностей характерно и для континентального склона. Однако у его подножия мощности как джеметинских отложений, так и всего голоцена вновь увеличиваются до 1, а иногда и 2 м.

Изложенные выше материалы по распределению типов осадков и их мощностей в пределах северного борта Черноморской впадины, будучи сопоставлены с приведенными в начале работы данными о рельефе, позволяют сделать целый ряд выводов о тектонических движениях описываемой части дна Черного моря в позднечетвертичное время.

На основе анализа этих материалов составлена схема новейших движений (рис. 17), контролировавших в позднечетвертичное время осадконакопление в данном районе. В пределах северо-западной части дна Черного моря выделены области интенсивного и области относительно слабого опускания. К области интенсивного опускания отнесена часть дна глубоководной впадины Черного моря в пределах исследованного района. Однако область интенсивного опускания выявляется и на шельфе (в частности, полоса шельфа, прилегающая к Западному Крыму). Интенсивное опускание привело здесь к формированию выровненного аккумулятивного рельефа, представляющего результат накопления мощных терригенных толщ в голоцене, которые, в свою очередь, были мобилизованы активным размывом берегов. Это, а также отсутствие террас на берегах Западного Крыма и ненормально большие уклоны подводных абразионных террас, например у п-ова Тарханкут (Зенкевич, 1958), указывают на вовлечение в эти опускания прибрежных районов суши (Бабак, 1959), включая, по-видимому, и п-ов Тарханкут. Особенно интенсивно погружается, вероятно, юго-западная, обращенная к глубоководной впадине часть этого шельфа, на что указывает резкое (примерно на 90 м) переуглубление его края в данном районе по сравнению с соседними участками.

Высокая скорость опускания описанной части северо-западного шельфа, сопровождающегося мощным осадконакоплением, не позволяет выявить здесь более медких структурных элементов, проявляющихся в современных движениях. Можно наметить лишь отдельные участки относительного поднятия (вернее, несколько замедленного опускания), примыкающие к п-ову Тарханкут и юго-западному окончанию Крыма.

Область слабого опускания (к западу от описанной выше) охватывает большую часть шельфа северо-западной части Черного моря и простирается примерно от меридиана г. Николаева до одесско-дунайского побережья. О преобладании на данном этапе нисходящих движений свидетельствует прежде всего строение прилегающей суши: отсутствие морских террас, переуглубление речных долин, абразия берегов. В то же время невысокий темп этого опускания отражается на скоростях осадконакопления, которые в целом низки

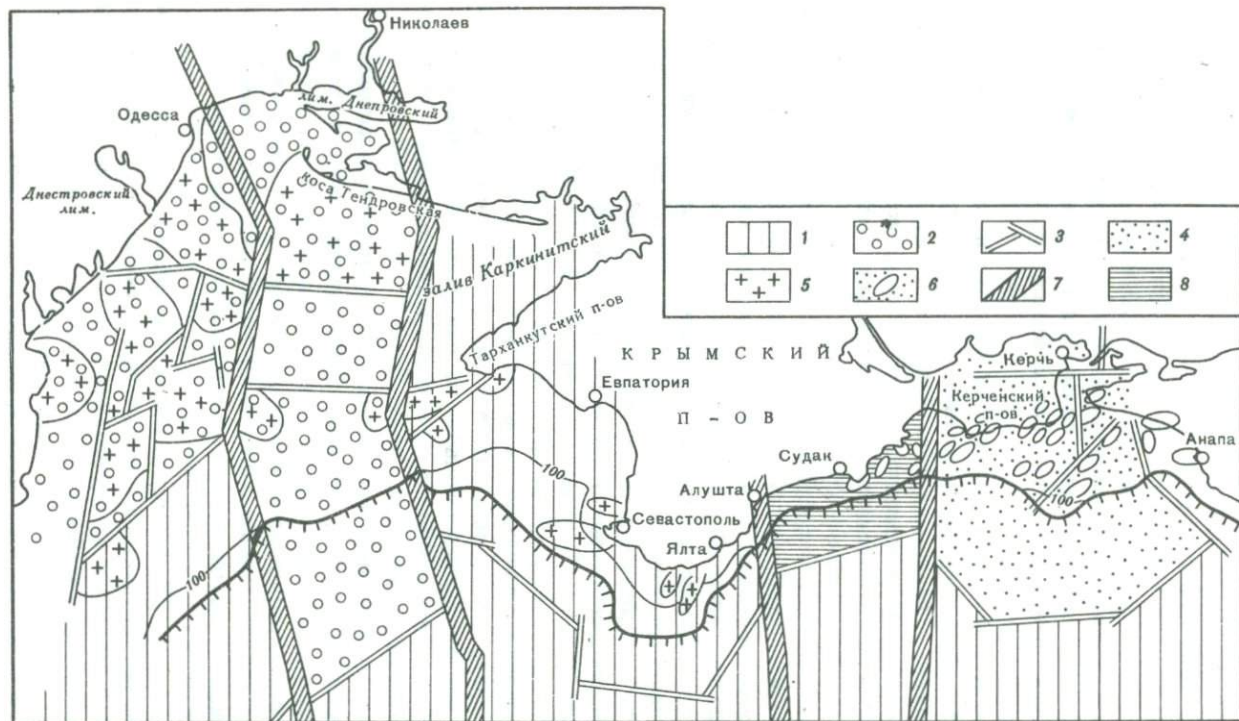


Рис. 17. Карта новейших (позднечетвертичных) движений северного борта Черноморской впадины

1 – области интенсивного опускания; 2 – области слабого опускания; 3 – разломы фундамента; 4 – область дифференцированных движений; 5 – участки относительного поднятия в областях интенсивного и слабого опускания; 6 – отдельные антиклинальные складки в области дифференцированных движений; 7 – зоны крупных разломов фундамента (линеаменты); 8 – относительно стабильная или слабо поднимающаяся область

(сантиметры в тысячу лет), а также слабом привносе терригенного материала, что приводит к преобладанию биогенно-карбонатного осадконакопления.

Обширная область слабого опускания неоднородна. На общем фоне выделяются достаточно крупные участки относительного поднятия площадью в десятки и сотни квадратных километров. Они не только выражены в современном и плейстоценовом рельефе, как было показано выше, но и являются местами, где голоценовые отложения шельфа имеют наименьшую мощность и, как правило, высшую карбонатность за счет развития ракушечных банок на жестком субстрате. Большие размеры участков относительного поднятия, а также их конфигурация в плане заставляют нас предполагать, что они наследуют крупные ограниченные разломами блоковые структуры складчатого основания. Среди разломов фундамента выделены лишь те, движения по которым происходили в позднеплейстоценовое и, по-видимому, в голоценовое время.

Следует подчеркнуть четкое отражение в новейшей тектонике шельфа северо-западной части Черного моря, в особенности в зоне слабого опускания, прежде всего блоковой структуры фундамента, а не более мелких пликативных структур осадочного чехла. Среди последних проявлены лишь наиболее крупные, такие, как известное поднятие Голицына (Ткаченко, 1972).

По степени неоднородности структуры область слабого опускания может быть подразделена на две примерно равные части — западную и восточную, по границе, приблизительно совпадающей с меридианом г. Одессы.

Восточную часть области слабого опускания представляет меридионально вытянутая зона, охватывающая практически всю среднюю часть северо-западного шельфа Черного моря. Она простирается по крайней мере до самого края шельфа и, возможно, включает верхнюю часть континентального склона, резко контрастируя в этом месте с интенсивно погружающимся дном глубоководной впадины.

Блоковая структура фундамента этой зоны, отраженная современными движениями, проста. Здесь выделяются три крупных блока, два из которых относительно приподняты. Первый из них — крупный участок, примыкающий с юга к косе Тендра, второй расположен в южной части шельфовой зоны, у края шельфа. Между двумя приподнятыми участками в центральной части шельфа находится относительно опущенный блок, обусловивший наличие крупной области аккумулятивного понижения дна в позднем плейстоцене и голоцене. В общем плане современных движений в этой средней зоне северо-западного шельфа можно наметить определенные элементы широтной ориентировки.

Значительно более неоднородна западная, прилегающая к одесско-дунайскому побережью часть области слабого опускания. Здесь находятся два крупных участка относительного поднятия, отвечающие приподнятым блокам фундамента. Они имеют сложную конфигурацию, обусловленную, по-видимому, сложной системой разломов

фундамента, что особенно проявляется в пределах блока, включающего поднятие о. Змеиный. Приподнятые участки разделены сравнительно узкими зонами более интенсивного опускания, заполненными мощной толщей четвертичных отложений. Для данной зоны характерен довольно четко выраженный меридиональный план структурных элементов, испытывающих современные движения.

Особенностью описываемой зоны северо-западного шельфа Черного моря является морфология и, по-видимому, структура края шельфа. Последний оказывается здесь несколько переуглубленным (около 30 м) по отношению к краю шельфа соседней зоны слабого опускания. Кроме того, прилегающая к краю часть шельфа характеризуется значительными уклонами, что резко отличает ее от расположенного севернее участка относительного поднятия. На основании этого можно предположить, что внешняя часть зоны одесско-дунайского шельфа — это участок интенсивного опускания со значительным перекосом в сторону глубоководной впадины. В основании этого участка интенсивного опускания лежит блок складчатого основания, отделенный разломами от расположенного севернее более стабильного поднятия.

К востоку от описанной выше области находится континентальная окраина Южного Крыма. Западная часть этого района (см. рис. 17), примерно до меридиана г. Ялты, включена в область интенсивного опускания, охватывающую шельф и прилегающую часть глубоководной впадины моря. Об интенсивном опускании этой области говорят переуглубленное положение края шельфа, большая мощность покрывающих шельф осадков и отсутствие четко выраженных морских террас вплоть до г. Ялты. В узкой полосе континентальной окраины Южного Крыма между Ялтой и Феодосией наиболее четко выявляется различие в характере движений шельфовой и глубоководной частей. Шельф и прилегающую часть суши здесь можно характеризовать как относительно стабильную или, скорее, слабовоздымающуюся область, на что указывает наличие серии четвертичных морских террас на берегу и высокое (на глубине около 100 м) положение края шельфа. В то же время тесно прижатая к шельфу часть дна глубоководной впадины Черного моря испытывает интенсивное опускание.

Существенно отличается от всех вышеописанных по характеру новейших движений участок континентальной окраины Керченского и Таманского полуостровов. Это область резко выраженных дифференцированных движений, причем основную роль играют пликативные структуры верхних ярусов осадочного чехла. Выделяется ряд систем (цепочки) антиклинальных структур северо-восточного простирания, разделенных глубокими узкими прогибами, вытянутыми в том же направлении. Очень четко прослеживается связь этих систем с системами складок, выявленных на Керченском и Таманском полуостровах. Несомненно, по-видимому, генетическое и морфологическое сходство континентальных и шельфовых деформаций, активно проявившихся в позднечетвертичное время.

Таким образом, определенно установлено продолжение структурных элементов Керченского и Таманского полуостровов до края черноморского шельфа этого района. Край шельфа срезает их, однако ряд особенностей рельефа континентального склона дает основание предположить, что они должны продолжаться и далее к юго-востоку, в пределы глубоководной впадины Черного моря. Действительно, в последние годы сотрудники Лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ при сейсмоакустическом профилировании дна впадины к югу от Феодосии и Судака обнаружили диапировые и криптодиапировые складки керченского типа. Поэтому можно считать, что в ядре этих складок залегают майкопские глины, протыкающие и деформирующие более молодые плиоцен-четвертичные отложения.

Все сказанное выше позволяет сделать вывод о том, что по характеру тектонических движений в позднечетвертичное время на северной континентальной окраине Черноморской впадины выделяется ряд крупных мегаблоков земной коры. Наиболее крупный из них самый западный, к которому относится большая часть северо-западного района дна Черного моря. Его граница на востоке четко прослеживается по меридиану г. Николаева. Возможно, что этот мегаблок следует разделить на два, несколько отличающихся по структуре: Одесско-Дунайский и Центральный, но, с нашей точки зрения, различия не столь принципиальны. Восточнее расположен Западно-Крымский мегаблок, представляющий собой часть края континента, испытывающую наиболее интенсивное погружение с перекосом в сторону его юго-западной оконечности. В погружение ныне втянуты и Тарханкутский вал, и так называемое Новоселовское поднятие, и западная оконечность мегантиклинория Южного Крыма. Участок, зажатый между Ялтой и Феодосией, третий мегаблок, где край континентальной плиты значительно более стабилен и, вероятнее всего, слабо воздымается. Восточный, Керченско-Таманский, блок является областью дифференцированных тектонических движений как шельфа, так и континентального склона, проявляющихся в основном в виде пликативных нарушений осадочного чехла. Они имеют грядовый характер и уходят под дно Черноморской впадины к югу от Крыма.

Границы раздела выделенных мегаблоков — крупные зоны разломов типа линеаментов. Они совпадают с расположением и простиранием выделенных ранее по геофизическим данным меридиональных разломов фундамента, таких, как Николаевский, Ялтинский, Феодосийский (Чекунов, 1972). Менее четко, в виде сплошной зоны разрывов, проявляется Одесский разлом, однако заметно и его влияние в позднечетвертичное время.

Наиболее значителен по размаху современных движений линеамент, отвечающий зоне так называемого Николаевского разлома. К востоку и к западу от него наиболее резко проявляются различия в темпе и характере движений. По существу, он отделяет друг от друга две области континентальной окраины: западную, платформенную, и восточную, расположенную в районах, находящихся на орогенной

стадии развития. В известном смысле на современном этапе Николаевский разлом можно рассматривать как шовную зону сочленения двух разнородных элементов структуры земной коры первого порядка.

В позднечетвертичный этап тектонического развития северного борта Черноморской впадины определяющими были движения по разломам блоков складчатого фундамента, вызвавшие соответствующие деформации в верхней части осадочного чехла.

Сопоставление этих данных со структурной поверхностью кровли сарматских отложений в северо-западной части Черного моря (Моргунов и др., 1975), составленной по данным сейсмоакустического профилирования, выявляет как черты унаследованности, так и различия в характере движений в то время и сейчас. Черты сходства с характером современных движений проявляются довольно ограниченно. Признаки унаследованного тектонического развития можно наметить главным образом при сравнении сарматской и современной структур отдельных участков северо-западного шельфа. Так, участки относительного прогибания в сармате — районы Каркинитского и Каламитского заливов. Эти же участки испытывают и современное интенсивное опускание, однако не столько как самостоятельные структуры, сколько как части крупной интенсивно опускающейся зоны. Более высокая степень корреляции выявляется при сопоставлении поднятий зоны о. Змеиного, отражающихся в структуре кровли сармата, с крупным участком современного поднятия в этом же районе. Определенный элемент унаследованности, по нашему мнению, проявляется также в том, что широтный план расположения и конфигурации пликативных структур кровли сармата отражается и в упомянутых выше широтных элементах общего плана современных движений центральной зоны северо-западного шельфа.

Однако эти отдельные признаки корреляции между структурой, выраженной в кровле сармата, и современными движениями дна северо-запада Черного моря не затушевывают существенных различий между ними. Одно из основных различий состоит в том, что структуры кровли сарматских отложений представляют собой в основном мелкие пликативные нарушения толщи осадочного чехла, в то время как в современных движениях отражается прежде всего движение крупных и мелких блоков складчатого фундамента. В связи с этим в структуре современных движений проявляется целый ряд разломов и крупных зон разломов (линеаменты) фундамента, существование которых было слабо проявлено во время формирования структуры более низких горизонтов осадочного чехла. Особенно это заметно на примере Западно-Крымского блока, который начал интенсивно погружаться в послесарматское время, что было связано с резкой активизацией Николаевского разлома. Интенсивность опускания восточного крыла Николаевского разлома по сравнению с западным хорошо видна на профиле, приведенном в работе Ю.Г. Моргунова с соавторами (1972), где сопоставлено нынешнее залегание плейстоценовых осадков с кровлей сарматских отложений.

Интересно отметить также, что в современной структуре территории, отвечающей Скифской плите и Восточно-Европейской платформе, в отличие от сармата нет существенных различий в степени дифференцированности и интенсивности вертикальных движений; наоборот, обе эти зоны существуют как единое целое.

Эти факты свидетельствуют об определенной перестройке характера тектонических движений дна северо-запада Черного моря, произошедшей уже в послесарматское время. Заключалась она, по-видимому, прежде всего в омоложении существовавших и ранее разломов фундамента, что явилось следствием некоторой интенсификации и дифференциации движений крупных блоков складчатого основания. Результат послесарматской перестройки — более резкое обособление меридионально вытянутых зон южной окраины континента.

Очень характерной оказалась интенсификация нисходящих движений отдельных блоков фундамента, граничащих с глубоководной впадиной. Все это может указывать на некоторое ускорение процессов разрастания Черноморской впадины на современном тектоническом этапе.

Интересны накопленные за последнее время данные о мощностях и условиях залегания толщи четвертичных отложений у подножия континентальных склонов. Они позволяют сейчас не только фиксировать опускание дна впадины в четвертичное время, но и оценить, правда, очень приблизительно, порядок скоростей ее прогибания на современном этапе. На основе анализа данных сейсмоакустического профилирования у подножия континентальных склонов Крым и Северной Анатолии (Müller, Stoffers, 1973) выделены участки, где под горизонтально залегающими слоями позднечетвертичных осадков обнаруживаются более древние моноклинально падающие горизонты. С увеличением глубины и возраста осадков наклон этих слоев увеличивается. Можно предположить, что наклонные ныне слои накапливались на горизонтальной плоскости дна и их первичное положение было нарушено в результате опускания дна впадины. Один из сейсморазрезов у берегов Северной Анатолии совмещен со скважиной, пробуренной в 1975 г. с судна "Гломар Челенджер", что позволяет определить возраст одного из наклонно залегающих отражающих горизонтов. Этот горизонт, вскрытый в нижней части скважины, проходит в толще отложений верхнего плиоцена. Если предположить, что возраст этого горизонта колеблется от 2 до 3 млн. лет, то, восстановив мысленно горизонтальное положение этого горизонта, мы должны будем поднять его вверх примерно на 500 м.

Следовательно, за последние 2–3 млн. лет выделенный нами горизонт погрузился на 500 м. При этом скорость опускания могла колебаться от 20 до 25 см в 1000 лет. Анализ приведенных данных показывает, что в тот же период времени скорость осадконакопления не менее чем в 2 раза превышала скорость погружения и благодаря этому глубина впадины уменьшилась

за четвертичное время примерно на 500 м. Надо учесть при этом, что данные расчеты проводились для прибортовой части впадины, а в центральных ее частях скорость погружения может быть выше, а темп осадконакопления – ниже приведенных величин.

Временем, когда происходила описанная выше перестройка, мог быть период на рубеже понтического и киммерийского ярусов плисцена. По-видимому, именно тогда начались высвобождение из-под уровня моря значительных территорий Северного Причерноморья и врез долин целого ряда рек этого района (Чирка, 1972), заложивший, возможно, основу контура современной гидрографии, а палеогеография района приобрела черты, близкие современным.

ТЕРРИГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Терригенный материал, сносимый в северную часть Черного моря, представляет собой твердое вещество обломочного происхождения. К этому веществу можно относить не только песчано-алевритовую часть осадка, но и тонкодисперсное глинистое вещество. Большая часть его поступает в бассейн в результате механического разрушения (реки, море) осадочных образований различного генезиса. И хотя первично глинистые минералы этих отложений возникли, конечно, при химическом выветривании материнских пород, непосредственно в бассейн они поступают как обломочные (только тонкодисперсные) частицы.

Распределение обломочного терригенного материала в бассейне накопления осуществляется в основном по законам механической дифференциации. Она, как известно, заключается в сепарации частиц по размеру и удельному весу в зависимости от гидродинамической активности той или иной зоны бассейна седиментации. Поэтому мы рассмотрим прежде всего процессы механической дифференциации твердого вещества (гранулометрический состав осадка, его изменение, распределение отдельных фракций и т.п.) на континентальной окраине севера Черного моря.

Однако, как показывают многочисленные данные, в составе осадков дна большую роль играет биогенный материал. Значение его в формировании гранулометрического состава велико, особенно на шельфах, где он представлен в наибольших количествах и наиболее грубым материалом — ракушей и ракушечным детритом. Это заставило авторов провести определенную работу по "очищению" данных гранулометрического анализа от влияния биогенного материала. Был проведен пересчет результатов гранулометрического анализа по методике, изложенной ниже.

ОБЩИЙ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Наиболее детально может быть рассмотрена гранулометрия джемейтинских осадков, поскольку анализ распределения терригенного материала базируется в основном на данных по этим отложениям.

Песчаная фракция (более 0,1 мм) широко распространена на северо-западном шельфе. В прибрежной части минимальные содержания ее отмечены в осадках авандельты Дуная и Днепровского

желоба. Однако здесь собственно приустьевые участки характеризуются развитием песчаных отложений с очень высоким процентом фракции более 0,1 мм. Остальные близкие к берегу районы где развиты преимущественно грубозернистые осадки, отличаются резким преобладанием фракции более 0,1 мм.

С увеличением глубины моря содержание песчаной фракции несколько снижается, но затем достигает второго максимума в поле развития ракушечных отложений. Здесь фракция более 0,1 мм состоит на 80–90% из целых раковин моллюсков и обломков. На глубине 50–60 м количество частиц песчаной размерности уменьшается и у внешней кромки шельфа составляет 5–10%.

Несколько иным образом фракция более 0,1 мм распределена в осадках Каламитского залива. Максимум ее сильно приближен к береговой линии. На глубине около 50 м содержание фракции уменьшается до 10, а к внешней кромке шельфа – до 1–2%. В осадках континентального склона количество частиц более 0,1 мм уменьшается до 1% и менее. На некоторых участках отмечены локальные максимумы, связанные не с наличием минеральных частиц данной размерности, а с примесью крупных частиц органического вещества.

В осадках шельфа Южного Крыма максимальное количество частиц более 0,1 мм приурочено к прибрежной части. У внешней его границы количество песчаных частиц в осадке уменьшается до 5–10 (западнее Ялты) и 1–2% (восточнее Ялты). Они представлены преимущественно ракушечным материалом. Осадки континентального склона, там, где они есть, характеризуются минимальными содержаниями (менее 1%) песчаной фракции. Есть лишь небольшие пятна, преимущественно у подножия склона, где количество песчаных частиц увеличивается до 5%, что связано с привнесением их мутьевыми потоками (Страхов и др., 1954).

В Керченско-Таманском районе осадки шельфа до глубин 50 м характеризуются высокими (более 70%) содержаниями песчаных частиц, и если в прибрежной части они состоят преимущественно из минеральных зерен, то на остальной его площади представлены целой и битой ракушкой. К внешней границе шельфа количество частиц более 0,1 мм уменьшается до 5–10%, а местами и менее. Отложения континентального склона содержат 2–5% частиц более 0,1 мм в верхней его половине и менее 1% – у подножия; при этом в восточном направлении (к Кавказу) более высокие значения их приурочены к меньшим глубинам.

Наиболее высокие значения алевритовой фракции (не менее 20–30%) северо-западного шельфа определены в районе авандельты Дуная, Днепровского желоба, в прибрежных районах. Максимальное количество алевритовых частиц отмечено в прибрежных районах Каламитского залива. В центральных частях шельфа содержание алевритовых частиц в ракушечных отложениях всего 5–10%. С глубины 50 м по направлению к краю шельфа наблюдается увеличение содержания фракции в осадках западной и центральной час-

тей северо-западного шельфа, в районе Каламитского залива — некоторое уменьшение количества алеврита. Внешняя часть шельфа и верхняя часть континентального склона в этом районе характеризуются вторым минимумом содержания алевритовых частиц. К подножию склона количество частиц 0,1–0,01 мм снова увеличивается до 20%.

В Крымском районе содержание фракции 0,1–0,01 мм уменьшается от берега к бровке шельфа с 25–30 и более 30% (Феодосийский залив) до 20%; вниз по континентальному склону оно продолжает уменьшаться до 12–15% в средней части, а к подножию его снова увеличивается до 20–25%.

В Керченско-Таманском районе количество алевритовых частиц уменьшается от прибрежных участков к центральным частям шельфа до 4–10%. К западу и особенно востоку в Прикавказской части отмечено увеличение содержания алевритовой фракции на тех же глубинах. К бровке шельфа количество частиц 0,1–0,01 мм достигает 11–15 в центральной части и 18–21% — в восточной.

В осадках континентального склона происходит увеличение количества алевритовых частиц от верхней части к его подножию до 20–30%.

Отложения северо-западного шельфа характеризуются довольно низким содержанием пелитовых частиц. Максимальные количества (более 50 и даже 70%) их накапливаются в осадках аванделты Дуная и Днепровского желоба; в центральных частях шельфа — менее 20, а местами даже 10%; к внешней границе шельфа отмечено увеличение количества частиц пелитовой размерности в осадках до 70%.

В Каламитском заливе поле высоких значений фракции менее 0,01 мм приближено к берегу; изолиния 70% поднимается до глубин 50–60 м.

В осадках Южно-Крымского района количество пелитовых частиц увеличивается от прибрежных районов к внешней кромке шельфа до 70–78%; осадки континентального склона здесь содержат 70–80% пелитовых частиц.

В Керченско-Таманском районе в осадках центральных частей шельфа количество частиц пелитовой размерности колеблется от 5 до 30%. К внешней границе оно возрастает и достигает в западной и центральной частях 60–70, а в восточной — более 70%. Такими же высокими значениями (70–85%) отличаются отложения континентального склона.

Гранулометрический состав каламитских и бугазско-вятизевских осадков в целом очень похож на состав современных осадков. Однако в распределении отдельных фракций имеются некоторые различия, связанные со значительным обогащением каламитских отложений органическим веществом. Прежде всего это сказывается на общем огрублении осадков. В пределах изучаемого района каламитские осадки с равными количествами частиц более 0,1 мм спускаются на большие глубины по сравнению с современными как

на шельфе, так и на континентальном склоне. Это происходит за счет того, что песчаная фракция обогащается соответствующими по размеру частицами органического вещества, представленными обрывками древесной растительности и водорослями. Кроме того, в Каламитском заливе отчетливо выделяется поле развития железомарганцевых конкреций. Естественно, однако, связывать более грубый состав каламитских и других древнечерноморских отложений с тем, что они накапливались при более низком уровне моря, а бугазско-витаевские осадки часто представлены только прибрежными фашиями. Аналогичная тенденция наблюдается в распределении пелитовой и микронной фракций древнечерноморских осадков.

Распределение гранулометрических фракций в новозевксинских отложениях несколько отличается от их распределения в более молодых осадках. Для шельфа характерны широкие поля максимальных значений содержания песчаной фракции. Высокие содержания песчаной фракции отмечены и для верхней части континентального склона. Однако общий план размещения фракции в новозевксинских и более молодых отложениях по площади близок. Особенно это проявляется в распределении фракции 0,1–0,01 мм. Распределение же пелитовой фракции в новозевксинских отложениях северо-западного шельфа в прибрежных областях характеризуется повышенными значениями, приуроченными к устьевым участкам; к внешней кромке шельфа количество ее увеличивается, но более постепенно, чем в современных отложениях. В западных и центральных частях этой зоны содержание глинистых частиц достигает только 50, а в восточной – 70–75%. В осадках континентального склона количество частиц пелитовой размерности увеличивается до 70–85%, в то же время в восточной его части выделяется поле с более низкими значениями – менее 60%. Некоторое уменьшение количества пелитовых частиц отмечается в осадках шельфа и верхней части континентального склона Южного Крыма и Керченско-Таманского района. Распределение субколлоидной фракции размером менее 0,001 мм характеризуется в целом теми же особенностями, что и распределение пелитового материала.

Обнаруженные изменения в гранулометрическом составе разновозрастных отложений связаны в основном с изменением положения береговой линии с конца новозевксинского времени.

СОСТАВ ТЕРРИГЕННОЙ ЧАСТИ ОСАДКА

Изучение гранулометрии черноморских отложений показало, что большую роль в формировании механического состава играют биогенные (карбонатные) компоненты, которые существенно осложняют истинную картину механической (терригенной) седиментации. Для получения данных о гранулометрическом составе собственно терригенного материала была проделана следующая работа. В бюксы с гранулометрическими фракциями точно определенного веса долива-

дось 5 мл 10% HCl. После прекращения реакции содержимое бюкса выпаривалось, доводилось до постоянного веса и взвешивалось. Вес содержимого бюкса после этого увеличивался. Навеска фракции в бюксе до обработки соляной кислотой складывается из веса бескарбонатного вещества и CaCO₃. После реакции вещества с HCl CaCO₃ переходит в CaCl₂ по следующей формуле: CaCO₃ + 2HCl = CaCl₂ + CO₂ + H₂O. Два последних компонента при выпаривании улетучиваются и в расчет не принимаются. Таким образом, прирост веса содержимого бюкса происходит за счет перехода CaCO₃ в CaCl₂. Вес CaCl₂ в бюксе относится к весу CaCO₃, как 1,11:1. Процентное содержание CaCO₃ во фракции находится подбором подходящих значений. Проверка правильности такого подбора производится следующим образом. Вычитая из первичной навески количество CaCO₃ (в г), соответствующее его процентному содержанию, получаем вес бескарбонатной части. Умножая количество CaCO₃ (в г) на 1,11, получаем количество CaCl₂, которое должно было образоваться после реакции с HCl. Это количество CaCl₂ в сумме с полученным выше количеством бескарбонатной части должно дать вес всей фракции после обработки ее HCl.

Например, вес фракции равен 0,04 г, а вес фракции после обработки HCl увеличивается до 0,0409 г. Подбором устанавливаем, что содержание CaCO₃ во фракции должно равняться 21%. Действительно, 21% от 0,04 г составляет 0,0084 г. Бескарбонатная часть данной фракции при этом должна весить 0,0316 г. При умножении 0,0084 г (вес CaCO₃) на 1,11 получаем 0,0092, что в сумме с весом бескарбонатной части и дает величину около 0,0409 г.

Содержание песчаных частиц в терригенной части современных (джеметинских) осадков показано на рис. 18. В пределах наиболее обширного северо-западного участка шельфа максимальные количества песчаных частиц отмечены в прибрежных областях. Изолиния 50% проходит на глубине около 20–25 м. Некоторое уменьшение песчаного материала наблюдается в осадках внешней части аванделты Дуная и Днепровского желоба. Это связано с малым привносом в эти районы грубого материала реками. С увеличением глубины количество песчаного материала сильно уменьшается: до 30% на глубинах около 30 м, до 10% на глубинах около 50 м и до 3–5% в осадках внешней части шельфа. Осадки внешних участков Каламитского залива (с глубин 50–60 м) и континентального склона характеризуются очень низкими содержаниями песчаных частиц – менее 1%.

В осадках шельфа Южного Крыма максимальные количества песчаного материала отлагаются в узкой прибрежной зоне, а к внешней границе шельфа содержание песчаных частиц падает. У края шельфа содержание этих частиц больше, чем в соответствующих отложениях северо-западного района. Абсолютные содержания песка в терригенной части достигают местами даже 10–12%. Однако осадки континентального склона Южного Крыма, так же как

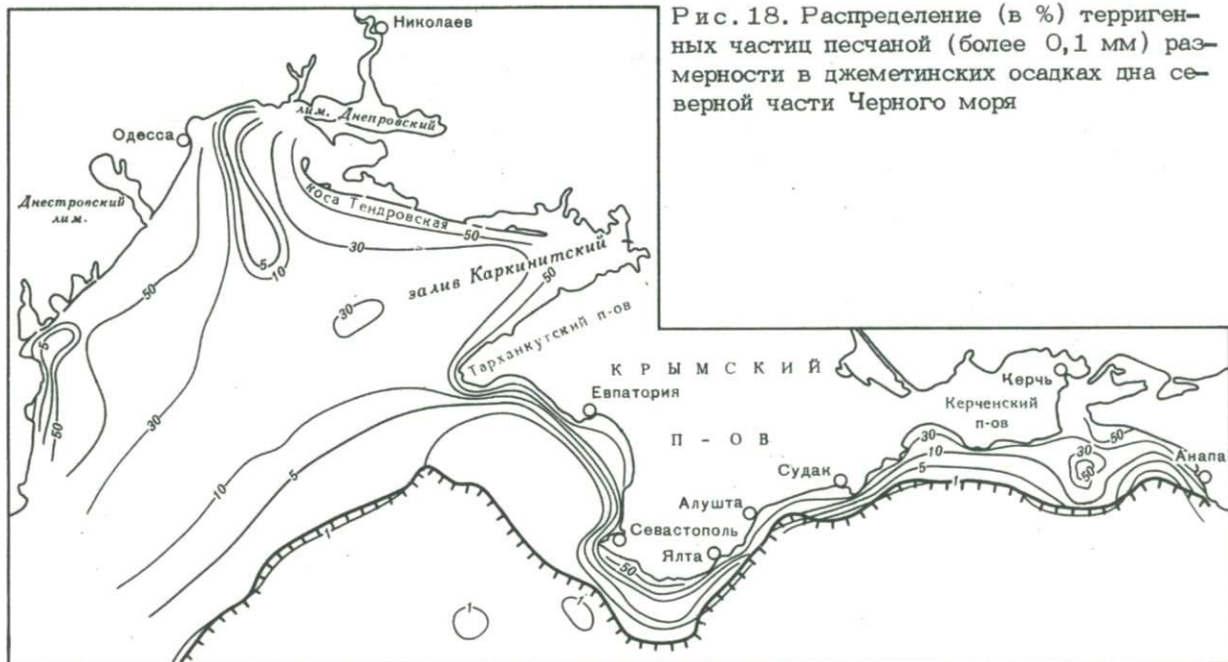


Рис. 18. Распределение (в %) терригенных частиц песчаной (более 0,1 мм) размерности в джеметинских осадках дна северной части Черного моря

и на северо-западе, отличаются низкими содержаниями песчаных частиц — менее 1%.

В осадках шельфа Керченско-Таманского района максимальные количества песчаного материала накапливаются в прибрежной полосе до глубины 20 м. К внешней границе шельфа количество частиц уменьшается и составляет у бровки 5–10%. В осадках континентального склона доля частиц снижается до минимума — менее 1%.

Максимальное количество алевритовых частиц в пределах северо-западного шельфа накапливается в прибрежных участках, в осадках авандельты Дуная и Днепровского желоба. Однако в отличие от песчаных частиц убывание количества алеврита в терригенной части осадка с удалением от берега происходит здесь значительно медленнее. Поэтому большие пространства шельфа (особенно северо-западного) покрыты осадками, в терригенной части которых довольно велико (20–30%) содержание алеврита. Все же с увеличением глубины содержание алеврита постепенно падает и достигает минимальных значений в отложениях внешней части шельфа и верхней части континентального склона (рис. 19). Вниз по склону к его подножию количество алевритовых частиц вновь несколько увеличивается.

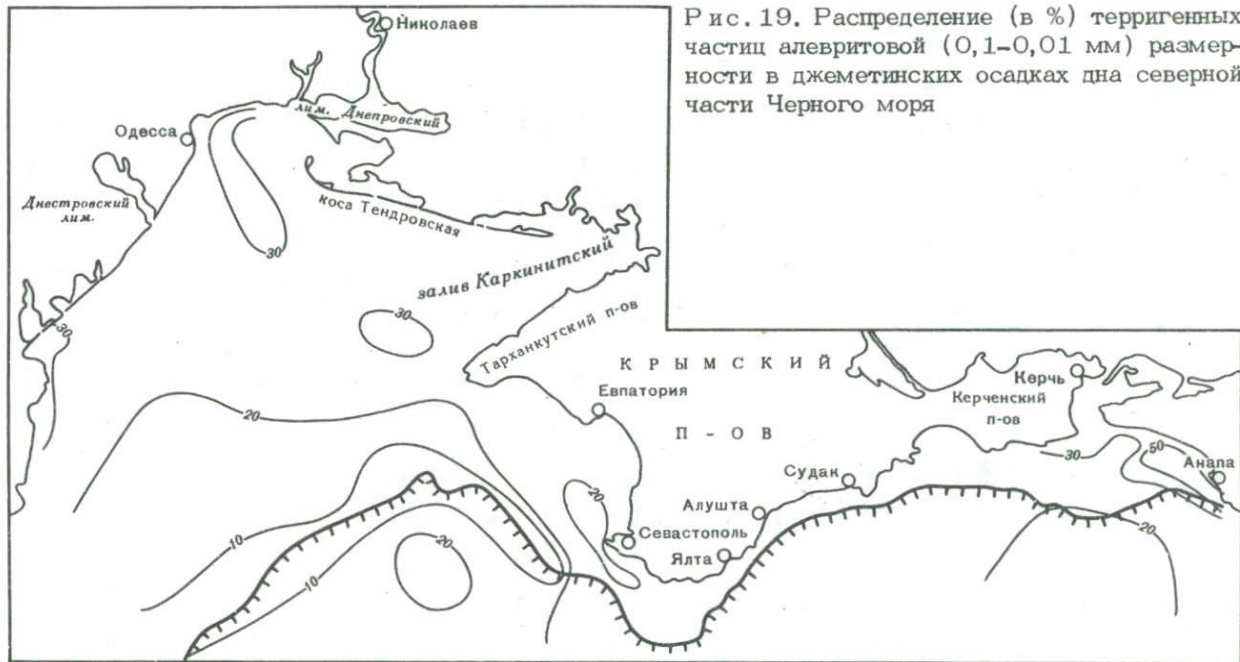
В пределах континентальной окраины южной части Крымского полуострова максимум накопления алеврита приурочен к средней части шельфа. Осадки более глубоких областей и континентального склона характеризуются меньшими количествами алевритовых частиц, распределение которых довольно равномерное.

В Керченско-Таманском районе осадки шельфа в большей мере, чем в Северо-Западном, обогащены алевритовым материалом. При этом максимальные количества его приурочены к отложениям крайней восточной части, прилегающей к Кавказу. К внешней границе шельфа содержание алеврита падает.

В пределах Северо-Западного района количество пелитового материала (рис. 20) в терригенной части довольно велико. Изолиния 50% проходит на глубине 20–30 м. К внешней границе шельфа содержание пелитовых частиц увеличивается и достигает 70% и более. Особенно высокими содержаниями отличаются осадки Каламитского залива. К подножию континентального склона количество пелита еще более увеличивается — до 80–90%.

В осадках шельфа Южного Крыма количество пелитовых частиц также резко увеличивается к внешней границе его. Но изолиния 50% проходит здесь на глубинах 50–60 м. В отложениях континентального склона содержание пелита увеличивается до 70–80% и остается таким же у его подножия.

В Керченско-Таманском районе отложения шельфа несколько обеднены пелитовым материалом. Изолиния 50% расположена на глубинах 50–60 м. Ниже этой глубины количество пелитового материала увеличивается и в осадках континентального склона достигает 70%, а у его подножия, как и на северо-западе, превышает 80%. Необходимо отметить, что пелит является основным



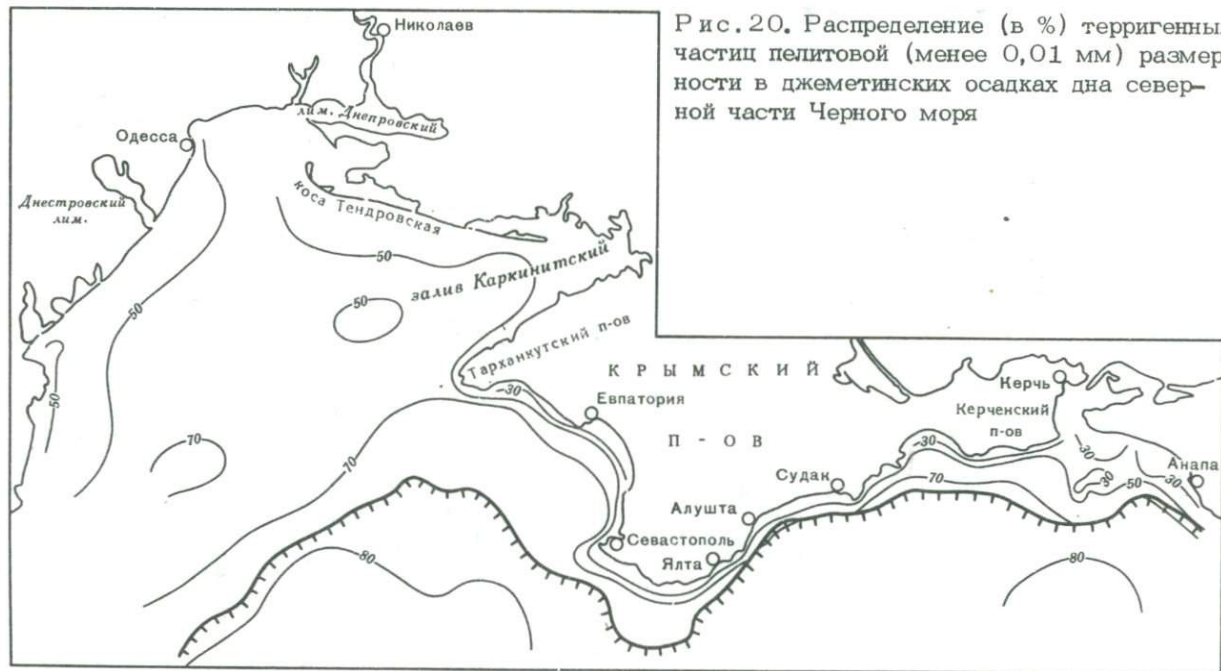


Рис. 20. Распределение (в %) терригенных частиц пелитовой (менее 0,01 мм) размерности в джеметинских осадках дна северной части Черного моря

материалом, как в глубоководной впадине, так и на большей части шельфа.

Таким образом, распределение и сепарация терригенного материала в целом осуществляется согласно закону механической дифференциации: в прибрежной области отмечен максимум в накоплении песчаных частиц; здесь же, но на больших глубинах, проходит полоса накопления алеврита; более глубоководные участки моря — это области отложения преимущественно пелитового материала. Пелит резко преобладает не только в глубоководных осадках, но и на шельфе. Это говорит о высокой глинистости всей терригенной части осадков континентальной окраины, что обусловлено главным образом особенностями состава мобилизуемого на суше и сносимого в данный бассейн материала. Тонкодисперсность же и высокая глинистость этого материала связаны с широким развитием подобных отложений на обширных равнинах платформенных частей европейской части СССР. Не последнюю роль здесь играют климатические условия, способствующие процессам химического выветривания. Однако в большой степени высокая глинистость терригенных осадков шельфа Черного моря зависит от внутриконтинентального характера этого бассейна. Дело в том, что в таких сравнительно небольших замкнутых бассейнах в отличие от океанов отсутствуют длиннопериодные волны зыби. Волны длиной во многие десятки метров (т.е. достаточной для воздействия на дно) в пределах всего шельфа отсутствуют. Шельф Черного моря глубже 15–20, редко 30 м, находится практически за пределами волнового воздействия.

Приведенные выше данные свидетельствуют также о различиях в формировании общего гранулометрического состава осадка. Так, гранулометрия отложений, покрывающих дно континентальной окраины Южного и Юго-Западного Крыма, полностью определяется составом терригенной части осадка, возникающим в результате механической дифференциации твердого вещества, сносимого с суши. Это, по-видимому, связано с тем, что здесь явно преобладает терригенное осадконакопление, определяемое интенсивным сносом с суши и рельефом шельфа и континентального склона, характерными для молодого складчатого сооружения.

Значительно меньше влияние суши, а следовательно, и процессов механической дифференциации чувствуется в гранулометрическом составе осадков континентальной окраины платформ. Здесь, особенно на шельфе, биогенные процессы являются определяющими. Особенно четко это проявляется в северо-западном районе Черного моря. Однако и на континентальной террасе Керченского и Таманского полуостровов этот фактор также весьма действен.

На континентальной окраине Черного моря слабо выражено огрубление материала у бровки шельфа, являющееся обычно закономерностью. Если на краю южнокрымского шельфа эта закономерность еще ощущается хоть в какой-то степени, то на краю платформенного шельфа северо-западной части Черного моря на-

блюдается уменьшение крупности осадков. Это подчеркивает тот факт, что известное явление укрупнения осадочного материала на краях шельфов целиком связано с механической дифференциацией терригенного материала.

АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

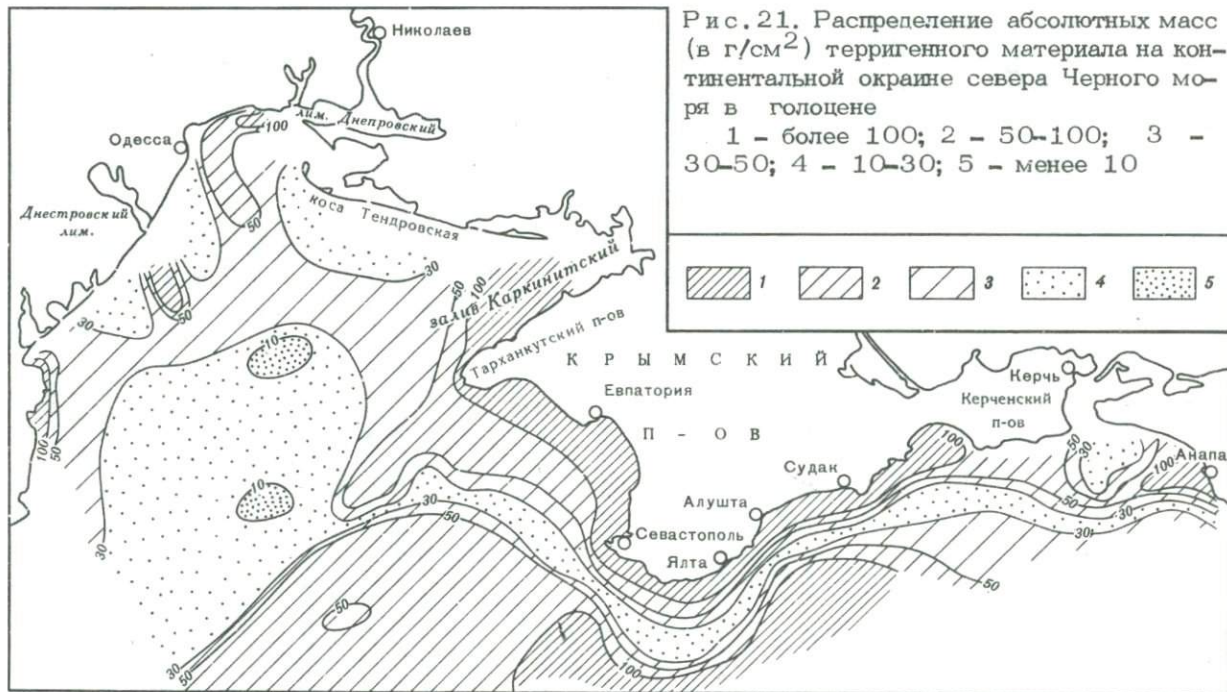
Абсолютные массы терригенного материала, накопившиеся на континентальной окраине севера Черного моря в голоцене, объективно отражают количество этого материала, отлагающегося в различных фациальных условиях, и позволяют проследить динамику процесса осадконакопления.

В пределах Северо-Западного района (рис. 21) максимальные значения абсолютных масс характерны для прибрежных районов, а также авандельты Дуная, Днепровского желоба, западного продолжения Днестровского лимана. В сторону открытого моря они закономерно убывают. Большая часть северо-западного шельфа — область минимальных значений абсолютных масс терригенного материала, наименьшее количество абсолютных масс терригенного материала отмечено для участков средней и нижней частей континентального склона. Районы, прилегающие к Западному Крыму, и особенно Каламитский залив отличаются высокими значениями абсолютных масс.

В пределах шельфа Южного Крыма абсолютные массы терригенного материала достигают больших величин в прибрежных районах, где они иногда являются максимальными для всей изучаемой области. К внешней границе шельфа этого района количество терригенного материала уменьшается, но остается более высоким, чем на северо-западе. Минимум накопления абсолютных масс приурочен к верхней и средней частям континентального склона, где голоценовые осадки нередко полностью или частично отсутствуют. К подножию континентального склона количество терригенного материала снова увеличивается, образуя здесь второй максимум.

В Керченско-Таманском районе самые высокие значения абсолютных масс терригенного материала отмечены в прибрежных районах, особенно в восточной, прикавказской, части и на внешнем шельфе. Непосредственно к югу от Керченского пролива наблюдается обширное поле малых значений абсолютных масс терригенного материала. На континентальном склоне данного района объем абсолютных масс заметно уменьшается. Это связано с тем, что склон здесь пологий и широкий, зона низких темпов накопления терригенного вещества распространена далеко к югу.

Таким образом, приведенный выше материал соответствует классической схеме распределения терригенного материала. Значительная часть этого вещества (в основном грубого) остается в прибрежной зоне. Другая заметная доля его (преимущественно глинистая) перемещается уже за пределы шельфа к подножию



континентального склона. При этом промежуточная зона, т.е. область внешнего шельфа и его края, оказывается зоной минимального накопления терригенного материала.

В конкретном проявлении этой дифференциации на разных континентальных окраинах имеются определенные различия. Если широкий платформенный северо-западный шельф почти весь является зоной минимального накопления осадков, то чрезвычайно узкий шельф молодого складчатого сооружения Крыма оказывается почти целиком покрытым довольно мощной толщей терригенных отложений. Зона пониженных темпов их накопления выделяется здесь лишь узкой полосой вдоль края шельфа.

Такое распределение осадков отражает общие особенности механической дифференциации на континентальных окраинах и связано как с характером поступающего с суши материала, так и с особенностями гидродинамики зоны осадконакопления. Обычно мобилизуемый на суше материал довольно резко подразделяется на две группы обломочных частиц: крупноалеврито-песчаную (вместе с более крупными частицами) и пелитовую. Соотношение между ними меняется в зависимости от климатических и геологических условий. Однако, как правило, собственно алевритовый материал составляет меньшую часть сносимого в бассейн материала. В то же время областью его накопления оказываются в основном внешний шельф и континентальный склон. Действительно, песчаный материал сюда попадает лишь эпизодически, а пелитовый — выносится в основном за пределы шельфа. Это связано с тем, что песчаный материал, накапливающийся в зоне волнового поля, оседает в береговой зоне сразу же ниже уреза воды, где резко падает гидродинамическая активность. Алеврит же и пелит выносятся в область внешнего шельфа, где гидродинамическая активность среды достаточна, чтобы вынести большую часть глинистых частиц за пределы этой зоны, но недостаточна, чтобы удалить отсюда значительную часть алеврита. Нам кажется, что в самом общем случае именно такая ситуация, связанная с балансом терригенного материала различной крупности в разных зонах континентальной окраины, приводит к классической схеме распределения обломочного материала на внешнем шельфе и склоне. Во многих случаях, как известно, в том же направлении укрупнения обломочного материала у края шельфа действуют и дополнительные факторы в виде постоянных течений, подъемов водных масс и т.п.

Анализ распределения основных фракций и абсолютных масс терригенного материала в некоторых районах исследованной области дна Черного моря показывает, что очень важно соотношение между объемами сносимого с суши материала и площадью дна, где он накапливается. Речь идет о континентальной окраине Южного Крыма, где на очень узкий шельф поступает большое количество в основном пелитового глинистого терригенного материала. Непрерывное поступление новых порций такого осадка в прибрежную зону приводит к тому, что практически весь шельф, вплоть до глубин

25–30 м, оказывается областью накопления пелитового материала. Безусловно, действие этого фактора осадконакопления связано здесь с тем, что во внутриконтинентальном бассейне фактически отсутствуют длиннопериодные волны зыби. Это приводит к резкому падению гидродинамической активности сразу же за пределами зоны прибрежного волнового поля. Однако объем поступающего на южно-крымский шельф материала также играет здесь существенную роль.

Характерная особенность размещения фракций и накопления абсолютных масс терригенного компонента осадка – их четкая связь с морфологическими особенностями строения дна, обусловленными неотектоническими движениями и общими особенностями геологического строения. Выше уже говорилось о том, что областью накопления существенно терригенных осадков и наиболее высокого темпа их отложения является континентальная окраина молодого складчатого сооружения Южного Крыма. Намечается, однако, и более тесная зависимость распределения терригенного материала от тектонического режима отдельных участков дна Черного моря. Так, областью интенсивного терригенного осадконакопления служит шельф Западного Крыма, представляющий собой продолжение Альминской депрессии. Эта часть шельфа севера Черного моря испытывает ныне наиболее интенсивное погружение, захватывающее и сухопутную часть Альминской депрессии. С этим связаны интенсивные процессы абразии берегов, сложенных рыхлыми глинистыми отложениями.

Интересно отметить, что местами, особенно на шельфе, на распределение терригенного материала влияют отдельные мелкие, главным образом положительные структуры. Это наиболее характерно для платформенного шельфа северо-западной части Черного моря. Например, поднятие Голицына (Ткаченко, 1972) и группа поднятий в Керченско-Таманском районе обнаруживаются по относительному увеличению количества песчано-алевритовых частиц и уменьшению пелитовых. Прямо противоположная тенденция отмечается для небольшого участка в Северо-Западном районе, который, вероятно, представляет собой развивающуюся отрицательную структуру.

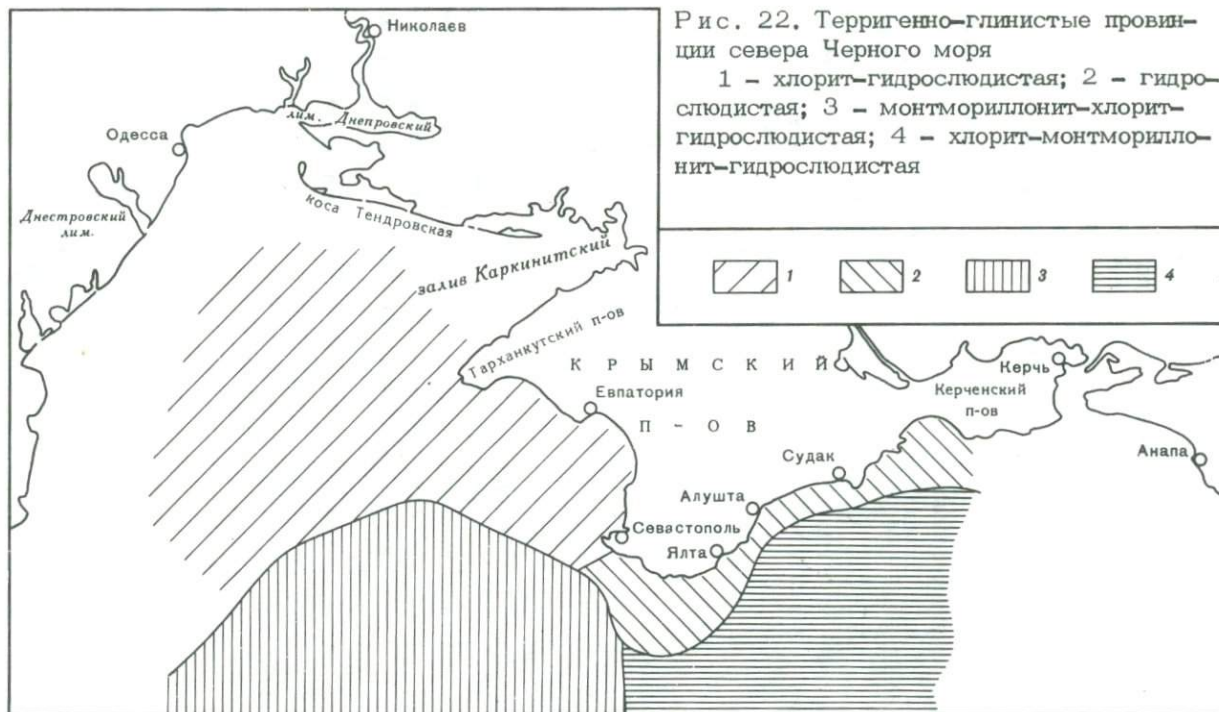
Наконец, важно обратить внимание на некоторые особенности распределения абсолютных масс и фракций терригенного материала, связанные с гидродинамической обстановкой на шельфе. Это тем более интересно, что для исследованной зоны Черного моря не характерно действие неволновых гидродинамических факторов в процессе терригенного седиментогенеза. В данном случае речь идет о хорошо выделяющейся на внешней части северо-западного шельфа полосе повышенных абсолютных масс терригенного материала. Эта полоса тянется примерно из района м. Тарханкут в юго-западном направлении вплоть до края шельфа. Мы связываем такое распространение терригенного, в первую очередь глинистого (взвешенного), материала с действием постоянного циркуляционного течения, идущего над краем данного шельфа и приносящего сюда из Каламитского залива, куда от абразии поступает много глины, большие массы взвешенного пелитового материала.

В составе терригенной части осадков континентальной окраины севера Черного моря резко преобладают частицы пелитовой размерности, среди которых наибольшее значение имеют глинистые минералы. Косвенно об этом можно судить по высокому содержанию в терригенной части частиц менее 1 мк, количество которых даже на шельфе часто превышает 30%. Глинистые минералы исследовались во фракции менее 1 мк методами рентгеновской дифрактометрии (на дифрактометрах УРС-50 и ДРОН-1) и электронной микроскопии (Куприн и др., 1972, 1975). Типичные дифрактограммы приведены на рис. 22.

В составе глинистых частиц выделяются гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные образования, хлорит и каолинит. Гидрослюда — главный компонент глинистой части осадков. Количество ее колеблется от 50 до 80% и лишь в Прикрымском районе снижается до 35–50%. Количество монтмориллонита и смешаннослойных компонентов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава максимумом (30–50%) в Прикрымском районе и составляет 20–30% в остальных местах. Каолинит и хлорит присутствуют в виде примеси и не превышают по содержанию 10% каждый.

Распределение глинистых минералов в осадках контролируется составом пелитовой фракции речных взвесей (Бутузова, 1960). Преобладающая роль гидрослюда в осадках северной части Черного моря объясняется тем, что она поступает с обширных пространств Восточно-Европейской платформы, где выветриванию подвергаются отложения, состоящие из гидрослюда не менее чем на 50–60%. Смешаннослойные образования черноморских осадков аналогичны смешаннослойным минералам почв и почвообразующих пород, развитых на водосборных площадках. Каолинит поступает за счет размыва древних кор выветривания Украины. Повышенное количество монтмориллонита в осадках Прикрымского района связано, по-видимому, с выветриванием вулканогенных пород Крымского складчатого сооружения.

Таким образом, минералогический состав глинистой части осадков севера Черного моря в целом определяется геологическим строением прилегающей суши. Аутигенное глинообразование имеет здесь второстепенное значение, в чем мы видим принципиальное отличие осадков континентальных окраин и внутриконтинентальных морей от осадков ложа океана. Состав глинистой части исследованных отложений всегда полиминерален; во всех изученных нами районах Черного моря присутствуют четыре основных глинистых минерала: монтмориллонит, каолинит, хлорит и гидрослюда с преобладанием последней. Во всех случаях они являются результатом смешения осадочного материала из разных источников, меняются лишь соотношения между основными минералами. В связи с этим мы сочли возможным подойти к характеристике состава глинистой части осадков в разных районах дна севера Черного моря с тех же позиций,



с каких выделяются терригенно-минералогические провинции в распределении более грубого материала. По содержанию основных глинообразующих минералов было намечено несколько терригенно-глинистых провинций (рис. 23), при этом учитывались и те компоненты, которые входят в состав смешаннослойной фазы. Наименование этих провинций отражает прежде всего наличие основного глинообразного компонента — гидрослюды. Включение в это наименование дополнительных прилагательных, предшествующих основному, отражает (по степени важности) присутствие тех или иных глинистых минералов в чистом виде или их пакетов в составе смешаннослойной фазы. При этом первым в названии провинции упоминается минерал, имеющий относительно меньшее значение в составе глинистой части; далее следуют прилагательные, отражающие содержание других глинистых минералов в порядке увеличения.

Следует отметить, что выделенные по этому принципу терригенно-глинистые провинции четко делятся на шельфовые и относящиеся к континентальному склону и его подножию. Состав глинистых минералов шельфовых провинций в наибольшей степени связан с прилегающей сушей. Так, преимущественно хлорито-гидрослюдистый состав глин в осадках северо-западного шельфа в конечном счете связан с породами и осадками суши, имеющими в качестве первоисточника породы Украинского кристаллического массива. Существенно гидрослюдистый состав осадков крымского шельфа обусловлен тем, что основная масса сносимого сюда материала поступает в результате размыва аргиллито-сланцевых пород таврической серии. Терригенно-глинистые провинции осадков континентального склона и его подножия отличаются от шельфовых повышенным содержанием в составе глинистой части монтмориллонита и его пакетов в смешаннослойной фазе. Вероятно, это результат механической дифференциации, так как относительно более тонкая коллоидная часть, выносимая в глубоководную зону бассейна, в большей степени обогащена монтмориллонитом, чешуйки которого наиболее тонкодисперсны. Источниками монтмориллонита являются в основном вулканогенные комплексы Кавказа и Крыма. Влияние суши сказывается в разделении провинций подножия континентального склона на две. Провинция с преобладанием хлорита связана с северо-западной частью Черного моря, где и на шельфе роль этого минерала велика. Провинция с большим количеством монтмориллонита тяготеет к подножию Южного Крыма, где поставщиком этого компонента являются вулканические породы Крыма и, возможно, областей, прилегающих к Кавказу.

Анализ состава глинистой части осадков континентальной окраины севера Черного моря позволяет остановиться на некоторых общих вопросах глинообразования в переходной от континента к океану зоне. Одна из особенностей глинистых осадков — их полиминеральность, возникающая вследствие смешения материала из разных по составу источников с больших водосборных площадей. Типичный компонент глинистой части осадков Черного моря —

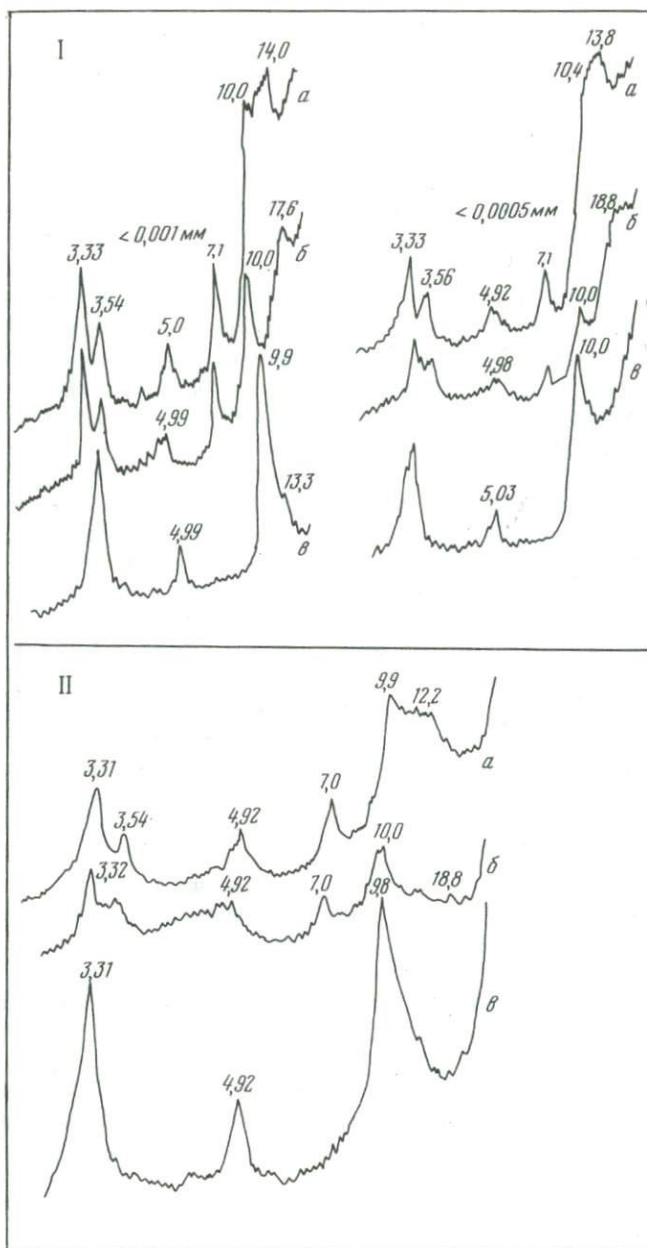
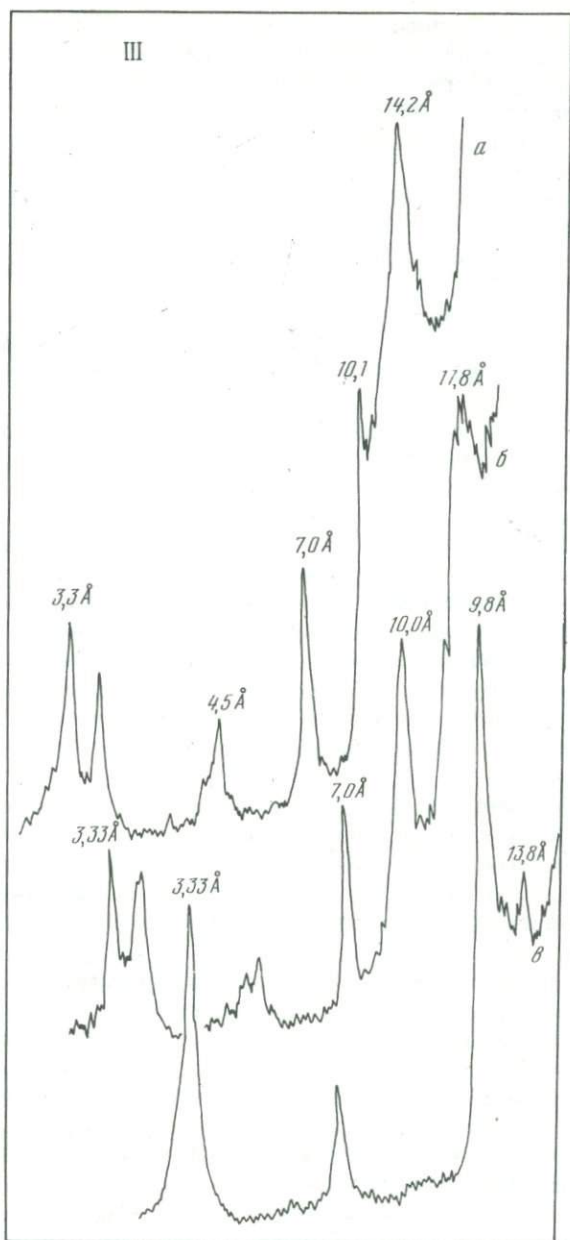


Рис. 23. Рентгеновские дифрактограммы осадков континентальной окраины севера Черного моря

Фракции: I — коллоидная и субколлоидная осадков шельфа; II — менее 1 мк осадков северо-западного шельфа; III — менее 1 мк осадков шельфа Южного Крыма

III



Препараты: а - ориентированный, б - насыщенный глицерином или этилен-гликолем, в - прокаленный в течение 1,5 часов при 550°C

смешаннослойные образования различного состава, среди которых преобладают неупорядоченные. Для отложений шельфа и прилегающих областей дна характерно присутствие трудноопределимых, плохо окристаллизованных, разбухающих образований, которые часто определяются лишь как полиморфная масса. В смешаннослойных образованиях в комплексе с гидрослюдистыми обнаруживаются чаще всего хлоритовые пакеты, несколько реже гидрослюдисто-монтмориллонитовые комплексы. Встречаются и трехкомпонентные системы, состав которых выявляется методом сведения к двум компонентам.

Исследование фракции менее 0,001 мм осадков шельфа и континентального склона под электронным микроскопом показало наличие в этом материале двух резко отличных по размеру фракций глинистых частиц. Первая из них — крупные с четкими контурами частицы размером около 1 мк; вторая группа представляет собой тонкодисперсную *полуколлоидную* массу с размером частиц 0,005 мм и менее. Эти частицы не имеют четких границ и обычно образуют "облачные агрегаты", в пределах которых они неотделимы одна от другой. Местами видно, как эти чешуйки сорбируются на поверхности более крупных частиц. Существование таких образований и их широкое распространение в глинистых породах, особенно молодых, отмечено и другими исследователями (Зхус, 1966).

Обе группы фракции менее 1 мк изучены раздельно. Для этого в основном методом отстаивания выделены подфракции 0,001–0,0005 мм и менее 0,0005 мм. Оказалось, что к коллоидной фракции принадлежит основная масса смешаннослойных образований различного состава.

Как уже отмечалось, для этих образований характерны неупорядоченность в переслаивании отдельных пакетов и большой диапазон изменения отношения количеств пакетов с жесткими и подвижными межслоевыми промежутками. Смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава отмечаются присутствием базальных отражений в пределах 10–12 Å, причём иногда максимум соответствует 10 Å, но рефлекс диффузный, широкий. При насыщении глицерином рефлексы от поверхностей таких образований смещаются до 12–15 Å, появляется отражение 18–19 Å; отражения более высоких порядков накладываются на пики гидрослюды. Наличие максимума в пределе 18–19 Å может указывать на неупорядоченность в переслаивании пакетов с жесткими и подвижными межслоевыми промежутками. Прогрев до 450–550°C приводит к возникновению целочисленной серии отражений гидрослюды. Такое же влияние оказывает обработка KCL. Появление таких смешаннослойных образований можно отнести за счет деградации гидрослюды на водосборе.

Трехкомпонентные смешаннослойные образования характеризуются базальными рефлексами 14–14,7 Å. После насыщения таких образцов глицерином выделяются самостоятельные отражения монтмориллонита 17,8–18 Å, а значительно уменьшившееся по интен-

сивности отражение 14 \AA смещается до $15,2\text{--}15,6 \text{ \AA}$. При прогреве таких образцов фиксируется отражение $11,6\text{--}11,8 \text{ \AA}$, что говорит о наличии хлоритовой составляющей; резко увеличивается интенсивность пика 10 \AA , что свидетельствует об обилии лабильных компонентов. Часто в таких образцах наряду с хлоритовой составляющей обнаруживаются вермикулитоподобные минералы, на что указывает появление отражений $14,8\text{--}15,2 \text{ \AA}$, насыщенных глицерином образцов при предварительной обработке ионами Mg^{2+} .

Смешаннослойные образования вышеописанных типов (в основном неупорядоченные) в большей степени характерны для глинистой части шельфов в особенности платформенных областей. Для осадков подножия материкового склона и глубоководных впадин таких морей, как Черное, типичны смешаннослойные образования с упорядоченным переслаиванием хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов. Об этом говорят отражения незначительной интенсивности, выявляемые на дифрактограммах насыщенных глицерином образцов и образующие целочисленную серию рефлексов, кратных сумм высот монтмориллонитового и хлоритового пакетов. Это подтверждается графиками, построенными по методу прямого Фурье-преобразования. К этой же полумикронной подфракции относятся полуморфные разбухающие образования с нечетко выраженными составляющими. Характеризуя свойства полумикронной фракции глинистой части исследованных осадков, необходимо отметить высокую способность этих образований к агрегированию, а также сорбирование их на поверхностях крупных, хорошо окристаллизованных частиц микронной размерности. Именно эта особенность затрудняет дешифрирование рентгеновских дифрактограмм фракций менее 1 мк современных осадков континентальной террасы и создает характерную картину слитных пиков и пологих площадок кривой в области больших углов.

Глинистые минералы, в первую очередь гидрослоды, отличаются большим содержанием деградированных гидрослод. Для них характерна асимметрия пика 10 \AA , причем более пологая его часть обращена в сторону области малых углов. После насыщения глицерином эти значения смещаются. На инфракрасных спектрах таких фракций, помимо полосы абсорбции $36,00 \text{ см}^{-1}$, ясно обозначена полоса, близкая к 3400 см^{-1} . Это, по-видимому, обусловлено абсорбцией. Наибольшая степень гидратации отмечена для глинистых минералов осадков, содержащих наибольшее количество органического вещества. Это связано с тем, что рост количества образований с неупорядоченным переслаиванием гидратированных слоев значительно увеличивает сорбционные свойства этих минералов. Гидрослоды различного состава обладают различной способностью к гидратации. Наиболее устойчивы гидрослоды "мусковитового типа" модификации 2М. Они же отличаются и наименьшей степенью агрегированности.

Появление указанных выше особенностей связано, возможно, с длительным нахождением глинистых частиц исследованных осадков

в водной взвеси на путях переноса. Имеет значение и состав глинистых минералов отложений, непосредственно служащих источником осадочного материала для современных морских осадков. Нами исследованы фракции менее 1 мк аллювия устьевых областей некоторых рек: Днепра, Днестра и Дуная, впадающих в Черное море. Одновременно изучен состав глинистой части лессовидных суглинков из этого же района, поставляющих материал как в аллювий упомянутых рек, так и непосредственно в бассейн. Характерная черта их – присутствие образований, дающих на дифрактограммах мощный рефлекс в интервале 10,4–10,6 Å, сливающийся, по-видимому, с пиком, соответствующим межплоскостным расстояниям гидрослоды. Исследуемые образцы аллювия были подвергнуты поэтапно прокаливанию в интервале 100–250°C. При этом оказалось, что на соответствующих дифрактограммах указанный пик постепенно исчезает. Характерно, что на дифрактограммах образцов, прокаленных при 250°C и выше, остаются лишь следы отражений от базальных поверхностей, отвечающие межплоскостным расстояниям около 9,8 Å. Это указывает на присутствие деградированных гидрослод. Что касается лессовидных суглинков, то в них, кроме гидрослоды, каолинита и смешаннослойных образований, обнаруживается присутствие аморфных, разбухающих компонентов.

По-видимому, мы имеем дело с осадками, чрезвычайно сильно насыщенными органическим веществом. Тонкодисперсная коллоидная органика сорбируется на плоскостях глинистых частиц, в основном гидрослоды. Отдельные звенья молекул органических соединений входят, вероятно, и в межслоевые промежутки деградированных гидрослод, способствуя их гидратации. Поэтому при прокаливании и выгорании органики происходит частичное разрушение кристаллических решеток гидрослоды, что и отражено на дифрактограммах.

Образование смешаннослойных фаз происходит как в зоне выветривания, так и во время переноса в бассейн в результате выщелачивания K^+ из межслоевых промежутков гидрослод и замены его гидратированными ионами Ca^{++} . Обогащение обменного комплекса Ca^{2+} и заполнение межслоевой промежутка молекулами воды значительно ослабляет молекулярные силы между смежными слоями; межслоевой промежуток становится подвижным. В процессе выветривания несколько разрушается и структура хлоритов, межслоевые промежутки которых приобретают некоторую подвижность в результате частичного разрушения бруситового слоя.

При сопоставлении глинистой части отложений различных по геологическому строению и рельефу районов выявляется зависимость состава и структуры глинистых частиц на шельфе и континентальном склоне бассейна седиментации от характера переноса. Оказалось, что имеются заметные различия между глинистой частью осадков платформенного шельфа северо-западной части Черного моря и шельфа молодого складчатого сооружения Крыма. Глинистая часть осадков северо-запада Черного моря характеризуется боль-

шой ролью смешаннослойных неупорядоченных образований, а также разбухающих, аморфных компонентов, которые поступают в бассейн седиментации из крупных равнинных рек после длительного нахождения в водной взвеси, богатой органическими веществами.

Кроме того, по всему этому обширному району состав глинистой части заметно инвазирован и характеризуется практически одним комплексом: гидрослюда-хлорит-монтмориллонит. Глинистая часть осадков Крымского шельфа отличается лучшей окристаллизованностью глинистых минералов, меньшей ролью смешаннослойных образований и особенно аморфных компонентов (Куприн и др., 1975). В этих отложениях часто развиты хорошо выраженные монтмориллонит и хлорит, которые в осадках платформенного шельфа северо-запада Черного моря, как правило, присутствуют в виде смешаннослойных образований.

Особенности состава глинистой части осадков шельфов молодых складчатых сооружений объясняются тем, что этот материал проходит небольшой путь от источников сноса до бассейна седиментации за сравнительно короткий промежуток времени. Именно с этим связана высокая степень окристаллизованности этого материала.

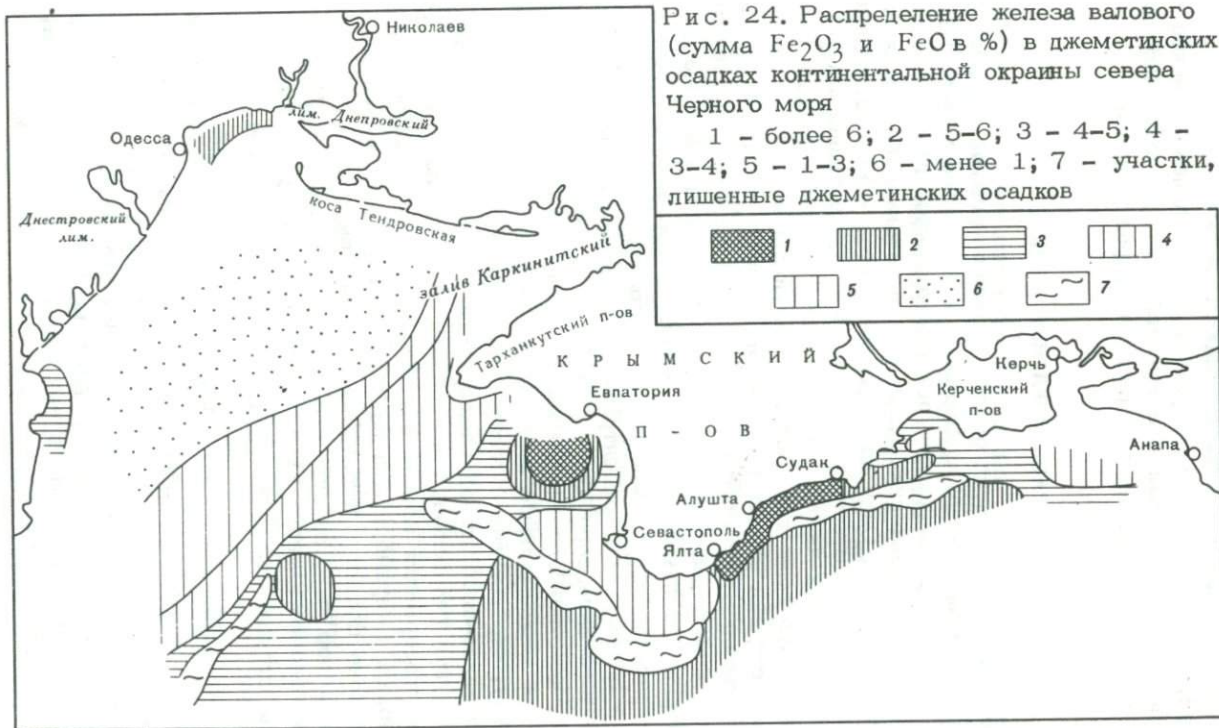
Площадное распределение глинистых частиц во многом зависит от их минералогического состава. Для платформенного шельфа северо-западной части Черного моря характерны, например, нивелированность минералогии глинистой составляющей осадка, малая изменчивость его на сравнительно большой площади. На шельфе молодого складчатого сооружения, наоборот, минералогия глин более пестра, более изменчива, что связано с резкой сменой питающих провинций.

Изучение глинистых отложений прибрежной зоны, шельфа, а также континентального склона и его подножия представляет особый интерес. Мы имеем в данном случае дело со "свежим", только что снесенным с суши и относительно быстроотложенным глинистым материалом, который, по-видимому, должен отличаться от глинистой части океанических осадков. Последние испытали длительный перенос в толще океанических вод или являются продуктом подводного выветривания. Глинистый материал осадков континентальной террасы в полном смысле терригенный промежуточный, отвечающий переходному характеру этой зоны осадконакопления.

Крупнообломочная (песчано-алевритовая) часть исследованных нами осадков на внешнем шельфе, континентальном склоне и у его подножия имеет явно подчиненное значение; в большинстве случаев этот материал сугубо акцессорный. Поэтому он не подвергался детальному исследованию. Однако петрографическое изучение шлифов, а также данные Шимкуса, Тримониса (Shimkus, Trimonis, 1974) и Г.Ю. Бутузовой (1971) позволяют кратко остановиться на минералогическом составе терригенного материала современных осадков. Преобладающий минерал в песчано-алевритовой фракции терригенной части в мелководных областях изучаемого района - кварц. В виде примеси присутствуют калиевые полевые шпаты (содержание

которых возрастает в Керченско-Таманском районе), слюда (мусковит), обломки пород. В небольших количествах представлен разнообразный комплекс тяжелых минералов. В глубоководных отложениях в терригенной песчано-алевроитовой части значительна роль остатков наземной растительной органики (Бутузова, 1971; Потапова, Гурский, 1972). Роль акцессорных отложений тяжелых минералов песчано-алевроитовой размерности сильно снижена из-за отсутствия аутигенного пирита, представленного, как правило, глобулами алевроитовой размерности. Этот аутигенный компонент образует подавляющую часть тяжелой фракции алевроита в осадках подножия континентального склона и тех районов шельфа Крыма, которые покрыты существенно глинистыми осадками.

Минералогический состав собственно обломочной песчано-алевроитовой части глубоководных осадков, рассмотренный Тримонисом (Shimkus, Trimonis, 1974), формируется под действием сноса с суши и гидродинамики бассейна. В осадках подножия континентального склона севера Черного моря обнаружены комплексы, связанные с породами Украинского щита. Такие же комплексы характерны для осадков подножия северо-западного района Черного моря, питаемых выносами Днепра и абразией берегов. Терригенно-минералогический состав осадков подножия Южного Крыма тесно связан с породами этого горного сооружения. Песчано-алевроитовый терригенный материал приобретает осадкообразующее значение лишь в верхней части шельфа и прибрежной зоне, в осадках так называемого волнового поля. В нашем районе это отложения, залегающие на глубинах менее 30, а чаще менее 25 м. Минералогические комплексы обломочной части этих осадков и их формирование изучались давно и многократно (Барковская, 1975; Невеский, 1967; Ищенко, 1970; Новикова, Невеский 1974). Все исследователи указывают на определяющую роль геологического строения прилегающей суши в формировании минералогического комплекса песчано-алевроитовой обломочной части осадка верхней области шельфа. Для Северного Причерноморья хорошо обоснована и роль крупных речных артерий как поставщиков обломочного материала. На северо-западном шельфе Черного моря, наиболее изученном в этом отношении, выделены осадки прибрежной зоны, в которых состав песчано-алевроитовой части определяется дунайским (среднеевропейским) комплексом. Имеются осадки (карпатский комплекс), связанные с выносами Днестра и Буга. В северной части северо-западного шельфа широко развит днепровский комплекс, в наибольшей степени отражающий состав пород Украинского кристаллического массива. Характерен также комплекс терригенных минералов в осадках шельфа, прилегающих к Западному Крыму. Здесь имеет место смешение крымского и украинского материалов. По мнению некоторых исследователей (Новикова, Невеский, 1974), в более древних, чем современные, осадках возможно влияние донского материала. Его присутствие они объясняют тем, что Дон в прошлом мог впадать в Каркинитский залив.



Минералогический состав терригенно-обломочной части прибрежно-шельфовых осадков Южного Крыма в наибольшей степени связан с составом обнажающихся на данном участке берега пород. Более смешанным является комплекс прибрежно-шельфовых отложений Керченско-Таманского района, где выявлены донской комплекс, питаемый породами юга Русской плиты, и кубанский комплекс, формирующийся за счет размыва пород Кавказа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА

Основу терригенной части осадков континентальной окраины составляет обломочный материал (включая и глинистые минералы). Однако на характер терригенного осадконакопления влияет распределение некоторых химических элементов и соединений, являющихся "кластофильными". Один из таких элементов – железо, поступающее в бассейн седиментации в основном в составе глинистых минералов и коллоидных частиц гидроокислов, сорбированных на частицах органического вещества. Поэтому, несмотря на то, что железо в большой степени входит в состав аутигенных компонентов (пирит и гидротроилит), распределение его по площади происходит в соответствии с размещением терригенного осадочного материала.

На рис. 24 показано распределение в современных осадках железа, представленного как сумма содержания Fe_2O_3 и FeO валового. Максимальные концентрации сосредоточены по периферии Южного и Юго-Западного Крыма, где, как на шельфе, так и у подножия склона, идет наиболее интенсивное терригенное осадконакопление. При этом максимальные концентрации в этой области приурочены к шельфу, что связано с поступлением железа в составе обломков крупнопелито-алевроитовой размерности: глинистых минералов (крупные чешуйки гидрослоды) и особенно гидроокислов железа. Распределение содержания железа обусловлено геологическим строением территории. Например, один из таких максимумов в Каламитском заливе явно связан с интенсивным привносом с суши материала железистых кор выветривания почв типа "терраросса". Максимум в осадках шельфа Южного Крыма обусловлен поступлением сюда материала от размыва пород таврической серии в этом районе побережья.

В северо-западном районе Черного моря на платформенном шельфе и у его подножия содержание суммарного железа заметно уменьшается в основном за счет разбавления биогенным материалом. То же самое наблюдается и на субплатформенной континентальной окраине Керченско-Таманского района. О том, что железо продолжает интенсивно поступать в эти районы терригенным путем, говорят высокие его содержания в осадках авандельт Дуная и Днепра.

БИОГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

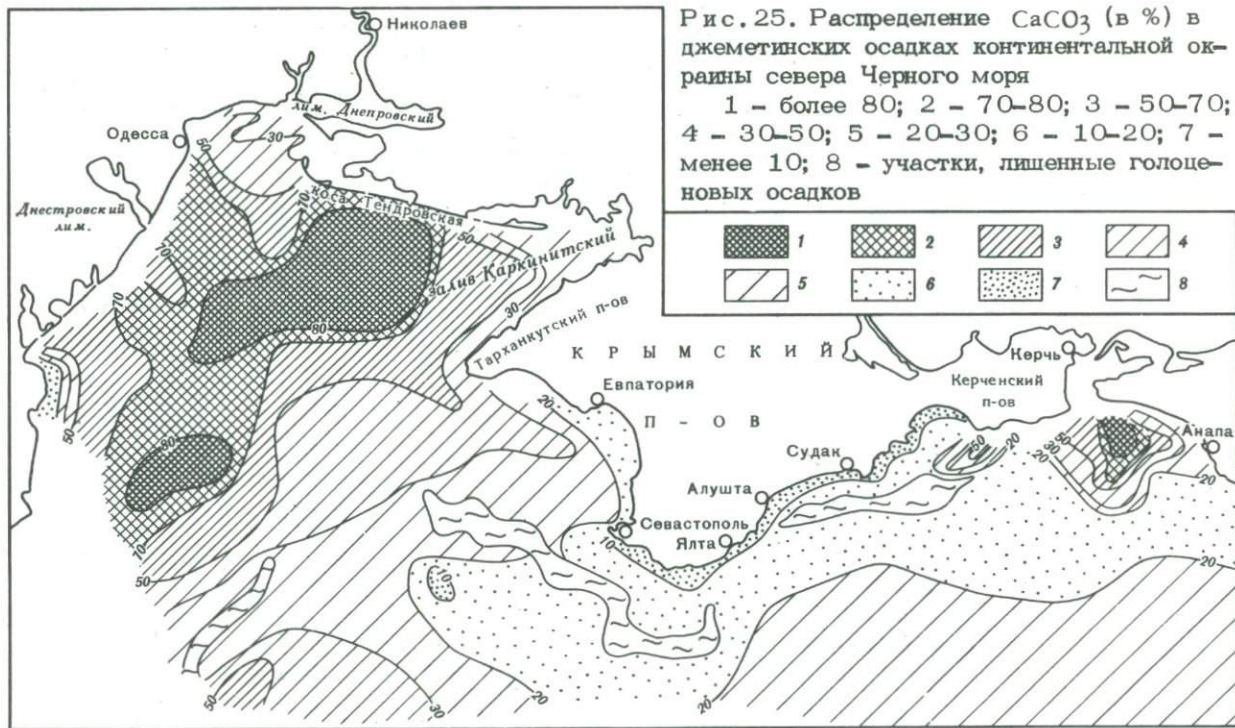
При изучении разрезов позднечетвертичных отложений континентальной окраины севера Черного моря и анализе распределения основных типов осадков в пространстве и во времени была отмечена значительная роль биогенного материала в новейшем седиментогенезе этой области. Этим биогенным материалом является прежде всего карбонат кальция, минералогический состав которого связан с его генезисом, т.е. с видовым составом основных карбонатпроизводящих организмов.

Основное внимание при анализе распределения карбоната кальция в осадках континентальной окраины севера Черного моря было уделено рассмотрению процентных содержаний этого компонента в позднечетвертичных отложениях; а также распределению абсолютных масс карбонатного материала.

Минимальное содержание CaCO_3 (не более 10%) отмечено в джеметинских отложениях северо-западного шельфа для алевроитовых глинистых илов авандельты Дуная (рис. 25). Прибрежные участки шельфа и Днепровский желоб сложены песчанистыми и глинистыми осадками, количество карбонатов в которых колеблется от 10 до 30%. В сторону центральной части шельфа карбонатность современных отложений резко увеличивается. Обширные пространства шельфа до глубин 50–60 м покрыты ракушечными осадками, суммарное содержание карбонатов в которых составляет 50–70, а в центре поля ракушняков – более 70%. Столь же высокое содержание CaCO_3 получено и для осевой части Каркинитского залива. Алевроитовые глинистые осадки Каламитского залива характеризуются менее высокими значениями карбонатности – 20–30%. Лишь в центральной его части выделяется участок, где количество CaCO_3 достигает величины несколько более 30%. К внешней границе северо-западного шельфа содержание CaCO_3 в глинистых осадках постепенно уменьшается и у бровки его составляет 30–40% в западной и центральной частях и 25–30% – в районе Каламитского залива.

В алевроитовых глинистых илах верхней части континентального склона северо-западного района Черного моря карбонатность осадков также колеблется в пределах 25–30%. Начиная со средней части склона, количество CaCO_3 снова увеличивается и достигает 50% у его подножия.

Осадки континентальной окраины Южного Крыма резко отличаются по степени карбонатности от описанных выше. Особенно



низка карбонатность джеметинских осадков на шельфе Южного Крыма, где содержание CaCO_3 не превышает 10%. Несколько выше (10–20%) содержание карбоната кальция в осадках, которые залегают на относительно пологих участках континентального склона. В джеметинских осадках, покрывающих подножие континентального склона Южного Крыма, содержание CaCO_3 обычно повышается до 30%.

Джеметинские осадки центральной части шельфа Керченско-Таманского района представлены ракушечными отложениями; количество карбонатов в них составляет 50–70%, а в отдельных местах даже 90%. Для этого шельфа характерно очень неравномерное по площади обогащение осадков карбонатом кальция: к внешней границе шельфа, а также к западу и востоку карбонатность алевроитовых глинистых илов уменьшается до 20–25%; в верхней части континентального склона содержание CaCO_3 продолжает падать, а к подножию его снова увеличивается до 30% и более. Таким образом, в целом распределение CaCO_3 на континентальной окраине данного района подобно описанному для северо-западной части Черного моря.

Карбонатность древнечерноморских (каламитских и бугазско-вityазевских) и джеметинских осадков изучаемого района примерно одинакова. В пределах северо-западного шельфа минимальные количества CaCO_3 приурочены к глинистым илам каламитского возраста, залегающим в Днепровском желобе, а также к прибрежным песчаным осадкам. Каламитские ракушечники центральных частей шельфа и Каркинитского залива характеризуются максимальными значениями CaCO_3 . Каламитские и бугазско-вityазевские глинистые илы внешней части шельфа отличаются несколько более высокой степенью карбонатности, чем джеметинские осадки. Каламитские глинистые илы, залегающие на континентальном склоне и у его подножия и обогащенные органическим веществом, содержат небольшое количество CaCO_3 (менее 20%). Древнечерноморские осадки шельфа и континентального склона Южного Крыма характеризуются примерно теми же значениями CaCO_3 , что и джеметинские отложения. В пределах керченского-таманского шельфа карбонатность древнечерноморских отложений меньше, чем в северо-западном районе, но значительно выше (более 50%), чем на шельфе Южного Крыма. У внешней границы шельфа количество CaCO_3 , так же как и в других районах, уменьшается. Древнечерноморские глинистые илы подножия континентального склона содержат меньшее количество карбонатов, чем современные отложения.

В новоэвксинских отложениях распределение CaCO_3 в общих чертах сходно с распределением его в более молодых осадках. Общей особенностью является, как правило, увеличение карбонатности шельфовых осадков новоэвксинского возраста по сравнению с более молодыми. В шельфовых разрезах новоэвксинские отложения представлены более мелководными фациями, где содержание ракушечного карбоната выше.

В пределах северо-западного шельфа распределение CaCO_3 в новоэвксинских отложениях происходит следующим образом: максимальные значения CaCO_3 , превышающие 50%, преобладают в центральных и особенно краевых частях шельфа, где распространены прибрежные фации; в Каламитском заливе карбонатность увеличивается с 20-30 до 40% и более; вниз по континентальному склону количество карбонатов значительно убывает, и у подножия склона залегают существенно терригенные отложения.

Новоэвксинские отложения шельфа Южного Крыма характеризуются более высоким содержанием CaCO_3 , чем голоценовые осадки, что связано с увеличением в них количества раковинного материала. В прибрежных фациях края шельфа содержание CaCO_3 обычно превышает 30%, в отдельных горизонтах - до 50%. Вниз по континентальному склону Южного Крыма количество CaCO_3 уменьшается и у его подножия едва превышает 20%, оставаясь, однако, более высоким, чем в молодых отложениях.

Карбонатность новоэвксинских осадков и распределение CaCO_3 по площади в Керченско-Таманском и северо-западном районах дна Черного моря во многом сходны. На шельфе, как правило, карбонатность новоэвксинских осадков выше, чем голоценовых, что особенно характерно для краевой зоны шельфа. Однако на континентальном склоне и у его подножия картина меняется и содержание CaCO_3 в новоэвксинских осадках резко убывает.

Распределение абсолютных масс карбонатов, накопившихся за голоцен, показано на рис. 26. В прибрежных районах северо-западного шельфа максимальные значения абсолютных масс (более 70 г/см^2) приурочены к Днепровскому желобу, подводному продолжению Днестровского лимана; Каламитскому и Каркинитскому заливам. В сторону открытого моря наблюдается уменьшение абсолютных масс; исключение составляет обширный участок в среднем районе шельфа, со значениями абсолютных масс CaCO_3 более 70 г/см^2 . Центральные части шельфа и его внешняя часть отличаются минимальными абсолютными массами - $5-30 \text{ г/см}^2$.

В пределах континентального склона северо-западного района величины абсолютных масс CaCO_3 в голоценовых осадках достигают минимальных значений - менее 5 г/см^2 ; к подножию склона отмечается некоторое увеличение абсолютных масс CaCO_3 - до 10 г/см^2 .

Прибрежные районы шельфа Южного Крыма - это области накопления больших абсолютных масс CaCO_3 (более 50 г/см^2). К внешней границе шельфа их значения уменьшаются до $10-30 \text{ г/см}^2$. В верхней и средней частях континентального склона голоценовые осадки отсутствуют, а в отложениях его подножия наблюдается возрастание абсолютной массы CaCO_3 - до 30 г/см^2 .

В Керченско-Таманском районе центральные части шельфа характеризуются довольно высокими значениями абсолютных масс - $30-50 \text{ г/см}^2$, возрастающими до $50-70 \text{ г/см}^2$ к его внешней границе. На континентальном склоне отмечено значительное уменьшение (с 30 до 5 г/см^2) абсолютных масс от верхней части его к подножию.

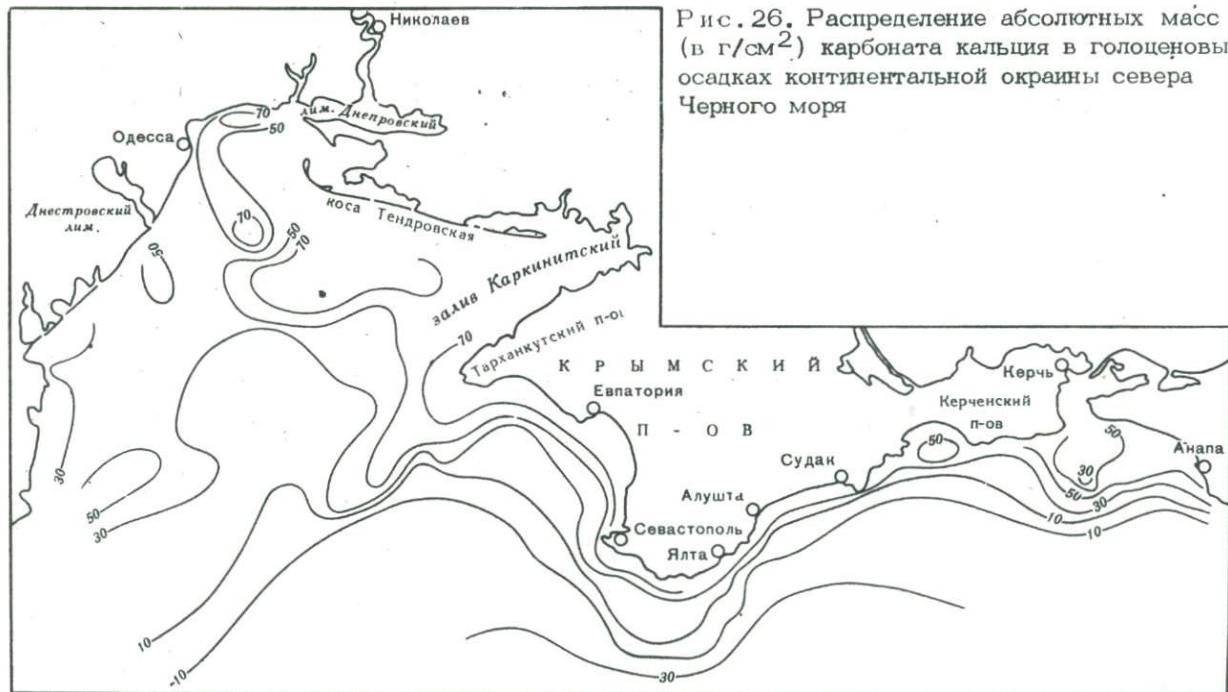


Рис. 26. Распределение абсолютных масс (в г/см^2) карбоната кальция в голоценовых осадках континентальной окраины севера Черного моря

В большинстве случаев существует обратная зависимость между концентрацией CaCO_3 и абсолютными массами его. В пределах северо-западного шельфа в направлении от прибрежных районов к центральным увеличение процентных содержаний карбонатов сопровождается уменьшением абсолютных масс. Подобная картина наблюдается и в верхней части континентального склона, и у его подножия.

На шельфе Южного Крыма уменьшение абсолютных масс карбонатов от берега к внешней части его сопровождается увеличением концентраций CaCO_3 .

В пределах Керченско-Таманского района обратная связь между абсолютными массами и процентными содержаниями CaCO_3 нарушается в нижней части шельфа и верхней части континентального склона.

В связи с этим можно констатировать, что абсолютные массы CaCO_3 в осадках континентальной окраины севера Черного моря прямо связаны прежде всего с мощностями голоценовых отложений, т.е. зависят от темпа накопления осадочного материала. Этот фактор является основным и, как правило, он подавляет действие другого фактора — генезиса карбонатов.

Основной источник карбонатов в голоценовых осадках Черного моря — планктонные и бентоносные формы известкывыделяющих организмов. На шельфе резко доминирующий источник — двухстворчатые моллюски, слагающие основные биоценозы и образующие ракушечные банки. Дифрактометрические исследования показали, что они построены в основном из арагонита или из арагонита с примесью низкомагнезиального кальцита. Изучение дифрактограмм осадков шельфа, карбонатность которых определяется содержанием перечисленных выше раковин, показывает, что и в них преобладает именно арагонит, в меньшей мере — низкомагнезиальный кальцит. Последний имеет в основном терригенное происхождение, но на некоторых участках шельфа он может быть и биогенным, продуцируемым литотамниевыми водорослями.

Основной источник карбонатов голоценовых осадков подножия континентального склона глубоководной впадины — раковины планктонных организмов — кокколитов, строящих свой скелет из низкомагнезиального кальцита (Бакри и др., 1970; Бабак, 1959; Архангельский, 1928; Degens, Ross, 1972; Müller, Stoffers, 1973). При этом тонкодисперсный (микронной размерности) кальцит, присутствующий в этих осадках в виде кристаллитов, по-видимому, также является первично биогенным — продуктом распада кокколитов. Интересен вопрос о возможности накопления кокколитов в агрессивных по отношению к карбонатам сероводородных глубинных водах Черного моря. Высказывалось мнение (Голубев, 1973) об окремнении их в процессе диагенеза. Однако никакой корреляции между содержанием аморфного кремнезема и кокколитовыми слоями не обнаруживается, да и действие агрессивных сероводородных вод начинается еще над дном, вне зоны диагенеза. С нашей точки зрения,

более вероятная причина – наличие предохраняющей пленки органического вещества, которая покрывает кокколлит. Возможно также, что молекулы органических соединений или их части входят в кристаллическую структуру кальцита кокколлитов, которые, как известно, генерируются внутри клетки водоросли на белковых матрицах. Такая структура также может обуславливать высокую устойчивость этих образований в агрессивной сероводородной среде.

Основной источник CaCO_3 в новоэвксинских отложениях шельфа, как и в голоценовых, – раковины моллюсков, сложенные арагонитом. Преимущественно арагонитовым составом характеризуются карбонаты новоэвксинских осадков шельфа. Карбонаты новоэвксинских отложений подножия континентального склона, как показывают дифрактограммы осадков, состоят почти исключительно из кальцита. Они имеют терригенное происхождение (Müller, Stoffers, 1973), так как кальцитпроизводящие организмы – кокколитофориды – не имеют в данных осадках никакого осадкообразующего значения. Однако и в новоэвксинских и особенно в бугазско-вityазевских отложениях имеются карбонаты, представленные мелкими (несколько микрон) кристаллитами арагонита. Этот материал мы считаем биогенным – продуктом предельного разрушения раковин моллюсков на шельфе, вынесенным за его пределы и отложившимся на дне глубоководной впадины.

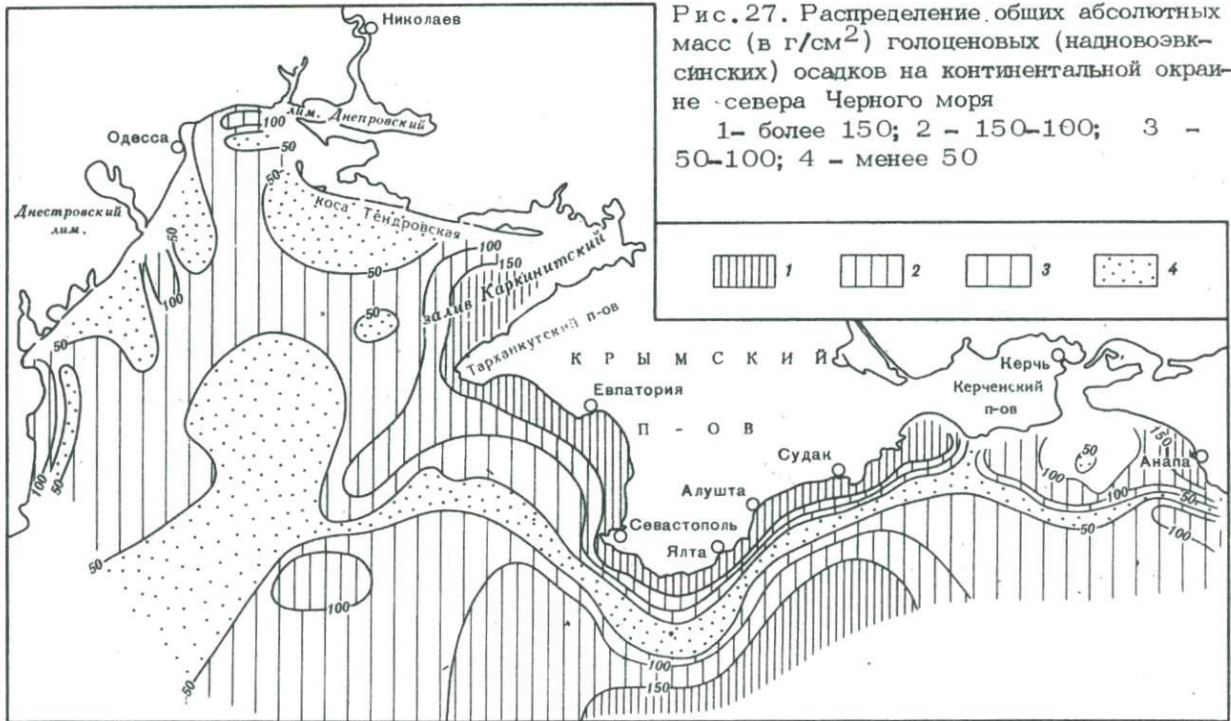
Таким образом, в составе позднечетвертичных осадков континентальной окраины севера Черного моря присутствуют практически лишь два генетических типа карбонатов: биогенный и терригенный (преобладает первый). Хемогенный карбонат в осадках Черного моря не играет сколько-нибудь заметного осадкообразующего значения, хотя такие карбонаты в позднечетвертичных и особенно более древних осадках наверняка присутствуют. В более древних, чем новоэвксинские, отложениях они обнаруживаются благодаря тому, что могут быть представлены доломитом и даже сидеритом, возникающим в процессе диагенеза осадков. В более же молодых отложениях кристаллиты хемогенного кальцита, если они присутствуют, практически трудно отличимы от биогенных, образующихся при распаде кокколлитов.

На примере континентальной окраины севера Черного моря хорошо прослеживается закономерная смена генетических и минеральных типов карбонатов в осадках от моллюскового арагонитового на шельфе до кокколлитового низкомагнезиально-кальцитового у подножия континентального склона. Такое распределение основных типов карбонатов типично для окраин континентов теплой гумидной и семиаридной климатических зон.

Карбонатный материал является преобладающим биогенным компонентом; характер биогенного осадконакопления в целом определяется практически только им. Однако нельзя не отметить присутствия в позднечетвертичных осадках и кремнистого биогенного компонента, представленного опалом как в составе скелетов диатомовых, так и в форме аморфного вещества. Биогенный кремнезем в

Рис. 27. Распределение общих абсолютных масс (в г/см²) голоценовых (надвозвзв-
сйских) осадков на континентальной окраине севера Черного моря

1 - более 150; 2 - 150-100; 3 - 50-100; 4 - менее 50



исследованных отложениях осадкообразующего значения не имеет. Содержание его обычно не превышает 5%, причем такие значения, как правило, относятся к бугазско-витязевским и новоэвксинским слоям. Однако для биогенного кремненакопления чрезвычайно характерно крайне неравномерное распределение кремнезема в осадках; отдельные горизонты осадков местами резко обогащены скелетами диатомовых, хотя и не более чем на 20% (Шимкус и др., 1973). При этом следует отметить, что наиболее обогащенные кремнеземом осадки встречаются, как правило, в пределах бугазско-витязевского горизонта, непосредственно под сапропелеподобными илами.

Общие абсолютные массы голоценовых (надновоэвксинских) осадков на континентальной окраине севера Черного моря складываются из абсолютных масс терригенного и карбонатно-биогенного материала (рис. 27). Наибольшая степень корреляции имеет место между распределением на дне общих абсолютных масс и мощностей осадков. Это и естественно, если учесть, что все исследованные осадки имеют очень близкие объемные веса. Разница между ними такова, что не влияет на величину абсолютной массы разных по составу осадков. При этом наибольшие темпы осадконакопления связаны с терригенным материалом. Следовательно, и распределение общих абсолютных масс голоценовых осадков зависит прежде всего от хода терригенного осадконакопления. Примером может служить Горный Крым, откуда идет наибольший для нашего района снос терригенного материала. В этой зоне наблюдается и наиболее равномерное для всей окраины Крыма осадконакопление. Здесь же накапливаются наибольшие абсолютные массы материала.

На подводной окраине Восточно-Европейской и Скифской платформ темпы накопления осадков крайне неравномерны, но преобладают невысокие скорости седиментогенеза. В пределах шельфа интенсивность осадконакопления контролируется новейшей блоковой тектоникой фундамента. Участки с наибольшими абсолютными массами голоценовых осадков совпадают с блоками, испытывающими относительное погружение, и наоборот.

Континентальная окраина орогенной Керченско-Таманской области характеризуется довольно высокими по сравнению с северо-западной частью дна Черного моря темпами осадконакопления. Однако общность между этими двумя районами состоит в неравномерном распределении по площади дна участков одинаковой интенсивности седиментогенеза. С этой точки зрения, Керченско-Таманский район — как бы промежуточное звено между северо-западной частью дна Черного моря и континентальной окраиной Южного Крыма.

НАКОПЛЕНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Изучение содержания и состава органического вещества в морских отложениях необходимо для познания процессов диагенеза, при которых формируются основные структурно-механические свойства грунтов. Определенное, а иногда и ведущее влияние на образование типа морских осадков в условиях Черного моря оказывает органическое вещество (Горькова и др., 1959).

Исследование органического вещества и характера его диагенетических изменений важно для выяснения начальных стадий превращения исходного органического материала на пути образования нефтяных углеводородов. Черное море в этом отношении представляет собой чрезвычайно интересный бассейн, осадкообразование в котором характеризуется преимущественно восстановительной средой, а в глубоководной части моря — наличием сероводородного заражения (Архангельский, Страхов, 1938).

Общие закономерности в распределении органического вещества в осадках Черного моря установлены еще Н.М. Страховым (1937). Существенной особенностью осадков Черного моря является увеличение содержания органического вещества к центральным халистатическим областям моря. Максимальные же накопления абсолютных масс $S_{орг}$, как и терригенного материала, приходится на прибрежные части моря (Страхов и др., 1954).

Изучение химического состава битуминозных компонентов, выполненное К.Ф. Родионовой (1951), показало, что при анаэробном процессе брожения жировых веществ, сопровождающем в современных осадках преобразование органического вещества, могут быть получены углеводороды. В дальнейшем были охарактеризованы и другие группы соединений в составе органического вещества (Горская, 1956; Барковская, 1975). Установлено также распределение компонентов органического вещества как в глубоководных осадках Черного моря (Фроловская, Гурский, 1966), так и в осадках шельфовой зоны (Невеский, 1967). В глубоководных частях моря содержание органического вещества коррелируется с гранулометрическим составом осадков и растет с увеличением глубины моря. В прибрежных участках оно увеличивается в депрессиях, лагунах и бухтах.

В последние годы исследованы не только осадки Черного моря, но и иловые воды, в составе которых определяются гуминовые кислоты, пигменты (Дроздова, Гурский, 1972), углеводы (Старикова,

Яблокова, 1972), аминокислоты и другие органические соединения (Полякова и др., 1974). Задача нашей работы — выяснение характера распределения органического вещества в поверхностном слое осадков в зависимости от фашиальных условий, а также изучение направленности изменения его состава, обусловленной процессами диагенеза.

Методика изучения органического вещества осадков включала определение содержания С_{орг} (Аммосова и др., 1975), установление его группового состава и исследование фракций битумоидов, гуминовых кислот и нерастворимой части органического вещества; рассмотрены также свойства и характер распределения детритных включений органического вещества (Потапова, 1973).

Применение указанных методов исследования позволило установить особенности в распределении органического вещества в поверхностном слое осадков при переходе от береговых зон моря к открытому шельфу и континентальному склону, диагностировать в составе органического вещества включения различной генетической принадлежности и проследить изменения состава органического вещества в разрезе.

НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ

Один из факторов, непосредственно влияющих на накопление и распределение органического вещества по площади бассейна, — гидродинамический режим в прямой (перенос материала) и косвенной форме (уменьшение подачи разбавляющего обломочного материала на отдельные участки дна ведет к повышению процентного содержания С_{орг}).

Другой существенный фактор — жизнедеятельность организмов и размещение биомасс планктона в воде.

Органический мир Черного моря богат фитопланктоном (240 видов), в том числе и диатомовыми водорослями; менее существенное значение имеет зоопланктон (70 видов). Фитобентос насчитывает свыше 220 видов. Большие скопления, а иногда и целые поля образованы зоостерой и филлофорой. Из-за сероводородного заражения донная жизнь не спускается ниже 200 м. Поэтому основную биомассу в Черном море слагает продукция планктона, бентос и макрофиты.

Северо-западная часть Черного моря представляет собой обширную мелководную область, в пределах которой только узкая прибрежная зона испытывает опресняющее влияние речного стока. Поэтому видовой состав фауны и флоры шельфовой зоны моря типично морской. Только в ограниченных приустьевых акваториях моря, прилегающих к дельте Дуная, Днестровскому, Днепровскому и Днепровско-Бугскому лиманам, отмечены немногочисленные компоненты пресноводной фауны и флоры (Зенкевич, 1951).

Распределение абсолютных масс органического вещества в поверхностном слое осадков за 2500 лет (Страхов и др., 1954) ока-

зывается довольно близким к распределению абсолютных масс обломочного материала. Это связано с тем, что основные закономерности локализации обломочных частиц и включений органического вещества одинаковы. В прибрежных зонах, где накапливается основная часть терригенного материала, оседает и главная масса органического вещества. В глубоководных зонах с минимальными мощностями обломочной седиментации наблюдаются и минимумы накопления $C_{орг}$.

Абсолютные массы $C_{орг}$ в Черном море колеблются от менее 0,6 до более 3,0 г/см² (Страхов и др., 1954).

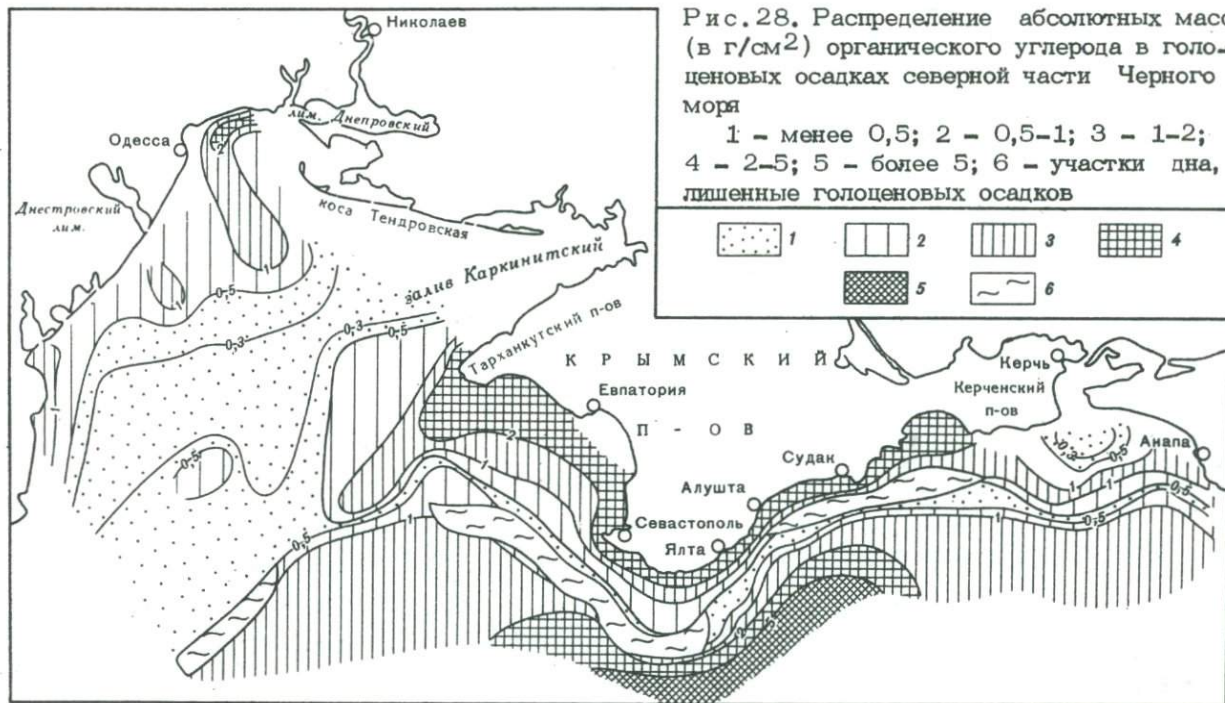
В пределах северо-западного шельфа максимальные значения абсолютных масс органического вещества (более 1–2 г/см²) приурочены к авандельте Дуная, Днепровскому желобу и прибрежным районам Каламитского залива, где накапливаются глинистые осадки. В сторону открытой части шельфа в поле развития ракушечных отложений абсолютные массы органического вещества уменьшаются до 0,3 г/см². К внешней границе шельфа, его западной и центральной части абсолютные массы $C_{орг}$ снова начинают расти и достигают у бровки величин 0,5–1 г/см². В восточной части моря у бровки шельфа абсолютные массы органического вещества уменьшаются до 0,3–0,5 г/см². К юго-западу от Тарханкутского полуострова к внешней границе шельфа отмечена полоса более высоких значений абсолютных масс органического вещества, достигающих более 1 г/см².

В области континентального склона абсолютные массы органического вещества составляют 1–1,5 г/см² (рис. 28).

Прибрежные районы шельфа Южного Крыма характеризуются повышенными значениями абсолютных масс органического вещества – более 2 г/см². К внешней кромке количество органического вещества уменьшается до 0,5–1 г/см². Это уменьшение продолжается и на континентальном склоне, достигая минимума в средней части последнего – менее 0,3 г/см². У подножия склона значения абсолютных масс $C_{орг}$ возрастают до максимальных для изучаемого района – 5 г/см² и более.

Осадки центральных и прибрежных участков Керченско-Таманского шельфа отличаются низкими величинами абсолютных масс органического вещества – менее 0,5 г/см². У внешней границы шельфа и в верхней части континентального склона они достигают самых высоких значений – 1 г/см² и более. К подножию склона наблюдается уменьшение значений абсолютных масс органического вещества до 0,3 г/см² и менее.

На карте распределения абсолютных масс органического вещества видно, что максимальные накопления органического вещества тяготеют к участкам наибольших значений абсолютных масс терригенного материала, мощностей осадков, а также высокого содержания глинистых минералов. Повышенные темпы накопления органического вещества связаны, с одной стороны, с высокими темпами накопления осадков, а с другой – со значительной ролью терригенной



органики, выносимой реками или поступающей с абрадируемым материалом, который осаждается преимущественно в прибрежных областях. Минимальные абсолютные массы органического вещества в центральных частях шельфа объясняются минимальными темпами накопления здесь терригенного материала (в частности, глинистых частиц), а также высокой карбонатностью осадков.

Повышение абсолютных масс органического вещества в осадках континентального склона связано с увеличением содержания глинистых частиц, которые способствуют соосаждению органических соединений. Однако меньшие по сравнению с прибрежными участками значения абсолютных масс органического вещества в осадках континентального склона вызваны уменьшением здесь общих темпов накопления терригенного материала.

Приуроченность максимальных количеств абсолютных масс органического вещества к прибрежным зонам моря объясняется высокой продуктивностью планктона и бентоса в мелководной части моря и привнесом с суши. Большая часть этого материала захороняется, а в глубоководных частях моря значительная доля первичного органического вещества в процессе оседания на дно успевает минерализоваться.

Поскольку распределение абсолютных масс органического вещества и обломочного материала — явления взаимосвязанные, можно сделать вывод о том, что процентные концентрации органического вещества оказываются минимальными в прибрежных зонах и максимальными в зонах халистаз.

Е.Н. Невеским (1967) изучена связь органического вещества с гранулометрией осадков прибрежных зон. Отчетливо прослеживается увеличение количества $C_{\text{орг}}$ по мере измельчения осадка и с возрастанием глубины его залегания. Однако в отдельных участках береговой зоны, замкнутых и полузамкнутых, таких, как лиманы, процент органического вещества может возрастать. Это объясняется тем, что оно продуцируется бентосом и концентрируется тут же в мелководном, но тонкозернистом осадке.

Накоплению органического вещества в верхнем слое осадков Черного моря способствуют не только климатические условия, влияющие на продуктивность моря и скорость распада захороняющихся соединений, но также и структурно-тектонические условия осадконакопления, предохраняющие органическое вещество от быстрого разложения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

При переходе от прибрежных зон к глубоководной котловине северной части Черного моря распределение $C_{\text{орг}}$ в поверхностном слое осадков контролируется изменением литологического типа последних. В глинистых осадках авандельты Дуная и Днепровского желоба

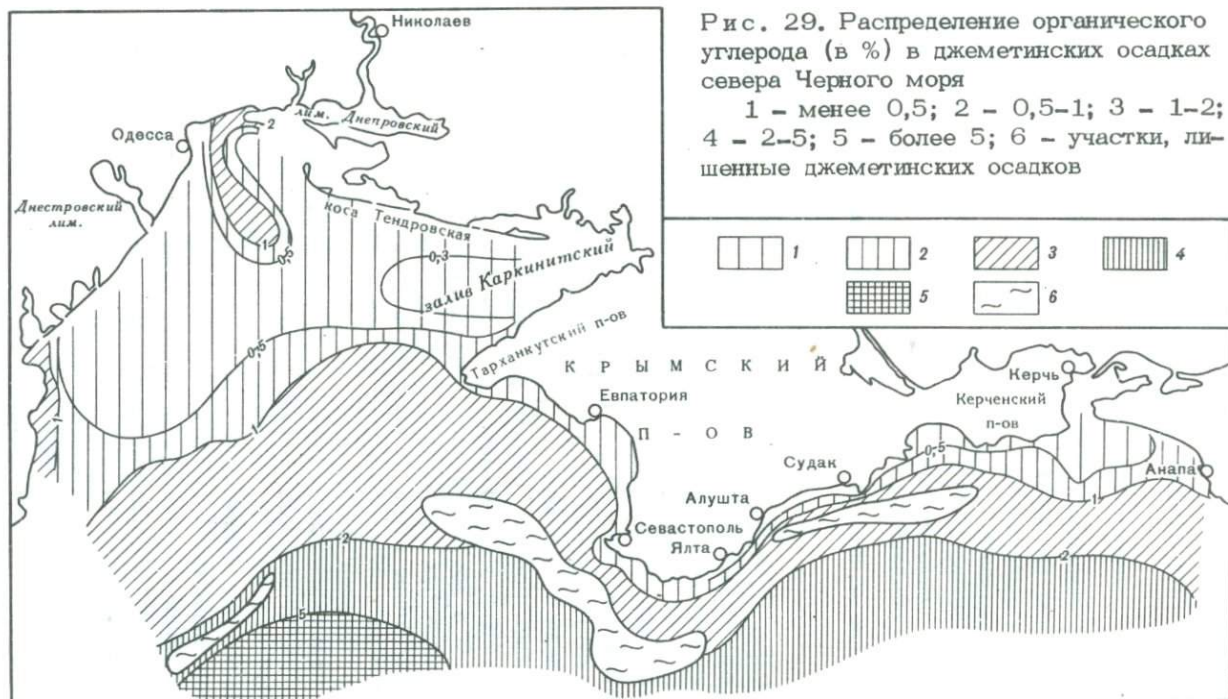


Таблица 1

Содержание (в %) органического вещества в поверхностном слое

Зона моря	Тип осадка	Количество определений	Интервал, см	$C_{орг}^*$
Шельф	Ракушняк с глинистым илом и глинистый ил с ракушей	9	0-190	$\frac{0,34-1,76}{1,02}$
Континентальный склон	Глинистый и глинисто-сап-ропелевый ил	6	0-45	$\frac{0,81-10,39}{3,05}$

* В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - средние значения.

количество $C_{орг}$ составляет соответственно 1-1,2 и 1-2,5% (рис. 29). В прибрежных районах и в Каркинитском заливе ракушечные и песчано-ракушечные осадки характеризуются крайне низкими количествами $C_{орг}$, не превышающими 0,3%. Ракушечные отложения открытой части северо-западного шельфа также очень бедны органическим веществом, содержание $C_{орг}$ в них не бывает выше 0,5%. Для прибрежных глинистых осадков Каламитского залива отмечены более высокие значения $C_{орг}$ - 0,5-1%.

У внешней границы шельфа количество $C_{орг}$ в карбонатных глинистых осадках увеличивается до 1,5-2% в западной и центральной и 1-1,5% - в восточной части северо-западного шельфа. В карбонатных глинистых отложениях континентального склона количество $C_{орг}$ значительно выше. В верхней части оно составляет 2-2,5%, а у подножия континентального склона - 5% и более. Сильно песчаные отложения прибрежных участков Южного Крыма характеризуются минимальными содержаниями органического вещества - не более 0,5%. К внешней границе шельфа значения $C_{орг}$ возрастают до 1-1,2%. В отложениях континентального склона количество $C_{орг}$ продолжает расти, достигая максимальных значений у его подножия - 2-2,5%.

Прибрежные и мелководные осадки керченско-таманского шельфа, представленные ракушняками и песчанистыми ракушняками, содержат небольшое количество органического вещества - не более 0,5%. В карбонатных алевроито-глинистых отложениях внешней части шельфа количество $C_{орг}$ увеличивается до 1% и более. В аналогичных по составу илах континентального склона значения $C_{орг}$ растут к подножию его до 2% и более.

Карта распределения $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков континентальной террасы Черного моря в основных чертах повторяет кар-

осадков Черного моря

Групповой состав ОВ			
Битумоиды	ГК	ЛГ	НОВ
$\frac{1,2-10,0}{4,6}$	$\frac{3,9-21,7}{10,8}$	$\frac{6,8-28,9}{17,4}$	$\frac{52,6-77,8}{67,2}$
$\frac{2,3-7,8}{5,3}$	$\frac{2,5-11,0}{6,5}$	$\frac{17,6-30,1}{21,9}$	$\frac{56,3-71,4}{65,3}$

ту распределения литологических типов отложений этого района. Весьма близко к распределению $C_{орг}$ распределение и других компонентов органического вещества.

Гуминовые кислоты в поверхностном слое осадков также распределяются в соответствии с литологическим типом отложений. Минимальные их концентрации (0,1%) приходятся на осадки Каркинитского залива. Незначительные содержания гуминовых кислот (0,1-0,25%) отмечены также в области открытого шельфа в северо-западной части моря и у берегов Западного и Южного Крыма. Здесь по содержанию гуминовых кислот почти не различаются области развития ракушняков и глинистых илов. Более высокие содержания гуминовых кислот (до 0,5%) приходятся на глинистые осадки прибрежных зон, где ощущается влияние речного стока. Максимальные концентрации гуминовых кислот в осадках (0,5-1,0%) установлены в районах аванделът рек и в глубоководной котловине моря.

Менее существенна связь с типом осадков для битумоидов в поверхностном слое отложений. Нейтральные (ХБ) и кислые (ДСББ) компоненты битумоидов обнаруживают большое сходство в распределении. Отличие заключается лишь в том, что кислые компоненты битумоидов занимают в осадках несколько большие площади распространения по сравнению с нейтральными. Повышенные концентрации битумоидов отмечены в осадках аванделът рек, в западинах рельефа морского дна, отложениях континентального склона и глубоководной части моря. Различие в составе отложений все менее сказывается на распределении этих компонентов и потому шельфовые осадки северо-западной части моря, Западного и Южного Крыма, а также Керченско-Таманского района одинаково обеднены битумоидами. И только осадки континентального склона и глубоководной части моря, а также отложения придельтовых зон обнаруживают их повышенные содержания.

Отмеченные особенности поведения компонентов органического вещества в поверхностном слое осадков еще более наглядно проявляются при сопоставлении составов органического вещества одноклассовых отложений для различных зон моря (табл. 1).

Глубоководным зонам моря свойственны более высокие содержания $C_{орг}$ в осадках. Увеличение содержания $C_{орг}$ наблюдается также в осадках шельфа и континентального склона при увеличении глубины моря (Куприн, Потапова, 1973).

Изменение группового состава органического вещества при увеличении глубины моря на шельфе и на континентальном склоне выражается в увеличении фракции битумоидов и легкогидролизуемых веществ и в уменьшении фракции гуминовых кислот. Сравнение группового состава органического вещества осадков шельфа и континентального склона по средним данным показывает, что глубоководные осадки отличаются несколько повышенным содержанием битумоидов и легкогидролизуемых веществ и пониженным содержанием гуминовых кислот и нерастворимого органического вещества.

ДЕТРИТНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Диагностика различной природы органического вещества чрезвычайно важна для исследования процессов преобразования исходного материала в осадках. В основу диагностики детритных включений органического вещества при наблюдении их в шлифах в видимой и ближней инфракрасной области спектра положены следующие признаки: морфология включений, их цвет, размеры, структура, степень гелификации исходного материала, парагенезис с аутигенными минералами, степень прозрачности в инфракрасных лучах и величина поглощения, замеренная при 800 нм.

В осадках Черного моря определены три типа детритных включений, различающихся по своим свойствам, которые зависят от состава исходного органического материала.

Включения наземного растительного детрита имеют неровные остроугольные края; окрашены в черный, реже – коричнево-черный цвет; непрозрачны, лишь иногда слабо просвечивают в краях; обычно сохраняют тканевую структуру; очень редко (лишь в том случае, если полностью замещены другие формы органического вещества) замещаются сульфидами железа; в инфракрасной области непрзрачны или слабопрозрачны; величина поглощения 95–97%.

Включения морского водорослевого детрита отличаются большей измененностью; характеризуются сглаженными очертаниями, бурой, зеленоватой или желтоватой окраской; просвечивают в краях или прозрачны; иногда сохраняют клеточное строение; интенсивно замещаются сульфидами железа в краевых зонах включений или в центральных частях линз и прослоев; в инфракрасной области полупрозрачны; величина поглощения 78–85%.

Таблица 2

Дисперсия поглощения (в %) детритных включений органического вещества осадков Черного моря

λ , нм	Новообразованное органическое вещество	Измененный планктонный материал	Сапропеллоподобное органическое вещество	Остатки морских водорослей	Наземное органическое вещество
700	95	97	85	89	96
720	95	96	84	89	96
740	94	95	81	88	96
760	93	93	80	87	96
780	92	92	79	86	96
800	89	88	78	85	95
820	86	86	77	84	95
840	82	82	75	82	94
860	78	79	73	81	92
880	74	74	71	78	90
900	67	69	68	75	88

Частицы преобразованного планктона, иногда полностью замещенные новообразованными органическими соединениями, имеют обычно округлую каплевидную форму, в участках новообразований встречаются в виде линз и неправильной формы включений, иногда сохраняют форму исходных организмов; всегда бесструктурны; коричневато-желтой или желтой окраски; прозрачны; совершенно не замещаются сульфидами железа; величина поглощения в инфракрасной области 88–89% (табл. 2).

Для диапазона длин волн 700–900 нм с использованием полученных величин поглощения построены спектральные кривые для детритных форм органического вещества различной генетической принадлежности. Оказалось, что кривые наземного растительного детрита имеют специфическую конфигурацию (Потапова и др., 1973). Отличительная черта ее – очень высокое поглощение. Несколько напоминает ее по форме, но лежит в области более низких значений поглощения кривая морского водорослевого детрита. Близкий характер имеет конфигурация кривых поглощения преобразованного планктонного материала. Приведенные данные свидетельствуют о том, что независимо от степени измененности детритные включения органического вещества в осадках сохраняют признаки, позволяющие диагностировать их исходную природу (Потапова, Гурский, 1972). В осадках авандельты Дуная, Днепровского желоба и прибрежных районах шельфа детритные включения органического вещества распределены относительно равномерно; среди них в заметных количе-

ствах представлены включения растительного наземного детрита. В отложениях шельфа органическое вещество приурочено к глинистой составляющей, и детритные формы его присутствуют в виде включений наземных высших растений, частичек водорослей и бесструктурной массы преобразованного планктонного материала.

В известково-глинистых илах континентального склона среди детритного органического вещества преобладает равномерно распределенная дисперсная масса бесструктурного вещества, реже встречаются включения морского детрита алевритовой размерности, коричневого цвета, значительно измененные морфологически. Отдельные прослой содержат линзы и микрослойки органического вещества сапропелевидного облика. Вниз по разрезу в пелитовых илах органическое вещество концентрируется в серию тонких прослоев, представляющих собой желтую, светло- и темно-коричневую бесструктурную массу. Слойки сапропелевидного вещества горизонтальны, неправильны по форме, изогнуты. В осадках континентального склона среди включений наземного растительного детрита определены также пыльца, споры и остатки кутикулы (Бутузова, 1971).

САПРОПЕЛЕВИДНЫЕ ОСАДКИ

В настоящее время установлена высокая степень обогащенности органическим веществом голоценовых отложений Черного моря (Caulet, 1972). В северной части глубоководной впадины в толще позднечетвертичных отложений практически повсеместно может быть выделен слой сапропелевидных отложений. Это плотный темно-бурый ил, очень упругий на ощупь, но слабо пластичный, ломающийся. Мощность слоя колеблется от нескольких до 19 см. Глубина залегания сапропелевидного слоя от поверхности дна в северной части бассейна колеблется примерно от 10 см до 2 м и даже несколько более. Нижняя граница этого слоя часто бывает резкой, иногда богатые органикой осадки быстро сменяются вниз по разрезу чисто терригенными отложениями. Вверх по разрезу переход от сапропелевидного ила к более бедным органическим веществам осадкам очень постепенен. Обычно они сменяются осадками, обогащенными органическим веществом, находящимся в виде примеси темно-бурого полужидкого очень тонкодисперсного материала. Содержание органического вещества в сапропелевидных осадках описанного горизонта довольно изменчиво по площади, но почти везде в несколько раз, а то и на порядок превышает количество органики в вышележащих и особенно в подстилающих осадках. Содержание $C_{орг}$ в сапропелевидном горизонте достигает 14,8% в северной части глубоководной впадины, в районах, прилегающих к северо-западной зоне бассейна. К востоку, где осадконакопление становится все более терригенным и все менее упорядоченным, это содержание постепенно уменьшается и в районах, прилегающих к континентальному склону Керченского и Таманского полуостровов, равно уже 8%.

Осадки шельфа в северной части Черного моря также содержат примесь сапропелевидного органического вещества в виде полужидкого темно-бурого ила. Обычно и здесь выделяется горизонт, обогащенный этим веществом, который прослеживается как в слабокарбонатных глинистых илах края шельфа, так и в ракушечниках его центральной части.

Содержание $C_{орг}$ в слабораковинных глинистых илах внешней части северо-западного шельфа в пределах этого слоя достигает 3,5%, в перекрывающих отложениях концентрация данного компонента не превышает 1,5%. Даже в ракушечниках центральной части северо-западного шельфа Черного моря при карбонатности более 80% концентрация органического углерода в обогащенном сапропелевидным веществом слое колеблется от 1 до 2%.

Как было показано выше, эти осадки всегда находятся в пределах каламитских слоев. Как правило, они приурочены к средней части этого стратиграфического горизонта, но иногда зараженной сапропелевидным веществом оказывается почти вся толща осадков каламитского горизонта.

Если считать, что максимум накопления сапропелевидного вещества в северной части Черного моря падает на строго определенный период голоценовой истории этого бассейна, то обогащенные органикой каламитские слои шельфа можно коррелировать с сапропелевидным горизонтом отложений прилегающей части глубоководной впадины. По-видимому, горизонт сапропелевидных отложений, фиксируемый в толще голоценовых отложений Черного моря, распространен в пределах всей глубоководной впадины, включая подножие и нижнюю часть континентального склона, а вообще обогащенные органикой осадки прослеживаются и на внешних частях шельфа. Скорее всего сапропелевидный горизонт един для всего бассейна и имеет везде одну и ту же стратиграфическую привязку, хотя в южных и северных частях моря возраст его несколько варьирует.

Исследование органического вещества сапропелевидных отложений показало, что по составу оно несколько отличается от органического вещества джеметинских и бугазско-витязевских или новоэвксинских осадков. В органическом веществе сапропелевидных отложений повышено содержание растворимых в стандартных растворителях компонентов, меньше степень восстановленности битумоидов и конденсированность их молекулы, понижено содержание масел в групповом составе ХВ и очень низкое содержание ароматических углеводородов в составе масляной фракции.

Указанные особенности состава органического вещества сапропелевидных осадков свидетельствуют о меньшей преобразованности исходного материала по сравнению с органическим веществом подстилающих и покрывающих осадков. Очевидно, замедленный темп диагенеза органического вещества в этих осадках определяется не только избытком органического вещества, оказывающим консервирующее действие и замедляющим ход реакций между минеральной

и органической составляющей осадков, но главным образом особенностями исходного органического материала.

Для суждения о природе органического вещества сапропелевидных осадков некоторую информацию дает гельхроматография гуминовых кислот. В сапропелевидных илах отмечено своеобразное молекулярно-весовое распределение фракций. В составе гуминовых кислот значительную роль играют фракции с высокими молекулярными весами ($MW > 200 \cdot 10^3$ и $MW > 100 \cdot 10^3$), совершенно отсутствуют фракции с низкими молекулярными весами ($MW < 50 \cdot 10^3$). Такое молекулярно-весовое распределение фракций гуминовых кислот указывает на специфику биохимического состава исходного органического вещества. Это вещество в значительной мере обогащено липидами, липопротеидами, гликопротеидами и другими высокомолекулярными соединениями планктоногенной природы, но в нем меньше, чем в других осадках, гумусового материала.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РАЗРЕЗЕ ОТЛОЖЕНИЙ

Распределение органического вещества в отложениях северной континентальной террасы Черного моря обусловлено различием литологии, выраженным в разрезе отложений более отчетливо, чем в поверхностном слое осадков. Для выяснения состава и особенностей распределения органического вещества в разрезе отложений, связанных с изменением фациальных условий осадконакопления, сопоставлены четыре разреза.

Северо-западная часть Черного моря характеризуется преобладанием ракуши и глинистых илов с ракушей на шельфе и тонких пелитовых илов на континентальном склоне с хорошо выраженными горизонтами глинисто-сапропелевых и гидротроилитовых илов.

Содержание C_{org} в осадках и групповой состав органического вещества подвержены значительным колебаниям (табл. 3). Наблюдается возрастание количества органического вещества от зоны шельфа к континентальному склону, а также приуроченность максимальных содержаний к каламитским осадкам. В осадках шельфовой зоны верхний горизонт джеметинских отложений, представленный ракушняками, более богат битумоидами, чем все нижележащие отложения. В осадках континентального склона вниз по разрезу в групповом составе органического вещества отмечается увеличение фракции битумоидов. Содержания гуминовых кислот повышены в глинистых отложениях, а максимальные количества легкогидролизуемых веществ приходятся на сапропелевидные горизонты. Такое распределение органического вещества подчеркивает как смену литологических типов, так и возрастные границы в разрезе отложений.

Западный Крым отличается более мощными джеметинскими осадками шельфа, менее обогащенным ракушечным детритом и

сокращенными мощностями глинисто-сапропелевых и гидротроилитовых горизонтов в составе илов на континентальном склоне.

Содержание и групповой состав органического вещества в осадках также колеблется в значительных пределах.

В отложениях Западного Крыма по сравнению с осадками северо-западной части Черного моря отмечены более высокие содержания $C_{орг}$, особенно повышенные в осадках глинистой фракции. В групповом составе органического вещества осадков уменьшается содержание битумоидов и увеличивается содержание гуминовых кислот.

Южный Крым характеризуется наибольшим развитием песчанистых илов на шельфе и сокращением мощностей каламитских отложений и глинисто-сапропелевых горизонтов на континентальном склоне.

Колебания в значениях $C_{орг}$ здесь менее значительны. Распределение $C_{орг}$ в осадках Южного Крыма и описанных выше во многом сходно. Отличительная особенность – более низкое, чем в предыдущих разрезах, содержание $C_{орг}$, а в групповом составе органического вещества – повышенное содержание битумоидов и пониженное гуминовых кислот и легкогидролизуемых веществ. Как содержание, так и особенности состава органического вещества в данном разрезе отложений определяются более высоким содержанием песчаных и алевроитовых фракций.

В Керченско-Таманском районе мощности джеметинских илов несколько сокращены, зато более полно представлены каламитские осадки. В шельфовой зоне отмечена значительная примесь алевроито-песчаного материала и ракуши, на континентальном склоне преобладают глинистые и тонкие пелитовые илы.

Содержание органического вещества в осадках этого разреза составляет 0,32–1,14%; колебания в значениях $C_{орг}$ невелики (быть может, из-за того, что не анализировались пробы из сапропелевых илов). В составе органического вещества осадков фракция битумоидов колеблется в пределах 2,6–7,8%, гуминовые кислоты – 0–12,1%, легкогидролизуемые вещества – 6,6–25,0% и нерастворимая фракция органического вещества – 60,7–85,0%.

В распределении органического вещества в осадках этого района также четко проявляется корреляция его содержаний с типом осадков. Количество $C_{орг}$ закономерно уменьшается от глинисто-сапропелевых (1,44%) к глинистым (0,81%), глинисто-известковистым (0,78%), глинисто-гидротроилитовым илам (0,47%) и пескам (0,30%). В групповом составе органического вещества данного разреза обнаружены повышенные содержания битумоидов и нерастворимой фракции органического вещества и пониженные – гуминовых кислот и легкогидролизуемых веществ.

При сопоставлении характера изменения органического вещества и его компонентов по четырем разрезам отложений выявляется влияние фациальных условий осадконакопления на формирование состава органического вещества. Так, в карбонатных осадках северо-западной части моря в составе органического вещества увеличена

Таблица 3

Содержание (в %) органического вещества в осадках Черного моря

Разрез	Зона моря	Тип осадка	$C_{орг}$
Северо-западная часть	Шельф	Ракушняк, глинистый ил	0,55-1,47
	Континентальный склон	Глинистый ил	0,36-5,36
Западный Крым	Шельф	Ракушняк, глинистый ил	0,82-1,80
	Континентальный склон	Глинистый ил	0,45-6,35
Южный Крым	Шельф	Глинистые илы раковинные	0,65-1,96
	Континентальный склон	Глинистый ил	0,17-1,79
Керчь-Тамань	Шельф	Глинистый ил с ракушей	0,30-1,38
	Континентальный склон	Глинистый, известковый, гидротроилитовый	0,32-1,44

фракция битумоидов, а в существенно глинистых осадках Западного Крыма - фация гуминовых кислот. Увеличение песчаности осадков в разрезах Южного Крыма и Керченско-Таманском сопровождается снижением количества $C_{орг}$; при этом в групповом составе органического вещества более песчаных илов возрастает содержание фракции битумоидов и уменьшается содержание гуминовых кислот.

Групповой состав органического вещества специфичен для каждого стратиграфического горизонта отложений. Джеметинские осадки характеризуются повышенным содержанием гуминовых кислот и легкогидролизуемых веществ и пониженным содержанием битумоидов и нерастворимой фракции органического вещества. В каламитских осадках в составе органического вещества отмечены наиболее высокое содержание легкогидролизуемых веществ и наиболее низкое - нерастворимой фракции органического вещества. В бугазско-визязевских и новоэвксинских осадках возрастает содержание фракции битумоидов и нерастворимого органического вещества и уменьшается содержание гуминовых кислот и легкогидролизуемых веществ. Очевидно, это определяется не только особенностями исходного материала, но и степенью его диагенетической преобразования в разрезе отложений (Куприн и др., 1974).

	Групповой состав ОВ			
	Битумоиды	ГК	ЛГ	НОВ
	2,0-4,2	4,8-19,4	20,8-32,5	55,9-71,3
	2,3-6,0	6,4-16,8	17,5-31,7	56,5-66,7
	1,9-3,6	6,0-15,3	15,8-31,3	52,1-74,6
	3,2-4,5	6,9-14,1	15,6-30,1	58,1-65,8
	7,0-8,2	6,0-15,5	15,6-19,6	58,5-39,9
	3,5-4,6	8,0-14,8	12,7-23,8	63,7-69,1
	4,6-6,9	2,5-9,3	12,7-25,0	60,7-74,4

Если на изменение состава органического вещества в поверхностном слое осадков Черного моря существенное влияние оказывают фациальные условия осадконакопления, то формирование состава органического вещества в разрезе отложений происходит под влиянием процессов диагенеза. Состав органического вещества погружающихся осадков в большой степени зависит от различий в содержании и составе исходного органического материала. Тем не менее в каждом горизонте отложений отмечается определенная направленность в изменении состава органического вещества, обусловленная его диагенетическим преобразованием. Она заключается в постепенном уменьшении сверху вниз по разрезу содержания гуминовых кислот и легкогидролизуемых веществ и увеличении фракции битумоидов и нерастворимого органического вещества.

БИТУМОИДЫ

Преобразование битумоидов проявляется в увеличении степени их восстановленности. В элементном составе хлороформных экстрактов в разрезе осадков сверху вниз наблюдается увеличение содержания углерода (от 70,74 до 77,62%) и водорода (от 10,02 до

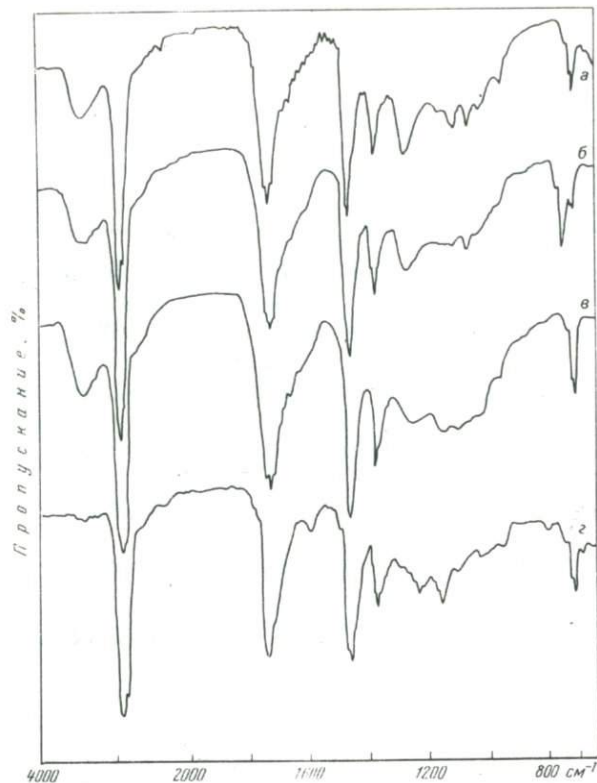


Рис. 30. ИК-спектры хлороформенных битумоидов осадков Черного моря

Осадки: а - джеметинские, б - каламитские, в - бугазско-витязевские, г - новоэвксинские

12,30%) и уменьшение - гетероэлементов (от 19,24 до 10,08%). Соответственно в составе битумоидов меняется отношение С/Н и Н/С.

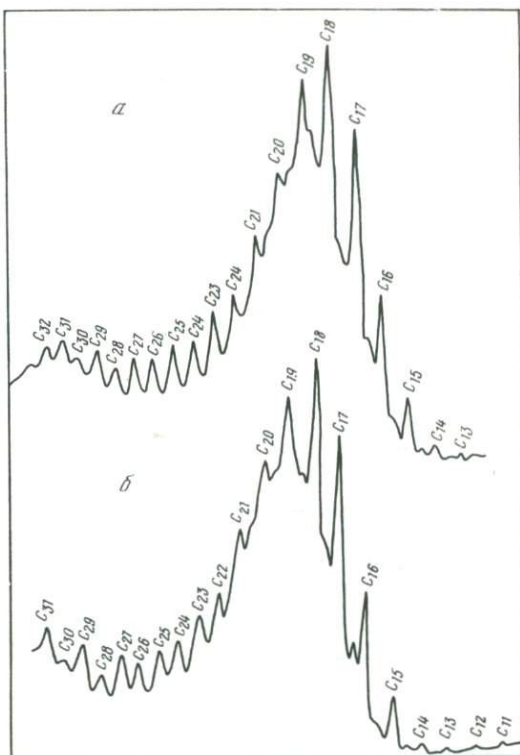
По данным ИК-спектров поглощения, битумоиды осадков из зоны шельфа характеризуются высоким содержанием кислородсодержащих структур, в числе которых преобладают сложные и простые эфиры при подчиненном значении кислот и спиртов. При переходе к осадкам континентального склона содержание эфирных группировок в составе кислородсодержащих структур постепенно убывает. Здесь преобладают кислородные соединения типа высокомолекулярных кислот алифатического и циклического ряда (Куприн и др., 1974).

В разрезе отложений количество кислородсодержащих структур уменьшается, возрастает роль CH_2 и CH_3 групп, влияние ароматических структур незначительно (рис. 30).

Отмечается изменение группового состава хлороформенных битумоидов. Оно выражается в увеличении содержания масел и уменьшении содержания смолисто-асфальтеновых компонентов при переходе от джеметинских к бугазско-витязевским осадкам (табл. 4);

Рис. 31. Хроматограммы метаново-нафтенной фракции углеводородов осадков Черного моря

Джеметинские осадки:
а - зоны шельфа, б - континентального склона



при этом в составе масляной фракции увеличивается содержание метаново-нафтенных углеводородов.

Методом газожидкостной хроматографии¹ изучено распределение n-алканов в метаново-нафтенной фракции хлороформенного битумоида осадков шельфа и континентального склона, включающих джеметинские и каламитские илы. Протяженность ряда в них составляет от C₁₃ до C₃₃. Доля жидких n-алканов (до C₁₆ включительно) 4,9–15,2% от их общего содержания. При этом каламитские илы характеризуются более низким содержанием жидких n-алканов (табл. 5). Величина коэффициента нечетности, подсчитанного для C₂₃–C₃₂, меняется в пределах 1,4–2,7. Размещение максимальных содержаний приходится на C₁₈, C₁₇ (рис. 31).

Данные о распределении n-алканов как показатель степени преобразования битумоидов выявляют слабую преобразованность битумоидов в поверхностном слое осадков зоны шельфа. На континентальном склоне степень изменения их значительно возрастает. Битумоиды каламитских илов менее преобразованы, чем битумоиды джеметинских (НЧ/С соответственно 1,8 и 1,4).

¹ Газожидкостная хроматография выполнена в ВНИИЯГТ В.С. Меламедовой.

Таблица 4

Содержание (в %) хлороформенного битумоида в осадках Черного

Зона моря	Станция	Интервал, см	Индекс возраста	Тип осадка
Шельф	81 ^б	0-105	ДЖ	Глинистый
	10	48-55	ДЖ	Глинистый
Континентальный склон	151	35-51	КЛ	Глинисто-сапропелевый
	172	150-189	БГ-ВТ	Глинисто-известковистый
	17	135-137	НЭ	Глинистый

Таблица 5

Распределение (в %) n-алканов в метаново-нафтеновой фракции

Тип осадка	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₆	C ₁₇	C ₁₈
Глинистый ил шельфа	1,35	0,59	4,10	9,23	17,83	14,30
Глинистый ил континентального склона	0,16	0,67	4,15	8,34	17,58	15,59
Глинисто-сапропелевый ил континентального склона	-	-	2,80	2,10	10,80	12,80

Таблица 5 (окончание)

Тип осадка	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁
Глинистый ил шельфа	2,34	4,07	1,72	4,60	0,41	3,99
Глинистый ил континентального склона	3,66	3,45	2,33	3,49	1,13	2,15
Глинисто-сапропелевый ил континентального склона	5,90	8,60	4,40	6,70	1,30	5,30

Примечание. При подсчете распределения n-алканов сумма площадей пиков на хроматограмме принималась за 100%. Содержание жидких n-алканов определялось относительно их общего содержания, принятого за 100%.

моря

	Групповой состав					Углеводородный состав масляной фракции	
	Масла	Смолы бензольные	Смолы спирто-бензольные	Асфальтены	Асфальтогеновые кислоты	М	Н-А
	25,5	20,1	34,1	8,1	12,1	79,6	20,4
	29,4	13,0	21,4	13,9	22,3	85,9	14,1
	25,8	24,3	29,6	7,0	13,3	95,5	4,5
	36,2	18,3	32,3	3,9	9,3	92,8	7,2
	27,3	34,4	22,3	6,7	9,3	92,7	7,3

хлороформенного битумоида осадков Черного моря

	C ₁₉	C ₂₀	C ₂₁	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅
	11,23	3,20	3,22	2,99	5,54	3,63	3,69
	11,32	2,15	3,23	3,82	4,96	4,31	4,45
	4,80	1,90	3,70	4,50	7,30	7,10	8,90

	C ₃₂	C ₃₃	C ₁₃ -C ₃₃	C ₁₃ -C ₁₆	НЧ/Ч C ₂₃ -C ₃₂	Максимум
	-	-	98,03	15,27	2,7	C ₁₇
	1,24	0,50	98,68	13,32	1,4	C ₁₇
	1,20	-	99,90	4,90	1,8	C ₁₈

Таблица 6

Изменение состава (в %) метаново-нафтеновой фракции углеводо-

Тип осадка	C _{орг}	ХБ	Масла в ХБ	Метано-во-нафтеновая фракция в маслах	Метано-вые углеводороды
Глинисто-сапропелевый ил континентального склона	5,73	0,520	29,36	96,0	36,6
Глинисто-известковый ил шельфа	0,54	0,083	36,16	98,2	35,4
Глинистый ил континентального склона	0,66	0,025	20,30	80,4	32,0

Исследование метаново-нафтеновой фракции углеводородов методом масс-спектрометрии (Куликова, Туровцев, 1974) показало, что в поверхностном слое осадков Черного моря в составе этой фракции нафтеновые углеводороды резко преобладают над метановыми, 74 и 26% соответственно. Содержание метановых углеводородов меняется в соответствии с изменением возраста отложений. Так, джеметинские осадки характеризуются минимальным содержанием метановых углеводородов (26,3%), а каламитские - максимальным (36,6%). Вниз по разрезу отложений (включая новоэвксинские осадки) наблюдается некоторое увеличение содержания метановых углеводородов в составе метаново-нафтеновой фракции (от 26,3 до 32,0%). Если содержание метановых углеводородов обнаруживает

Таблица 7

Состав гуминовых кислот осадков Черного моря

Зона моря	Тип осадка	Индекс возраста	Содержание активных кислых групп, мэ/г		
			Сумма	СООН-	ОН-фен
Авандель-ты рек	Глинистый	Q IV	7,06	3,30	3,76
			6,80	3,25	3,55
Шельф	Глинистый с ракушей	ДЖ	6,25	3,20	3,05
			6,45	3,10	3,35
Континентальный склон	Глинисто-сапропелевый	КЛ	4,85	2,58	2,27
			4,43	2,29	2,14
			6,07	3,28	2,79

родов в разрезе осадков северо-запада Черного моря

	Нафтеновые углеводороды						Примесь ароматических соединений
	моноциклические	бициклические	трициклические	тетрациклические	пентациклические	гексациклические	
	25,7	19,4	9,5	6,9	2,4	3,1	12,9
	23,7	18,8	9,8	4,3	1,4	1,8	7,1
	22,6	19,5	10,0	4,5	0,6	2,4	9,7
	24,1	10,0	13,7	7,5	2,9	3,2	13,1

тенденцию к увеличению сверху вниз по разрезу отложений, то содержание моно- и бициклических фракций нафтеновых углеводородов в разрезе отложений уменьшается (табл. 6). Следовательно, при диагенезе осадков происходит процесс обогащения углеводородов метановыми структурами, а содержание нафтеновых углеводородов сокращается.

ГУМИНОВЫЕ КИСЛОТЫ

Уменьшение количества гуминовых кислот в органическом веществе вниз по разрезу отложений происходит одновременно с изменением их свойств и состава. Элементный состав гуминовых кислот осад-

Элементный состав, %				
С	Н	N + O + S	С/Н	Н/С
52,61	5,27	42,12	9,0	1,33
52,82	5,78	41,40	9,1	1,32
61,30	6,84	41,86	8,9	1,35
54,64	4,41	40,75	11,8	1,02
57,25	6,64	36,11	6,6	1,39
57,58	6,76	35,66	8,5	1,41
53,80	6,04	39,77	8,9	1,35

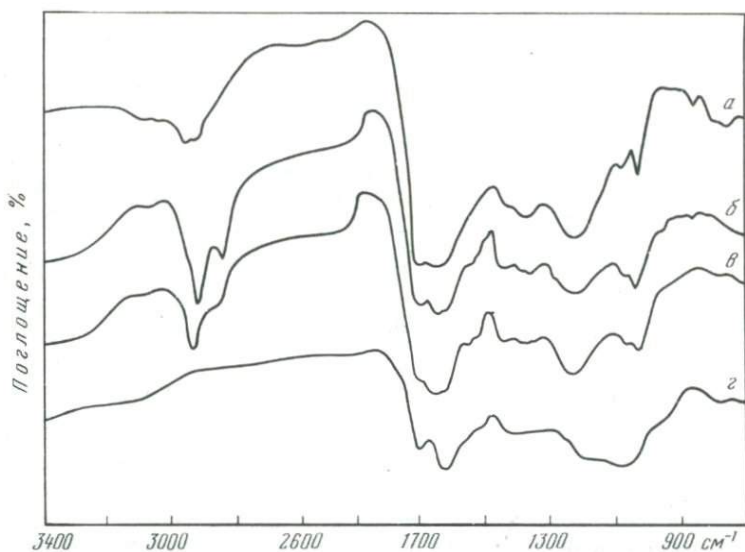


Рис. 32. ИК-спектры гуминовых кислот осадков Черного моря

Осадки: а, б - джеметинские, в - каламитские, г - ново-эвксииские

ков Черного моря характеризуется повышенным содержанием водорода (до 6,8) и низким атомным отношением Н/С (1,3); характерны также низкие (0,02%) значения оптической плотности щелочных растворов при $\lambda = 465$ нм. Особенностью состава гуминовых кислот осадков Черного моря является невысокое содержание активных кислых групп (табл. 7); вниз по разрезу количество последних уменьшается, что определяет рост конденсированности их молекул.

ИК-спектры гуминовых кислот осадков Черного моря отличаются наличием хорошо выраженных пиков амидных полос поглощения при 1650 (амид I) и 1540 см^{-1} (амид II), а также высокой интенсивностью поглощения полос в области 2860 см^{-1} , характерных для алифатических структур. Полосы поглощения 700–900 см^{-1} , определяющие долю участия замещенных ароматических структур в составе гуминовых кислот, выражены значительно слабее. Довольно отчетливо проявлены полосы поглощения в области 1710–1720 см^{-1} , соответствующие карбоксильным группам. Более слабое поглощение, характерное для фенольных гидроксидов (рис. 32), отмечается при 1230–1250 см^{-1} .

Гельхроматографический анализ гуминовых кислот показал их разную полидисперсность в поверхностном слое осадков в зависимости от фациальных условий осадкообразования. В составе гуминовых кислот установлены фракции с высокими ($200-100 \cdot 10^3$), средними ($100-25 \cdot 10^3$) и низкими ($< 25 \cdot 10^3$) молекулярными

массами. Характер эволюционных кривых оказался довольно специфичным для отложений разных стратиграфических горизонтов. При диагенезе осадков отмечается уменьшение выхода низкомолекулярных фракций, что ведет к снижению полидисперсности гуминовых кислот.

НЕРАСТВОРИМАЯ ФРАКЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Содержание нерастворимой фракции в групповом составе органического вещества составляет, как правило, 50–65% и увеличивается вниз по разрезу.

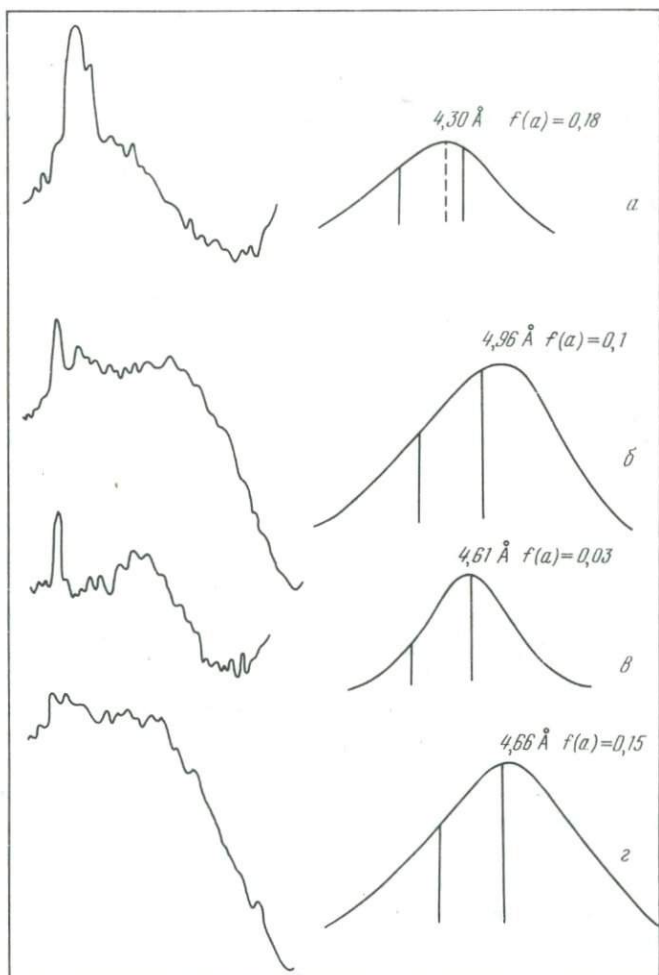


Рис. 33. Дифрактограммы нерастворимой фракции органического вещества осадков Черного моря

Осадки: а – авандельты Дуная, б – шельфа, в, г – континентального склона

Таблица 8

Свойства и состав нерастворимой фракции органического вещества

Зона моря	Показатель преломления	Рентгено-структурный анализ	
		Дифрактометрический максимум, Å	Коэффициент ароматичности
Авандельта Дуная	1,720	4,30	0,18
Шельф	1,654-1,860	4,96	0,10
Континентальный склон	1,602	4,61	0,03

Элементный состав нерастворимой фракции органического вещества характеризуется сходными значениями для осадков различных зон моря. В авандельте Дуная эта фракция содержит 66,4% углерода, 4,86% водорода и 29,74% гетероэлементов; отношение С/Н составляет 13,7 (Н/С - 0,87). В осадках шельфа в ее составе отмечается 63-68% углерода, 5,7-5,8% водорода и 26-30% гетероэлементов; отношение С/Н уменьшается до 11-12 (Н/С - 1-1,9). Эта же фракция осадков континентального склона содержит 62-66% углерода, 5,8-7,6% водорода и 27-32% гетероэлементов при отношении С/Н 8,3-10,6 (Н/С - 1,13-1,44). Нерастворимая фракция органического вещества из сапропелевидного ила характеризуется максимальным содержанием водорода и минимальным отношением С/Н (табл. 8). Вниз по разрезу отложений в ней отмечается увеличение содержания водорода и соответственно соотношения Н/С.

Рентгеноструктурные исследования¹ нерастворимой фракции органического вещества осадков Черного моря показали, что максимальное количество ароматических структур содержат осадки авандельты Дуная (рис. 33). Дифрактометрический максимум лежит в области 4,30 Å, а коэффициент ароматичности составляет 0,18. Для осадков шельфа дифрактометрический максимум находится в области 4,96 Å, что отвечает максимуму исходного органического вещества сапропелевого типа. Но примесь ароматических структур здесь все еще довольно значительна (коэффициент ароматичности 0,1). Для осадков континентального склона на дифрактограмме проявляется наиболее яркий максимум в области 4,61 Å; коэффициент ароматичности здесь минимален (0,03).

Интерпретация данных рентгеноструктурного анализа нерастворимой фракции органического вещества осадков Черного моря выполнена с учетом известных положений о том, что дифракция от

¹ Рентгеноструктурные исследования выполнены в ВНИГНИ О.П. Четвериковой и В.И. Дубовиком.

осадков Черного моря

Элементный состав, %				
С	Н	N + O + S	С/Н	Н/С
66,4	4,86	29,74	13,7	0,87
63-68	5,7-5,8	26-30	11-12	1-1,09
62-66	5,8-7,6	27-32	8,3-10,6	1,13-1,44

гексагональных сеток углерода фиксируется при 3,5-3,8 Å, а максимумы в области 4-5 Å связаны с дифракцией цепочечных углеродных структур (Страхов, 1959).

Изучение нерастворимой фракции органического вещества методом ИК-спектроскопии показало, что для нее характерны высокое содержание групп СН₂ али- и ациклических насыщенных структур (полосы 2960, 2930, 2860, 1465 см⁻¹), малая доля групп СН₃⁻ (1378 см⁻¹) и длинных парафиновых цепей (720 см⁻¹). Отмечается также высокое содержание кислородных соединений с группами С-Н типа кислот (в том числе - жирного ряда), кетонов, ароматических сложных эфиров и, возможно, хиноидного типа структур (1715-1700 см⁻¹), с группами ОН (3450 см⁻¹) и связями С-О (интенсивные полосы в области 1300-1100 см⁻¹). Ароматические структуры разных типов замещения (3060, 900-700 см⁻¹) почти полностью отсутствуют (рис. 34).

Углеродграфическое изучение¹ нерастворимой фракции органического вещества показало, что преобладающая часть его (97 - 98%) сложена бесструктурной однородной массой с показателем преломления 1,654-1,680. В проходящем свете это вещество буровато-коричневое, в отраженном - серое. По оптическим признакам оно до некоторой степени напоминает коллоальгинит (бесструктурное сапропелевое вещество) ископаемых осадков, но отличается более темным коричневатым цветом (Парпарова, 1971).

Остальные микрокомпоненты содержатся в незначительном количестве (0-3%). Это желтые и желто-оранжевые включения типа липоидных микрокомпонентов, размером от сотых до десятых долей миллиметра, слабо люминесцирующие желто-оранжевым цветом; единичные включения, аналогичные талломальгиниту (планктонные водоросли, люминесцирующие зеленоватым светом), и красновато-коричневые прямоугольные обломки, напоминающие псевдо-виргинит (остатки донных водорослей). Их присутствие (особенно

¹ Углеродграфическое изучение выполнено в ВНИГРИ Г.М. Парпаровой.

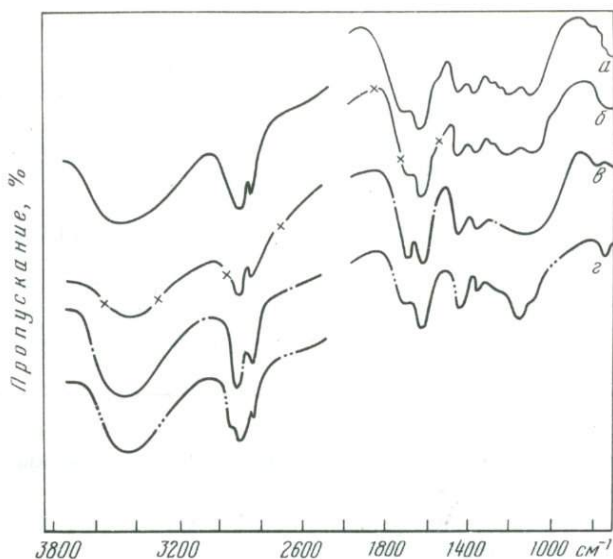


Рис. 34. ИК-спектры нерастворимой фракции органического вещества осадков Черного моря

Осадки: а - новоэвксинские, б - каламитские, в, г - осадочные горные породы с сапропелевым типом органического вещества

в образцах, отобранных с больших глубин) связано, вероятно, с переносом их течениями с более мелководных участков. Примером может служить органическое вещество осадков из авандельты Дунайской, где отмечается большое количество таких обломков: красных - 13%, черных - 4%, желтых - 4%. Бесструктурное вещество (70%) характеризуется здесь более высоким показателем преломления (1,720).

Нерастворимая фракция органического вещества из сапропелевидных илов больше других напоминает коллоальгинит по желтоватому цвету преобладающего (96%) бесструктурного вещества и его показателю преломления (1,602). Другие микрокомпоненты в ее составе представлены единичными (3%) обломками типа псевдовитринита и галломоальгинита (1%).

Таким образом, по типу химической структуры нерастворимая фракция органического вещества осадков континентального склона напоминает структуру сапропелевого органического вещества ископаемых осадков.

По результатам проведенных исследований можно заключить, что в поверхностном слое осадков распределение абсолютных масс и процентного содержания органического вещества, а также формирование его состава определяются условиями осадкообразования. Дальнейшие изменения органического вещества вниз по разрезу отложений происходят под влиянием процессов диагенеза. Содержа-

ние органического вещества в связи с его активным участием в реакциях обмена с минеральной массой осадков значительно уменьшается, а групповой состав меняется в направлении постепенного увеличения фракции битумоидов и нерастворимого органического вещества.

В составе битумоидов отмечена тенденция к возрастанию содержания масел, увеличению количества жидких углеводородов и обогащению метановыми структурами. Гуминовые кислоты вниз по разрезу осадков становятся менее полидисперсными, в их составе уменьшается содержание функциональных групп, возрастает содержание углерода и водорода, растет конденсированность молекул. Фракция нерастворимого органического вещества в осадках Черного моря по химической структуре формируется по типу сапропелевого органического вещества.

Указанные изменения содержания и состава органического вещества характеризуют начальное преобразование исходного органического материала в процессе раннего диагенеза осадков.

ФОРМИРОВАНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРА ЧЕРНОГО МОРЯ

Физико-механические свойства изученных и описанных выше отложений обусловлены процессом седиментогенеза и раннего диагенеза осадков и различия в них определяются разным характером этих процессов в разных по климату и геологическому строению районах.

Состав осадков и особенности их накопления наиболее различны в областях континентальной окраины Южного Крыма и северо-западной части Черного моря. Основная причина этих различий — их разное структурно-тектоническое положение: первая представляет собой окраину молодого горно-складчатого сооружения, а вторая — край платформы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Использованная методика представляет собой применение широкого спектра известных в современной инженерной геологии (в основном в механике грунтов) методов для исследования свойств новейших морских нелигифицированных отложений. Методы гранулометрического анализа использованы для определения одного из важных показателей степени литификации осадка — коэффициента агрегированности. При этом собственно гранулометрический состав определен пипеточным способом во влажной навеске по методике В.П. Петелина (1967). Микроагрегатный анализ отличается от гранулометрического только методом подготовки: влажная проба (около 15 г) в течение 2 ч взбалтывалась на специальном аппарате в пол-литровой бутылке, заполненной до половины дистиллированной водой. Вычисленное после этого отношение содержаний фракции менее 1 мм (или других) является коэффициентом агрегированности ($K_{ар}$).

Важный раздел работы — исследование текстуры осадков, т.е. степени ориентированности глинистых частиц и их расположения по отношению к горизонтальной или вертикальной плоскости. В результате этих исследований определен коэффициент ориентации глинистых частиц (K_o) и угол их наклона по отношению к горизонтальной плоскости. Текстурные исследования включают исследование на сканирующем электронном микроскопе, рентгеновский дифрактометрический метод и метод магнитной анизотропии.

Исследования на электронном сканирующем микроскопе можно проводить только на сухих образцах. Поэтому для сохранения струк-

туры и текстуры донных отложений образцы предварительно сублимировались. Из монолита вырезались ориентированные кубики (5×5 или 10×10 мм) с фиксированной плоскостью напластования, затем они заливались жидким азотом и выдерживались около недели под вакуумом в холодильнике при температуре от -25 до -30°C. В приготовленных таким образом образцах свежий скол, перпендикулярный плоскости напластования, просматривался под сканирующим микроскопом. Из сублимированных образцов готовились также ориентированные шлифы.

Дифрактометрический метод (Пономарев, 1969; Утсал, 1968) дает характеристику кристаллографической ориентировки глинистых частиц относительно друг друга. Дифрактограммы снимались с двух взаимно перпендикулярных плоскостей сублимированного образца. По интенсивности дифрактометрических пиков можно судить о степени ориентации глинистых частиц. Эта интенсивность выше на дифрактограмме, отвечающей плоскости, в которой ориентированы чешуйки глинистых частиц. Для количественной оценки ориентации частиц по интенсивностям основного базального рефлекса гидрослюды рассчитан коэффициент ориентации

$$K_0 = \frac{I_{001}}{I_{001} + I_{001}^{\perp}}$$

где I_{001} — интенсивность рефлекса гидрослюды в плоскости напластования; I_{001}^{\perp} — интенсивность рефлекса гидрослюды в перпендикулярной напластованию плоскости.

Если интенсивности рефлексов в обеих плоскостях одинаковы, то $K_0 = 0,5$, т.е. можно говорить об отсутствии ориентации в исследуемом образце. Увеличение величины K_0 свидетельствует о преимущественном расположении частиц в плоскости наслоения, а уменьшение коэффициента ориентации — о расположении частиц в перпендикулярной плоскости¹.

Текстура влажных ненарушенных образцов изучалась методом магнитной анизотропии². Если анизотропный по магнитным свойствам материал поместить в постоянное магнитное поле, то он ориентируется в нем так, что суммарный вектор его намагниченности будет параллелен силовым линиям этого поля. Поскольку многие минералы обладают остаточной намагниченностью, то, исследуя магнитную анизотропию образцов грунта, можно получить сведения об ориента-

-
- ¹ Исследования текстуры современных осадков дифрактометрическим методом проводились на кафедре инженерной геологии и грунтоведения геологического факультета МГУ под руководством В.И. Осипова.
² Работы проводились на кафедре инженерной геологии и грунтоведения геологического факультета МГУ под руководством Ю.Б. Осипова и Б.А. Соколова.

шии частиц или текстуре. Из монолита вырезался образец в форме шара диаметром 18 мм. Образец подвешивался поочередно за три координатные оси на тонкой кварцевой нити в зазоре вращающегося электромагнита. При вращении электромагнита на самописце записывалась зависимость вращательного момента образца от угла поворота магнитного поля. В результате получились кривые синусоидального типа. Для каждого образца определены направления максимальной, средней и минимальной магнитной восприимчивости. По этим данным рассчитаны углы наклона вещества (чаще всего глинистых минералов), образующих данный образец грунта по отношению к горизонтальной плоскости.

Большое значение в характеристике свойств осадков имеет группа данных по влажности и пластичности. Определены (в %) естественная влажность (W_e), гигроскопическая влажность (W_g), максимальная молекулярная влагоемкость (W_{MMB}), а также влажность при верхнем (W_f - конусом) и нижнем (W_p - раскатыванием в шнур) пределах пластичности. По разности $W_f - W_p$ найдено число пластичности M_p .

Для характеристики пластичных свойств осадков рассматриваемых отложений изучены усадка и упрочнение нарушенных образцов естественной влажности во времени (гигроскопные свойства). Объемная усадка определена для проб с естественной влажностью нарушенного и ненарушенного сложения в цилиндрических формах объемом 20 см^3 . Гигроскопное упрочнение контролировалось определениями величин пластической прочности.

К основным физическим свойствам осадка относятся удельный вес (γ , г/см^3), объемный вес влажного образца (Δ , г/см^3), объемный вес скелета (σ , г/см^3), пористость (n , %), коэффициент фильтрации (ϵ). Важный показатель прочностных его свойств - скорость продольных звуковых волн (v_p , м/с) и такие расчетные показатели, как акустическая жесткость ($\Delta v_p \cdot 100$, $\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$) и коэффициент уплотненности (K_d). Удельный вес определялся при погружении образца в керосин; для характеристики объемного веса использованы кольца объемом 20 см^3 ; пористость вычислена расчетным путем. Коэффициент фильтрации рассчитан по кривым консолидации. Скорость продольных волн (v_p) измерялась ультразвуковой аппаратурой на сейсмосколе ИПА-50 и приборе типа УКБ-1. Для образцов с ненарушенной структурой длиной от 10 до 1 см использовался метод прозвучивания при частотах от 50 до 100 кГц.

Объемный вес (Δ) осадков данного горизонта и скорость прохождения в нем продольных волн (v_p) позволили рассчитывать акустическую жесткость (Δv_p) горизонта. Коэффициент уплотненности (K_d) определялся по формуле $\frac{W_f - W_e}{M_p}$.

Весьма информативной при изучении физико-механических свойств современных морских осадков оказалась группа данных, характеризующих механические свойства грунта. Имеются в виду свойства, выявляющиеся в результате механического воздействия на грунт, прежде всего пластическая прочность и сцепление, изучавшиеся на

образцах нарушенного и ненарушенного сложения. Пластическая прочность (P_m , г/см²) измерялась конусом на пластометре П.А. Ребиндера и приборе МП-2С (Бонч-Осмоловская, Спиро, 1956); сцепление (C , г/см²) определено на приборе лопастного сдвига (крыльчаткой). По формуле

$$C = \frac{M}{0,5\pi d^2(h + \frac{d}{3})},$$

где M - крутящий момент крыльчатки, d - ее диаметр, h - высота, найдено сдвигающее усилие, равное сцеплению; при этом $C_{\text{сст}}$ в ненарушенном образце, а $C_{\text{нар}}$ - в нарушенном. Деформационные свойства исследовались в компрессионном приборе полевой лаборатории И.М. Литвинова (1954). При этом первоначально прикладывались нагрузки по 5 г/см² до смещения стрелки мессуры на 2 деления. Первая нагрузка, которая выдерживалась до конца деформации, равнялась 0,1 кг/см². При давлении 0,5 кг/см² изучалась деформация образца во времени. Максимальная нагрузка составляла 2,5 кг/см², после чего осуществлялась разгрузка. По экспериментальным данным строились кривые консолидации и компрессии. По кривым компрессии, построенным в полулогарифмическом масштабе для прямой и обратной ветви, рассчитывался коэффициент компрессии

$$K_d = \frac{\epsilon_2 - \epsilon_1}{\lg P_2 - \lg P_1}.$$

Большой интерес представляют данные, характеризующие структурно-механические свойства осадков.

Методы исследования некоторых специальных механических свойств глинистых пород, которые применялись нами при изучении осадков, изложены в работах П.А. Ребиндера и И.М. Горьковой (Горькова и др., 1959; Ребиндер, 1961). При изучении этих свойств использовался сдвиговый прибор И.М. Литвинова. При постоянном заданном напряжении сдвига (P) по мессуре измерялось нарастание деформации (ϵ_m) во времени до достижения постоянной скорости. Потом производилась разгрузка и снова изучалась деформация во времени. Этот метод кинетики деформации позволил получить семейство кривых, которые характеризуют структурно-механические свойства систем. По ним рассчитывались модуль упругости

($E_1 = \frac{P}{\epsilon_0}$), модуль эластичности ($E_2 = \frac{P}{\epsilon_m - \epsilon_0}$), равновесный мо-

дуль ($E = \frac{P}{\epsilon_m}$), вязкость ползучести $\eta = \frac{P}{\frac{\epsilon - \epsilon_m}{\eta}}$, период релаксации

($\theta = \frac{\eta}{P}$) и эластичности ($\lambda = \frac{E}{E_1 + E_2}$).

Известно, что в процессе раннего диагенеза происходит интенсивный обмен компонентами между твердой фазой осадка и поровой водой. В ряде случаев это заметно влияет на физико-механические свойства осадков. В связи с этим для некоторых образцов определялся солевой состав поровых вод и содержание обменных катионов. Солевой состав поровых вод анализировался после отжатия их с помощью ручного гидравлического пресса в нержавеющей прессформе под давлением 250 атм. Для характеристики химического состава воды микрометодами определяли содержание катионов Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ и анионов HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- , а также pH растворов. Обменные катионы изучались методом, предложенным К.С. Бонч-Осмоловской и Н.С. Спири (1956). В воздушно-сухих пробах определялись обменные Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , и по их сумме судили о емкости поглощения.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

На шельфе данного района наиболее распространены ракушечники, трудно поддающиеся изучению лабораторными методами. Поэтому они охарактеризованы сравнительно слабо. Существенно глинистые или алевроито-глинистые осадки в пределах шельфа слагают небольшую авандельту Дуная и заполняют впадины типа Днепровского жолоба, Каркинитского залива и т.п. Свойства этих мелкоалевритовых и алевроито-глинистых илов изучены значительно полнее (табл. 9).

Таблица 9

Физико-механические свойства осадков северо-западного шельфа Черного моря

Станция, в скобках - глубина моря, м	Интервал, см	Гранулометрический состав, %				Влажность и			
		песок	пыль	глина	пелит	K_{agr}	$W_e, \%$	$W_f, \%$	
12 (54)	0-10	8,12	76,84	14,51	40,15	1,08	33,40	31,6	
	30-35	2,79	65,21	32,00	65,71	1,23	37,40	42,5	
	50-60	13,74	68,26	18,03	49,59	1,24	31,8	41,5	
33 (27)	0-6	8,93	74,57	16,51	66,07	1,06	219,0	103,0	
	22-27	30,28	58,32	11,41	41,51	1,07	105,0	63,8	
	52-60	11,09	68,26	18,00	49,56	1,0	100,0	-	
28 (17)	0-10	4,75	75,73	19,52	64,81	2,29	12,47	69,1	
	35-40	1,78	90,50	7,72	38,59	1,63	67,2	45,8	
	65-71	4,0	68,73	27,27	69,59	2,66	90,9	64,5	
	83-93	6,18	2,38	6,16	2,31	2,31	20,5		
25 (22)	0-5	1,90	69,76	28,43	73,81	1,16	95,0	68,9	
	20-25	2,23	85,51	12,26	70,77	1,79	67,6	60,1	
	45-50	0,75	88,60	10,65	73,03	1,31	62,4	58,2	
	80-90	3,23	82,48	14,29	69,72	1,77	63,0	58,3	
	0-10	22,56	67,61	9,83	50,66	1,58	61,1	41,6	

Заметное изменение свойств наблюдается уже в верхних 50 см разреза. Упрочнение илов авандельты Дуная во времени после нарушения их структуры показывает, что гиксотропные свойства их выражены слабо.

В биогенно-карбонатных отложениях, развитых на большей части шельфа, объемный вес увеличивается до $1,80-1,90 \text{ г/см}^3$, прочность достигает 330 г/см^2 , отношение $W_e/W_f \leq 1$, K_d становится положительным. Скорость звука, определенная в ракушечниках, достигает 2000 м/с .

В континентальных суглинках и глинах, развитых на шельфе, прочность увеличивается до 1 кг/см^2 , а объемный вес равен $1,75-1,90 \text{ г/см}^3$.

О структуре голоценовых морских осадков можно судить по величине коэффициента агрегированности (K_{agr}). Наиболее высокие значения (2,29) его отмечаются в осадках авандельты Дуная, в других районах шельфа микроагрегатная мезоструктура осадков выражена слабо или вовсе отсутствует.

Текстура рассматриваемых отложений характеризуется сезонной макрослоистостью, наиболее четко выраженной в осадках авандельты Дуная. В области распространения биогенно-карбонатных отложений наличие большого количества ракушки создает беспорядочную макротекстуру.

Состав обменных катионов осадков русла и авандельты Дуная соответствует составу поровых вод; можно считать, что реакция обмена в осадках, попадающих в морскую воду, протекает мгновенно (Зайцева, 1962).

пластичность			Физические свойства						
$W_p, \%$	M_p	W_e/W_f	$\gamma, \text{г/см}^3$	$\Delta, \text{г/см}^3$	$\delta, \text{г/см}^2$	$n, \%$	$p_{m'}, \text{г/см}^2$	K_d	
18,0	13,6	1,06	2,56	1,92	1,44	43,8	81	-0,13	
20,8	21,6	0,88	2,50	1,88	1,37	45,2	330	+0,23	
21,5	20,0	0,77	2,54	1,73	1,31	48,5	880	+0,50	
54,8	48,2	2,12	2,06	1,17	0,37	82,1	11	-2,41	
30,6	33,2	1,65	2,30	1,38	0,67	70,2	36	-0,78	
-	-	-	2,38	1,35	0,68	71,5	57		
31,7	37,4	1,80		1,24	0,55			1,49	
23,7	22,1	1,46		1,38	0,83			-0,97	
27,4	37,1	1,40		1,32	0,69			-0,71	
53,9	15,0	1,38		1,27	0,65	62	91	-1,73	
27,8	32,3	1,12		1,38	0,82	56	86	-0,23	
28,9	29,3	1,07		1,42	0,88	54		-0,14	
27,2	31,1	1,08		1,42	0,87	55	113	-0,15	
22,1	19,5	1,46		1,36	0,85		78	-0,90	

Анализируя изменение физико-механических свойств осадков континентального склона северо-запада Черного моря и его подножия (рис. 35), остановимся прежде всего на влажности. Изменение ее с глубиной характеризуется теми же особенностями, что и на шельфе, причем наиболее резкое уменьшение происходит в верхних 50 см разреза. Сокращается суммарное количество прочно- и рыхлосвязанной воды полислоев, и дальнейшее уменьшение влажности происходит в основном только за счет поровой воды. Отметим, что сапропелевые илы, содержащие большое количество гидрофильных гуминовых кислот, характеризуются повышенной влажностью, превышающей 500%. Влажность гидротроилитового ила не отличается от влажности выше- и нижележащих отложений. Однако при отжати поровых вод, которое проводилось для всех осадков в одинаковых условиях (объем осадка 120 м^3 , давление 250 атм), обнаружилось, что из отложений, обогащенных гидротроилитом, поровой воды выделяется значительно меньше. Так, из бурых илов удавалось отжать 50-40 мл воды, а из гидротроилитового слоя только 35-25 мл. Очевидно, иловая вода в последних удерживается более прочно и входит в состав гидротроилита. Изученный Е.Д. Зайцевой (1962) состав поровых вод отложений континентального склона северо-запада Черного моря и его подножия показывает, что он сходен с осадками шельфа; лишь немного увеличена хлорность и изменен состав обменных катионов.

Микроструктура только что отложившегося осадка ячеистая. Но уже в самых верхних горизонтах она претерпевает значительные изменения: глинистые частицы приближаются друг к другу, ячеистость пропадает и связь осуществляется через микроагрегаты. Последние, как видно из величин $K_{\text{агр}}$, легко разрушаются.

Пористость голоценовых осадков уменьшается с глубиной от 93 до 65%. При этом прочные агрегаты образуются только в гидротроилитовом осадке ($K_{\text{агр}}$ до 10), пористость его не отличается от других отложений, так как размер пор становится меньше за счет присутствия коллоидных сульфидов железа. В новоэвксинских отложениях глинистые частицы как в гидротроилитовом, так и в буром иле контактируют друг с другом базальными поверхностями. Возможно, это связано с наличием в их поглощенном комплексе катиона кальция. Пористость новоэвксинских осадков изменяется незначительно и составляет 75-65%.

В осадках континентального склона северо-западной части Черного моря выделено несколько типов текстур. Отложения каламитского возраста, представленные глинисто-сапропелевыми илами, характеризуются слоистой макро- и мезотекстурой. Бугазско-визязевским светло-серым осадкам свойственна беспорядочная мезо- и микротекстура. Гидротроилитовые илы характеризуются ориентированной мезо- и микротекстурой. Направление ориентации в новоэвксинских осадках находится под некоторым углом к плоскости напластования; определенный по методу магнитной анизотропии, этот угол равен 30° . В бурых илах новоэвксинского возраста также обнаружена ориентиро-

ванная мезо- и микроструктура, причем плоскость ориентации расположена под большим углом к плоскости напластования, чем это наблюдалось в гидротроилитовом иле. Судя по всему, размер пор в новоэвксинских осадках, где происходит переориентация глинистых частиц, значительно меньше, чем в голоценовых.

Объемная усадка в голоценовых осадках закономерно уменьшается с глубиной от 63 до 37%; в донных отложениях новоэвксинского возраста она составляет 43-46%.

Низкими значениями прочности ($13-60 \text{ г/см}^2$), определенными с помощью крыльчатки (С) и конуса, характеризуются голоценовые осадки. С глубиной залегания прочность увеличивается, достигая в новоэвксинских осадках величины $100-150 \text{ г/см}^2$. Повышенной прочностью отмечаются донные отложения, обогащенные органическим веществом и сульфидами железа (гидротроилитовый горизонт) в виде тонких прослоев. Прочность нарушенных образцов в 2-3,5 раза меньше, чем прочность осадков естественного сложения. Максимальными значениями структурной прочности ($C_{\text{ест}}/C_{\text{нар}}$) характеризуются илы, обогащенные сапропелевыми прослоями и гидротроилитом. Структурная прочность гидротроилитовых осадков выше, чем залегающих под ними новоэвксинских, возможно, это связано с образованием в процессе диагенеза сульфидов железа, которые увеличивают структурную прочность осадка. Повышенная прочность новоэвксинских осадков связана с увеличением их объемного веса, уменьшением влажности и пористости, а также с ориентированной микротекстурой. Сам же процесс переориентации глинистых частиц свидетельствует о том, что структурные связи в осадках новоэвксинского возраста на глубине от 1,5 до 8 м еще очень слабы. Очевидно, частицы взаимодействуют между собой в основном через гидратные оболочки.

Скорость упрочнения нарушенных илов континентального склона северо-западной части Черного моря во времени увеличена в более древних и более плотных осадках. Это происходит из-за того, что частицы в этих осадках расположены значительно ближе друг к другу, а значит, и молекулярные силы проявляются быстрее.

Компрессионные исследования показали, что рассматриваемые осадки сильно сжимаемы. Коэффициент компрессии закономерно уменьшается с глубиной. В донных отложениях, обогащенных органическим веществом, на глубине около 1 м он равен 1,28; в глинистых илах на глубине 2,5 м (бугазско-вигязевские осадки) - 0,78 и в осадках новоэвксинского возраста - 0,62. Коэффициент консолидации также уменьшается с глубиной от $4,4 \cdot 10^{-10}$ до $1,0 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{с}$; а коэффициент фильтрации, рассчитанный по кривым консолидации, изменяется соответственно от 1,5 см/сут в голоценовых осадках до 0,43 см/сут в новоэвксинских.

Для оценки структурно-механических свойств изучена кинетика развития деформации во времени при постоянном напряжении сдвига. Упругие свойства в рассматриваемых осадках проявляются при напряжениях менее 5 г/см^2 . Более высокие напряжения вызывают их

значительную деформацию и способность к течению с постоянной вязкостью. В донных отложениях до глубины 2,5–3 м наблюдается нарастание упругих свойств с глубиной, а в новоэвксинских отложениях происходит их некоторое уменьшение. Гидротроилитовый горизонт характеризуется наиболее высоким мгновенным модулем упругости, достигающим 10^6 дн/см², что на порядок выше, чем в других осадках.

Изучение акустических свойств показало, что скорость звука увеличивается от современных осадков к более древним. В самых верхних горизонтах донных отложений она составляет 1410 м/с, что меньше скорости звука в морской воде (1500 м/с). К основанию отложений голоценового возраста скорость звука увеличивается до 1440 м/с. Интересно, что в прослоях, обогащенных органическим веществом, скорость звука достигает 1560 м/с. В новоэвксинских осадках рассматриваемая величина увеличивается с глубиной от 1440 до 1530 м/с.

Приведенные данные показывают, что величина скорости звука в донных отложениях не всегда определяется их влажностью, объемным весом и пористостью, а зависит и от структурно-текстурных особенностей осадка. Очевидно, увеличению скорости звука в новоэвксинских осадках способствует их ориентированная микротекстура.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КРЫМА

Осадки шельфовой зоны обладают рядом особенностей (табл. 10). Коэффициент агрегированности в отложениях этого разреза ниже, чем в соответствующих осадках северо-западного шельфа. Макроструктура контролируется прослоями, обогащенными раковинами моллюсков, а мезотекстура – беспорядочная. Изучение микроструктуры показало, что до глубины 3 м глинистые частицы ориентированы в плоскости напластования; угол наклона их к плоскости напластования 7–20°. Ниже 3 м происходит некоторая переориентация с увеличением угла ориентации до 34°. Объемный вес донных отложений шельфа Южного Крыма ниже объемного веса тех же осадков северо-западной части, а число пластичности, наоборот, выше. При этом мелкоалевритовые илы в отличие от алеврито-глинистых и глинистых характеризуются более высокими значениями объемного веса и небольшим числом пластичности.

Величина сцепления (C), определенная для ненарушенных образцов с помощью крыльчатки, весьма невелика (не более 300 г/см²). Отложения шельфа Южного Крыма отличаются значительно меньшей прочностью. Определение величины сцепления в илах после нарушения их структуры показало, что она уменьшается, как правило, в 2–3 раза.

Изучая скорость прохождения звука в осадках ненарушенного сложения, мы нигде не обнаружили величин меньше 1500 м/с; причем минимальные значения скорости звука отмечены не в верхних гори-

Таблица 10

Физико-механические свойства осадков шельфа Южного Крыма

Станция, в скобках - глубина моря	Тип осадка	Интервал, см	Гранулометрический состав, %				K _{агр}
			песок	пыль	глина	пелит	
117	Серый мелко-алеуритовый ил	11,5-20	19,6	53,9	21,6	46,5	1,00
		90-100	22,0	58,9	19,1	40,0	1,00
(30)	Алеурито-глинистый ил	123-133					
		193-203	5,85	62,6	31,6	65,5	1,00
		240-250					
		313-320	6,23	67,9	25,8	59,5	1,03
120	Серый глинистый ил	370-380	7,77	67,3	24,9	49,4	1,03
		451-463	8,23	67,6	24,2	48,3	1,00
		43-53	3,92	52,8	43,3	85,7	1,06
(50)		127-137	8,93	52,5	38,6	82,5	1,04
		212-222	4,2	52,0	43,8	86,8	1,04
		230-255					
		255-260	9,35	51,4	39,2	79,3	1,04
110	Глинистый ил	35-45	1,85	63,5	34,7	73,4	
		120-132	4,28	58,3	37,5	71,3	
		155-165	0,78	62,6	36,6	78,2	
		210-222	3,83	58,31	37,86	74,94	

Угол ориентации, °	Влажность и пластичность						
	W _г , %	W _{ММВ} , %	W _с , %	W _л , %	W _р , %	M _р	W _с /W _л
22	3,70	18,0	53,6	42,8	27,1	15,7	1,25
	3,66	17,8	49,8	40,1	20,8	19,3	1,24
9		16,8	63,4	34,4	23,1	11,3	1,84
5	5,04	23,6	67,2	55,3	27,5	27,8	1,22
18	4,63	19,8	58,7	46,10	23,4	22,7	1,27
28	3,75	18,5	53,9	54,7	25,2	29,5	0,99
	4,96	23,5	56,0	51,3	30,0	21,3	1,09
	4,53	19,9	54,4	53,9	26,2	27,7	1,01
7	6,90	30,2	110,1	85,4	37,1	48,3	1,29
17	7,45	32,9	106,6	82,5	36,3	46,2	1,29
18	5,11	23,9	85,2	68,5	33,6	34,9	1,24
		23,8	99,9	67,1	30,5	36,6	1,49
34	5,75	23,7	84,2	74,9	39,8	35,1	1,12
		26,7	108,2	65,8	33,5	32,3	1,64
	6,41	22,0	80,2	63,9	31,8	32,1	1,26
		22,4	92,1	65,7	37,4	28,3	1,40
	6,30	24,6	86,4	66,6	37,7	28,9	1,30

Таблица 10 (окончание)

Станция, в скобках - глубина моря	Тип осадка	Интервал, см	Объемная усадка, %	Физические свойства			
				γ, г/см ³	Δ, г/см ³	δ, г/см ³	η, %
117	Серый мелко-алеуритовый ил	11,5-20		2,68	1,68	1,09	59,3
		90-100	23,0	2,68	1,71	1,14	57,5
(30)	Алеурито-глинистый ил	123-133	34,0	2,72	1,55	0,95	65,1
		193-203	45,0	2,69	1,54	0,92	65,8
		240-250	34,0	2,67	1,60	1,01	62,2
		313-320	36,6	2,69	1,61	1,05	60,9
120	Серый глинистый ил	370-380		2,68	1,56	1,00	62,7
		451-463	35,4	2,66	1,64	1,06	60,2
(50)		43-53	43,0	2,67	1,45	0,69	74,2
		127-137	46,5	2,67	1,42	0,69	74,2
		212-222	38,0	2,67	1,52	0,82	69,3
		230-255	53,4	2,68	1,41	0,71	73,5
		255-260		2,69	1,46	0,79	70,6
110	Глинистый ил	35-45	-	2,68	1,45	0,70	73,9
		120-132	50,0	2,70	1,57	0,87	67,8
		155-165	52,0	2,70	1,48	0,77	71,5
		210-222	50,0	2,70	1,48	0,79	70,7

свойства	Физико-механические свойства					K _d
	ε	v _p , м/с	Δv _p · 1000, г/см ² · с	C _{ест} , г/см ²	C _{нар} , г/см ²	
1,46	1600	268	59,1	18,2	3,25	-0,69
			75,1	26,9	2,54	-0,5
1,86	1560	242	63,7	22,8	2,79	-2,58
			79,6	29,6	2,69	-0,43
1,92	1540	237	81,5	27,8	2,93	-0,55
			1,64	1540	246	81,5
1,56	1500	234	148	43,2	3,43	0,03
			1,68	1500	234	111,3
1,51	1510	248	104,5	43,2	2,42	-0,14
			2,87	106,9	36,4	2,94
2,87	116	32,3	3,59	3,59	3,59	-0,52
			2,26	93,3	43,2	2,16
2,77	40,9	11,8	3,47	3,47	3,47	-0,89
			2,41	109,0	34,1	3,20
2,82	45,4	19,3	2,4	2,4	2,4	-1,31
			2,10	68,2	27,3	2,5
2,51	79,6	27,4	2,9	2,9	2,9	-0,93
			2,42	77,3	27,6	2,8

Таблица 11

Структурно-механические свойства осадков шельфа Южного Крыма

$P, \text{ г/см}^2$	$E_1 \cdot 10^4, \text{ дн/см}^2$	$E_2 \cdot 10^4, \text{ дн/см}^2$	$E \cdot 10^4, \text{ дн/см}^2$	$\eta \cdot 10^9$	λ	$\theta, \text{ ч}$
Станция 118, интервал 52-61 см, $P_{K-1} < 9 \text{ г/см}^2$, $P_\eta > 21 \text{ г/см}^2$						
9	36	4,85	4,3	1,28	0,88	9
13,4	67	2,1	2,06	1,0	0,97	1,5
21	3,5	4,2	2,0	0,078	0,45	12,2
Станция 118, интервал 218-230 см, $P_{K-1} > 9 \text{ г/см}^2$, $P_\eta > 65 \text{ г/см}^2$						
9	90	15	13	∞	0,85	∞
17	38	7,55	6,7	2,4	0,83	11,5
Станция 111, интервал 70-80 см, $P_{K-1} < 5 \text{ г/см}^2$, $P_\eta > 25 \text{ г/см}^2$						
5	12,5	10	5,55	0,9	0,55	4,5
13	26	4,2	3,6	1,17	0,86	9,0
25	5,25	1,5	1,17	0,58	0,85	13,7
Станция 111, интервал 200-210 см, $P_{K-1} > 9 \text{ г/см}^2$, $P_\eta > 41 \text{ г/см}^2$						
9	60	30	20	2,6	0,67	3,6
21	38,2	5,3	4,66	2,75	0,88	16,0
41	4,55	3,7	2,05	0,72	0,55	10,0

зонах, как это почти всегда бывает в глубоководных отложениях. В некоторых колонках шельфа Южного Крыма в верхних 20 см осадка величина скорости звука превышает 1600 м/с, а на глубине 70 см от поверхности дна достигает всего 1500 м/с. Можно предположить, что скорость звука в донных отложениях зависит не столько от плотности и влажности, сколько от их структурно-текстурных особенностей, т.е. от наличия жестких контактов между отдельными структурными элементами. Максимальная величина скорости звука обнаружена в отложениях, содержащих большое количество ракуши. Большое насыщение осадка раковинами делает его более жестким для прохождения звука. Очевидно, это начинает проявляться тогда, когда возникают контакты непосредственно между раковинами. Соответственно скорость звука может увеличиваться от 1700 до 2100 м/с.

Зная объемный вес осадка и скорость прохождения в нем звука, можно подсчитать его акустическую жесткость, а затем и коэффициент отражения между осадком и морской водой или между различными горизонтами донных отложений. Сопоставление коэффициентов отражения звуковых волн от поверхности осадков разных участков крымского шельфа показывает, что для песчанистых и алевролитистых илов они меньше, чем для глинистых. Коэффициент отражения звуковых волн при их переходе из осадков с небольшим содержанием ракуши к ракушечным отложениям невелик.

Таблица 12

Физико-механические свойства отложений континентального склона Южного Крыма

Станция, в скобках - глубина моря, м	Стратиграфический индекс	Интервал, см	Гранулометрический состав, %				$K_{стр.}$	Угол ориентации,
			песок	пыль	глина	пелит		
108 (950)	Q _{IV}	25-34	-	59,5	40,5	88,0		21
		55-65	0,71	65,2	34,1	85,0		12
	Q _{III} ^{нев}	153-163	-	55,4	44,6	93,6		19
107 (200)	Q _{IV}	176-183	1,57	56,2	43,2	94,4		10
		33-40	-	64,9	35,1	78,8	1,0	28
	Q _{III} ^{нев}	85-93	-	63,4	36,6	80,4	1,01	8
100 (1020)	Q _{III} ^{нев}	123-133	-	69,6	30,4	73,9	1,22	23
		150-157	6,12	59,9	34,0	65,6	1,02	60
	213-223	1,39	67,4	32,3	76,2	1,07	15	
25-40	-	65,4	34,6	82,1	1,02			
130-140	-	64,0	36,0	86,5	1,11			

Таблица 12 (окончание)

Станция, в скобках - глубина моря, м	Стратиграфический индекс	Интервал, см	Объемная усадка, %	Физические			
				$\gamma, \text{г/см}^3$	$\Delta, \text{г/см}^3$	$\delta, \text{г/см}^3$	$n, \%$
108 (950)	Q _{IV}	25-34	55,2	2,6	1,37	0,63	75,8
		55-65	51,0	2,66	1,45	0,81	69,6
	Q _{III} ^{нев}	153-163	48,7	2,66	1,50	0,84	68,4
107 (200)	Q _{IV}	176-183	47,6	2,66	1,51	0,86	67,7
		33-40	61,5	2,59	1,32	0,56	78,4
	Q _{III} ^{нев}	85-93	45,7	2,60	1,38	0,66	74,6
100 (1020)	Q _{III} ^{нев}	123-133	43,3	2,68	1,55	0,91	56,1
		150-157	41,6	2,68	1,60	1,00	62,7
	213-223	46,0	2,68	1,58	0,97	63,8	
25-40			2,67	1,58	0,99	62,9	
130-140			2,69	1,57	0,93	65,4	

Физико-механические свойства осадков шельфа Южного Крыма обнаруживают весьма слабую изменчивость по вертикали даже в пределах 2-3 м (рис. 36). Ранее говорилось о высокой влажности голоценовых илов шельфа Южного Крыма. В дополнение следует отметить, что уменьшение влажности с глубиной происходит крайне медленно, и иногда, даже в длинных колонках, этот процесс не улавливается. В самых верхних горизонтах естественная влажность равна таковой при верхнем пределе пластичности и составляет 50-100%. Пористость колеблется в пределах 50-70%. Очевидно, интенсивное поступление плохо сортированного материала и неспокойная гидродинамическая обстановка (например, на узком и относительно крутом шельфе) создают благоприятные условия для образования в процессе накопления плотного осадка, устойчивого к давлению перекрываю-

К ориентации	Влажность и пластичность						
	$W_r, \%$	$W_{MMB}, \%$	$W_{e}, \%$	$W_f, \%$	$W_p, \%$	M_p	W_e/W_f
0,483	7,14	24,5	116,7	65,8	33,3	32,5	1,77
		26,3	89,1	68,8	33,1	35,7	1,30
		27,1	79,5	64,4	31,5	32,9	1,23
	6,44	24,2	75,6	63,0	32,4	30,6	1,20
0,567		31,3	136,9	78,4	31,7	46,7	1,74
	6,59	29,4	110,6	81,5	40,9	40,6	1,36
		20,3	69,9	49,8	28,4	21,4	1,4
	5,87	20,5	60,6	55,7	30,5	25,2	1,09
	5,15	21,0	63,0	53,5	27,9	25,6	1,18
	4,90	21,4	59,4	58,7	32,4	26,3	1,01
		26,0	69,1	67,8	38,6	29,2	1,02

свойства	Физико-механические свойства					K_d
	$v_p, \text{м/с}$	$\Delta \cdot v_p \cdot 1000, \text{г/см}^2 \cdot \text{с}$	$C_{ест}, \text{г/см}^2$	$C_{нар}, \text{г/см}^2$	$C_{ест}/C_{нар}$	
3,13			34	13,6	2,5	-1,56
2,28			63,7	22,7	2,8	-0,58
2,17			69,4	29,6	2,3	-0,46
2,09			75,0	29,6	2,5	-0,41
3,63	1550	205	27,3	11,4	2,4	-1,25
2,94	1510	208	45,5	20,4	2,2	-0,72
1,95	1570	244	47,8	20,4	2,3	-0,93
1,68	1560	250	113	45	2,5	-0,20
1,76	1510	238	75	22,8	5,3	-0,40
1,70	1510	239	199	59	3,4	-0,27
1,89	1510	237	225	66	3,4	-0,04

щих его отложений. Диагенетическое преобразование осадка протекает при этом крайне замедленно. Это в определенной степени подтверждается составом поровых вод и обменных катионов. Здесь, так же как и в осадках подножия склона северо-западного шельфа, имеет место редукция сульфатов, но этот процесс идет менее интенсивно и метаморфизации иловых вод морского типа в хлоридно-щелочные бессульфатные (как в глубоководных осадках не происходит).

Несколько образцов осадков шельфа Южного Крыма были подвергнуты компрессионным испытаниям. Компрессионные кривые показывают, что отложения крымского шельфа более сжимаемы, чем такие же осадки северо-запада, причем сжимаемость увеличивается с глубиной залегания. Давление вышележащих осадков на глубине

4 м составляет примерно 250–300 г/см². Очевидно, уже в процессе накопления осадка в нем формируется достаточно прочная структура, которая выдерживает это давление. Верхние горизонты донных отложений находятся под действием сильных придонных течений. На увеличение сжимаемости более древних отложений влияет, возможно, разгрузка подземных вод, о наличии которой можно судить по составу обменных катионов в отдельных колонках.

Изучение структурно-механических свойств алевроито-глинистых и глинистых осадков шельфа показало, что упругие свойства в них проявляются при напряжениях до 10–5 г/см². В одних случаях видно нарастание упругих свойств с глубиной, в других – проявляется обратная закономерность (табл. 11).

Донные отложения континентального склона, прилегающего к складчатым сооружениям Крыма, характеризуются самыми высокими показателями физико-механических свойств. На крутых участках склона здесь залегают глинистые и алевроито-глинистые сильно уплотненные илы преимущественно новозвксинского возраста (табл. 12). Эти отложения наиболее упруги из всех рассмотренных нами осадков Черного моря. Для некоторых образцов характерна почти прямая зависимость наибольшей деформации от напряжения сдвига. Эта зависимость сохраняется и при высоких (порядка 50–100 г/см²) напряжениях. Влажность таких образцов иногда всего на 8% выше, чем влажность при нижнем пределе пластичности, и составляет 38,12%, а нижний предел пластичности равен 37,23%. При изучении компрессионных свойств осадков обнаружена их способность к набуханию. Давление набухания до 2,5 кг/см². В других отложениях Черного моря различного состава и строения это явление не наблюдалось. Предположение, что набуханию отложений препятствует давление от вышележащих горизонтов, отпадает, так как они залегают непосредственно у самой поверхности дна. Значит, остается только давление столба воды.

Глубина моря над участками склона, покрытого такими илами, обычно около 1000 м. Давление, которое создает столб воды высотой 1000 м, равно 100 кг/см². Этого вполне достаточно не только для того, чтобы препятствовать набуханию, но и для значительного уплотнения грунта. Так как влажность набухающих образцов близка влажности при нижнем пределе пластичности, то можно предположить, что донные отложения (влажность которых близка нижнему пределу пластичности) становятся непроницаемыми для воды, а следовательно, на них будет действовать давление столба воды. Именно поэтому набухающие отложения самые прочные, а ориентация слагающих их частиц строго горизонтальна.

На уступах континентального склона Крыма местами залегают и голоценовые осадки. Эти отложения подобны соответствующим осадкам континентального склона северо-западной части Черного моря.

Таблица 13

Структурно-механические свойства осадков подножия континентального склона Южного Крыма

$P, \text{г/см}^2$	$E_1 \cdot 10^4, \text{дн/см}^2$	$E_2 \cdot 10^4, \text{дн/см}^2$	$E \cdot 10^4, \text{дн/см}^2$	$\eta \cdot 10^9$	λ	$\theta, \text{ч}$
Станция 106, интервал 135–145 см, $P_{K-1} < 1 \text{ г/см}^2$, $P_\eta > 9 \text{ г/см}^2$						
1	14,3	5,5	4	0,36	0,72	2,5
5	14,3	5,5	4	0,83	0,72	5,8
9	6	1,1	0,94	1,08	0,84	32
Станция 106, интервал 345–355 см, $P_{K-1} > 5 \text{ г/см}^2$, $P_\eta = 33\text{--}40 \text{ г/см}^2$						
5	100	1,0	1,0	∞	0,99	∞
13	52	3,2	2,4	3,5	0,94	40
21	4,6	6,3	2,7	7,6	0,42	78
Станция 106, интервал 710–722 см, $P_{K-1} = 5 \text{ г/см}^2$, $P_\eta = 36 \text{ г/см}^2$						
5	2,5	7,7	5,9	1,54	0,76	7,2
9	8,2	2,7	2,0	0,4	0,75	5,5
13	7,4	13,3	1,13	2,8	0,69	69

Особенности физико-механических свойств новоэвксинских илов континентального склона тесно связаны с палеогеографическими условиями, низким уровнем моря и характером сноса осадочного материала по склонам глубоководной впадины.

Донные отложения подножья континентального склона являются более влажными и менее прочными осадками континентальной террасы, прилегающей к горно-складчатым сооружениям. Состав и свойства донных осадков подножья материкового склона, прилегающего к Крыму, по своей характеристике отличаются от соответствующих осадков районов, прилегающих к платформенной области дна северо-запада Черного моря (рис. 37).

Изменения приведенных выше свойств по вертикали в пределах вскрытой нами толщи отложений происходят очень постепенно и главным образом в самых верхних горизонтах осадка. Ниже 1 м от поверхности дна свойства стабилизируются и до глубины более 7 м почти не меняются. Обращает внимание лишь заметное увеличение угла плоскости ориентации глинистых частиц по отношению к плоскости **напластования** примерно с глубины 4 м. Рассматриваемые осадки более упруги в области малых напряжений, чем осадки подножья континентального склона северо-западного шельфа (табл. 13).

Голоценовые и новоэвксинские отложения подножья континентального склона Горного Крыма отличаются высокой влажностью, поэтому для формирования свойств отложений существенное значение имеет состав поровых вод. По вертикали происходит значительное

увеличение содержания Ca^{++} при одновременном уменьшении количества Mg^{++} . Тот же процесс (но в менее заметной форме) протекает и в составе обменных катионов. Резкое уменьшение и полное исчезновение свободного сульфат-иона уже на глубине 4 м от поверхности дна говорит о высокой интенсивности процессов сульфат-редукции на ранних стадиях диагенеза.

ФОРМИРОВАНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Комплексное изучение донных отложений как сложных многофазных образований, накапливающихся в различных по условиям осадкообразования районах Черного моря, позволило установить ряд общих закономерностей в формировании их физико-механических свойств.

Процессы формирования осадков начинаются со взаимодействия между различными частицами взвеси в момент ее осаждения на дне. Характер этого взаимодействия определяется условиями осадконакопления: климатом бассейна и водосборной площади, геологической структурой дна и прилегающей территории, составом приносимого материала, временем его транспортировки до места осаждения, скоростью осадконакопления и условиями осаждения самого осадочного материала. В результате формируются различные по прочности и строению структуры только что образовавшегося осадка.

На осадкообразование в Черном море определяющее влияние оказывает гумидный климат, господствующий в водосборных бассейнах. Основные различия в свойствах осадков Черного моря обусловлены структурно-геологическими особенностями континентальной террасы и прилегающей к ней территории. С платформенных водосборных площадей поступает большое количество тонкодисперсных глинистых частиц, на поверхности которых сорбировано органическое вещество. Спокойное осаждение терригенного материала на континентальной террасе платформенного типа способствует образованию рыхлого высоковлажного и малопрочного осадка с ячеистой структурой. На континентальной террасе, прилегающей к складчатой области, за счет неравномерного (лавиного) поступления осадка, примеси в нем крупнопелитового и алевроитового материала и беспокойных гидродинамических условий (расчлененность рельефа, придонные течения, мутьевые потоки) образуется более плотный и прочный осадок.

Таким образом, донные отложения, формирующиеся на континентальной террасе, прилегающей к платформенной области, по сравнению с осадками, которые накапливаются на континентальной террасе, прилегающей к складчатой области, характеризуются высокой влажностью, пористостью, усадкой, сжимаемостью и низкими плотностью и прочностью.

На стадии раннего диагенеза в образовавшихся осадках происходит изменение их состава, структуры и текстуры, которые, в свою очередь, вызывают изменение физико-механических свойств. Для донных отложений, накапливающихся в различных условиях Черного моря, в процессе диагенеза происходит переориентация глинистых частиц и микроблоков. Это позволяет принять показатели микротекстуры за один из основных критериев для выделения стадий и этапов формирования физико-механических свойств донных отложений.

По показателям микротекстуры и физического состояния вещества осадка процесс формирования физико-механических свойств изученных донных отложений можно разделить на два этапа.

Для первого этапа характерно беспорядочное или слабоориентированное в плоскости напластования расположение глинистых частиц, которое отражает процесс седиментации. В изученных районах Черного моря к этому этапу относится формирование верхних горизонтов осадков мощностью до 0,5–3 м. В пределах этой мощности осадки характеризуются рыхлостью структуры, высокой естественной влажностью, превышающей верхний предел пластичности, и пористостью больше 65–50%. Прочность, определенная крыльчаткой и конусом, не более 0,5 кг/см².

Интенсивность диагенетических процессов на первом этапе неодинакова в различных районах Черного моря. Значительное изменение физико-механических свойств с глубиной обнаружено в осадках изолированных впадин шельфа и подножия континентального склона платформенных областей. Именно здесь накапливаются осадки, наиболее активные в геохимическом и неуравновешенные в физико-механическом отношении. Редукция сульфатов, повышение щелочности, превращение среды из окислительной в восстановительную, разложение и преобразование органического вещества, изменение состава иловых растворов и поглощенных оснований, двусторонний обмен между иловым раствором и наддонной водой, образование аутигенных диагенетических минералов – вот процессы, характерные для раннего диагенеза осадков, которые приводят к относительному уравниванию системы. В результате ячеистая структура осадка пропадает, уменьшаются влажность и пористость. Дегидратация способствует сближению частиц, которые благодаря пластинчатой форме стремятся занять наиболее компактное положение, ориентируясь в плоскости напластования и взаимодействуя между собой по базисам. Осадок становится более плотным и прочным. Литифицирующее действие оказывают аутигенные минералы (гидротроилит, карбонаты). Исследования И.М. Горьковой (Горькова, 1958; Горькова и др., 1959) показали, что рассмотренные процессы являются, по существу, коллоидно-химическими самопроизвольными процессами структурообразования и старения коллоидных систем.

На континентальной террасе, прилегающей к складчатым областям, в процессе седиментогенеза образуется более плотный и прочный осадок, относительно уравновешенный в физико-химическом от-

ношении. Постоянство или незначительное изменение физико-механических свойств донных отложений с глубиной свидетельствует о второстепенной роли гравитационного давления на первом этапе формирования физико-механических свойств.

Сближение частиц в результате дегидратации и уплотнения осадка на первом этапе, а также все усиливающееся с глубиной действие вышележащих отложений приводят к повышению порового давления. Отжатие поровых вод (рассеяние порового давления) снизу вверх, очевидно, и ориентирует глинистые частицы и микроблоки под большими углами ($30-80^{\circ}$) к плоскости напластования. Частицы расположены вдоль потока фильтрации, взаимодействуя между собой в основном базальными поверхностями. Донные отложения, в которых происходит такая переориентация глинистых частиц и микроблоков, относятся ко второму этапу формирования физико-механических свойств осадков.

В Черном море переориентация частиц отмечена в новоэвксинских осадках континентального склона Крыма и его подножия. В отложениях континентального склона Крыма она фиксируется в отложениях того же возраста под верхними горизонтами, уплотняющимися под действием сползающего обломочного материала. В осадках крымского шельфа начало переориентации глинистых частиц и микроблоков обнаруживается только на глубине 3 м и более. В осадках Черного моря нижняя граница этого второго этапа не вскрыта. Изменение физико-механических свойств осадков с глубиной на втором этапе происходит более медленно, чем на первом. Основной фактор, препятствующий дегидратации и уплотнению осадков под воздействием веса перекрывающих отложений, — поровое давление. Интенсивность процессов дегидратации и уплотнения на этом этапе, очевидно, зависит от скорости отжатия иловой воды (скорость рассеяния порового давления). Ускорителями этих процессов могут быть повышение скорости осадконакопления и тектонические движения земной коры. Однако при слабом проявлении факторов, нарушающих физико-механическое и геохимическое равновесие в осадке, дальнейшее упрочнение и литификация отложений могут происходить очень медленно. Данные по глубоководному бурению показали, что при таких стабильных условиях влажность осадков на глубине около 140 м может достигать 100%, а это значит, что там сохраняются и весьма высокая пористость, и низкая прочность, характерные для практически нелитифицированных осадков.

На втором этапе усиливается влияние гравитационного давления, в результате которого почти полностью отжимается поровая (свободная) вода и естественная влажность приближается к влажности при нижнем пределе пластичности ($W_e = W_p + 5-10\%$), образуется отчетливо ориентированная микроструктура, повышаются плотность и прочность осадков. Однако сам факт переориентации глинистых частиц свидетельствует о еще слабом межчастичном сцеплении. Отжатием воды снизу вверх осуществляется связь поровых вод с бассейном седиментации. Обратная связь в виде диф-

фузии ионов имеет на этом этапе подчиненную роль. Переориентация здесь связана с оптимальной нагрузкой уплотнения, представляющей собой усилие, которое необходимо приложить к связанному грунту, чтобы сформировать микротекстуру, обладающую компактным упорядоченным и устойчивым расположением частиц. Набухание донных отложений Черного моря, обнаруженное при компрессионных испытаниях, свидетельствует о том, что субаквальные глинистые отложения, влажность которых близка влажности при нижнем пределе пластичности, начинают испытывать давление столба воды. Это давление совместно с давлением перекрывающих отложений и способствует образованию в донных отложениях упорядоченной текстуры, уже сравнительно устойчивой к действию высоких уплотняющих нагрузок.

Таким образом, между двумя этапами формирования физико-механических свойств осадков установлена прямая связь. Первый этап формирования физико-механических свойств донных отложений соответствует первым двум этапам окислительного и восстановительного минералообразования, составляющим стадию раннего диагенеза. Вторая стадия формирования физико-механических свойств, связанная в основном с переориентацией глинистых частиц и началом этапа перераспределения вещества осадка, относится к позднему диагенезу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные закономерности распределения и накопления осадков в пределах всей северной континентальной окраины Черного моря соответствуют представлению об упорядоченном и неупорядоченном типах седиментогенеза, развитому Е.Н. Невеским с соавторами (1967) применительно к северной части Черного моря. При этом мы использовали идею Н.М. Страхова (1960) о том, что каждый тип седиментогенеза реализуется в зависимости от различных климатических или геологических условий, определяющих степень дифференциации осадочного материала в бассейнах седиментации. Континентальная окраина севера Черного моря подразделена на две зоны. На северо-западе исследованного района расположена платформенная, относительно стабильная тектонически область континентальной окраины, позднечетвертичные морские отложения которой отличаются максимальной степенью дифференциации. Дифференциация проявляется в четкой пространственной локализации различных генетических и литологических типов осадков, что обуславливает разнообразие и пестроту их состава. Следует отметить и высокую степень изменчивости мощностей отложений при небольшой средней их мощности. На отдельных участках она превышает минимальные значения в 10 и более раз. Например, мощность ракушечников средней части северо-западного шельфа Черного моря обычно не превышает десятков сантиметров, а мощность одновозрастных им глинистых илов, заполняющих отдельные впадины, достигает 2 м и более.

Дифференциация осадков по площади проявляется также и в резком различии характера отложений шельфа и подножия континентального склона. У подножия континентального склона идет более мощное и в значительной степени более терригенное осадконакопление, чем на шельфе. Хотя примесь биогенно-карбонатного материала в отложениях подножия континентального склона также довольно велика, однако генетически этот материал здесь совершенно иной (в основном кокколиты), чем на шельфе. Общий высокий уровень карбонатности осадков платформенной северо-западной окраины Черного моря отражает, по-видимому, прежде всего влияние климатической обстановки осадконакопления. Главный фактор, определяющий здесь осадконакопление, — достаточно высокая средняя температура воды бассейна, которая стимулирует высокую биологическую продуктивность как бентоса на шельфе, так и планктона в водной толще. Про-

явление этого фактора в качестве основного осадкообразующего именно на платформенной континентальной окраине северо-запада Черного моря связано с особенностями питания этого района терригенным материалом. На первый план выступает геологическое строение территории – равнинный характер рельефа и широкое распространение лагунных побережий. Совокупность таких условий заметно снижает массу терригенного материала, поступающего в этот район Черного моря и распределяющегося на большой площади дна.

Высокая степень дифференциации отмечена также и в вертикальном разрезе позднечетвертичных осадков как шельфа, так и подножия континентального склона (частое переслаивание отложений различных литологических типов). Например, у подножия континентального склона северо-запада Черного моря в толще осадков наблюдаются резко отличные друг от друга слои карбонатно-глинистых джеметинских илов, сапропелевых илов каламитского возраста и глинистых илов новозвксина.

Седиментогенез на континентальной окраине молодого складчатого сооружения Южного Крыма носит неупорядоченный характер. Это выражено прежде всего отсутствием четкой дифференциации осадков по площади и по вертикали. И на шельфе, и у подножия континентального склона выделенных областей в результате этого резко преобладает один тип современных осадков – существенно терригенные слабокарбонатные (обычно слабораковинные) глинистые илы. Относительно слабая степень дифференциации толщи осадков континентальной террасы молодых складчатых сооружений Крыма проявляется в том, что по литологическому признаку более или менее заметно отличаются друг от друга лишь осадки голоцена и плейстоцена. Осадки голоцена, включающие древнечерноморские и джеметинские слои, характеризуются при этом более высокими карбонатностью (местами превышающей 20%) и содержанием органического вещества. Внутри же этих горизонтов невозможно выделить по литологическому признаку какие-либо слои. Это касается даже такого четко выраженного в приплатформенных участках подножия континентального склона горизонта, как сапропелевые илы каламитского возраста. У подножия континентального склона Южного Крыма все голоценовые осадки представляют собой монотонную тонкослоистую толщу из слоек, более или менее обогащенных органикой.

В целом терригенный характер осадков дна континентальной окраины Черного моря обусловлен интенсивным сносом материала с молодого складчатого сооружения Крыма. Характер и состав терригенного материала определяются климатом прилегающей суши. Южный Крым отличается теплым гумидным климатом. Соседние районы, будучи семиаридными, тесно связаны реками с областями умеренного гумидного климата. Среди осадочного материала, поступающего с такой суши, резко преобладают глины. Именно поэтому терригенная составляющая практически всех рассмотренных нами осадков в большей своей части представлена глинистыми илами. В районах же континентальной окраины Южного Крыма, где все осадки

являются существенно терригенными, они целиком представлены глинистыми илами. Таким образом, имеется прямая зависимость между гумидностью прилегающей суши и терригенно-глинистым составом осадков континентальной окраины. Можно сопоставить изученные нами осадки дна Черного моря к югу от Крыма с отложениями шельфа Атласа (Caulet, 1972). Атлас — это складчатое сооружение того же возраста, примерно так же расположенное по отношению к глубоководной впадине, а шельф его практически столь же узок, как и крымский. Климат же Атласа аридный. На шельфе Атласа заметно преобладают биогенно-карбонатные отложения, покрывающие его внешнюю и особенно краевую части. С климатическими условиями прилегающей суши и гидрологией бассейна связан и состав этих отложений. В них участвуют остатки очень большого числа организмов. Однако весьма характерно для данных климатических условий широкое распространение на внешней части атласского шельфа водорослевых (литотамниевых) карбонатных отложений. Терригенные осадки, играющие на шельфе Атласа второстепенную роль, распространены локально, пятнами, ближе к прибрежной части шельфа под защитой выступов берега, в бухтах.

В заключение рассмотрим факторы, которые являются определяющими для каждого типа осадков. Биогенно-карбонатные типы осадков обусловлены в основном температурой водоема и его соленостью, т.е. факторами климатическими. Терригенные же, особенно глинистые, типы осадков связаны в первую очередь с геологическим строением суши.

Выше было показано, насколько различно идут процессы не только седиментогенеза, но и диагенеза в различных по геологическим и климатическим условиям областях континентальной окраины севера Черного моря. Этим объясняется и разная степень преобразованности осадков. Для районов упорядоченного седиментогенеза отмечена довольно высокая степень напряженности диагенетических процессов и преобразованности осадков в результате раннего диагенеза. В таких областях эти процессы на шельфе определяются окислительными, а в глубоководной впадине — восстановительными реакциями. В условиях неупорядоченного седиментогенеза интенсивность геохимических и физико-механических процессов преобразования осадков слабее. Различия в характере этих процессов между шельфовыми и глубоководными отложениями стираются, так как эти процессы в обоих случаях связаны с реакциями восстановления. В таких условиях молодые отложения часто оказываются диагенетически не преобразованными на значительную глубину.

Большинство особенностей позднечетвертичного осадконакопления на континентальной окраине Черного моря характерно и для других, в том числе и внутриконтинентальных водоемов. Позднечетвертичная палеогеография Черного моря находится в прямой зависимости от палеогеографии Мирового океана, а следовательно, и от ледниковой палеогеографии суши. Поэтому позднечетвертичные отложения данного внутриконтинентального бассейна коррелируются со страто-

типами континентальных отложений позднеледниковья и морскими океанскими разрезами. В корреляции с океанскими разрезами черноморские имеют даже ряд преимуществ из-за более резких изменений в гидрологии бассейна и составе осадков, вызываемой сравнительно небольшими по океанским масштабам колебаниями уровня.

Такие внутриконтинентальные бассейны с глубоководной впадиной, как Черное море, могут рассматриваться как аналоги материковой окраины. Действительно, практически все ложе глубоководных впадин Черного, Каспийского и даже Средиземного морей — это континентальное подножие и в структурном, и в седиментологическом смысле. Распределение основных типов седиментогенеза, основных типов осадков, их взаимные переходы друг в друга отражают здесь самые общие закономерности осадконакопления на континентальных окраинах.

Имеются, конечно, и серьезные различия между седиментогенезом на материковых окраинах внутриконтинентальных бассейнов, подобных Черному морю, и океанов. Для Черного моря одно из таких отличий (самое известное) — сероводородное заражение глубинных вод. Однако, как теперь выясняется, у подножия многих континентальных окраин океанов накапливаются достаточно богатые органическим веществом осадки. Это приводит к тому, что диагенез таких осадков и их геохимия во многом напоминают черноморские. Более существенным нам представляется отличие, связанное с размерами внутриконтинентальных бассейнов, которые намного меньше размеров океанов. Это вызывает принципиальные различия в гидродинамике поверхностного слоя вод. Из-за отсутствия в водоемах типа Черного моря длиннопериодных волн зыби, типичных для океанов, глубина зоны активного волнового воздействия на дно здесь значительно меньше. В океанах такой зоной может быть практически весь шельф. Это препятствует накоплению на океанских шельфах пелитового и даже алевролитового материала, несмотря на благоприятные условия его мобилизации на суше и поступления в бассейн. С таким явлением, в частности, можно связывать глобальное распространение на океанских шельфах так называемых реликтовых осадков, являющихся, по сути, результатом неотложения какого-либо материала в послеледниковое время.

В противовес этому шельфы внутриконтинентальных бассейнов, таких, как Черное, Каспийское и даже Средиземное, оказываются почти целиком за пределами волнового воздействия на дно. Это создает на шельфах таких водоемов условия для накопления тонкого алевропелитового материала, который при благоприятном стечении обстоятельств (например, на шельфах Крыма и Кавказа) мощным покровом залегает на дне.

Во всем остальном, за исключением упомянутых отличий, Черное море, как и Средиземное, может служить природной лабораторией для изучения процессов седиментогенеза вообще, а на континентальных окраинах в особенности.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосова Я.М., Орлов Д.С., Куприн П.Н. и др. 1975. К выбору методики определения углерода органических соединений в донных отложениях. - В кн.: Комплексные исследования природы океана. М., вып. 5.
- Андрусов Н.И. 1890. Предварительный отчет об участии в черноморской глубоководной экспедиции. - Изв. Рус. геогр. об-ва, т. 26, вып.2 (5).
- Андрусов Н.И. 1918. Геологическое строение дна Керченского пролива. - Изв. АН СССР. Сер. 6, т. 12, № 1.
- Андрусов Н.И. 1926. Геологическое строение и история развития Керченского пролива. - Бюл. МОИП, Нов. сер., т. 34, № 4.
- Архангельский А.Д. 1928. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. - Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 4, № 1.
- Архангельский А. Д., Страхов Н.М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.
- Бабак В.И. 1959. Очерки нестектоники Крыма. - Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 34, № 4.
- Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.И. 1973. Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Киев.
- Бакри Д., Клинг С.Л., Мангейм Ф.Т., Хорн М.К. 1970. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. - Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Барковская М.Г. 1975. Основные закономерности распределения современных донных осадков на шельфе Черного моря. - В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.
- Бессонов А.И., Шукин Е.Д. 1970. Об измерении прочности катализаторов в статических условиях. - Кинетика и катализ, т. XI, вып. 1.
- Бонч-Осмоловская К.С., Спиро Н.С. 1956. Методика получения вытяжек из глинистых осадочных пород для изучения состава легкорастворимых солей и поглощенного комплекса катионов. Л.
- Бордовский О.К. 1974. Органическое вещество морских и океанских осадков в стадию раннего диагенеза. М.
- Бутузова Г.Ю. 1960. Глинистые минералы в осадках восточной части Черного моря. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6.
- Бутузова Г.Ю. 1971. К минералогии осадков Черного моря. - Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Волков И.И. 1961. Сульфиды железа, их взаимодействие и превращения в осадках Черного моря. - Мор. геол. исслед., т. 50.
- Волков И.И., Севастьянов В.Ф. 1968. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд.
- Голубев С.Н. 1973. Некоторые особенности распространения кокколитов в голоценовых осадках Черного моря. - Тезисы докладов VI всесоюзного микроропалеонтологического совещания. Новосибирск.

- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П. 1960. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. – XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. М.
- Горская А.И. 1956. Изучение органического вещества современных морских осадков. – В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.
- Горькова И.М. 1958. Структурообразование в морских осадках. – ДАН СССР, т. 123, № 2.
- Горькова И.М., Душкина Н.А., Рябичева К.Н. 1959. Изучение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. – В кн.: К познанию диагенеза осадков, М.
- Градусов Б.П. 1974. Размещение типов изменений смешаннослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР. Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Градусов Б.П. 1975. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.
- Дроздова Т.В., Гурский Ю.Н. 1972. Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря. – Геохимия, № 3.
- Забелина Э.К., Щербаков Ф.А. 1975. К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря по диатомовым водорослям. – ДАН СССР, т. 221, № 4.
- Зайцева Е.Д. 1962. Обменные катионы осадков Черного моря. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. IV, № 54.
- Зенкевич Л.А. 1951. Фауна и биологическая продуктивность моря. – В кн.: Советская наука, т. 1. М.
- Зенкович В.П. 1958. Берега Черного и Азовского морей. М.
- Зхус И.Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.
- Ищенко Л.В. 1970. Закономерности распределения донных отложений в прибрежной полосе шельфа северо-западной части Черного моря. – В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в границах УССР, вып. 4. Киев.
- Кинд Н.В. 1963. Абсолютная хронология последней ледниковой эпохи и возраст палеолита Европы. – В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М.
- Кинд Н.В. 1973. Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным. – В кн.: Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология, т. 4. М.
- Кулешов В.Н. 1973. Современные водорослевые желваки. – Вест. МГУ. Сер. геол., т. IV, № 3.
- Куликова Е.М., Туровцев А.В. 1974. Массо-спектрометрическое исследование метаново-нафтенных фракций битумоидов. – В кн.: Исследования катагенетических превращений органического вещества. М.
- Куприн П.Н., Забелина Э.К., Щербаков Ф.А. и др. 1975. Палеогеография континентальной террасы северо-западного района Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.
- Куприн П.Н., Потапова Л.И. 1973. О некоторых чертах диагенеза органического вещества в осадках южных морей. – В кн.: К познанию природы осадков. М.
- Куприн П.Н., Потапова Л.И., Ермакова В.И., Шарно Н.М. 1974. Структурные особенности органического вещества Черного моря. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.

- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А. 1971. Особенности распределения и состав современных осадков на шельфе северо-западной части Черного моря. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Потапова Л.И. и др. 1975. Литология, процессы диагенеза и формирование физико-механических свойств современных осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Шевченко А.Я. 1972. Процессы накопления и состав глинистой части осадков северо-западного шельфа Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. М.
- Литвинов И.М. 1954. Исследование грунтов в полевых условиях. М.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н., Говберг Л.И. и др. О строении и стратиграфическом расчленении донных отложений Белого моря. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.
- Моргунов Ю.Г., Воробьев В.П. Калинин А.В. и др. 1975. Структурная поверхность сарматских отложений северо-западной части шельфа Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 5. М.
- Невесская Л.А. 1974. Результаты изучения нескольких колонок донных отложений из глубоководной части Черного моря. — Междунар. ежегодник по вопросам четверт. геол., вып. 5.
- Невесская Л.А., Невесский Е.Н. 1961. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. — ДАН СССР, т. 136, № 5.
- Невесский Е.Н. 1967. Осадкообразование в прибрежной зоне моря. М.
- Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А., Павлидис Ю.А. 1966. Некоторые характерные черты прибрежного седиментогенеза. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин.
- Нейштадт М.И. 1965. Некоторые итоги изучения голоцена. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода.
- Нейштадт М.И., Хотинский А.А., Девирц А.Я., Маркова Н.Г. 1965. Имантское болото. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.
- Новикова З.Т., Невесский Е.Н. 1974. О палеогеографии северо-запада Черного моря в голоцене по терригенным компонентам. — ДАН СССР. Сер. геол., т. 215, № 1-3.
- Пазюк Л.И., Пустыльник И.В., Рычковская Н.И. и др. 1972. Новые данные по стратиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицина. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 5. Киев.
- Пазюк Л.И., Рычковская Н.И. 1967. Особенности литологии пляжевых отложений Черного моря к югу от Одессы. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 1. Киев.
- Парпарова Г.М. 1971. Применение методов углепетрографии для исследования рассеянного органического вещества пород. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.
- Петелин В.П. 1967. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.
- Полякова Л.Д., Куприн П.Н., Потапова Л.И. 1974. Органическое вещество иловых вод осадков Черного моря (Ялтинский и Туапсинский разрезы). — Вестн. МГУ, № 1.

- Пономарев В.В. 1969. Приставка к дифрактометру для изучения переориентации частиц глины в процессе компрессионного уплотнения. — Темат. сб. Всесоюз. проект. и науч.-исслед. ин-та гидрогеол. и инженер. геол., вып. 15.
- Потапова Л.И. 1973. К методике изучения органического вещества современных морских осадков. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. М.
- Потапова Л.И., Гурский Ю.Н. 1972. Люминесцентная микроскопия осадков Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. М.
- Потапова Л.И., Куприн П.Н., Ракчеев А.Д. 1973. Исследование органического вещества современных осадков в инфракрасных лучах. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.
- Ребиндер П.А. 1961. Физико-химическая механика как основа закрепления грунтов. — Труды совещания по теоретическим основам технической мелиорации грунтов. М.
- Родионова К.Ф. 1951. О превращении органического вещества под влиянием микробов морских илов и нефти в связи с вопросом о нефтеобразовании. — В кн.: Памяти академика И.М. Губкина. М.
- Ротарь М.Ф. 1971. Некоторые особенности геологического строения и тектоники верхней части шельфа Черного моря на участках Дунай-Днестр. — В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев.
- Самойлов Я.В., Титов А.Г. 1922. Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей. — Труды геол. и минерал. музея Российской АН, т. 3, вып. 2.
- Сергеев Е.М., Злочевская Р.И., Дивисилова В.И., Алексеенко Г.И. 1972. Современные представления о механизме взаимодействия воды с глинами в процессе их набухания. — Труды Междунар. симпоз. "Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них", вып. 1.
- Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. 1975. К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене. — Океанология, т. XV, вып. 5.
- Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. и др. 1971. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М.
- Старикова Н.Д., Яблокова О.Г. 1972. Углеводы в Черном море. — Океанология, т. XII, вып. 3.
- Страхов Н.М. 1937. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и нефтепроизводящих свит. — Изв. АН СССР, № 5.
- Страхов Н.М. 1959. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории литогенеза. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.
- Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 2. М.
- Страхов Н.М. 1971. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.Н. и др. 1954. Осадкообразование в современных водоемах.
- Ткаченко Г.Г. 1972. Об отражении глубинного строения поднятия Голицина и сопряженного прогиба в четвертичных донных отложениях (Черное море). — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 5. Киев.
- Тримонис Э.С. 1973. Некоторые особенности современного карбонатонакопления в Черном море. — Океанология, т. XIII, вып. 5.

- Троицкая М.Н. 1961. Пособие к лабораторным работам по механике грунтов. М.
- Утсал К. 1968. Исследование глинистых пород дифрактометрическим методом. — Труды по геол. Тартус. гос. ун-та, вып. 221.
- Федоров П.В. 1974. Позднечетвертичная история Черного моря. — Междунар. ежегодник по вопросам четверт. геол., вып. 5.
- Флоровская В.Н., Гурский Ю.Н. 1966. Органическое вещество в глубоководных осадках Черного моря. — Геохимия, № 1.
- Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. 1968. О балансе седиментационного материала в Азовском море. — Океанология, т. XIII, вып. 1.
- Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. 1974. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону.
- Чекунов А.В. 1972. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев.
- Четверикова С.П., Пентина Т.Ю., Дубовик В.И. 1974. О строении основной части рассеянного органического вещества осадочных пород. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.
- Чирка В.Г. 1972. Основные черты палеогеографии северо-западного Причерноморья в плиоцене и антропогене. — В кн.: Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев.
- Шимкус К.М., Емельянов Е.М. 1974. Некоторые черты палеогеографии и глубоководного осадкообразования в Черном море в позднечетвертичное время. — Междунар. ежегодник по вопросам четверт. геол., вып. 5.
- Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С. 1973. О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. — Океанология, т. XIII, вып. 6.
- Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. 1974. Геология Азовского моря. Киев.
- Шнюков Е.Ф., Рыбалко С.И., Ломаев Н.А. и др. 1973. Каламитское поле конкреций (материалы первого рейса нис "Геохимик"). — Труды Ин-та геохимии и физики минералов АН УССР, вып. 1.
- Шуйский Ю.Д. 1974. Процессы скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 6.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Поляков А.С. 1975. Осадконакопление на континентальном склоне Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 5. М.
- C a u l e t J. P. 1972. Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algerian continental shelf. — In: The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory. Stroudsburg, Pennsylvania, USA.
- D e g e n s E. T., R o s s D. A. 1972. Chronology of the Black Sea over the last 25000 years. — Chemical Geol., v. 10, N 1.
- M ü l l e r G., S t o f f e r s P. 1973. Carbonates in pelagic sediments of the Black Sea; distribution and origin. — Chemie der Erde, v. 32, N 3.
- R o s s D. A. 1976. Initial reports of the deep-sea drilling project, v. 42B. National Science Foundation, USA.
- S h i m k u s K. M., T r i m o n i s E. S. 1974. Modern sedimentation in the Black Sea. — In: Black Sea: its geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA.
- S h o l t e n R. 1974. Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. — In: Black Sea: its geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1	
ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЙОНА	6
2	
СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	15
3	
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ	85
4	
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ, МОЩНОСТЕЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО БОРТА ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ	101
5	
ТЕРРИГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ	115
6	
БИОГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ	141
7	
НАКОПЛЕНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ	150
8	
ФОРМИРОВАНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРА ЧЕРНОГО МОРЯ	178
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	202
ЛИТЕРАТУРА	206

**ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ
ЧЕРНОГО МОРЯ**

*Утверждено к печати
Океанографической комиссией АН СССР*

Редактор *А.С. Бирман*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Н.М. Бузова*

ИБ № 7058

Подписано к печати 17.05.78. Т — 09522
Усл.печ.л. 13,25. Уч.-изд.л. 14,5
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 90. Цена 2р.20к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

2572



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»