

Е.Н. НЕВЕССКИЙ
В.С. МЕДВЕДЕВ
В.В. КАЛИНЕНКО



БЕЛОЕ МОРЕ

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
В ГОЛОЦЕНЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П. П. ШИРШОВА

Е. Н. НЕВЕССКИЙ,
В. С. МЕДВЕДЕВ,
В. В. КАЛИНЕНКО

БЕЛОЕ МОРЕ

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
В ГОЛОЦЕНЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калининко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., "Наука", 1977.

Рассматриваются современные и палеоморфо-литодинамические процессы в прибрежной зоне и на шельфе Белого моря, определяемые волнениями и приливами; изучены источники и количества терригенного материала, пути и способы его поступления в морской бассейн. Впервые для Белого моря проведены широкие геохимические исследования, охватившие толщу осадков и поверхностный слой. При расчленении разрезов морских отложений применялся комплексный биостратиграфический анализ.

Табл. 28. Библ. 167 назв. Ил. 68

Ответственный редактор

А.А. АКСЕНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Белое море среди окраинных морей Советского Союза является самым небольшим по размерам акватории, но одним из наиболее интересных морских бассейнов страны.

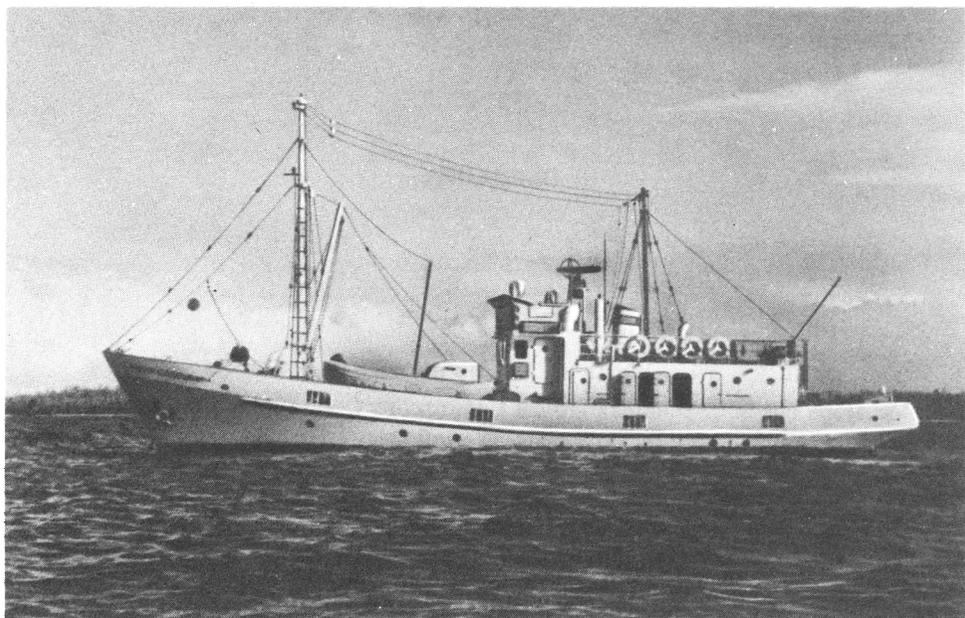
Белое море отличается сложной геологической историей и геологическим строением, большим разнообразием природных процессов. Все это позволяет рассматривать его как естественную природную лабораторию, в которой можно изучать широкий спектр океанологических вопросов, в особенности относящихся к проблеме взаимодействия суши и моря. Исторически так сложилось, что с этого моря начались первые шаги русских в освоении морского промысла, навигации, судостроения северных морей. Белое море стало одним из первых объектов для систематических гидрологических, биологических, океанографических исследований.

Впервые подробные исследования здесь были выполнены гидрографами. Правда, первая русская морская карта Белого моря, составленная в 1727 г. с голландского атласа, была далека от действительности. Сравнительно близкая к истинным очертаниям карта составлена по систематическим описаниям русских моряков в 1770 г., детальные съемки и опись Белого моря были выполнены М.Ф. Рейнеке в течение четырехлетнего периода с 1827 по 1832 г., на основании чего им составлены карты разных частей Белого моря, а также подробное "гидрографическое описание северного берега России" (Рейнеке, 1849) — первая лоция Белого моря.

Начиная с XIX в. Белое море и его побережья начали изучать географы, биологи, геологи и океанологи. Среди крупнейших исследователей можно назвать имена И.И. Лепехина, А.А. Иностранцева, В. Рамзая, А.А. Полканова, Н.М. Книповича, К.М. Дерюгина, И.И. Месяцева, Л.А. Зенкевича, В.М. Тимофеева, Н.Г. Судовникова, В.В. Тимонова и многих других. Подробные исторические обзоры геологических исследований района содержатся в соответствующих томах "Геологии СССР", "Геологической изученности СССР", а также отдельных монографиях и статьях, которые цитируются ниже. Необходимо лишь подчеркнуть, что изучение непосредственно геологии Белого моря связано прежде всего с именами М.В. Кленовой и Т.И. Горшковой, составившими первую карту донных осадков этого бассейна. Большой вклад в изучение Белого моря в четвертичное время внесен М.А. Лавровой.

Значительные исследования в области четвертичной геологии района выполнены Г.С. Биске, Н.И. Апухтиным, а также целым рядом геологов и геоморфологов Северо-Западного геологического управления, ВСЕГЕИ, Кольского и Карельского филиалов АН СССР и многими другими, продолжающими вести плодотворные исследования в данном регионе.

С точки зрения морской геологии особо следует остановиться на работах И.К. Авилова (1956), который впервые для Белого моря собрал и обработал данные по многочисленным колонкам донных отложений центральной части моря и его заливов. Им выделены четыре горизонта разновозрастных отложений, приведены мощности осадков, скорости осадконакопления, проанализирована история формирования бассейна в послеледниковое время. Сделан вывод о том, что основным



Р и с. 1. Нис "Профессор Добрынин" у берегов Белого моря

источником терригенного материала являются выносы рек, из которых главная роль принадлежит Сев. Двине.

В 1964 г. начались работы комплексной геолого-геоморфологической Беломорской экспедиции ИОАН (начальник экспедиции В.С. Медведев, научный руководитель Е.Н. Невесский), которые продолжались в 1965–1966 и 1968 гг. Работы в течение всего этого периода велись на нис "Профессор Добрынин" водоизмещением около 100 т (рис. 1).

Этим исследованиям предшествовали рекогносцировочные работы на западном побережье Белого моря, в Онежской губе и Кандалакшском заливе (Медведев, 1957; Ионин и др., 1961, 1965), а также на отдельных участках берегов Двинской и Мезенской губ (Буданов, Медведев, 1961; Медведев, 1971, и др.).

Основной целью экспедиций было изучение особенностей морфологического развития и седиментогенеза приливного субполярного бассейна, его поздне–последниковой истории и закономерностей концентраций в осадочных толщах химико-минералогических компонентов.

Э к с п е д и ц и о н н ы е и с с л е д о в а н и я. Полевые работы велись по известной методике, сложившейся в Институте океанологии (Буданов, 1964; Невесский, 1967).

Большой объем экспедиционных сборов по всей акватории моря и берегам (311 колонок донного грунта длиной до 4,5 м, несколько сот дночерпательных проб, сборы взвеси, опробования по обнажениям террас и шурфам) позволил выполнить разнообразные исследования и вскрыть механизм литогенеза, а также геологическую историю развития бассейна в позднем плейстоцене и голоцене (рис. 2). Были проведены анализы – гранулометрический, минералогический пофракционно, вплоть до субколлоидной размерности, химический как фоновых, так и микроэлементов. Анализировались образцы донных осадков и взвеси, а также образцы береговых образований и коренных пород. В общей сложности было выполнено более 30 тыс. отдельных аналитических определений. На ряде образцов получены определения абсолютного возраста и палеотемператур. На основе комплексного биостратиграфического анализа (пыльцевой, фораминиферовый, диатомовый и анализ двустворчатых моллюсков) была впервые разработана дробная возрастная шкала для осадков голоцена. Эта шкала, в основу которой положен климатостратиграфический принцип, позволила расчленить осадочные толщи по всему бассейну,

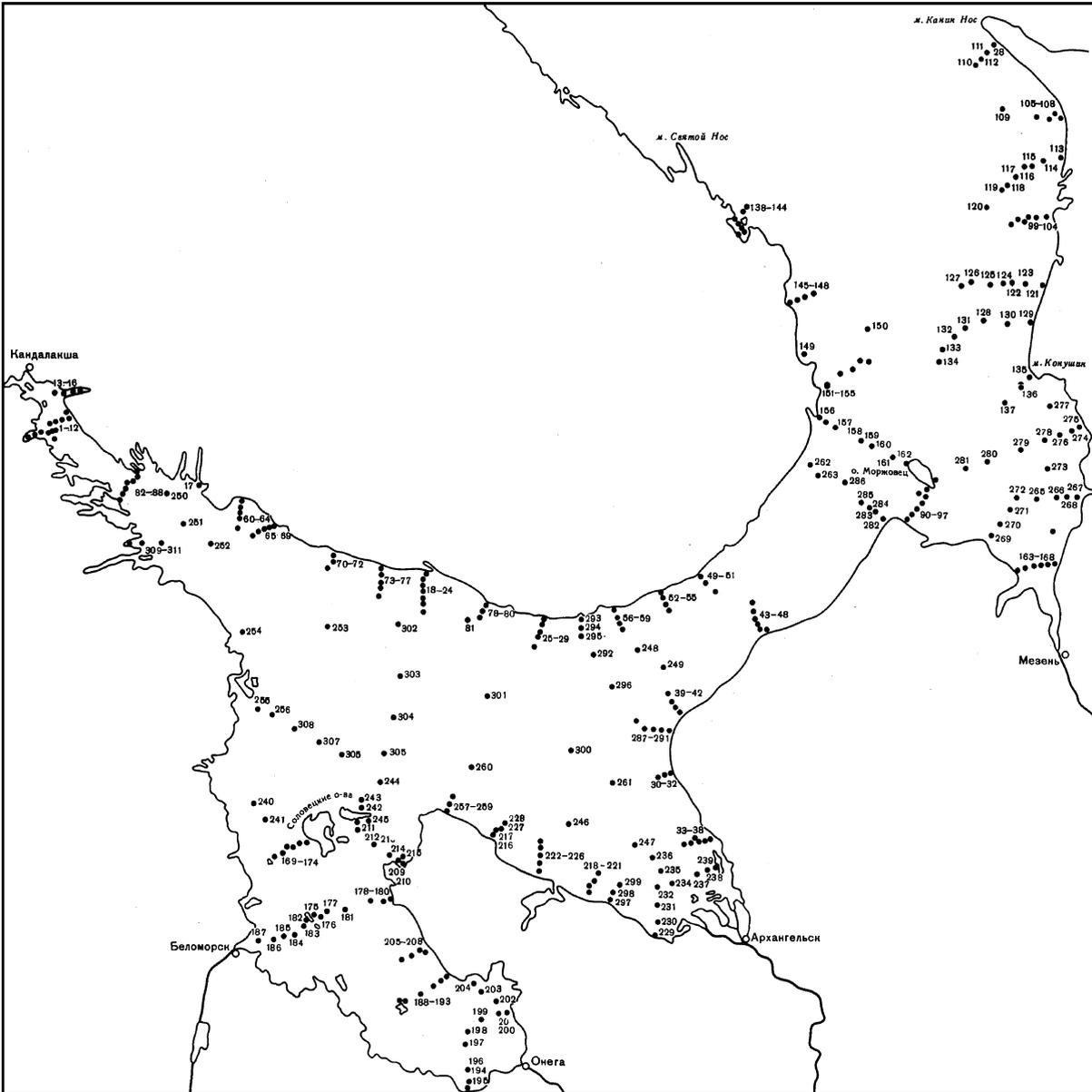


Рис. 2. Схема расположения колонок донных осадков, полученных Беломорской экспедицией на мис "Профессор Добрынин" с помощью вибропоршневой трубки в 1964-1966 и 1968 гг. Цифрами обозначены номера колонок

Комплексы флоры и фауны верхнечетвертичных отложений Белого моря

Климатические периоды	Комплексы по пыльце и спорам	Спектры (подкомплексы) по пыльце и спорам	Комплексы диатомовой флоры	Комплексы фораминифер	Комплексы моллюсков	
Последние	Субатлантический (SatI)	Абсолютное господство пыльцы древесных пород	I Состав современный: неритические виды, океанические, сублиторальные. В Канда-лакшском заливе и центральной части моря прослеживаются подкомплексы: Ia – большее участие арктобореальных видов; Ib – еще участие южнобореальных видов; <i>Thalassiosira nitzschioides</i> , <i>Melosira arctica</i>	I Выделен по преобладанию форм с песчаной раковинной <i>Veneuilina advena</i> , <i>Reophax curtus</i> и др. В центральной части: <i>Cassilamellina subacuta</i> – форма с известковой раковинной	IV Состав моллюсков является более разнообразным по сравнению с составом III комплекса и количество их заметно увеличивается в поверхностном слое	
	Субатлантический (SatI)	Абсолютное господство пыльцы древесных пород	I Состав современный: неритические виды, океанические, сублиторальные. В Канда-лакшском заливе и центральной части моря прослеживаются подкомплексы: Ia – большее участие арктобореальных видов; Ib – еще участие южнобореальных видов; <i>Thalassiosira nitzschioides</i> , <i>Melosira arctica</i>	I Выделен по преобладанию форм с песчаной раковинной <i>Veneuilina advena</i> , <i>Reophax curtus</i> и др. В центральной части: <i>Cassilamellina subacuta</i> – форма с известковой раковинной	IV Состав моллюсков является более разнообразным по сравнению с составом III комплекса и количество их заметно увеличивается в поверхностном слое	
	Атлантический-суббореальный (AtI-Sb)	АтI отдельно выделен только по Онежской губе, где в спектрах значительно увеличивается содержание пыльцы ели и широколиственных пород. Спектры характеризуют растительность времени климатического оптимума голоцена	II Выделен по присутствию южнобореальных видов а – Подкомплекс сублиторально-неритический с участием южнобореальных видов Второй максимум теплолюбивых океанических видов: <i>Coscinodiscus radiatus</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> и др. б – Сублиторальный северобореальный подкомплекс. По всем районам доминирует <i>Melosira sulcata</i> в – Сублиторально-неритический с участием южнобореальных видов. Первый максимум теплолюбивых океанических видов (<i>Rhizosolenia styliformis</i> , <i>Grammatophora angulosa</i> и др). Выделен по всем районам.	II Выделен по появлению редких форм с песчаной раковинной – <i>Reophax curtus</i> , <i>Trochammina scuamata</i> , в центральной части – <i>Spirorlectammina biformis</i> . Общее количество форм увеличивается. Выделен по всем районам	III Комплекс выделен по резкому уменьшению числа видов и створок в осадке II Комплекс выделен по пику биомассы и максимуму видового разнообразия. Характерно укрупнение раковин. Доминируют виды рода <i>Astarte</i> , <i>Masoma</i> , <i>Chlamys</i> и др. Выделен по всем районам, за исключением центральной части моря	
	Бореальный (B)	III В основном пыльца – <i>Pinus</i> . Постоянное участие принимает пыльца <i>Picea</i> , <i>Alnus</i> , <i>Betula</i>	III Спектр выделен по всем районам, включая центральную часть. Наблюдается господство <i>Pinus silvestris</i>	III Появляются единичные теплолюбивые виды а – Сублиторальный северо- и арктобореальный с примесью южнобореальных видов (<i>Melosira sulcata</i> var. <i>sulcata</i>) б – Сублиторально-неритический, арктобореальный подкомплекс (<i>Chaetoceros mitra</i>). Выделен по всем заливам и центральной части моря	III Выделен по появлению арктобореального вида <i>Protelphidium orbiculare</i> . Состав становится более разнообразным. Преобладает <i>Elphidium clavatum</i>	I-II Переходный подкомплекс. Характерно появление новых видов без их массового развития. Это главным образом <i>Hiatella arctica</i> и <i>Masoma baltica</i> (Онежская губа)
	Пребореальный (Pb)	II Увеличивается количество древесной пыльцы и спор за счет сокращения пыльцы трав	По всем районам, за исключением центральной части моря. По Онежской губе наблюдается резкое улучшение климатических условий, о чем свидетельствует богатый состав флоры. По Кандалакшскому заливу уменьшение роли тундровых и северобореальных растений	IV Сублиторальный северобореальный комплекс. Доминируют: <i>Rhabdonema arcuatum</i> , <i>Hyalodiscus scoticus</i> , <i>Synedra tabulata</i> . Выделен по всем заливам	IV Широкое и массовое развитие получает <i>Elphidium clavatum</i> . Комплекс выделен в Кандалакшском заливе, Онежской и Двинской губах	I Комплекс выделен по появлению первых представителей моллюсков в осадках. Раковины редкие и мелкие. В прибрежных районах моря представлен – <i>Portlandia aestuariorum</i> – начало пребореального времени. Позже появляется <i>Portlandia arctica</i> – в глубоководных районах и <i>Mytilus edulis</i> – в прибрежных. В конце пребореали начале бореали появляются <i>Masoma baltica</i> и <i>Hiatella arctica</i>
	Верхнедриасовый (Dr3)	I Преобладает пыльца <i>Betula humilis</i> Schrank. На суше – тундровая растительность	Выделен в Онежской, Двинской губах и Кандалакшском заливе. В Двинской губе, кроме общих признаков для этих районов, в спектре увеличивается содержание пыльцы березы и пыльцы трав	V Сублиторально-неритический арктобореальный а – Морская стадия. Арктические и арктобореальные виды б – Солонатоводная стадия. Доминируют преимущественно эвриалинные диатомеи. Выделен по Онежской, Двинской губам и Кандалакшскому заливу	V Впервые фораминиферы появляются в осадках второй половины All в Двинской губе. В других районах только в конце Dr3. Комплекс представлен мелкими и единичными формами: <i>Elphidium clavatum</i> , <i>E. sp.</i>	Моллюски отсутствуют
	Аллерейский (All)	Господство пыльцы – <i>Betula ppa</i> . На суше в это время лесотундровая растительность	Спектр выделен в Двинской губе – по нижнему максимуму пыльцы ели, в Онежской – по присутствию бореальных видов (<i>Lycopodium clavatum</i> , <i>L. complanatum</i> , <i>L. selago</i>)	VI Озерно-ледниковый. Доминируют пресноводные холодолюбивые виды (Онежская губа и у Терского берега). Доминируют: <i>Pinnularia lata</i> , <i>Melosira ambigua</i> , <i>Epithemia zebra</i> В Двинской губе подкомплекс Vб встречен в аллереде (<i>Rhopalodia gibba</i> , <i>Epithema turgida</i> , <i>Opephora martyi</i>)		

что сделало возможным расшифровку механизма осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене, миграций терригенного и талассогенного материала, его дифференциации и локализации в толще отдельных минералогических и химических компонентов.

В процессе исследований были вскрыты главные закономерности и характерные черты становления рельефа и осадочного покрова, выстилающего дно Белого моря. Установлено влияние на этот процесс послеледниковой трансгрессии, питания отдельных регионов седиментационным материалом, гидродинамических и климатических особенностей. Выявлены фашиально-генетические ряды как во временном аспекте (по вертикали), так и по спектру глубин. Раскрыта определяющая роль приливов в морфо- и литодинамике прибрежно-шельфовых районов Белого моря, а также значительная роль неотектонических движений (в частности вертикальных блоковых смещений) в развитии контура берегов и рельефа дна, осадочного чехла и в распределении в толще твердых полезных ископаемых. Выявлен ряд черт геохимии прибрежных отложений, изучены некоторые особенности постседиментационных диагенетических изменений осадочных толщ и т.д.

Исследования позволили установить этапы осадконакопления в относительном и абсолютном летосчислении, произвести подсчеты общих и элементных абсолютных масс, составить схему неотектонических движений берегов и дна бассейна в позднем плейстоцене и голоцене.

В процессе работы над монографией В.С. Медведевым написаны главы I и II; он участвовал также в написании IX главы. В.В. Калининко написаны главы III, IV и V. Глава VI написана В.С. Медведевым и Е.Н. Невесским совместно с Л.И. Говберг. Е.Н. Невесским написаны главы VII–XII. В период написания монографии все ее разделы подвергались коллективному обсуждению.

Кроме авторов настоящей монографии, в сборе материала и его обработке участвовали сотрудники Института океанологии Ф.А. Щербаков (1964–1966 гг.), Ю.А. Павлидис (1965–1966 и 1968 гг.), А.А. Аксенов (1965 г.), Н.М. Кривоносова (1965–1966 гг.), Л.Г. Гризик (1968 г.), Т.Н. Морошкина (1964–1965 гг.), В.П. Бобрус (1968 г.) и другие, которым авторы приносят свою искреннюю признательность.

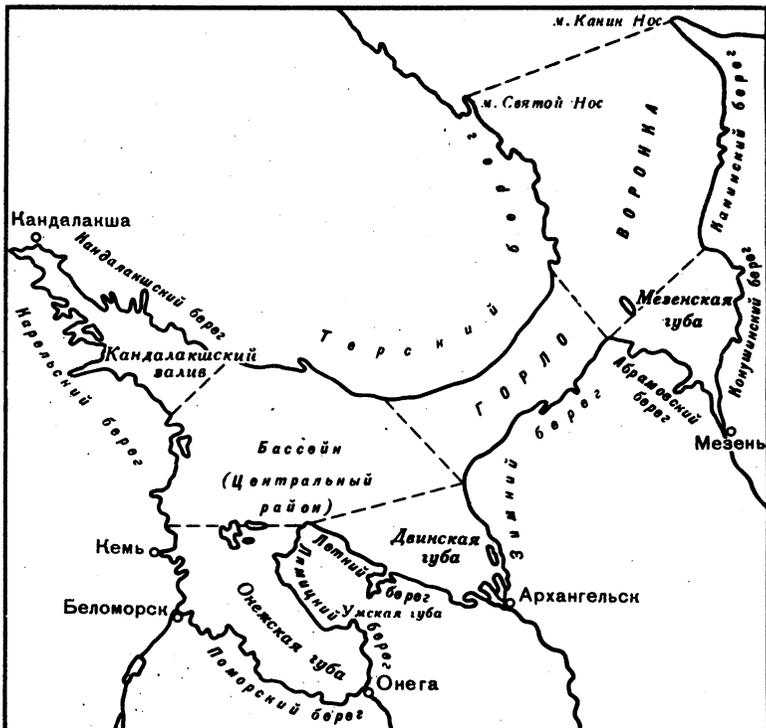
Лабораторная обработка материала выполнялась в ИОАН в Лаборатории тектогенеза и истории развития шельфа — Т.Н. Морошкиной, Л.Г. Гризик и в аналитической лаборатории — З.А. Глаголевой, А.Я. Шевченко, Г.С. Голиковой, Г.А. Нагаевой и др. Часть анализов выполнялась в ГИНе и МГУ.

ОБЩАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

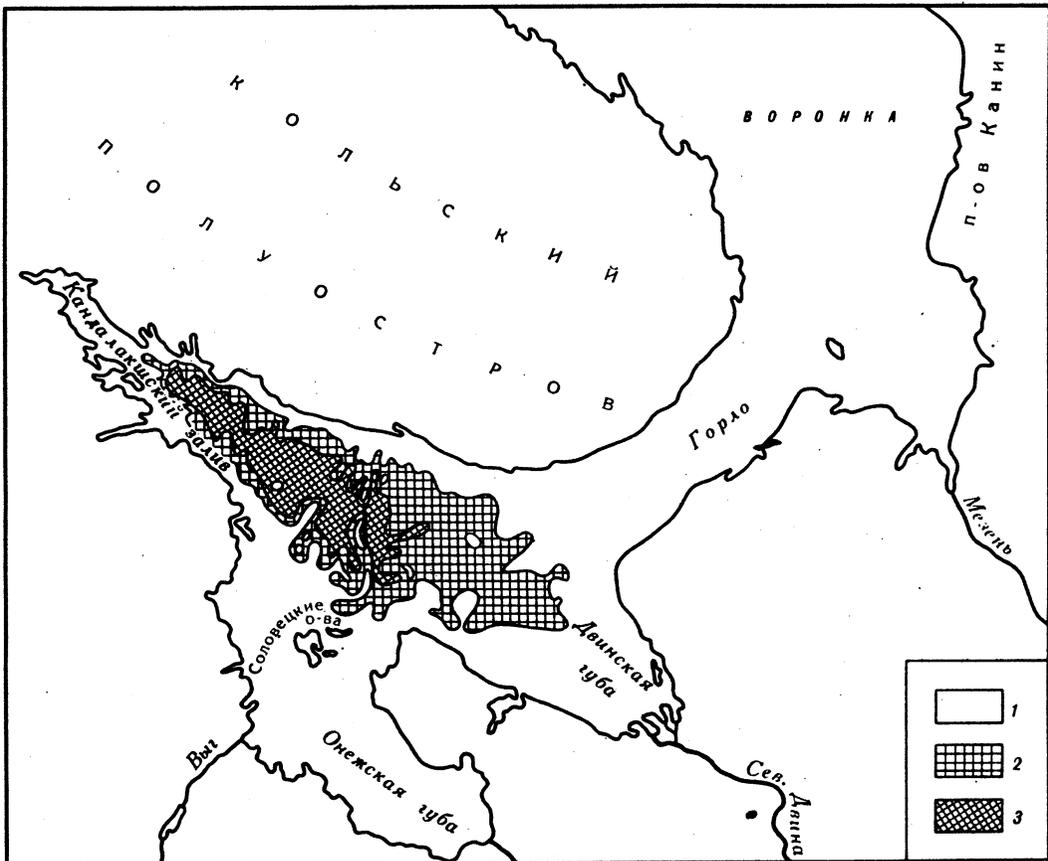
ПОЛОЖЕНИЕ, МОРФОМЕТРИЯ, РЕЛЬЕФ ДНА, ГЛУБИНЫ

Белое море, расположенное на северной окраине Европейской части СССР, между Кольским и Канинским полуостровами, принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана. В ландшафтно-климатическом отношении оно является типичным субполярным бассейном, а в структурно-геоморфологическом — окраинным шельфовым морем.

Северная граница между Белым и Баренцевым морями проходит по линии, соединяющей м.Святой Нос (68°09 с.ш.) и м.Канин Нос (68°40 с.ш.), а юг Онежской губы находится на 63°46 с.ш. Таким образом, протяженность моря с севера на юг составляет более 500 км. Белое море — полузамкнутый бассейн довольно сложной конфигурации. Обычно оно делится на три части — северную, среднюю и южную. Северная имеет очертания воронки или треугольника, открытой частью обращенного к Баренцеву морю, а вершиной — к устью Мезени: открытая часть называется Воронкой, а внутренняя образует Мезенскую губу (рис. 3). Южная, или центральная, часть моря называется Бассейном. Вместе с Кандалакшским заливом, Двинской и Онежской губами эта полуизолированная часть моря является самой обширной,



Р и с. 3. Районы Белого моря и местные названия его берегов



Р и с. 4. Батиметрическая схема Белого моря

1 — районы глубин менее 100 м; 2 — глубины 100–200 м; 3 — глубины более 200 м

глубоководной акваторией, наиболее ярко характеризующей собственно Беломорский бассейн.

Северная и южная части моря соединяются средней частью, которая представляет собою сравнительно узкий (45–65 км) пролив, называемый Горлом.

Акватория Белого моря занимает около 90 тыс. км², объем воды равен 8 тыс. км³, протяженность берегов более 2,5 тыс. км. Наибольшая длина от м. Каннин Нос до пос. Поньгома — 315 миль, а максимальная ширина между Кандалакшей и Архангельском — 230 миль.

Рельеф дна моря неровный, глубины сильно меняются как между отдельными районами, так и внутри них. Наиболее мелководная — северная часть. Лишь на севере Воронки глубины местами достигают 60–70 м, основная же область акватории Мезенской губы почти не выходит за пределы изобаты 20 м. Эта часть моря имеет и наиболее сложный рельеф дна, представляющий собой на юге обширное мелководье с ложбинообразным понижением в осевой части на продолжении русла р. Мезени. Это мелководье постепенно переходит в пологонаклонную донную равнину. И лишь на границе между нею и мелководьем Мезенской губы донный рельеф осложняют узкие и длинные песчаные гряды или "кошки".

В Горле рельеф дна более неровный. Вытянутые вдоль оси пролива подводные аккумулятивные и эрозионные желоба и гряды чередуются с отдельными поднятиями и замкнутыми котловинами. Особенно четко выражен продольный желоб вдоль западного берега пролива, где в отдельных котловинах глубины местами превышают 100 м. Средние глубины в Горле колеблются около 30–50 м.

Самый сложный рельеф дна имеет южная часть Белого моря. Здесь крупные неровности дна определяются главным образом структурно-тектоническими осо-

бенностями кристаллического фундамента и распределением ледниково-обломочного валунного и моренного материала. Как уже отмечалось, Бассейн Белого моря является наиболее глубоководной частью. Центральная впадина с глубинами более 100 м протягивается с северо-запада на юго-восток из Кандалакшского залива в Двинскую губу и занимает примерно 2/3 акватории Бассейна и его заливов (рис. 4). В пределах впадины имеются три котловины, разделенные порогами. Глубины котловин более 250 м; в одной из них, в районе п-ова Турий, находится максимальная глубина Белого моря — 343 м.

Наиболее глубоководными являются Кандалакшский залив, за исключением его вершин, а также Двинская губа. Онежская губа, отделенная от центральной части моря грядой Соловецких островов, — самый мелководный из заливов с глубинами 5—25 м.

Рельеф дна в Бассейне и глубоководных частях Кандалакшского залива и Двинской губы в общем спокойный, и только в районе дельты Сев. Двины, а также у западного побережья и в вершине Кандалакшского залива, в районе кандалакшских шхер, дно очень неровное. Сложный рельеф имеет Онежская губа, где дно усеяно бесчисленными каменистыми банками, "коргами", мелями. Неровности донного рельефа в надводной части проявляются в виде большого количества островов, разбросанных почти по всей его поверхности, особенно в западной половине залива.

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Положение Белого моря у Полярного круга, а частично севернее его, и связь с бассейном Северного Ледовитого океана определяют довольно суровые климатические условия. Это выражается в продолжительности зимнего сезона и низких средних температурах.

Белое море ежегодно покрывается льдами, которые держатся 6—7 месяцев, с октября-ноября до мая. Ледовый покров почти на 90% состоит из плавающих дрейфующих льдов, и только в устьях рек, вершинах заливов и кое-где вдоль берегов формируется неподвижный лед-припай (Белинский, Истошин, 1956). Льды Белого моря тают на месте мало: почти вся их масса выносится в Баренцево море. Этому способствуют как характерные для весеннего времени юго-западные ветры, так и усиливающееся сточное течение, связанное с пополнением талых весенних вод во время речных паводков.

Весной на Белом море погода неустойчивая вследствие попеременного вторжения то теплых воздушных масс с Атлантики, то холодного воздуха из арктической области. Средняя температура воздуха в мае составляет 1—6°. Летний период короткий, преобладает пасмурная и прохладная погода. В июле средняя температура держится на уровне 8—10°. При западном и юго-западном ветрах она повышается до 13°, при юго-восточном повышается до 17—19° и даже до 30°.

На Белом море выпадает значительное количество осадков, при этом в южной части моря в два раза больше (400—500 мм/год), чем в северной (250—300 мм/год). Более половины от общего количества выпадающих осадков приходится на теплый период года. Белое море характеризуется наибольшим на территории СССР количеством пасмурных дней и высокой относительной влажностью воздуха. Число дней в году с относительной влажностью более 80% в 13 часов достигает 160—180, а число пасмурных дней превышает 200 (Борисов, 1948). Среднее число дней в году с осадками колеблется от 150 до 200.

Положение моря на окраине материка обуславливает сезонную смену ветров: с ноября по март преобладают юго-западные ветры, с мая по сентябрь — северо-восточные. Апрель и октябрь являются переходными от одной системы ветров к другой. Холодное время года сопровождается частым прохождением циклонов и штормовыми ветрами. На севере моря их повторяемость достигает 10—12%. К югу вероятность штормов уменьшается. Примерно один раз в 5 лет скорость ветра достигает в каком-либо из районов Белого моря 40 м/сек (Справочные данные... , 1962).

Белое море характеризуется значительной бурностью, однако, несмотря на частые штормы, интенсивность волнения сравнительно невелика, что определяется небольшими размерами моря и тем, что в наиболее штормовые сезоны его значительная часть покрыта льдами. Из-за ограниченной длины разгона волнение успокаивается сравнительно быстро, волны короткие и крутые. Наиболее интенсивное волнение наблюдается в северной части моря, где высоты волн могут достигать 7 м; сила волнения уменьшается в Горле, затем Бассейне и, наконец, районе губ.

Характерной особенностью гидродинамического режима Белого моря, играющей местами решающую роль в литодинамических процессах, являются приливо-отливные течения, вызываемые периодическими колебаниями уровня. Приливы носят правильный полусуточный характер: в течение суток наблюдаются две полные и две малые воды. Приливная волна из Баренцева моря входит в северную часть Белого моря, распространяется по Горлу и далее по закрытой области моря. Величина прилива в разных районах моря неодинакова и колеблется в значительных пределах (Белинский, Истошин, 1956). Максимальной величины она достигает в Мезенской губе — 10 м (средняя величина 6—7 м). В Бассейне средняя величина прилива колеблется до 1 м увеличиваясь до 1,5 м и более в заливах.

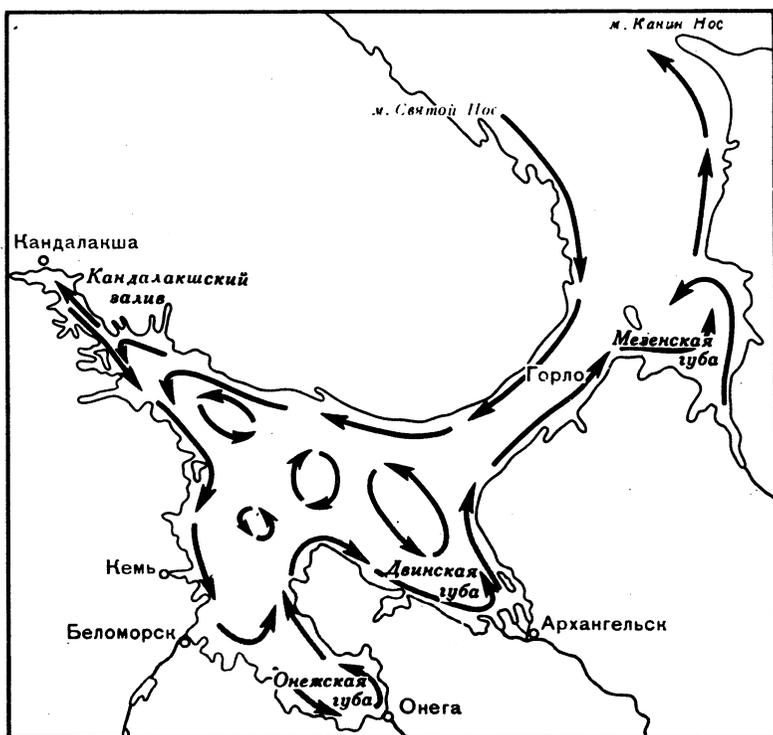
Приливы сопровождаются приливо-отливными течениями, охватывающими в мелководных акваториях всю толщу воды и проникая до самого дна. Наиболее мощные течения со скоростями, местами превышающими 2,5 м/сек, возникают в Мезенской губе и Горле. В Онежской губе скорости достигают 0,8—1,0 м/сек, в Кандалакшском заливе 0,3 м/сек (Добровольский, Залогин, 1965).

Значительные неперiodические течения возникают также из-за ветровых сгонно-нагонных колебаний уровня. При нагонах уровень повышается на 0,7—0,9 м, а при сгонах падает на 0,5—0,7 м. Максимальная величина нагона бывает осенью и зимой при северо-западных и северо-восточных ветрах, сгоны же особенно велики при юго-западных ветрах.

Кроме приливо-отливных и дрейфовых течений, существует система постоянных течений, с помощью которых осуществляется водообмен между Белым и Баренцевым морями. "Заводной пружиной" водообмена является материковый сток. Для небольшого бассейна, каким является Белое море, жидкий материковый сток непропорционально велик. Сток осуществляется рядом крупных рек: Северной Двиной, Онегой, Мезенью, Кулоем, Выгом, Кемью и множеством более мелких рек. Годовой сток всех рек оценивается в 215 км³ воды. Свыше половины общего годового стока, а именно 111—171 км³, проходит на Сев. Двину. Сток других рек составляет: у Мезени 26—38, Онеги 18—27, Кеми 12, Выга 11 км³ (Лопатин, 1949). Особенность материкового стока заключается в том, что все наиболее крупные реки впадают в Двинскую, Онежскую и Мезенскую губы, т.е. относительно изолированные части акватории, что вызывает резко неравномерное распределение солёности морской воды. Неравномерность материкового стока усугубляется тем, что 60—70% годового расхода рек приходится на короткий весенний период, при этом воды, образовавшиеся при таянии снегов, отличаются низкой минерализацией.

Материковый сток флювиальных вод значительно опресняет воды моря, что сильнее всего сказывается в заливах, куда впадают крупные реки. Наиболее солёные воды заполняют северную и центральную части моря, где в поверхностных слоях солёность не превышает 25—26⁰/оо, а в глубинных достигает 30—31⁰/оо.

Обильное питание Белого моря речными водами и приуроченность устьев рек к вершинам крупных заливов вызывают повышение уровня моря в заливах и во всей внутренней закрытой области моря. Избыток воды малой плотности (пониженной солёности) из закрытой области моря через Горло поступает в Баренцево море, куда направлено постоянное сточное морское течение (Дерюгин, 1928; Тимонов, 1947). Годовой расход этого сточного течения составляет около 220 км³. Некоторое превышение его над годовым стоком рек связано с атмосферными осадками и подземным питанием. Из Баренцева моря через Горло во впадину Белого моря направлен встречный поток тяжёлых нормально солёных океанических вод



Р и с. 5. Схема постоянных поверхностных течений Белого моря (по В.В. Тимонову, 1947)

(Тимонов, 1947). Таким образом, систему водообмена можно назвать двух-этажной.

Поступление воды из Баренцева моря в Белое имеет огромное значение для поддержания солености в Белом море, а главное для снабжения кислородом глубоких горизонтов воды во впадине моря. Имеются данные о том, что ежегодно возобновляется 2/3 массы глубинной воды (глубже 50 м).

Сточные течения из вершины заливов, т.е. из устьев рек, направлены к выходам из заливов. При этом они всюду прижимаются к правому берегу. Огибая берега и переходя друг в друга, они образуют единый вдольбереговой циркулярный поток, направленный против часовой стрелки (Тимонов, 1947).

У южного входа этот постоянный поток как бы разорван: одна ветвь, следуя вдоль Зимнего берега, устремляется из Двинской губы в Горло, а из Горла во впадину моря. Непосредственно вдоль Терского берега Кольского полуострова направлено встречное течение, которое следует на запад в Кандалакшский залив.

Скорость общего постоянного вдольберегового потока незначительна: 0,1–0,15 м/сек. Только в узкостях и вдоль мысов скорость увеличивается до 0,3–0,4 м/сек (Добровольский, Залогин, 1965).

В центральной части моря имеется система циклонических и антициклонических круговоротов (Тимонов, 1947), приуроченных к депрессиям дна (рис. 5). Такой же круговорот отмечается между о. Моржовец и м. Конушин.

Отмеченная схема течений характерна для поверхностного слоя водной толщи. Циркуляция глубинных вод во многих чертах повторяет схему поверхностных течений.

В холодное время года для глубоководных районов большое значение приобретают вертикальная циркуляция, перемешивание вод. Поверхностные слои моря сильно утяжеляются, приобретают высокую плотность в результате поступления солей, вымораживающихся в процессе образования льда. Более тяжелые холодные и соленые воды опускаются ко дну, а на смену им поднимаются более теплые придонные воды.

Белое море расположено в основном на северо-восточной окраине докембрийского Балтийского щита и частично распространяется на ту область, где древний складчатый фундамент Русской платформы уходит в восточном направлении под недислоцированный чехол осадочных пород. У п-ова Канин Белое море покрывают более молодые (рифейские, байкальские) линейные складчатые сооружения северного продолжения Тимана (Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966). Важнейшими структурными единицами рассматриваемой части Балтийского щита являются три весьма протяженные сложнослоистые пояса или зоны, имеющие северо-западное простирание: 1) Лапландско-Беломорский пояс (зона древнейшей архейской складчатости); 2) Карельско-Финляндский пояс (Карельская зона карелид), граничащий с предыдущим поясом на юге; 3) Кольско-Норвежский пояс (Кольская зона карелид), примыкающий к Беломорскому поясу с севера (Шатский, 1946; Шуркин, 1968; Войтович, 1973).

Основу Лапландско-Беломорского пояса составляет комплекс архейских метаморфических пород, состоящий из кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов и амфиболитов. Этот комплекс пород получил наименование "беломорского" или "беломорид", из-за его широкого распространения на побережье Белого моря. Мощность комплекса 8–10 км (Шуркин, 1968). Архейский комплекс метаморфических пород пронизан различными группами интрузий: гранитов, гранодиоритов, диоритов, пегматитов, перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов, ортоамфиболитов и др. Отмечаются массивы пород, относящиеся к протерозою: они слагаются амфиболитами, биотитовыми и ставролитовыми гнейсами.

Карельско-Финляндский и Кольско-Норвежский пояса относятся к сравнительно более молодым (протерозойским) образованиям, к так называемым карелидам. В зоне карелид распространены глубокометаморфизованные осадочные и эффузивно-осадочные породы (такие, как филлиты, кремнистые сланцы, кварциты, доломиты, окремненный мрамор), переслаивающиеся с амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Эти породы прорваны многочисленными кислыми, основными и ультраосновными интрузиями. Метаморфические толщи восточной оконечности Кольско-Норвежского пояса слагают побережье Белого моря в области Горла и Воронки.

Указанные геоструктурные области формировались за период от 4000–3500 до 1500–1700 млн. лет. Позднее, после карельского тектоно-магматического цикла, весь регион существовал как единая платформенная структура.

Наиболее ранними платформенными осадочными образованиями в окрестностях Белого моря являются красноцветные кварцито-песчаники, песчаники, конгломераты терской серии, развитой по южному берегу Кольского полуострова. Они резко несогласно залегают на древних кристаллических породах складчатого фундамента платформы. По времени образования их относят к верхнему протерозою (нижний — средний рифей). Сходный или более молодой возраст имеет терригенная, в основном песчаниковая толща так называемой ненюкской серии Онежского полуострова. Здесь же, а также в районе нижнего течения Онеги, на побережье Двинской губы и далее по Зимнему берегу к Мезенской губе обнаружены отложения нижнего кембрия (или венда и нижнего кембрия), представленные двумя сериями: валдайской и балтийской, состоящими из песчаников, алевролитов, аргиллитов и аргиллитоподобных глин (Стратиграфия СССР. Кембрийская система, 1965).

На восточном побережье Белого моря известны и другие палеозойские отложения: это глинистые пачки, условно относимые к девону, и толща сложного чередования глин, мергелей, известняков, линз песчаников — так называемые северодвинские слои, принадлежащие верхнему горизонту татарского яруса (верхняя пермь) (Геология СССР, 1963).

В четвертичное время территории, окружавшие Белое море, покрывались материковыми льдами. После таяния льдов и образования озерного и морского бассейна здесь сохранился комплекс разнообразных отложений, залегающих непосредственно на древних кристаллических и осадочных породах Балтийского щита и Русской платформы. В зависимости от генезиса рыхлые отложения выполняют впадины доледникового рельефа или образуют положительные формы, усложняя рельеф местности.

В геологическом строении Беломорского района четвертичные отложения как по мощности, так и распространенности играют различную роль. В области Балтийского кристаллического щита, на западе района, осадочный чехол четвертичных отложений распространен неравномерно, мощность его сравнительно невелика, во многих местах он совершенно отсутствует. В восточных районах, наоборот, четвертичные отложения являются наиболее распространенным типом рыхлых пород, под которыми погребены породы фундамента.

В Карелии, например, максимальная мощность четвертичных отложений (около 120 м) зарегистрирована лишь в Олонецком районе, в крупном понижении доледникового рельефа; средняя мощность не превышает 20–25 м. Вдоль западного побережья Белого моря и других крупных водоемов (Онежского и Ладожского озер) четвертичные отложения практически отсутствуют (Бискэ, 1959).

На Кольском полуострове, в зависимости от расчлененности рельефа коренных пород, мощность четвертичных отложений также сильно колеблется, достигая в отдельных впадинах более 100 м, а на вершинах "тундр" и в районе северного побережья четвертичные отложения почти полностью отсутствуют. В юго-восточной части полуострова и вдоль Терского берега четвертичный покров распространен широко (Лаврова, 1960). На юге Белого моря и Онежском полуострове мощность четвертичных отложений возрастает до 60 м (Лаврова, 1933; Кальберг, 1940), в бассейнах рек Сев. Двины и Мезени превышает 100 м (Легкова, 1961; Девятова, Лосева, 1964).

Стратиграфическое подразделение четвертичных отложений в общем одинаково для западных и восточных районов. Наиболее распространенной является схема о наличии следов двух оледенений и морской бореальной трансгрессии, отложения которой разделяют верхнюю и нижнюю морены, предложенная еще Рамсеем (Ramsey, 1898). Эта схема легла в основу дальнейших исследований.

Изучению четвертичных отложений окрестностей Белого моря — Карелии, Кольского и Онежского полуостровов, Зимнего берега и Канинско-Мезенского района посвящены детальные работы многих исследователей: Б.Ф. Землякова (1936), К.К. Маркова (1933, 1935), Г.И. Горещкого (1951), Н.И. и М.М. Толстихиных (1935), С.Я. Яковлева (1934, 1947), М.И. Лавровой (1931, 1933, 1960, 1968 и др.), Э.Я. Кальберг (1940), Г.С. Бискэ (1959, 1969), Я.Д. Зеккеля (1934, 1939), Е.М. Люткевича (1953), В.Г. Легковой (1961), Э.И. Девятовой (1961, 1969).

М о р е н н ы е о т л о ж е н и я. В настоящее время для района Белого моря точно установлены отложения двух морен, относимых к Днепровскому и Валдайскому оледенениям.

В Карелии и на Кольском полуострове нижняя морена сохранилась местами в депрессиях, главным образом в глубоких речных долинах. На большей же части этих районов она была уничтожена во время последнего оледенения.

На территории Карелии нижняя морена чаще всего представлена супесями и суглинками, реже песками и еще реже глинами. Содержащиеся в морене валуны относятся преимущественно к местным породам — гранитам, амфиболитам, диабазам, гнейсам, кварцитам. Нижняя морена Кольского полуострова представлена несортированной глиной или суглинками с валунами кристаллических пород. От верхней морены она отличается большим содержанием глинистых частиц, плотностью и красно-бурым цветом.

Верхняя морена в Карелии имеет почти повсеместное распространение. В целом она характеризуется преобладанием песчаной фракции (30–70%) и равным

содержанием алеврито-глинистой и гравийно-галечной фракций (10–15%). Высокое содержание песчаной и небольшой процент алеврито-пелитовой фракции является самой характерной особенностью карельской морены по сравнению с моренами других ледниковых районов.

На большей площади Кольского полуострова верхняя морена залегает на коренных породах и лишь местами подстилается флювиогляциальными отложениями, в юго-восточных частях полуострова, в речных долинах, она залегает на межледниковых морских отложениях. Средняя мощность морены около 3–5 м (Лаврова, 1960).

Для морены весьма характерны несортированность и высокий процент глинистой фракции. Последнее обуславливает значительную плотность морены. Морена содержит большое количество валунов и гальки разной величины и петрографического состава, но всегда со значительным преобладанием местных доминирующих пород. Несмотря на сильные изменения гранулометрического состава, ее минералогический состав в целом является сравнительно постоянным. Наиболее распространены кварц (35–70%), роговая обманка (17–63%), полевой шпат (25–45%), гранат (5–27%), рудные минералы (6–23%). Из остальных минералов отмечены эпидот, сфен, дистен, силлиманит, рутил, турмалин, диопсид, циркон и др. (Лаврова, 1960).

На Онежском полуострове нижняя морена распространена только в восточной части и представлена вязкими плотными глинами серого, буроватого, а местами и красноватого оттенков. Верхняя морена часто имеет двучленное строение — нижний горизонт сложен серыми вязкими глинами, насыщенными валунами зеленых девонских песчаников, гнейсов, гранитов, реже диабазов, известняков, сланцев, а также обломков бореальной фауны. Верхний горизонт морены окрашен в бурый цвет, отличается от нижнего плохой сортировкой, большим содержанием грубообломочного материала (Лаврова, 1931; Кальберг, 1940).

Моренные образования Зимнего берега в общем аналогичны отложениям восточной части Онежского полуострова. Характерно лишь меньшее распространение нижней морены и меньшее содержание валунного материала в ней.

Наиболее своеобразные моренные отложения Канинского полуострова менее всего изучены (Люткевич, 1953). Широкое распространение, по-видимому, здесь имеет нижняя морена московского оледенения. Местами она характеризуется трехчленным строением — два горизонта морены разделены межморенными отложениями. Нижний горизонт морены плотный, глинистый, темно-серого, почти черного цвета, с небольшим количеством валунов, преимущественно местных пород, нередко с обломками морской фауны. Верхний горизонт — супесчаного состава. Чаще всего это валунный суглинок бурого, красновато-коричневого или темно-серого цветов. Межморенные (межстадиальные) отложения представлены разнозернистым песком, гравием и галькой.

В отличие от остальной территории запада Архангельской области, где верхняя морена валдайского оледенения имеет не только широкое площадное распространение, но и создает основной тип рельефа, район Мезени и Канинского полуострова характеризуется меньшим распространением верхнеморенного комплекса отложений.

Ледниковые отложения, развитые на отдельных участках, относятся в основном к моренам локального типа и имеют сравнительно небольшую мощность. Отложения верхней морены представлены коричневато-серыми и буровато-серыми комковатыми суглинками с валунами, преимущественно из местных осадочных пород: песчанистых, кремнистых, доломитизированных и органогенных известняков, доломитов, мергелей, песчаников. Реже встречаются валуны и галька гранито-гнейсов, гнейсов, кварцито-песчаников и др.

Межледниковые отложения морской бореальной трансгрессии залегают на размытой поверхности нижней (московской) морены и стратиграфически перекрываются мореной валдайского оледенения, характеризуя время московско-валдайского (микулинского) межледниковья. Они широко распространены, особенно на востоке района.

На Кольском полуострове морские межледниковые отложения наблюдаются преимущественно в восточной и юго-восточной частях. Наиболее полные разрезы установлены в долинах рек Поной, Мал. Качковка, Панфилов ручей, к северу от р. Орловки, в Лумбовском заливе и др.

В нижнем течении р. Поной разрез межледниковых отложений представлен внизу песками, супесями и суглинками с галькой и валунами, с большим количеством остатков морской фауны. Выше супеси переходят в песчанистые, местами слоистые глины с включениями гальки и щебня, а еще выше перекрываются толщей мелкозернистых песков. Мощность комплекса межледниковых отложений 100 м (Лаврова, 1960).

На южном побережье Кольского полуострова эти отложения известны в долинах рек Пялищи, Стрельны, Чаванги, Чапомы, Варзуги и др., но мощность их здесь значительно меньше, так как в низовьях рек они лежат ниже уровня моря, а вверху значительно денудированы.

В Карелии имеется очень небольшое количество обнажений, в которых вскрываются межледниковые отложения, сохранившиеся лишь в глубоких понижениях рельефа кристаллического фундамента и обнаруженные буровыми скважинами (Бискэ, 1959; Бискэ, Девятова, 1965).

В бассейне Онеги осадки бореальной трансгрессии приурочены, как и на Балтийском щите, к отдельным древним эрозионным врезам. Значительно представлены фашии прибрежной зоны межледникового моря (Девятова, 1961).

Наиболее полный разрез бореальных отложений вскрывается в бассейне Сев. Двины (Лаврова, 1937; Легкова, 1961; Плещивцев, Гриб, 1965). В нижней части сводного разреза залегают темно-серые или темно-коричневые глины с фауной и суглинки с галькой и мелкими валунами. Средний горизонт представлен тонкими глинами и слоистыми суглинками также с макро- и микрофауной. Верхний горизонт сложен слоистыми глинами и песками. Общая мощность разреза порядка 100 м.

Морские межледниковые отложения, залегающие под мореной последнего оледенения или под нерасчлененными морскими поздне-последледниковыми отложениями, широко распространены на Зимнем берегу Белого моря. Они обнаружены в устьях рек Ручьи, Мегра, в береговых обрывах близ рек Летняя Золотица, Това и др. (Зеккель, 1939). Отложения разнообразны по литологическому составу — глины, суглинки и пески сменяют друг друга на незначительном расстоянии. В осадках найдена фауна моллюсков — обитателей сублиторальной зоны умеренно холодных морских вод (Бискэ, Девятова, 1965).

В Мезенской губе межледниковые отложения представлены в основном песками. Глины были встречены только к северу от Семжи. На западном побережье Канинского полуострова на р. Шойне эти отложения представлены темно-серыми пластичными глинами, содержащими гальку и остатки фауны. Мощность отложений достигает местами 30—40 м. В береговых обрывах Конушинского и Канинского берегов бореальные отложения в основной своей массе слагаются разнообразными песками с примесью глинистого материала (Люткевич, 1953).

Морские отложения поздне-последледникового времени распространены в разных районах побережья Белого моря. Их изучению посвящены работы многих исследователей, поскольку с распространением этих отложений связаны палеогеографические реконструкции голоценовой истории Беломорского бассейна и региона в целом. В частности, для западного побережья моря изучение морских отложений долгое время связывается с вопросом существования позднеледникового Беломорско-Балтийского соединения; вопрос этот до настоящего времени окончательно не решен.

Расчленение морских голоценовых отложений на поздне — последледниковые тоже остается для многих районов нерешенной проблемой, тем более что в ряде случаев они не охарактеризованы палеонтологически. Так, Г.И. Горецкий (1951), по отдельным находкам фауны и морской диатомовой флоры в районе западного побережья Белого моря, считает, что отложения, отнесенные ранее к позднеледниковой иольдиевой трансгрессии, должны быть отнесены к регрессии Литорина.

Г.С. Бискэ (1959) вообще считает, что во время существования Иольдиевого моря в Балтике впадина Белого моря и север Карелии были еще покрыты льдом, а морские виды проникли сюда лишь в среднем голоцене. Поэтому все морские отложения Беломорского побережья, если их возраст не установлен палеонтологически, относятся к осадкам послеледникового времени. Во многих случаях границы морских бассейнов устанавливаются по геоморфологическим признакам: распространению террас и береговых линий, само положение которых не всегда бесспорно.

На Кольском полуострове в пределах побережья Белого моря самые древние морские отложения относятся М.А. Лавровой (1960) к горизонту Портландия. Они залегают на высоте от 32 до 145 м и сложены разнородными песками.

Возможно, к морским отложениям трансгрессии Портландия на территории Карелии относятся верхние горизонты глин в нижнем течении р. Кеми.

Более широко распространены среди отложений позднеледникового комплекса осадки озерно-ледниковых бассейнов и ледниково-морские отложения. На территории Карелии отложения Беломорского приледникового озера слагают прибрежную равнину до абс. отметок 70 м. Они представлены в основном пластичными глинами серого цвета, местами слоистыми, суглинками и песками. Мощность их достигает 17 м. Озерно-ледниковые глины были прослежены в нижнем течении рек Выга, Кеми, Нюхчи, Шуи, Летней и др. В Онежском районе озерно-ледниковые ленточные глины и пески "первого озерно-ледникового бассейна" (Лаврова, 1931) сохранились в долине р. Онеги. Осадки "второго озерно-ледникового бассейна" развиты по всему южному и восточному побережью Онежской губы. Наиболее полные разрезы вскрыты в долинах рек Пурнемы и Малошуйки. В Онежском районе они залегают до отметки 40 м и сложены также ленточными глинами и песками.

На Кольском полуострове озерно-ледниковые отложения по его периферии почти не известны, зато во многих местах встречаются ледниково-морские (солончатково-водные) осадки. Они развиты преимущественно в заливах. Чаще всего они представлены слоистыми глинами серого или зеленовато-серого цвета, залегают на морских или флювиогляциальных отложениях последнего оледенения и перекрываются морскими отложениями или торфяниками. Мощность их местами достигает 20 м. На южном побережье Кольского полуострова они наблюдаются также в депрессиях дочетвертичного рельефа, главным образом в долинах рек Варзуги, Стрельны, Сальницы, где под морскими позднеледниковыми осадками залегают ленточные глины с мощными глинистыми слоями серого цвета и тонкими песчаными прослоями (Лаврова, 1960). Широко развиты ледниково-морские отложения в меридиональной депрессии на западе Кольского полуострова, что позволяет делать выводы о возможном соединении Кольского и Кандалакшского заливов в раннем голоцене.

Морские послеледниковые отложения распространены в узкой прибрежной полосе Белого моря. По М.А. Лавровой (1947), послеледниковое время в Белом море начинается регрессией Литорина. Комплекс послеледниковых песчано-галечных, песчаных и песчано-глинистых морских отложений Кольского полуострова расчленяется М.А. Лавровой на горизонты и террасовые уровни, соответствующие этапам развития Балтийского моря.

В Карелии морские отложения были установлены во многих местах Беломорского побережья, где они представлены глинами, содержат морскую фауну и пылецевой спектр послеледникового возраста.

Однако Г.С. Бискэ (1959) не разделяет точку зрения М.А. Лавровой о неоднократной смене трансгрессий и регрессий на Белом море и считает, что эти данные свидетельствуют, скорее, об одной послеледниковой трансгрессии Белого моря.

В восточных районах Белого моря комплекс поздние-послеледниковых осадков на суше почти не расчленяется. Он состоит главным образом из песчаных отложений, слагающих низкие террасы, примыкающие местами к абразионному уступу моренных отложений.

Описанные комплексы четвертичных отложений дополняются морскими, аллювиальными и золовыми отложениями, которые участвуют в сложении современных аккумулятивных форм прибрежной зоны моря. Следует подчеркнуть, что рыхлые четвертичные отложения, главным образом ледниковые, являются основным источником обломочного терригенного материала, поступающего в бассейн Белого моря за счет различных экзогенных процессов, и играют важную роль в формировании донных осадков бассейна.

ХАРАКТЕР НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В конце XIX в. де Геер, анализируя древние береговые линии Фенноскандии, пришел к выводу о ее сводовом поднятии за последние 12–15 тыс. лет с максимальным поднятием в северной части Балтийского моря. М. Саурамо (Saugamo, 1939) уточнил представления о сводовом поднятии, установив наличие флексуорообразных перегибов береговых линий, введя понятие "шарнирных линий". Подтверждая идею сводового поднятия, схема Саурамо дает представление об особенностях гляциоизостатических движений в процессе дегляциации.

За последние годы схема равномерного сводового поднятия в Фенноскандии критикуется на основании новых данных о строении земной коры этого региона (Николаев, 1966, 1967). Характер тектонических движений в значительной степени определяется особенностями строения земной коры. По новейшим данным, полученным с помощью геофизических методов, земная кора в пределах Балтийского щита состоит из двух слоев – верхнего гранитного и нижнего базальтового общей мощностью около 35–40 км. Характерно, что гранитный слой имеет небольшую для континента мощность – около 5–8 км (Шустова, 1966) и отличается неоднородностью в горизонтальном направлении. Из-за неоднородности строения земная кора не могла одинаково реагировать на ледниковые нагрузки и разгрузки.

Существенной особенностью рассматриваемой части Балтийского щита является его глыбово-блоковое строение. Три пояса складчатого фундамента щита (Лапландско-Беломорский, Карельско-Финляндский и Кольско-Норвежский) отграничены друг от друга крупным глубинным разломом (Войтович, 1973). Имеется мнение, что в северо-восточной части Балтийского щита глубинные разломы образуют пересекающуюся систему двух направлений, вследствие чего окраина щита распадается на ряд самостоятельных блоков: Беломорский, Кольский, Мурманский, Карельский (Шустова, Дедеев, Кратц, 1973). Эти глубинные разломы прослеживаются через гранитный и базальтовый слои земной коры и подкорковый слой на глубину 100 км. Белое море (его закрытая область вместе с Онежской губой) занимает центральную часть Беломорского блока, а Кольский и Мурманский блоки ограничивают с запада Горло и Воронку Белого моря.

Указанные блоки отличаются значительной подвижностью и каждый из них обладает своим режимом: знаком и скоростью движения. Движения блоков отчетливо фиксируются в настоящее время (Николаев, 1966; Шустова, Дедеев, Кратц, 1973) по современным вертикальным движениям в области побережий и дна Белого моря.

Блоковое строение земной коры подтверждается морфоструктурными исследованиями, в частности сопоставлением карт аномалий силы тяжести с картой сейсмичности Балтийского щита и другими данными (Шустова, 1966; Николаев, 1966; Никонов, Панасенко, 1963). Именно в результате глыбового строения земной коры скорость поднятия Балтийского щита уменьшается от его центра к периферии не плавно, а скачкообразно, так что зоны поднятия разделяются несколькими флексурными линиями. При этом отрицательная аномалия в центре Балтийского щита совпадает с областью максимального поднятия, а восточная и юго-западная положительные аномалии соответствуют областям, испытывающим незначительные поднятия или опускание. Таким образом, недостаток массы в центре щита компенсируется поднятием земной коры, а избыток массы на периферии – ее опусканием, т.е. происходит изостатическое выравнивание земной коры.

Следует отметить, что вопрос о роли гляциоизостазии в неотектонических движениях Балтийского щита остается дискуссионным. Существует точка зрения о том, что поднятие Фенноскандии, как и других докембрийских щитов, характерно для продолжительного периода времени. Голоценовые и современные движения являются продолжением движений, начавшихся еще с древнейших времен. Тем не менее многие факты свидетельствуют о бесспорном влиянии гляциоизостатического фактора на новейшие и современные движения.

Хотя таяние последнего ледника и изостатическое выравнивание происходили в четвертичное время, вертикальные движения блоков по разломам как поздние-последледниковые, так и современные являются чаще всего унаследованными (Шустова, 1966; Николаев, 1966, 1967).

Общий характер современных поднятий Фенноскандии сходен с послеледниковыми поднятиями. Максимальная скорость движений устанавливается в центре Балтийского щита в северной части Ботнического залива (9,6 мм/год). К периферии щита поднятия ослабевают и сменяются движениями отрицательного знака.

Положение Белого моря на окраине Балтийского щита, в зонах, преимущественно характеризующихся положительными гравиметрическими аномалиями, обуславливает незначительные проявления изостатического фактора. По исследованиям Б.И. Кошечкина (1968), на большей территории Кольского полуострова изостатическое равновесие было достигнуто 4–5,5 тыс. лет назад; сохранившиеся до настоящего времени изостатически неуравновешенные блоки, сопровождающиеся отрицательными аномалиями поля силы тяжести, имеют в этом районе ограниченное распространение. А.А. Никоновым (1965) был проанализирован характер изменения скоростей новейших движений Кольского полуострова во времени и построены графики этих изменений.

В западной части северного побережья полуострова (р. Паз) скорости убывают от 9,5 мм/год в период максимума трансгрессии Портландия (10,5 тыс. лет назад) до 4 мм/год в максимум трансгрессии Тапес (5,5 тыс. лет назад). С этого времени убывание скорости прекратилось, и отмеченный темп поднятия сохранился до настоящего времени.



Рис. 6. Схема современных вертикальных движений земной коры в районе Белого моря (по Ю.А. Мещерякову, 1971). Области поднятия и опускания – скорости, мм/год:

1 – области поднятия – 4–6; 2 – области поднятия – 2–4; 3 – области поднятия – 0–2; 4 – области опускания – 0–2; 5 – области опускания – 2–4; 6 – области опускания – 4–6

В устье Кольского залива равномерное поднятие (4 мм/год) установилось 4 тыс. лет назад, в устье Поноя — 5,5 тыс. лет назад. Для районов Териберки (скорость современных движений 2 мм/год), вершины Кандалакшского залива (2,5 мм/год), устья Варзуги (1 мм/год) снижение скоростей продолжается, что обусловлено деградацией оледенения и более равномерным и постепенным убыванием скоростей в послеледниковое время.

Таким образом, можно предположить, что на большей территории Кольского полуострова изостатическое равновесие было достигнуто 4–5,5 тыс. лет назад. Продолжающиеся же равномерные восходящие движения прибрежных районов связаны не с изостатическими, а с собственно тектоническими процессами. Для тех районов, где изостатические движения все еще продолжаются, изостатическое равновесие следует ожидать в течение последующих 1–4 тыс. лет (Кошечкин, 1968).

Следовательно, к районам современных тектонических, а не гляциоизостатических движений с уверенностью можно относить области погружения, большая часть которых расположена в восточной части Белого моря.

На карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (Карта современных. . . , 1971) к погружающимся отнесены берега на участках от м. Канин Нос до устья Сев. Двины, берега Онежской губы, а также восточная часть Кольского полуострова (рис. 6). Наибольшие скорости опускания, по С.В. Победоносцеву и Л.Л. Розанову (1971), отмечаются у Зимнего берега в Горле (4 мм/год), Мезенской (2 мм/год) и Двинской (3 мм/год) губах. Наибольшие скорости поднятия характерны для северной части западного побережья Белого моря в районе Ковды (4,5 мм/год). По микрослоистости иловых отложений реликтового озера Малиновое в Кандалакшском заливе В.Б. Шостакович (1944) определил скорость поднятия берега за последние 330 лет равной 4,55 мм/год, или около полуметра в столетие.

В характере современных тектонических движений также проявляются особенности блокового строения земной коры. Наиболее крупные блоковые опускания отмечаются в Двинской губе и Горле Белого моря, которые, по Н.И. Николаеву (1967), за послеледниковое время опустились до 13 м.

Как мы увидим дальше, новейшие и современные тектонические движения определенным образом влияют на литодинамические процессы прибрежной зоны и шельфа, что в конечном итоге отражается на особенностях осадконакопления в открытой части моря.

РОЛЬ МОРФО- И ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ И ШЕЛЬФА В СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ

ТИПЫ И ХАРАКТЕР БЕРЕГОВ БЕЛОГО МОРЯ

Промежуточное положение Белого моря на стыке Балтийского щита и Русской платформы определили резкие различия в геологическом строении берегов его западных и восточных районов.

Как отмечалось, в западных районах в области преимущественного ледникового сноса, древние породы щита обнажены, и к морю подходят сглаженные ледником чрезвычайно прочные кристаллические сланцы, граниты, гнейсы и др. В морфологии побережья четко выражена тектоника разломов, разрывов, породам свойственна трещиноватость, следствием чего является сильная расчлененность береговой линии. Здесь распространены фиардовый и шхерный типы берегов, нигде более на побережье СССР не встречающиеся.

На востоке, в области ледниково-морской аккумуляции, берега почти на всем протяжении сложены рыхлыми четвертичными отложениями (валунными суглинками, песками и глинами), залегающими на осадочных породах палеозоя (сланцах, песчаниках, известняках), которые лишь местами обнажаются в основании береговых уступов. Берега здесь выровнены и сравнительно однообразны.

Существенное влияние на формирование рельефа побережий оказали дифференцированные гляциоизостатические и тектонические движения, которые местами и сейчас определяют процессы формирования берегов. Особые черты в морфологию и динамику прибрежной зоны и шельфа Белого моря вносят мощные приливо-отливные течения.

С приливами на Белом море связано широкое распространение песчаных, валунных, илистых осушек, скалистых и глинистых осыхающих бенчей, эстуариев. Периодическое смещение зон активного воздействия волнения на дно за приливо-отливный цикл отражается на очертаниях абразионного и аккумулятивного профиля и распределении наносов на подводном склоне. Огромную роль приливо-отливные течения играют в распределении взвешенного материала и переносе илистых наносов (Медведев, 1964; Медведев, Кривоносова, 1968, 1971). Особенно ярко влияние приливов выражено в Мезенской губе, где развиты ваттовые берега, нигде более в СССР так широко не распространенные, а также приливные песчаные гряды и волны крупного масштаба (Чахотин и др., 1972).

Берега Карелии и Кандалакшского залива (Поморский, Карельский и Кандалакшский¹) изрезаны многочисленными заливами и губами и окаймлены мелкими островами, еще более усиливающими общую расчлененность побережья. Острова, представляющие собой выступы кристаллического фундамента, образуют несколько групп (Кандалакшские, Кемские, Поморские шхеры). Они придают побережью характерный вид, напоминающий берега Швеции и Финляндии.

С юга на север наблюдается закономерное изменение очертаний берегов и рельефа суши. На юге Онежской губы берег представляет собой широкую заболоченную низменность. Однообразие рельефа нарушается только вблизи береговой

¹ Берега Белого моря, как и отдельные части его акватории, имеют собственные местные названия (см. рис. 3).

черты редкими холмами ("вараками") из кристаллических пород. Низменность переходит в широкую (до 1,5 км) глинистую осушку, прикрытую с поверхности тонким слоем песка. Береговая линия имеет плавные контуры с открытыми бухтами (Медведев, 1957).

К северу ширина прибрежной низменности уменьшается, и за Беломорском местность заметно повышается. Все чаще в рельефе побережья выступают кристаллические холмы и возвышенности. Изрезанность и приглубость берега возрастают. Отдельные беломорские "губы" представляют собой узкие заливы, проникающие в сушу на десятки километров (губы Чупа, Колвица и др.).

В соответствии с классификацией заливов подобного типа, предложенной Грегори (Gregory, 1913), В.П. Зенкович (1938) пишет, что губы Кандалакшского залива стоят ближе всего к "фиардам", под которыми Грегори понимает затопленные морем узкие долины, образовавшиеся в результате разломов кристаллического фундамента и впоследствии обработанные ледником. В отличие от фиордов они встречаются в относительно пониженной стране.

Рельеф побережья определяется характером поверхности кристаллического фундамента. На юге он представляет собой сглаженный ледником полого-холмистый рельеф древнего пенеппена, в пределах же Кандалакшского залива поверхность пенеппена сильно нарушена разломами земной коры. Переход между ними осуществляется постепенно. На юге фундамент почти полностью скрыт под четвертичными осадками, в средней части побережья рыхлые кристаллические породы принимают равное участие в сложении берегов, а на севере берега представляют собой оголенные скалы, которые несут яркие следы ледниковой обработки (рис. 7, вверху).

Берега района испытывают тектоническое поднятие, темп которого возрастает, как уже отмечали, с юга на север. Темп изостатического поднятия сильно замедляется. Так, в вершине Кандалакшского залива скорость поднятия 5,5 тыс. лет назад была около 8 мм/год, а в настоящее время 2,5 мм/год. Достижения изостатического равновесия следует здесь ожидать через 2,5—3 тыс. лет (Кошечкин, 1968).

Слабость волнения и прочность пород резко замедляют развитие береговых процессов. Волны лишь размывают рыхлые породы и препарируют поверхность кристаллического фундамента. Размыв заметно изменяет очертания береговой линии, усиливая сложный характер ее расчленения. При этом могут возникать остаточные формы размыва рыхлых ледниковых отложений, по внешнему виду напоминающие пересыпи и переймы (томболо), соединяющие острова друг с другом и с берегом (Медведев, 1959).

В целом западное Беломорье характеризует особый тип структурно-расчлененного побережья области новейшего тектонического поднятия. Характерными типами берегов являются фиардовый и шхерный.

Т е р с к и й б е р е г. Сбросы предопределили в общем прямолинейный характер берегов Кольского полуострова. Для южного и юго-восточного побережий наиболее характерны лестницы четвертичных морских террас поздние—последнего времени, которые почти непрерывно прослеживаются от п-ва Турий до устья р. Поной и далее с перерывами до Лумбовского залива (Введенский, 1934; Лаврова, 1960; Кошечкин и др., 1971). На некоторых участках встречаются одновременно до 8—9 террасовых уровней (м. Толстик, р. Стрельна и др.).

Поднятие побережья продолжается в настоящее время, при этом на больших по протяжению участках, чем показано на "Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы" (1971). На западе южного побережья Кольского полуострова оно происходит быстрее, чем на востоке.

Особенно широкое распространение имеет береговая надводная аккумулятивная терраса высотой 3—4 м над уровнем прилива, которая определяет аккумулятивный тип большинства берегов этого района. Как правило, она примыкает к более высоким террасам или переходит в полосу песчаных дюн (селения Пулоньга, Кузомень). Поверхность террасы наклонена к морю, местами на ней очень хорошо выражены серии береговых валов (м. Никодимский). Встречаются также абразионные участки. Там, где абрадируются осадочные породы фун-



Р и с. 7. Характерные виды берегов Кандалакшского залива. Вверху – скалистый приглубый берег; внизу – отмель с валунной осушкой

дамента (песчаники терской свиты), перед клифами выработаны довольно широкие осыхающие бенчи (м. Корабль, м. Толстик). К северу от Поноя берега становятся скалистыми. Формы морозного выветривания преобладают здесь над чисто абразионными.

Несмотря на преимущественно аккумулятивный характер берегов южной части Кольского полуострова, запасы песчаного материала в береговой зоне сравнительно невелики и сосредоточены главным образом на суше. Мощности современных осадков на подводном склоне малы. Как правило, приурезовая часть подводного берегового склона до глубин порядка 10 м представляет собой навал глыб или обнаженную поверхность морены (рис. 7, внизу).

Берега Онежского полуострова (Лямицкий и Летний). На западном берегу полуострова у с. Покровское находится последний выход кристал-

лических пород на дневную поверхность. Кристаллические породы здесь уходят под осадочные породы палеозоя, которые обнажаются на берегу в виде девонских песчаников и глинистых сланцев, к северу и югу от с. Лямцы. Палеозойский фундамент перекрыт рыхлыми ледниковыми и послеледниковыми осадками (Кальберг, 1940).

Берега несут яркие следы переработки морем и с полным основанием могут быть отнесены к типу абразионно-аккумулятивных. Абразионными являются участки между мысами Чесменским и Глубоким (в Онежской губе), между поселками Лопшеньгой и Яреньгой, а также к северо-западу и юго-востоку от Сюзьми (Двинская губа).

По сравнению с послеледниковым временем протяженность абразионных участков уменьшилась, и в настоящее время преобладают аккумулятивные берега и берега с отмершими клифами и широкими пляжами у их основания. Большинство аккумулятивных участков находится в вершинах заливов и бухт (губа Ухта, бухта Конохова). Особенно мощные аккумулятивные формы с береговыми валами расположены со стороны Двинской губы. По всему району широко распространены древние береговые дюны.

О значительном выравнивании берегов свидетельствуют более сложные по сравнению с современной береговой линией очертания древнего отмершего клифа Онежской моренной гряды. Берега выравниваются как в процессе срезания выступов суши (м. Лопшеньга, м. Толстик и др.), так и в результате заполнения песком вогнутостей.

Для Онежской и Двинской губ (как и для других районов моря) характерна небольшая мощность современных наносов в прибрежной зоне по сравнению с количеством рыхлого материала на суше (рис. 8). Это объясняется, в частности, тем, что с суши поступает мелкообломочный материал, значительная часть которого выносится в открытое море.

Более общая для Белого моря причина приуроченности песчаного материала к верхней части профиля береговой зоны — это, по-видимому, закономерное поперечное перемещение песка по подводному склону суши, происходящее в результате приливо-отливных колебаний уровня. Поэтому вынос песчаного материала со дна и его аккумуляция выше уреза могут рассматриваться как особенность



Р и с. 8. Песчаная осушка у берегов Онежского полуострова в Двинской губе. Максимальная мощность песчаного слоя 30–40 см

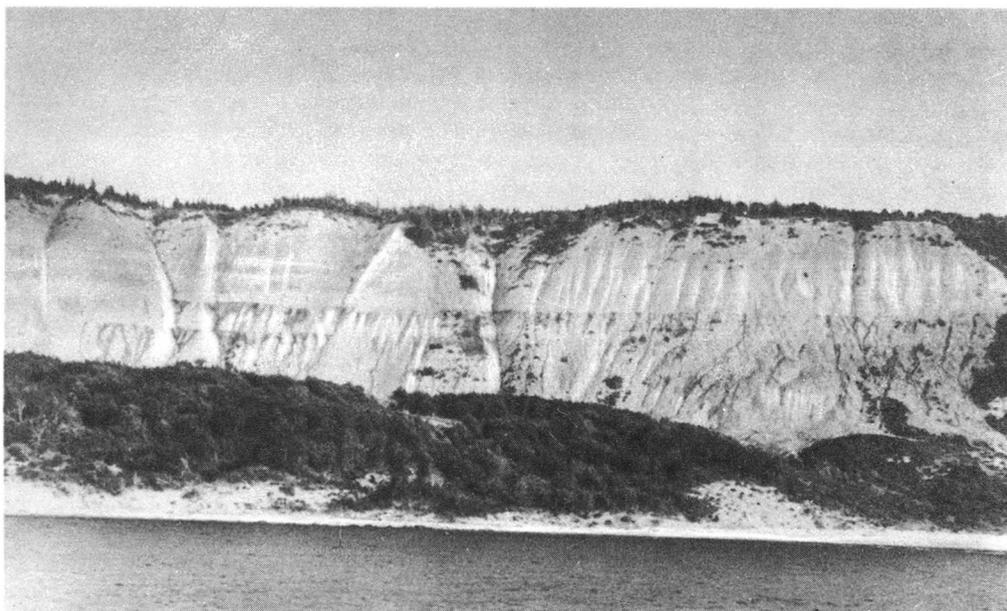


Рис. 9. Толща палеозойских песчаников и сланцев, увенчанная ледниковыми отложениями в районе Зимнего берега

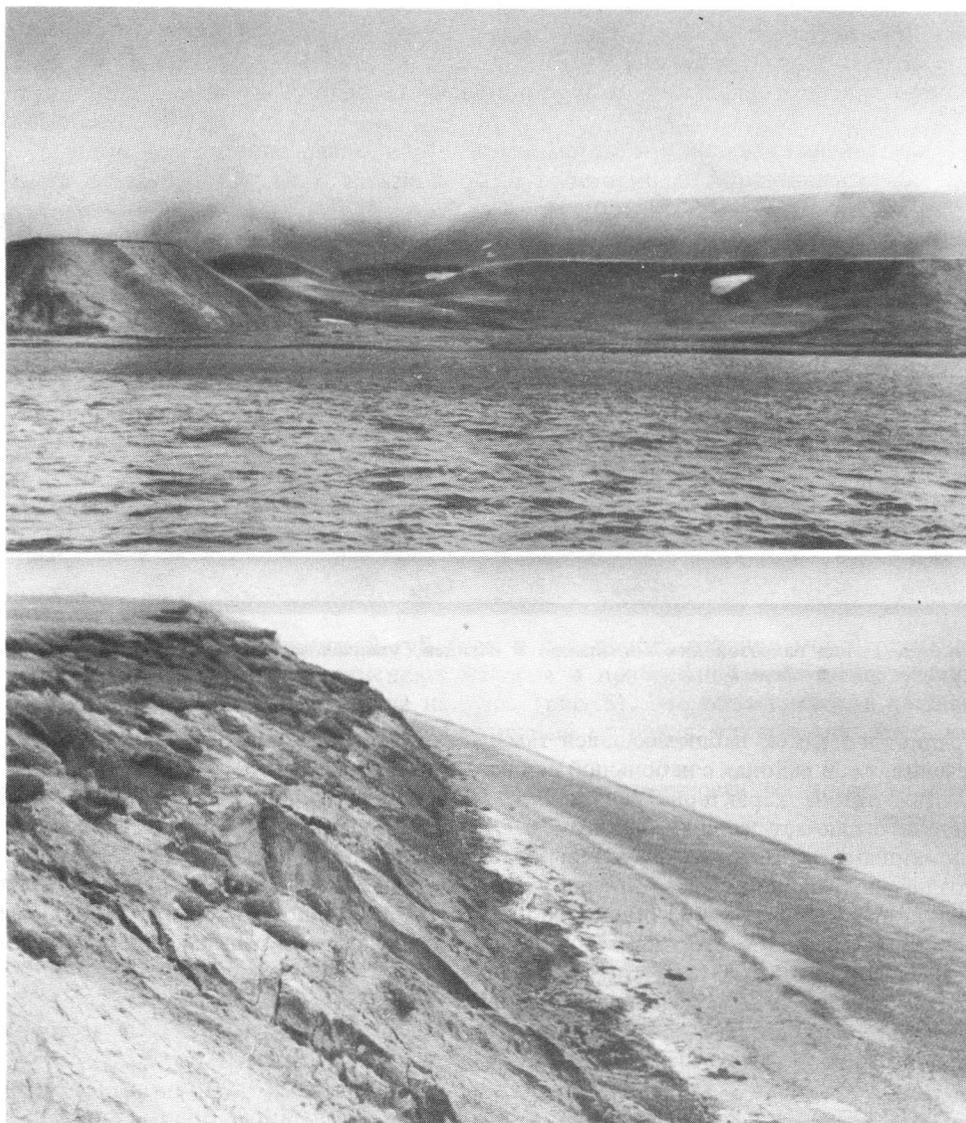
приливного моря, наблюдающаяся там, где отсутствуют сильные вдольбереговые течения, т.е. в районах с небольшой величиной прилива.

Для района характерна дельта Сев. Двины с четко выраженной авандельтой. Дельта включает серию широких протоков, разделенных крупными островами, сложенными в основном русловым песчаным аллювием. Протоки врезаны в поздне—последледниковые морские отложения (Плешивцева, Гриб, 1965). Авандельта представляет собой обширное плоское мелководное взморье, окаймляющее дельту с севера. Со стороны моря авандельта ограничена резким перегибом подводного склона. Наличие в осадках авандельты сезонной микрослоистости позволило подсчитать, что авандельта могла образоваться за 4—5 тыс. лет, т.е. при уровне моря, близком современному (Невеский, Щербаков, 1971). В настоящее время район дельты испытывает тектоническое погружение.

На Зимнем берегу протяженность абразионных участков примерно вдвое больше, чем аккумулятивных. Основным источником обломочного материала являются рыхлые песчано-глинистые толщи четвертичных и верхнедевонских пород. Последние слагают береговые обрывы в районе м. Зимнегорский (рис. 9). К северу и югу от него коренные породы постепенно погружаются под покров ледниковых отложений (Зеккель, 1939), однако абразионный клиф сохраняется почти на всем протяжении берега от м. Воронов до пос. Куя.

Перед клифом у м. Зимнегорский на дне прекрасно выражен грядовой абразионный бенч шириной до 300—400 м, выработанный в песчаниках и сланцах. В настоящее время клиф м. Зимнегорский по большей части отмерший или отмирающий, т.е. он интенсивно абрадировался в недалеком прошлом, скорее всего, во время климатического оптимума. Затухание абразии могло быть вызвано тектоническим поднятием этого района, признаки которого прослеживаются довольно отчетливо, например, в районе м. Вепревского по нивелировкам береговых форм.

Аккумулятивные участки берега приурочены преимущественно к устьям рек (Майда, Мегра, Ручьи, Нижняя Золотица и др.), но имеются также две крупные формы, происхождение которых связано с продольным перемещением наносов. Это — аккумулятивный выступ суши в районе м. Инцы, а также песчаная коса и о. Мудьюг на юге Двинской губы.



Р и с. 10. Берега Канинского полуострова. Вверху – террасы к югу от м. Канин Нос; внизу – оползни на Канинском берегу

Аккумулятивный выступ м. Инцы, длина которого 12 км, "насажен" на размытую поверхность морены, залегающей на дне моря под тонким покровом гравийно-галечного материала, на суше – под слоем песка. На поверхности выступа прослеживаются два террасовых уровня (3 и 10 м) и полосы современных и более высоких древних дюн, которые в настоящее время развеиваются. Выступ образовался в месте конвекции двух встречных потоков наносов песка, направленных со стороны мысов Зимнегорский и Воронова.

Абразионный участок берега м. Зимнегорский является местом дивергенции потоков наносов. В свое время он служил также источником наносов для второго потока, направленного к югу, в результате чего построена довольно мощная коса, отчленившая лагуну Сухого моря. В результате затухания абразии и истощения потока наносов, а также тектонического погружения вершины Двинской губы корневая часть косы оказалась прорванной, и оконечность сохранилась в виде вытянутого песчаного о. Мудьюг. Корневая часть косы размывается, и вся коса

в целом сдвигается, наползая на лагунные осадки Сухого моря. Погружение подтверждается наличием горизонта торфяника, обнаруженного нами с помощью вибропоршневой трубки на дне моря на глубине 15 м и против корневой части косы под трехметровым слоем илесто-песчаных осадков.

Однообразный К а н и н с к и й б е р е г тянется от м. Канин Нос до м. Конушин почти на 180 км. Прибрежная суша представляет собой ровную поверхность заболоченной тундры высотой от 10–20 м на юге до 60–80 м на севере. Со стороны моря почти всюду виден береговой уступ, высота которого соответственно понижается с севера на юг. В средней пониженной части побережья, занятой долинами рек Месны, Торны, Шойны и Кии, находится аккумулятивный участок общей длиной около 60 км, отмеченный полосой дюн. Остальные берега являются выравненными абразией.

На севере клиф высотой 50–70 м выработан в метаморфических сланцах палеозоя, образующих цоколь четвертичных морских террас (рис. 10, верхняя часть). Южнее морем абрадируются только четвертичные осадки преимущественно глинистого состава. Интенсивны обвальнo-оползневые склоновые процессы (см. рис. 10, нижняя часть). На участках развития торфяников под ними в клифе обнажаются многолетнемерзлые породы с линзами чистого льда. Здесь же идут процессы, близкие к термоабразионным.

Характерными формами донного рельефа, которые обязаны своим происхождением литодинамическим процессам прибрежной зоны и шельфа приливного моря, являются аккумулятивные гряды (Медведев, 1971; Чахотин и др., 1972). Гряды Белого моря, расположенные в южной части Воронки ("Северные Кошки"), ориентированы в общем параллельно друг другу и основному направлению приливо-отливных течений. Некоторые из них сохнут, но большинство является подводными. Относительная высота гряд, их длина, форма поперечного профиля и характер поверхности варьируют в больших пределах. Среди множества мелких и средних гряд выделяются 4–5 наиболее крупных и особенно четко выраженных макроформ. Их относительная высота доходит до 30 м, а длина более 40 км. Расстояние между грядами 10–30 км. Поперечный профиль гряд, как правило, асимметричен. В ряде случаев пологий склон гряд осложнен мелкими ритмично построенными грядами высотой до 5 м. Гряды сложены хорошо перемытым и сортированным песком. Вокруг гряд осадочный покров очень тонок, а местами совсем отсутствует, так что часто гряды залегают на ровной поверхности глинистого бенча.

Б е р е г а М е з е н с к о й г у б ы (К о н у ш и н с к и й и А б р а м о в с к и й) на всем протяжении являются абразионными. Темп их отступления очень высок, достигает нескольких метров в год, при этом темп абразии порядка 3–5 м/год сохранился, видимо, на протяжении всего голоцена. Для Конушинского берега характерны обширные пространства илстых и песчано-илстых осушек – ваттов и лайд (Андросова, 1934; Зенкович, 1941). Абрамовский берег не имеет обширных илстых ваттов, их место занимают широкие (до 2–2,5 км) ступенчатые бенчи, выработанные в пермских песчаниках и известняках (рис. 11). В западной части губы абрадируется о. Моржовец, темп отступления берегов которого в отдельные годы достигал 13–17 м (Башмаков, 1938).

Вопреки ошибочному мнению о якобы широком распространении на востоке Мезенской губы осушек, покрытых мощным слоем ила, наши исследования показали, что осушки здесь преимущественно песчаные, эфемерный слой ила покрывает их лишь в периоды штиля, а толщина этого слоя у открытых берегов, как правило, не превышает нескольких сантиметров. Только в устьях рек, совершенно закрытых от волнения, образуются мощные накопления ила – "няша" (рис. 12). На открытых же берегах даже мощность песков на поверхности осушки в зоне максимальной аккумуляции на валах не превышает 2–3 м. Почти все дно Мезенской губы представляет собой бенч, местами прикрытый тонким слоем осадков. Только в относительно глубоком желобе на продолжении русла Мезени мощность осадков увеличивается. Все это подтверждает абразионное происхождение поверхности дна губы и геоморфологическую молодость ее современных очертаний.



Р и с. 11. Скалистая осушка ("бенч") в вершине Мезенской губы



Р и с. 12. Илийный материал ("няша") на поверхности осушки в штилевую погоду

**АБРАЗИЯ БЕРЕГОВ КАК ОДИН ИЗ ОСНОВНЫХ ИСТОЧНИКОВ
ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА
В БЕЛОЕ МОРЕ**

Как уже отмечалось, общая протяженность берегов Белого моря более 2,5 тыс. км. Из них большинство являются абразионными, интенсивно разрушающимися в настоящее время или сохранившимися в рельефе четкие следы абразии в недалеком прошлом.

Абразионные берега расположены преимущественно в восточной части моря, протягиваются почти непрерывно от м. Канин Нос на севере до устья Онеги на юге, лишь местами прерываясь аккумулятивными участками, там, где береговая линия образует вогнутости, или перед устьями рек. К абразионным следует отнести также берега Соловецких островов, Хедострова на юге Онежской губы и район мыса Ворзогоры к западу от устья Онеги. На ограниченных участках абразионные берега встречаются на юге и востоке Кольского полуострова как в рыхлых четвертичных отложениях, так и в древних осадочных вулканогенных и метаморфических породах.

По внешнему виду берега восточной части моря довольно однообразны. Правда, в строении подводной части берегов отражаются различия в литологии рыхлых пород и характере воздействия энергетических факторов, определяющих развитие абразионных процессов. Наиболее заметны эти различия в трех районах: Канинско-Мезенском (от м. Канин Нос до м. Воронов), на Зимнем берегу (от м. Воронов до Архангельска) и на берегах Онежского полуострова (от Архангельска до устья Онеги).

О разрушении берегов Канинского полуострова и Мезенской губы как наиболее активном современном геоморфологическом процессе неоднократно отмечалось многими исследователями (Зенкович, 1939, 1941 и др.). Интенсивному разрушению берегов благоприятствует прежде всего их геологическое строение.

Литологический разрез рыхлых береговых отложений начинается с поверхности мощными торфяниками. Ниже залегает толща песков и глин. Анализ механического состава отложений разных горизонтов из многих обнажений Канинского и Конушинского берегов показал, что рыхлая толща здесь более чем на 60% состоит из песчано-алевритовой фракции и почти на 40% из пелита. Менее 1% содержится валунов и гальки. Несколько укрупняется материал на Абрамовском острове (Медведев, 1972).

Рыхлая толща осадков, слагающая берега Мезенской губы и частично Горла, хранит в верхней части разрезов следы многолетней мерзлоты. В Мезенской губе они сохранились в виде псевдоморфоз по повторно-жильным льдам (Каплина, 1969), а на Канинском берегу в ряде мест встречаются в виде линз и жильных льдов толщиной до 2 м и более. По данным Т.Н. Каплиной, в разрезах четвертичной толщи имеются следы двух эпох существования многолетнемерзлых пород — с момента ухода ледника до бореального периода и с конца суббореального — начала субатлантического до настоящего времени. Современная многолетняя мерзлота является реликтовой и деградирует. По расчетам М.И. Сумгина, этот процесс развивается за последние 200 лет в сторону отступления многолетней мерзлоты на север со скоростью порядка 0,5 км/год (см. Манько, 1958).

В зимнее время насыщенные влагой торфяники (рис. 13) промерзают, и оттаивание их происходит почти все лето. В результате таяния сезонной и многолетней мерзлоты песчано-глинистые породы постепенно пропитываются влагой, что вызывает развитие склоновых процессов (оползание, обрушивание и др.). В целом геологические факторы в Канинско-Мезенском районе исключительно благоприятны для интенсивного развития абразионных процессов.

В районе Зимнего берега строение рыхлой толщи несколько иное (Зеккель, 1939). Основными породами и здесь отмечаются четвертичные песчано-глинистые отложения, однако они содержат больше крупнообломочного материала, в частности песка, гальки и валунов.



Р и с. 13. Торфяники Конушинского берега

Так, в обнажении к югу от м. Воронов содержание песка и алеврита составляет 70%, глины 28%, 2% приходится на гальку и валуны. Южнее количество гальки и валунов увеличивается, а на отдельных участках, как, например, у м. Керец, береговой обрыв почти весь сложен валунными суглинками основной морены. Мощность ее на восточном побережье Двинской губы достигает 3–10 м и более. Моренные отложения представлены желтовато- и красновато-бурыми грубыми валунными суглинками, более, иногда менее песчанистыми, с валунами главным образом кристаллических пород. Валуны достигают нескольких десятков сантиметров в диаметре, а содержание гравийно-галечного материала превышает 10%.

Кроме того, в основании четвертичной толщи обнажаются палеозойские осадочные породы, представленные мелкозернистыми песчаниками, сланцами и плотными глинами. Наиболее полный разрез этих отложений верхнедевонского возраста видимой мощностью до 90 м представлен в обнажении на м. Зимнегорский. В целом береговые породы здесь более устойчивы против абразии, чем рыхлые осадки Канинско-Мезенского района.

Современные абразионные участки прерываются аккумулятивными песчаными накоплениями перед устьями рек Майда, Мегра, Ручьи у мысов Инцы и Вепревский, а также на участке южнее м. Зимнегорский, включая о. Мудьюг. Протяженность аккумулятивных берегов здесь больше, чем в Канинско-Мезенском районе; аккумулятивные участки, как правило, располагаются перед фронтом отмерших или отмирающих клифов, что свидетельствует о весьма интенсивной абразии берегов этого района в геологическом прошлом.

Еще более показательны в этом отношении берега Онежского полуострова: Летний берег со стороны Двинской губы и Лямыцкий со стороны Онежской губы. В геологическом строении Онежского полуострова принимают участие наряду с четвертичными отложениями палеозойские осадочные породы (Лаврова, 1931; Кальберг, 1940). Верхнедевонские породы в виде зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и пестроцветных глин обнажаются в береговом уступе со стороны Онежской губы. Структура их не благоприятствует развитию абразии. Еще более неблагоприятными для активного развития абразионных процессов оказываются рыхлые четвертичные отложения.

Вдоль западного и восточного берегов Онежского полуострова тянутся конечноморенные гряды, которые определяют возвышенный характер берегов и влияют на литологию рыхлых пород. Доминирующие отложения конечноморенных гряд — желто-бурые грубые несортированные валунные суглинки с большим количеством разного размера и петрографического состава валунов, а также гравия и щебня. Еще более насыщены валунами суглинки основной морены, которые обнажаются непосредственно в береговых уступах со стороны Двинской губы у поселков Яреньга, Лопшеньга и др., где абрадируются грубые несортированные песчаные суглинки с большим содержанием валунов. Особенно богаты валунами моренные отложения северо-западной оконечности Онежского полуострова и его западного побережья, где в геологических разрезах преобладают валунные суглинки основной морены последнего оледенения.

Береговая линия Онежского полуострова имеет более неровные очертания по сравнению с описанными двумя районами, образуя сравнительно крупные заливы и бухты (губа Ухта, бухта Конюхова, Унская губа и др.). Аккумулятивных участков здесь больше, чем абразионных берегов, хотя древние отмершие клифы окаймляют берега почти на всем их протяжении.

В целом наблюдается закономерное нарастание признаков затухания современных процессов абразии на берегах восточной части Белого моря с севера на юг. Как уже отмечалось, наряду с различиями устойчивости пород против абразии, на интенсивность абразионных процессов влияют различия гидродинамической активности прибрежных вод.

Северный район Белого моря характеризуется наибольшей бурностью, которая определяется соседством с Северным Ледовитым океаном и особой конфигурацией акватории, открытой воздействию ветров и волнений северных направлений. Большая длина разгона волн и сильное уменьшение глубин в сторону Мезенской губы способствуют образованию крутых и высоких волн с небольшим периодом.

Максимальные для Белого моря приливы сопровождаются системой приливо-отливных течений со скоростью до 3–4 м/сек и больше. Течения охватывают всю толщу воды от поверхности до дна, вызывая интенсивное турбулентное перемешивание, что ведет к переносу обломочного материала в прибрежной зоне и на шельфе (Медведев, 1972).

Гидродинамический режим Горла определяется его конфигурацией типа широкого (25–30 миль) пролива с почти параллельными берегами, а также сравнительно большими глубинами. Благодаря господству ветров и волнений только двух направлений — юго-западного и северо-восточного — фронт волнения развернут вдоль береговой линии. И, несмотря на то, что повторяемость ветров в 6 баллов и более составляет здесь почти 25%, а высота волн достигает 3–5 м, волновое воздействие на берег ослаблено. Однако большая роль принадлежит приливо-отливным течениям, скорости которых в районе Горла иногда превышают 2,5 м/сек. Реверсивный характер течений создает промывной режим в проливе, благодаря чему ни в прибрежной зоне, ни на дне не накапливаются илистые осадки.

В Двинской губе только при северо-восточных и северо-западных ветрах создаются благоприятные условия для абразии берегов, однако преобладают здесь ветры южных румбов. Правда, весной в малоледовые годы они могут разгонять волны высотой до 4–6 м.

Наиболее спокойный волновой режим характерен для Онежской губы, которая почти полностью закрыта ото всех ветров, кроме северных; на пути последних находится барьер Соловецких островов.

При определении современного темпа абразии важно установить длительность непрерывного развития самого процесса, который в конечном счете и определяет "количество абразии" в течение продолжительного отрезка геологического времени. И если темп абразии определяется интенсивностью волнения и устойчивостью пород против абразии, то почти неограниченное во времени однонаправленное развитие абразионного процесса, при прочих равных условиях, возможно лишь при полном выносе обломочного материала, поступающего из прибрежной зоны

в результате разрушения берега. И это условие прежде всего зависит от литологии рыхлых пород — от крупности обломочного материала, поступающего в прибрежную зону.

Наиболее длительное непрерывное развитие абразии, практически при волнениях любой силы, обеспечивается для берегов, сложенных тонкозернистым материалом. Считается, что верхний предел крупности должен быть менее 0,05 мм (мелкий алеврит), ибо материал такой крупности переносится волнением и течениями преимущественно во взвеси и вследствие своей подвижности оседает лишь там, где кончается воздействие волнения на дно, т.е. вне пределов прибрежной зоны (Зенкович, 1946).

Если в составе рыхлого материала содержатся более крупные фракции (песок, гравий, галька), они образуют "наносы волнового поля", т.е. обломочный материал, который участвует в продольном и поперечном перемещивании волнением. Как правило, на бесприливных морях такой материал удерживается в прибрежной зоне и на каком-то этапе образует подводные валы, гряды, а на суше — пляж, разнообразные аккумулятивные формы, в том числе надводные береговые аккумулятивные террасы, которые в конечном счете препятствуют дальнейшему развитию абразии. В этом состоит исключительная защитная роль пляжей.

Однако в ряде случаев "наносы волнового поля", поступающие в результате разрушения берега, также могут уноситься из прибрежной зоны, а абразионный процесс в таком случае продолжается обычным путем. Чаще всего такие условия характерны для морей с повышенной бурностью, большими приливами и сильными приливо-отливными течениями, образующими единое "волноприливное поле", в котором обломочный материал крупнее 0,05 мм может перемещаться во взвеси и т.д. В этом состоит одна из особенностей литодинамики прибрежной зоны приливного моря по сравнению с бесприливными. Верхний предел крупности выносимого из прибрежной зоны материала зависит от конкретных условий того или иного района.

Специфика механизма абразии берегов северной части Белого моря как раз и заключается в том, что из прибрежной зоны уносится почти весь материал, поступающий в результате разрушения берегов (рис. 14, верхняя часть). Схема поступления, перераспределения и уноса материала различной крупности рассмотрена в одном из следующих параграфов.

Существует, наконец, третья категория обломочного материала, который по крупности превышает для данных конкретных условий верхний предел наносов волнового поля. Типичными рыхлыми отложениями такого рода являются валунные глины и суглинки с большим содержанием крупных валунов. При их размыве весь мелкозернистый материал уносится волнами и течениями, а валуны остаются в точке проекции на поверхности абразионной террасы. Первоначально это единичные валуны и глыбы, но по мере того, как увеличивается высота берегового уступа при абразии наклонного блока суши, количество валунов возрастает и наступает момент, когда на подводном склоне образуется валунно-глыбовый бенч, а в основании клифа — валунно-глыбовый "пляж", что приводит к прекращению абразии и отмиранию клифа (рис. 14, нижняя часть).

В общем случае абразия прекратится тем скорее, чем крупнее валуны, чем выше процент содержания их в морене и круче первоначальный откос берега. При одинаковом содержании валунов в рыхлой толще абразия высокого берега прекратится раньше, чем низкого, — отсюда характерная мелкобухтовость и микрорасчлененность береговой линии областей моренной аккумуляции.

Естественно, значительное усложнение в абразионный процесс вносят вертикальные движения береговой линии, однако их результат отражается на развитии конкретного участка берега и не влияет на весь процесс в целом.

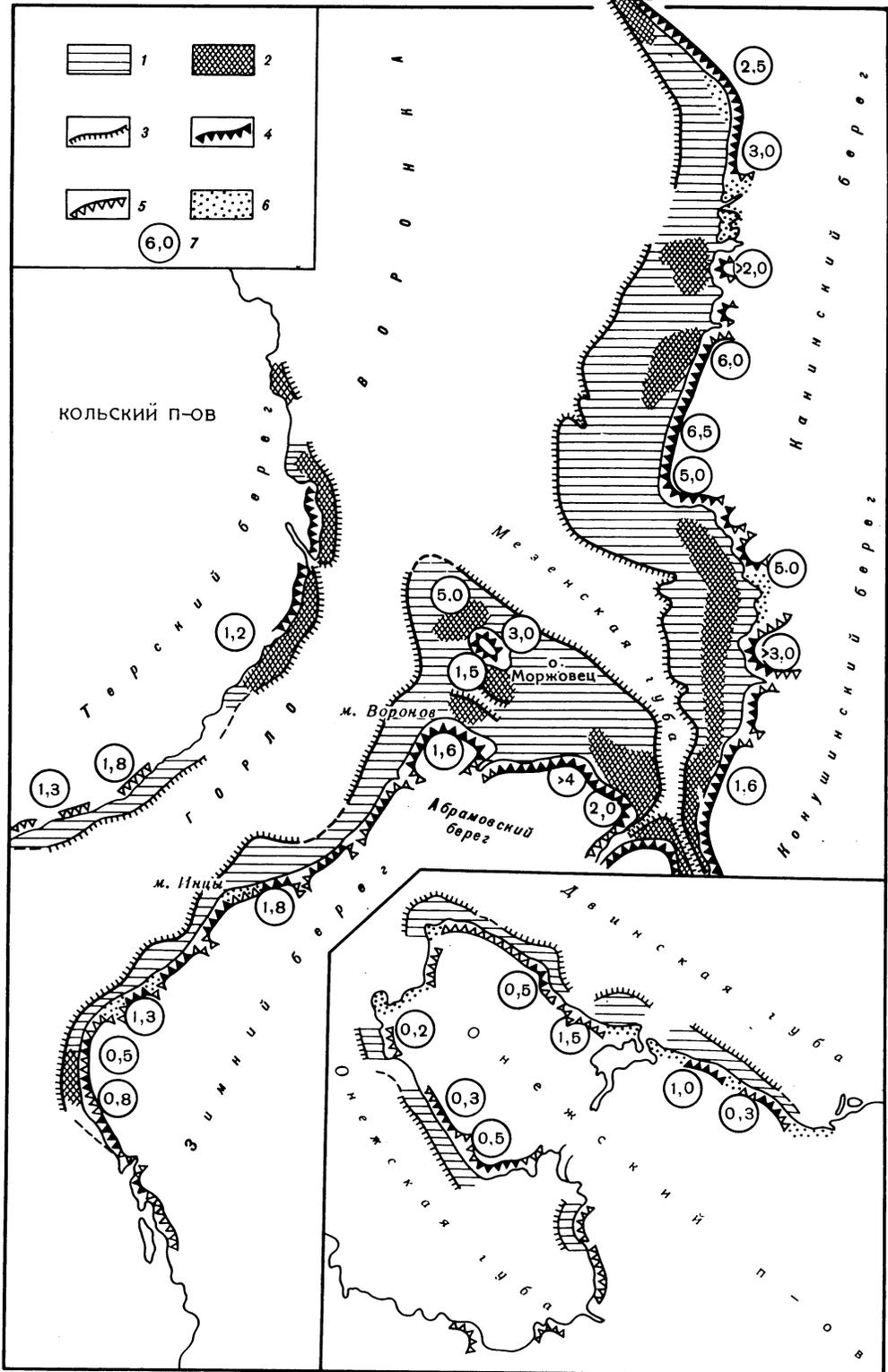
Таким образом, северный район Белого моря по геологическому строению и по гидродинамической обстановке исключительно благоприятен для развития абразионных процессов как в настоящее время, так и в геологическом прошлом, и здесь можно ожидать очень высоких темпов абразии.



Рис. 14. Типы абразионных берегов, сложенных рыхлыми породами. Вверху – интенсивно абрадируемый глинисто-песчаный берег с глиняными катунами на пляже. Внизу – валунно-глыбовый "пляж" в основании абразионного уступа, выработанного в валунных суглинках

Из литературных источников известно, что темп абразии этого района исключительно высок, однако данных по определенным участкам сравнительно мало. Так, в работе В.П. Зенковича (1941) приводятся данные, взятые им из разных источников, о скорости размыва берегов Мезенской губы: около 10, 5 и 2 м/год, но использовать их без привязки к конкретным участкам не представляется возможным.

Сопоставление известных нам литературных данных, в особенности приводимых П.И. Башмаковым (1938), устных сообщений местных жителей, материалов Гидропроекта и др. с нашими данными повторных съемок бровки клифа в вершине Мезенской губы (Медведев, 1976) позволяет считать, что для открытой части Канинско-Мезенского района наиболее характерны скорости современной абразии порядка 5–10 м/год (для отдельных участков в отдельные годы до 15 м/год). Для кутовой, более закрытой, части Мезенской губы, куда волны подходят более ослабленными, потеряв часть энергии над обширным мелководьем, темп абразии, вероятно, не превышает 1–5 м/год.



К сожалению, мы не располагаем данными о современных скоростях абразии берегов для двух других названных районов Белого моря — Зимнего и Онежского полуостровов. Однако анализ приведенных выше цифр и сопоставление их с описанными для данных районов литолого-стратиграфическими условиями позволяют с уверенностью предположить, что по сравнению с берегами Канинско-Мезенского района темп абразии несколько ниже в первом и значительно ниже во втором из этих районов.

Широкое распространение абразионных форм рельефа и степень их морфологической выраженности свидетельствуют о том, что абразионные процессы унаследованы от геологического прошлого. В ряде районов они продолжаются почти непрерывно в течение тысячелетий. Начало активного развития процессов формирования современного рельефа прибрежной зоны Белого моря, в том числе и абразионных, по-видимому, следует отнести ко времени полного освобождения Белого моря ото льдов последнего оледенения и превращения его в бассейн с нормальным морским осадконакоплением. Освобождение впадины Белого моря ото льда началось около 12 тыс. лет назад. По данным комплексного литологического и биостратиграфического изучения донных осадков, Белое море пережило 4 этапа: ледниково-озерный, ледниково-морской, переходный к морскому и морской; начало формирования современного рельефа прибрежной зоны Белого моря, т.е. по существу начало развития абразионных процессов, началось 6—8 тыс. лет назад (Медведев, Невеский, 1971а, б, в и др.).

Этот вывод находится в полном соответствии с выводами о возрасте современной прибрежной зоны морей и океанов, который оценивается примерно в 6 тыс. лет (Каплин, 1973), т.е. временем климатического оптимума, когда возникли наиболее благоприятные условия для интенсивного развития прибрежных процессов, особенно в районах, освободившихся от древнего покровного оледенения.

Изучение литолого-геоморфологических профилей прибрежной зоны и шельфа Белого моря позволяет установить примерную границу голоценовой береговой линии, а следовательно, величину срезанной за этот период суши и средний темп абразии берегов в голоцене.

Наиболее четко граница древней суши прослеживается на шельфе северного района моря. Здесь она в большинстве случаев совпадает с внешней границей бенча, т.е. поверхностью подводной абразионной террасы, лишенной современных наносов или прикрытой маломощным слоем эфемерных осадков (Медведев, 1972).

На самом севере у м. Канин Нос бенч выработан в кембрийских сланцах и песчаниках. Его грядовая поверхность хорошо прослеживается на эхолотном профиле до глубины 18—20 м на расстоянии до 2—2,5 км. Внешний уступ бенча погребен под современными осадками, поэтому истинная ширина абразионной террасы может быть несколько больше. Южнее бенч выработан в плотной моренной глине, которая в 3—4 км от берега обнажается почти на поверхности дна, а далее, на расстоянии до 15 км от берега, прослеживается буровыми колонками под слоем песчаных отложений мощностью до 1,5—2 м. Внешний край террасы намечается на глубине 17—18 м.

Самый обширный участок срезанной суши (рис. 15) простирается южнее р. Кия, где обнаженный глинистый бенч начинается почти от уреза и его ровная плоская поверхность прослеживается непрерывно на расстоянии 30—40 км от берега на глубинах порядка 20—25 м. В прибрежной зоне на расстоянии 2—5 км от берега из-под глинистого бенча обнажается грядовая поверхность палеозойски осадочных



Р и с. 15. Схема абразии берегов и шельфа восточной части Белого моря в голоцене

1 — поверхность абразионной террасы, выработанная в рыхлых четвертичных отложениях; 2 — участки абразионного бенча в скальных породах; 3 — предполагаемая граница суши в голоцене до начала интенсивной абразии; 4 — современные абразионные берега; 5 — отмершие клифы; 6 — аккумулятивные участки берега; 7 — среднеголоценовый темп абразии на данном участке берега, м

пород. Внешний край глинистого бенча находится в области развития мощных песчаных гряд, однако бенч прослеживается как между остальными грядами, так и в их основании.

Таким образом, песчаные формы являются более молодыми образованиями, чем поверхность бенча.

У м. Конушинская Корга абсолютно ровная столовая поверхность бенча выработана в вязких глинах и совершенно лишена наносов. Под глинами на небольшой глубине залегает полого наклонная поверхность палеозойских осадочных пород, которые обнажаются на дне, к югу от мыса. Внешний край бенча четко выражен на профиле в виде резкого перегиба, образующего уступ подводной террасы. Ширина абразионной террасы достигает здесь 25 км, ее бровка находится на глубине 14 м, основание — на глубине 25 м. По-видимому, уступ террасы является бортом устьевой части долины пра-Мезени.

В восточной части Мезенской губы общий характер абразионной террасы сохраняется, хотя и появляются некоторые особенности в ее строении. Внешний край террасы прослеживается в рельефе дна в виде уступа бенча или перегиба профиля подводного склона на глубинах 15—20 м. В ряде мест на поверхности абразионной террасы прослеживаются ложбины, которые являются продолжением современных речных долин. Перед устьями рек Яжмы и Неси древние долины прослеживаются в очертаниях внешнего края террасы. Это обстоятельство свидетельствует о более древнем возрасте долин, чем поверхность абразионной террасы, а также является подтверждением истинного положения края суши, срезанной морем.

Чем далее на юг, тем более отчетливо в рельефе дна прослеживаются борта долины пра-Мезени и Кулоя. Здесь ширина абразионной террасы, как у восточного, так и у западного берегов, совпадает с шириной скалистого бенча, выработанного в пермских известняках.

Обширный выступ суши был срезан морем на западе Мезенской губы, к северу от Абрамовского берега. Начиная от устья Кулоя уступ абразионной террасы вначале совпадает с границей скалистого бенча, а затем прослеживается в четвертичных глинах и суглинках в сторону о. Моржовец. Край террасы проходит с северо-восточной стороны острова, в 15—17 км от него, примерно совпадая с положением 20-метровой изобаты. Несколько южнее абразионная терраса ограничена четким уступом высотой около 20 м. Основание уступа расположено на глубине около 30 м, а поверхность террасы — в среднем на глубине 8—10 м. Характерно, что со стороны Терского берега основание уступа аналогичной подводной террасы находится примерно на той же глубине.

Подводная абразионная терраса прослеживается далее к югу, окаймляя Зимний берег, но ширина ее в Горле заметно уменьшается. Южнее м. Воронова она едва достигает 10 км и, по-видимому, еще более сокращается перед устьями рек Майда и Мегра, где внешний край террасы точно не установлен.

В районе м. Инцы терраса вновь расширяется до 10—11 км. Однако здесь абразионный клиф, расположенный в 2—2,5 км от берега, является отмершим, и перед ним на суше образовалась песчаная аккумулятивная терраса. Поверхность же абразионной террасы, выработанная в валунных суглинках, залегает под песчаными накоплениями и прослеживается на подводном склоне, образуя валунно-глыбовый бенч, вскрытый бурением. Внешний край террасы выражен в рельефе подводного склона отчетливо, в виде уступа высотой 8—10 м, основание которого находится на глубине около 20 м.

Аналогичная подводная терраса шириной до 10—12 км четко выражена в рельефе дна на противоположном Терском берегу. Абразионное происхождение террасы не вызывает сомнения. И если сейчас на этом профиле ширина Горла около 45 км, то к началу формирования абразионных террас она, видимо, не превышала 30 км. Совершенно такой же профиль характерен для более южной части Горла, примерно в 30 км от м. Инцы. Но здесь ширина подводной абразионной террасы в валунных ледниковых суглинках, как со стороны Зимнего, так и Терского берегов, сокращается до 8 км.

Самый южный абразионный участок на Зимнем берегу — это выступ суши в районе м. Зимнегорский. Абразионный клиф, местами достигающий 100-метровой высоты, является в значительной степени отмершим или отмирающим, сопровождается широким песчано-галечным пляжем, а местами надводной аккумулятивной террасой. И лишь на некоторых участках берег продолжает интенсивно разрушаться морем. Подводная абразионная терраса в виде скалистого грядового бенча шириной до 3 км четко выражена на глубине около 10 м только против самого м. Зимнегорский. К югу от мыса, в Двинской губе, бенч быстро уменьшается по ширине и погружается под морские отложения.

Район современной, преимущественно древней абразии — берега Онежского полуострова. Здесь со стороны Двинской губы в районе Солзы начинается береговой уступ, который прослеживается с перерывами вдоль всего побережья, почти до Онеги. По данным М.А. Лавровой (1931), этот уступ является границей послеледниковой трансгрессии.

В отличие от Зимнего берега и в особенности Канинско-Мезенского района береговой уступ в ряде мест отступает в глубь суши, местами пропадает совсем, и берег продолжает абрадироваться в настоящее время лишь на немногих участках. Тем не менее в недалеком прошлом абразия и здесь была ведущим процессом, о чем можно судить не только по отмершим клифам, но и по ширине подводной абразионной террасы, выработанной перед фронтом клифа.

В районе Сузмы против отмирающего клифа в валунных глинах и суглинках терраса достигает ширины 2 км. В прибрежной зоне — это валунно-глинистый бенч, местами прикрытый тонким слоем песка. Абразионную террасу аналогичного строения можно проследить на дне почти до Унской губы, где против мыса Красная Гора она расширяется до 6 км и заканчивается на глубине 20–22 м заметным уступом.

Далее, на северо-запад от Унской губы, подводная абразионная терраса протягивается вдоль отмершего клифа или надводной аккумулятивной террасы, и лишь у м. Лопшеньга имеется активный абразионный участок берега, где подводная терраса достигает ширины 3 км.

Значительный выступ суши, по-видимому, был срезан на северо-западной оконечности Онежского полуострова, останцом которой является о. Жижгин. Однако в настоящее время здесь берег скорее аккумулятивный; отмерший клиф находится на значительном расстоянии от берега, а на дне, в пределах предполагаемой абразионной террасы, основные типы "осадков" — валуны и глыбы среди полей песка и гальки. При этом чисто абразионное происхождение террасы, как и в случае с Унской губой, не является бесспорным. Это замечание относится к берегу Онежского полуострова, протягивающемуся вдоль пролива между Соловецкими островами.

Со стороны Онежской губы наиболее отчетливо абразионная терраса выражена к северу и югу от с. Лямцы. В прибрежной зоне ее поверхность сохнет до 1 км, а на подводном склоне прослеживается до 3–3,5 км в ширину. Наиболее характерная черта ее строения — большое количество валунов и глыб на поверхности террасы. Зонами их наибольшего накопления являются валунно-глыбовый пляж в основании клифа и подводный склон вблизи уровня полной воды.

На основании анализа приведенного выше материала нами была предпринята попытка определить по ширине срезанной суши средний темп абразии берегов Белого моря в голоцене (Медведев, 1976). На рис. 15 приведены цифровые значения среднего темпа абразии для разных участков побережья восточной части Белого моря за последние 6 тыс. лет. Наиболее достоверны, вероятно, данные по Канинско-Мезенскому району, где темп абразии в районе Канушинского выступа достигал максимальной величины — 6,5 м/год. Что касается Онежского полуострова, то приведенные данные менее показательны, так как формирование рельефа полуострова и его прибрежной зоны здесь шло, видимо, более сложно, чем на севере Белого моря. В частности, абразионные процессы скорее всего шли менее продолжительное время и сочетались с самого начала с аккумулятивными процессами, дифференциацией крупнообломочного ледникового материала в прибрежной зоне и др.

Анализ полученных цифр и сравнение их с современными скоростями абразии позволяют сделать некоторые выводы.

Прежде всего средний темп абразии берегов Белого моря, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, оставался достаточно высоким в течение всего голоцена.

Интенсивнее всего в голоцене, как и в настоящее время, разрушались берега Канинско-Мезенского района, менее интенсивно — берега Горла. Берега Онежского полуострова уже закончили или заканчивают абразионный цикл, находясь на более зрелой стадии геоморфологического развития, чем резко отличаются от северных районов моря.

Различия в темпе абразии берегов разных районов определялись и определяются прежде всего различиями в геологическом строении берегов, т.е. устойчивостью рыхлых пород против абразии. Например, темп абразии песчано-глинистых берегов Канинско-Мезенского района в 2–3 раза выше скорости разрушения валунно-суглинистых берегов в Горле и на Онежском полуострове, даже на тех участках, где степень волнового воздействия примерно одинакова.

В то же время некоторые различия, видимо, следует объяснять палеогеографическими причинами. Так, берега Горла и Онежского полуострова сложены валунными суглинками, близкими по литологическому составу. Тем не менее в отличие от Онежского полуострова берега Горла продолжают абрадироваться и сейчас. По-видимому, процесс абразии берегов Онежского полуострова начался раньше, чем в Горле, что согласуется с общей палеогеографической схемой верхнечетвертичной истории Белого моря, и соответственно раньше закончился (Медведев, Невесский, 1971 в).

РОЛЬ МАТЕРИКОВОГО СТОКА В ПИТАНИИ БЕЛОГО МОРЯ ТЕРРИГЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

Осадки Белого моря формируются почти исключительно за счет силикатного терригенного материала, тогда как роль биогенных продуктов собственно морского происхождения — известковых раковин моллюсков и фораминифер, кремнистых створок диатомей и т.д. не существенна.

Терригенный материал поступает в бассейн не только за счет абразии, но и за счет других источников. Прежде всего обращают на себя внимание продукты речных выносов, поскольку речной сток для моря непропорционально велик. Мощный поток пресных вод, поступающих в Белое море ($180 \text{ км}^3/\text{год}$), приносит с собой около 48 млн. т вымытых с суши твердых частиц, около 25 млн. т минеральных растворимых веществ и около 5–6 млн. т органических веществ (Паленичко, 1968). Реки, питающие Белое море, можно подразделить на три типа, исходя из особенностей их водосборов и размеров самих артерий.

К первому типу относятся крупные реки: Сев. Двина, Мезень, Онега (и их притоки), водосборы которых охватывают почти весь север Восточно-Европейской равнины. Площадь водосборов рек с их важнейшими притоками составляет: для Сев. Двины — 620 тыс. км^2 , Мезени — 80 тыс. км^2 , Онеги — 57 тыс. км^2 по сравнению с Белым морем — 90 тыс. км^2 . Водосборы отличаются незначительной расчлененностью, небольшими абсолютными отметками (около 200 м). На водосборах распространены преимущественно четвертичные ледниковые отложения, с преобладанием суглинков и суглессей. Территория, дренируемая Сев. Двиной, Онегой, Мезенью и их притоками, входит в зону избыточного увлажнения. Это влечет за собой массовое заболачивание водосборов, обилие озер, появление густой речной сети, полноводности рек. Кроме того, регион отличается сплошным растительным таежным покровом.

Хотя рассматриваемые реки относятся к крупнейшим для Европейской части страны, но ввиду их ярко выраженного равнинного характера и вследствие плотного растительного покрова они производят незначительную эрозию, и это несмотря на то, что рыхлые четвертичные отложения, слагающие водосборы, легко под-

Таблица 1

Характеристика стока рек Беломорского бассейна
(по Г.В. Лопатину, 1949)

Река	Годовой сток, км ³	Годовой сток, 10 ⁶ т				Мутность воды, г/м ³
		взвесей	влекомых наносов	твердый сток суммарно	растворенных веществ	
Сев. Двина	111	5,84	0,58	6,42	17,3	53
Мезень	26	0,78	0,08	0,86	1,3	50
Онега	18	0,20	0,02	0,22	1,1	11

даются размыву. Торфяниковым водам, питающим озера, и водостокам свойственна высокая концентрация растворенных органических веществ, что отчетливо проявляется в гидродинамических особенностях крупных рек Беломорского бассейна. Благодаря обилию кислых вод, богатых органическими веществами, на суглинках и супесях водосборов развивается подзолистый профиль выветривания. При подзолообразовании в водоемы в избытке поступают растворимые формы железа и марганца, что типично для северной части гумидной климатической зоны (Страхов и др., 1968).

Сказанное выше определяет весьма своеобразную структуру стока рек, впадающих в Белое море. Особенностью рек является чрезвычайно низкая мутность воды, т.е. количество твердого терригенного материала в единице объема воды (Лопатин, 1949, 1952). Этот показатель для рек Сев. Двины, Мезени, Онеги в 100 раз ниже, чем у рек Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов. Общее количество твердого терригенного материала, поставляемого реками за год, обозначаемое как твердый сток, показано в табл. 1. В твердом стоке указанных рек только 9% приходится на крупнообломочные влекомые наносы, а 91% падает на взвешенный материал. Что касается веществ, растворенных в речной воде, то, как видно из табл. 1, их годовой сток в 1,5–5 раз превышает весь суммарный твердый сток. Еще ярче структура речного стока, т.е. соотношение между растворенным, взвешенным и влековым материалом, выявляется, если все количество веществ, перемещающихся в речных водах, принять за 100%. Тогда доля растворенного материала составит 60,1–83,3%, взвеси — 15,1–36,1%, грубообломочного влекомого материала — 1,5–3,7%.

Растворенные компоненты в речных водах в значительной мере представлены разными формами органического вещества, в том числе гуматами железа и марганца. По данным Б.А. Скопинцева и Л.П. Крыловой (1955), содержания углерода органического вещества в воде Сев. Двины и годовой сток как углерода, так и органического вещества имеют следующие значения:

$C_{\text{орг}}$ в воде	12,7 мг/л
Сток $C_{\text{орг}}$	1446 тыс. т/год
Сток органического вещества*	2851 тыс. т/год

Таким образом, крупные реки поставляют в Белое море с обширных южных водосборов прежде всего растворенные вещества, а помимо них — взвешенный терригенный материал. Что касается грубых инертных обломков, то транспортировка их реками осуществляется слабо. Вместе с тем, хотя мутность рассматриваемых рек незначительна, но ввиду обильного годового стока общее количество терригенных взвесей может оказаться довольно ощутимым, как, например, в Сев. Двине.

Вторым типом водостоков могут считаться многочисленные мелкие, короткие речки, дренирующие побережье Белого моря, главным образом со стороны Ка-

* Определявшееся органическое вещество, по-видимому, находилось как в растворенной форме, так и форме взвесей.

релии, у Онежской, Двинской, Мезенской губ и по Канинскому берегу. Побережье отличается плоским рельефом и незначительными абсолютными отметками. На одних участках побережье залесено, на других имеет тундровый характер, и повсеместно побережье сильно заболочено. Большинство таких речек берет начало в озерах, и, поскольку последние действуют как отстойники, воды речек отличаются чрезвычайно низким содержанием неорганических взвесей. В то же время концентрация растворенных гуминовых веществ в воде весьма велика.

Сходные мелкие речки имеются на южном и восточном побережьях Кольского полуострова. Однако не они характерны для этого северного водосбора. Водотоки еще одного — третьего типа, берущие начало в осевой части полуострова, приобретают черты горных речек, перемещающих грубый, резко полимиктовый обломочный материал, поставляемый аллювиально-делювиальным чехлом. Кольский полуостров представляет собой особую питающую провинцию, резко отличающуюся от южного водосбора. На полуострове преобладают отметки порядка 200—500 м, местами до 1200 м (Хибины). Рельеф в осевой водораздельной части полуострова гористый. Поскольку расстояния до побережья невелики, то возникают большие перепады абсолютных отметок. Почти по всей площади полуострова обнажаются древнейшие метаморфические и магматические породы архея и протерозоя. Вся эта гористая область, находящаяся севернее Полярного круга, представляет собой тундру. Вследствие морозного выветривания на коренных кристаллических породах развивается щебенчатый рыхлый аллювиально-делювиальный чехол.

СХЕМА ЛИТОДИНАМИКИ И БАЛАНС НАНОСОВ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ И ШЕЛЬФА

На основании имеющихся цифр можно весьма приблизительно представить себе общий объем терригенного обломочного материала, который поступил от абразии в прибрежную зону моря в голоцене и продолжает поступать сейчас.

Попытка определить ежегодный объем песчано-глинистого материала абразионного происхождения была предпринята для Канинско-Мезенского района (Медведев, 1972). Для расчета были приняты скорости абразии рыхлой толщи — 5 м/год для Канинского и Конушинского берегов и 3 м/год для Абрамовского берега и о. Моржовец.

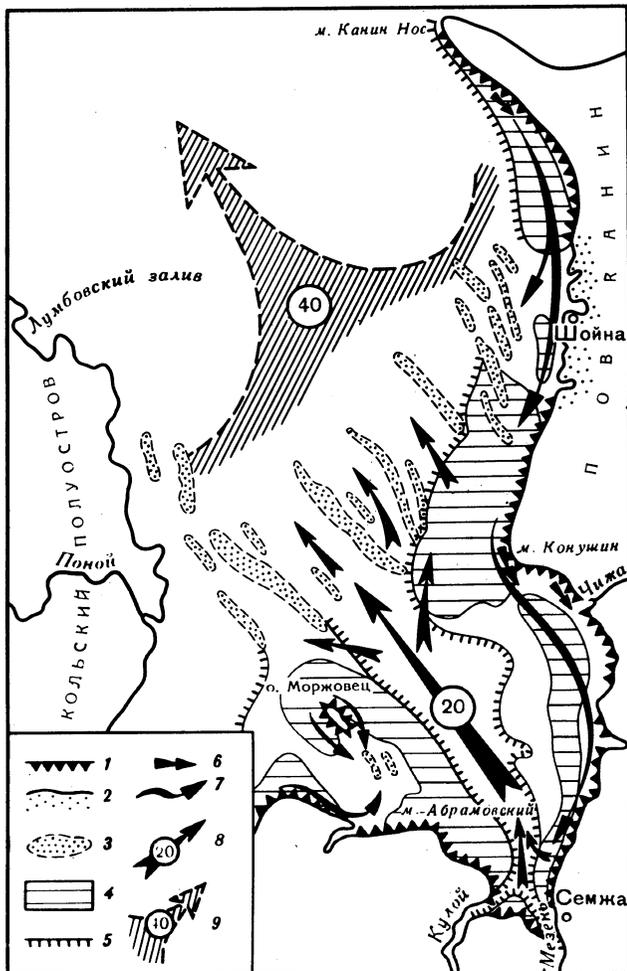
Протяженность всех абразионных берегов района составляет около 350 км. При средней высоте клифа Канинско-Конушинского берега 20 м и среднем темпе абразии 5 м/год в береговую зону ежегодно поступает $26 \cdot 10^6$ м³, или, учитывая объемный вес, более 50 млн. т рыхлого материала. С Абрамовского берега вместе с о. Моржовец при средней высоте клифа 12 м и среднем темпе абразии 3 м ежегодное поступление составляет около 7 млн. т. Таким образом, всего от разрушения берегов в прибрежные воды вносится около 60 млн. т рыхлого материала ежегодно. Из них гравийно-галечный материал (более 1 мм в диаметре) составляет 1,5 млн. т, песок (1,0—0,1 мм) — 19 млн. т, алеврит (0,1—0,01 мм) — 18 млн. т и пелит (менее 0,01 мм) — 22 млн. т.

За 6 тыс. лет объем рыхлого материала, поступившего только от абразии берегов Канинско-Мезенского района, составляет цифру 360 млрд. т. Если предположить на основании аналогичных расчетов, что от абразии Зимнего, Терского берегов и Онежского полуострова обломочного материала поступило вдвое меньше, то и в этом случае общий объем рыхлого материала превышает 550 млрд. т.

При равномерном распределении этого количества на всей акватории Белого моря мощность слоя морских голоценовых отложений могла бы составить около 3 м и при темпе осадконакопления — 0,5 мм/год. На самом деле картина распределения мощностей осадков иная. Дело в том, что пути, способы и скорости перемещения, а также области аккумуляции обломочного материала различной крупности, поступившего от абразии в прибрежную зону моря, различны. Это объясняется неодинаковыми гидромеханическими свойствами наносов в зависимости от гидравлической крупности частиц.

Рис. 16. Схема литодинамики северной части Белого моря.

1 — абразионный берег; 2 — аккумулятивный берег; 3 — подводные песчаные гряды; 4 — участки дна, почти лишенные современных и древних осадков ("бенч"); 5 — предполагаемая граница срезанной в голоцене суши, выраженная в рельефе дна в виде уступа; 6 — перемещение гальки по пляжу; 7 — пути вдольберегового перемещения песка; 8 — пути выноса песка из Мезенской губы; 9 — направление выноса взвешенного материала. Цифры в кружках — количество ежегодно выносимого материала



Выше отмечалось, что наносы крупнее 0,05 мм (крупный алеврит, песок, гравий и галька) относятся к "наносам волнового поля", а все, что мельче, — к взвешенным наносам (Зенкович, 1946, 1962). Такое деление отражает тенденцию к переносу более крупного материала по дну только волновыми движениями воды в придонном слое, а более мелкого — течениями вместе с водной массой.

Мы считаем, что для приливных морей, где приливо-отливные течения играют наряду с волнением главную роль в переносе основных масс обломочного материала (не только пелитово-алевритовой, но и более крупных фракций), можно говорить не о "волновом поле" и "поле течений", а о едином "волноприливном поле" (Медведев, 1964), в котором прежде всего осуществляется дифференциация обломочного материала по крупности.

По данным гранулометрического анализа, в северной части Белого моря гравий, галька и песок, которые должны подчиняться законам волнового перемещения, составляют 30% поступающего от абразии рыхлого материала (20 млн. т). Остальные 70% (около 40 млн. т) приходится на алевритово-пелитовые компоненты, которые при наличии сильных приливо-отливных течений, существующих в данном районе, заведомо должны переноситься во взвеси.

На основании анализа количественного распределения минеральной взвеси, а также песчано-галечного материала в прибрежной зоне и на дне нами была составлена схема литодинамики северной части Белого моря (рис. 16).

В соответствии со схемой зона перемещения и аккумуляции гальки находится в самой верхней части профиля прибрежной зоны. Галька встречается местами



Р и с. 17. Гравийно-песчаный осыхающий вал в северной части Белого моря

только на пляже у подножия абразионных уступов, образуя незначительные накопления перед устьями рек и ручьев. В эстуариях более крупных рек гравийно-галечный материал образует приустьевые косы (например, в устье Чижи).

Под воздействием преобладающих волнений северных румбов крупнообломочный материал может перемещаться только к югу в сторону устья Мезени. Галька не образует сплошного потока, так как из-за небольшой мощности не может преодолеть на Канинском берегу аккумулятивного участка, а на Конушинском — устья рек Чижи, Яжмы, Неси, Мглы и др. Поэтому здесь имеется несколько коротких потоков, из которых наиболее протяженным является поток, зарождающийся к югу от Кии и заканчивающийся галечной косой на м. Конушинская Корга. У Абрамовского берега количество галечного материала в прибрежной зоне еще меньше, чем у Канинского и Конушинского.

Более мелкий материал, включающий гальку до 1–2 см в диаметре, но с преобладанием гравия или крупного песка ($Md = 1,5$ мм), располагается по береговому профилю ниже зоны распространения гальки на поверхности осушки. Этот материал средне или плохо сортирован ($S_0 = 2,0–2,5$). График механического состава, как правило, двухвершинный, что отражает тенденцию влияния преимущественно двух сил (волнений и течений) на перенос этого материала. Окатанность материала средняя, но встречаются угловатые, совершенно неокатанные обломки. Чаще всего этим материалом сложены прибрежный осыхающий вал, расположенный на уровне квадратурного отлива или несколько выше, а также часть пляжа. Вал имеет асимметричный профиль с пологим склоном в сторону моря (рис. 17). В сторону берега он обращен более крутым склоном или уступом высотой несколько десятков сантиметров, как бы наползая на прибрежную ложбину и погребая под собой гальку. Ширина прибрежного вала 200–250 м, высота 2–2,5 м. Ориентировка валов и их конфигурация свидетельствуют о перемещении материала, которым они сложены, на юг, а характер материала и его положение на профиле — об интенсивной переработке преимущественно волнением. Оно является главным фактором перемещения наносов в зоне прибрежного вала. И хотя устья рек не представляют для наносов данной крупности препятствия, материал также не образует непрерывного потока наносов, о чем свидетельствуют кулисообразное прерывистое расположение прибрежных валов и отсутствие крупных гравийных или гравий-

но-галечных аккумулятивных форм или областей его постоянной аккумуляции. Последнее косвенно указывает на незначительный объем этого материала, переносимого в прибрежной зоне.

Песчаные грунты в северной части Белого моря встречаются на пляже, осушке. Они слагают подводные валы, гряды и образуют значительные поля на дне. Однако мощности песчаных накоплений не везде одинаковы, а песок не покрывает прибрежную зону сплошным ровным слоем. Местами он прикрывает бенч слоем в несколько десятков сантиметров или совершенно исчезает, обнажая поверхность бенча, а местами накапливается, создавая устойчивые донные аккумулятивные формы рельефа.

Анализ распределения современных песчаных осадков на пляже, осушке и подводном склоне свидетельствует в целом об их маломощности. Как уже отмечалось, широким распространением здесь пользуются бенчи — преимущественно глинистые у Канинского берега, глинистые и скалистые — в Мезенской губе, песчано-глинистые, выработанные в рыхлых и ледниково-морских отложениях, — в районе о. Моржовец.

Широкое распространение бенчей предопределяет основные черты рельефа дна рассматриваемой акватории. Выше отмечалось, что внешняя граница бенча, как правило, совпадает с краем срезанной в голоцене суши. В рельефе дна эта граница совпадает с желобом, выработанным в палеозойских породах, который представлял собой древний залив или обширный эстуарий. Желоб проходит вдоль оси Мезенской губы, продолжая современное русло Мезени. Устье желоба на выходе из Мезенской губы перегорожено системой подводных и сосяхающих песчаных гряд.

Распределение песчаного материала по трем основным элементам донного рельефа (подводная абразионная терраса, эрозионный желоб и аккумулятивные гряды) неравномерно. Различна также роль, которую играют эти элементы в динамике песчаного материала. На поверхности песчаной террасы песок концентрируется в пределах осушки и в верхней части подводного берегового склона, образуя песчаные валы, аналогичные прибрежному гравийно-галечному валу. В отличие от последнего они сложены более тонким и лучше сортированным материалом ($M_d = 0,2-0,3$ мм; $S_o = 1,2-1,3$). Прибрежная зона песков, покрывающих осушку и подводный склон с валами и без них, занимает полосу шириной около 500—700 м у Канинского берега и до 1—2 км на востоке Мезенской губы и Конушинского берега. Она примерно совпадает с зоной осушки, за внешним краем которой начинается обнаженный бенч. По поверхности и в зоне валов песок практически беспрепятственно перемещается к югу с высокими скоростями, образуя единый поток наносов, заполняющий вершину залива и устье Мезени. И хотя его мощность сравнительно невелика, при одностороннем перемещении вся вершина Мезенской губы должна была испытывать интенсивную заносимость песком. В действительности это не так, о чем свидетельствует прежде всего широкое распространение бенчей, в частности, непосредственно в эстуарии Мезени.

Перемещаясь по поверхности осушки в зоне квадратурного прилива, т.е. на некотором расстоянии от берега во вдольбереговом потоке, песок достигает входа в эстуарий Мезени и примерно в районе Семжи этот поток прекращает существование. Здесь подводная абразионная терраса почти исчезает, и песок попадает в русло Мезени, где целиком подчиняется законам руслового перемещения, в котором главным и единственным фактором переноса является течение.

Из-за сильных отливных течений, скорости которых достигают 3 м/сек и более, песок в устье Мезени не накапливается, а выносятся течениями из залива и аккумуляруется там, где суммарная наносодвижущая энергия волн и отливных течений встречает разное суммарное противодействие со стороны волн и приливных течений. Вынос песчаного материала проходит не у берега, а вдоль осевой линии залива, совпадающей со стержнем отливного течения, скорости которого достигают здесь максимальных величин. При этом перенос грубообломочного материала осуществляется влечением по дну, качением или сальтацией, а более тонкие фракции песка и алеврита могут перемещаться во взвеси

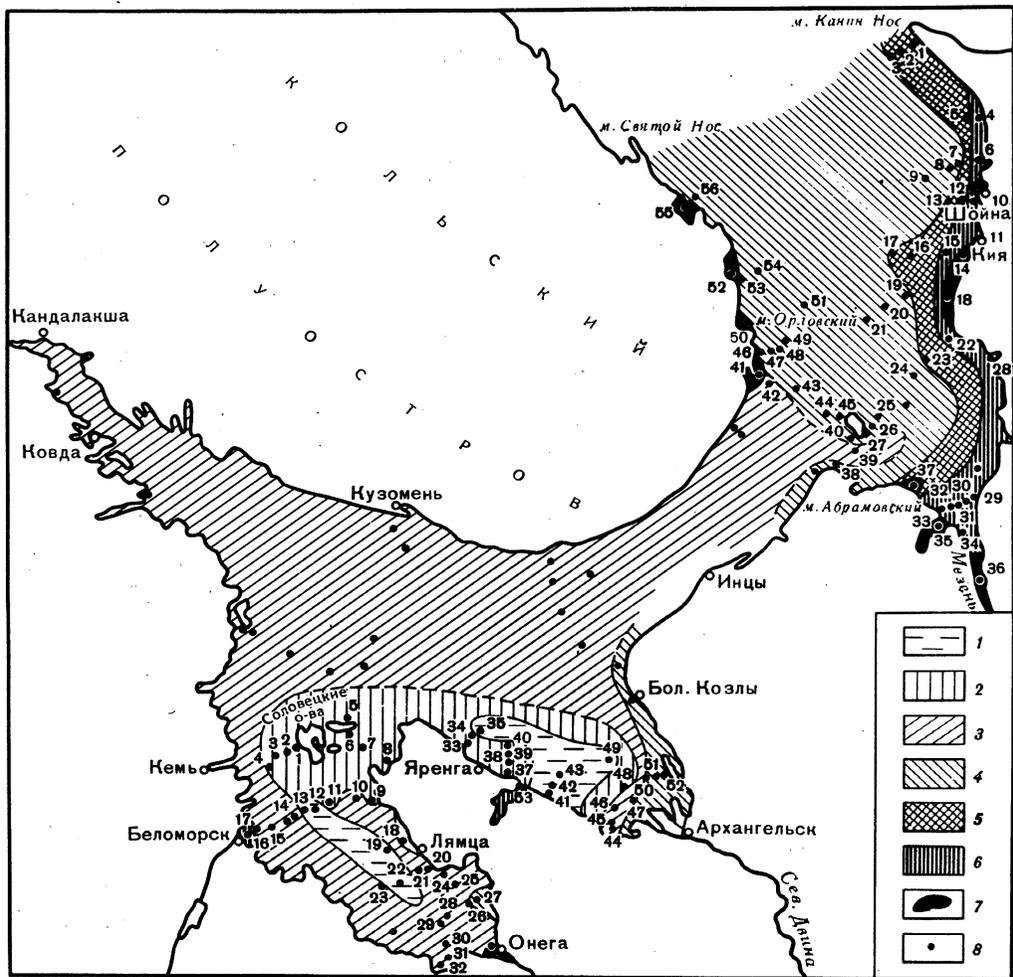
Область аккумуляции песка находится в южной части Воронки, на выходе из Мезенской губы, где в результате аккумуляции песчаного материала на дне образовались подводные гряды — Бол. Орловская Кошка, Бол. Средняя Кошка, Конушинская, Кийская мели, которые частично осыхают, а также много более мелких неосыхающих гряд. Как правило, они сложены среднезернистыми, прекрасно сортированными и хорошо окатанными песками ($Md = 0,3$ мм, $S_0 = 1,2$), при этом не только с поверхности, но и на всю глубину толщи, исследованную трубками (до 4,5 м). Ориентировка гряд и состав материала, которым они сложены, позволяют отнести их к формам, созданным преимущественно приливо-отливными течениями. Аналогичные образования встречаются на приливных морях в разных районах земного шара (пролив Ла-Манш, залив Ялу, Малаккский пролив и др.) и привлекают к себе заслуженное внимание как интереснейший объект (Off, 1963; Stride, 1963; Smith, 1969, и др.). Таким образом, схема перемещения песчаного материала в северной части Белого моря довольно сложная. Основным источником является абразионный берег, а основным местом аккумуляции — область распространения песчаных подводных гряд, в которых, по самым приблизительным подсчетам, сосредоточено несколько кубических километров песка.

Глинистый материал, составляющий главную массу наносов, поступающих от абразии в береговую зону, полностью переносится течениями во взвеси. Содержание взвеси колеблется в северной части Белого моря от 5 до 50—100 мг/л и более. Максимальное количество взвеси содержится в сравнительно узкой прибрежной зоне (порядка 3—5 км). Чем дальше в море, тем количество взвеси становится более постоянным, но содержание ее резко уменьшается. Тем самым подчеркивается общность закономерности перемещения глинистого терригенного материала вдоль берега в виде концентрированных потоков взвешенных наносов как для океанов, так и для внутренних морей (Зенкович, 1963).

Изучение распределения взвесей в толще воды в разные фазы прилива подтвердило предположение о существенной роли приливо-отливных изменений уровня моря и максимальной (для данных гидродинамических условий) концентрации взвеси в динамике взвешенных наносов (Медведев, 1964). Периодические повышения и понижения уровня, изменяя объем прибрежных вод, изменяют и относительное содержание взвеси. В прилив концентрация взвеси уменьшается, в отлив увеличивается. В штормовых условиях, когда максимальное содержание взвеси в прибрежных водах становится предельным для данного гидродинамического режима, во время отлива избыток материала выносится с уходящей водой в северные районы моря. Процесс насыщения прибрежных вод взвешенным веществом во время прилива и унос избытка илистого материала из береговой зоны во время отлива периодически повторяется за весь срок волнения. По мере затухания волнения на подводном склоне начинается аккумуляция осаждающегося из взвеси материала, и в конечном итоге на поверхности осушки осаждается такое же количество ила, которое было поднято со дна в начальную стадию волнения и вынесено из прибрежной зоны (рис. 18).

Таким образом, профиль подводного склона восстанавливается, но количество наносов на подводном склоне и осушке не увеличивается, так как практически весь мелкообломочный материал, поступивший от абразии в прибрежные воды, выносится с отливным течением за барьер подводных песчаных гряд в северную часть Воронки, а возможно, и еще далее.

В отличие от описанной выше динамики песчаных наносов поступление илистого материала во взвесь, насыщение им прибрежных вод и вынос в море отливным течением есть процесс однонаправленный. Поэтому в прибрежной зоне (на дне и во взвеси) всегда содержится постоянное количество наносов. В штиль взвешенный илистый материал осаждается на осушке, в шторм — выносится в море, а на его место поступает новый материал с берега. В качестве примера можно привести мощные накопления ила на осушке левого берега в эстуарии Кулоя, где, судя по глубине вреза отливных желобов, слой ила достигает 2—3 м. Аналогичные накопления "няши" имеются в устьях рек Семжи, Чижи, Мезени, у с. Пья и др., т.е. всюду, куда не проникают волны открытого моря.



Р и с. 18. Схема распределения среднего содержания взвеси в поверхностных водах, мг/л
 1 – меньше 0,5; 2 – от 0,5 до 1; 3 – от 1 до 3; 4 – от 3 до 5; 5 – от 5 до 10; 6 – от 10 до 20; 7 – от 20 до 100; 8 – станции

Для открытых же районов даже мощность песков, вскрытых колонками на поверхности осушки в зоне максимальной аккумуляции (на валах), не превышает 2–3 м. Чем дальше от берега, тем мощность донных осадков становится меньше, так что почти все дно Мезенской губы, как отмечалось выше, представляет собой обнаженный бенч. Последнее обстоятельство свидетельствует об абразионном происхождении почти всей поверхности дна Мезенской губы в современных ее очертаниях. Абразионное происхождение имеют и осадки, ее выполняющие. Донные осадки Мезенской губы – это осадки в буквальном смысле слова современные, так как илистый материал на поверхности ваттов постоянно обновляется. Обновляется и значительная часть песчаного материала.

Изложенная выше схема литодинамики характеризует естественный режим подвижного равновесия, установившийся в северном районе Белого моря. Согласно этой схеме, восточная часть Мезенской губы представляет собой зону транзита обломочного материала. Основу подвижного равновесия составляет относительно постоянное количество непрерывно обновляющегося обломочного материала, находящегося в прибрежной зоне во взвеси и на дне. Почти все, что поступает в береговую зону от разрушения берегов, в конечном итоге выносится из Мезенской губы на север, в район Воронки, и частично в Баренцево море.

Из намеченной схемы литодинамики северной части Белого моря можно сделать вывод о том, что в питании центральной части Белого моря обломочный материал,

поступающий от абразии берегов Канинско-Мезенского района, практически участия не принимает. Возможно, часть взвешенных наносов переносится из вершины Мезенской губы в сторону Горла (Максимов, 1938) в соответствии со схемой течений, однако их количество очень мало и может в расчет не приниматься.

По-видимому, питание внутренних частей моря происходит за счет собственного материала, и эта часть моря представляет собой самостоятельный и основной район седиментогенеза, в котором доля обломочного материала абразионного происхождения в общем балансе наносов должна быть ниже по сравнению с северной частью Белого моря. Из 180 млрд. т обломочного материала, который за голоценовое время поступил от абразии рыхлых берегов в Горле, Двинской и Онежской губах, большая его часть, видимо, осталась в центральной части моря.

В настоящее время процессы абразии во многих местах затухают, и прежде активные клифы отмерли или отмирают. Поэтому в прибрежную зону обломочного материала поступает от абразии всего 10–20 млн. т ежегодно. Из них менее половины приходится на крупные фракции, гальку, а главное – песок и гравий. У Зимнего берега весь песчано-гравийный материал сосредоточен в сравнительно узкой прибрежной полосе: на пляже, в верхней части подводного склона и особенно аккумулятивных формах, заполняющих вогнутости берега перед устьями рек Майда, Мегоа, Ручьи, Зимняя Золотица. Есть здесь и сравнительно крупные аккумулятивные формы – аккумулятивный выступ у м. Инцы и деградировавшая отмирающая коса о. Мудьюга.

Песчаные формы Зимнего берега являются следствием перемещения песчаных наносов, образующих два встречных и два расходящихся потока наносов. Зоной конвергенции является мыс Инцы, а дивергенции – мыс Зимнегорский.

В голоцене потоки песчаных наносов были значительно мощнее, о чем свидетельствуют сохранившиеся аккумулятивные формы. В настоящее время размыв этих форм, который особенно заметен в корневой части косы, отчленяющей Сухое море, свидетельствует об уменьшении мощности потоков за счет замедления абразионных процессов.

Еще более заметен этот процесс на Онежском полуострове, где, как уже отмечалось, современные участки абразии сохранились только на отдельных участках берегов. Тем не менее какой-то процент обломочного материала поступает не только от абразии берегов, сложенных рыхлыми породами, но и от размыва глинистых ледниково-морских и ледниково-озерных отложений западного побережья. Количество этого материала трудно поддается учету, но некоторое представление может быть получено из сравнительного анализа количественного содержания минеральной взвеси в толще вод Белого моря, которая в настоящее время является, видимо, основным источником тонкообломочного материала на дне Беломорского бассейна. Обогащение вод взвешенным веществом осуществляется также и за счет твердого стока с суши.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОЙ ВЗВЕСИ

Прибрежная зона является зоной дифференциации обломочного материала по гидравлической крупности и его перераспределению на пути от места образования до области аккумуляции. В процессе дифференциации происходят выпадение крупных фракций на дно вблизи источников образования и перенос мелких фракций во взвеси на значительные расстояния в открытые пространства моря.

Наиболее сложные процессы количественного перераспределения и переноса взвешенного вещества происходят в прибрежной зоне и на шельфе приливных морей, где общую картину высокой турбулентности прибрежных вод усложняют сильные приливо-отливные течения и где содержание взвеси непрерывно меняется от места к месту в зависимости от фазы прилива, состояния моря и др.

Поскольку скорость оседания тонкозернистого взвешенного материала в природных условиях небольшая (порядка нескольких сантиметров в сутки и менее), он может переноситься на большие расстояния от берега, являясь основным ис-

точником терригенного материала для донных осадков в открытых частях моря.

Для изучения количественного распределения взвеси в водах Белого моря нами с борта нис "Профессор Добрынин" были отобраны пробы на 140 станциях по всей акватории моря, в прибрежных и наиболее насыщенных взвесью районах станции сгущались (Медведев, Кривоносова, 1971).

При сборе взвеси использовалась методика, применяемая при работах в открытом океане, но с учетом особенностей приливного шельфового моря. Пробы воды отбирались на станциях 5-литровыми батометрами (по возможности во все фазы прилива) с поверхности, из придонного и промежуточных горизонтов. Одновременно фиксировались направление и скорость поверхностных течений, состояние моря, гидрометеорологическая обстановка. Последующая обработка проб воды велась на судне способом мембранной фильтрации по методике, разработанной А.П. Лисицыным (1956).

Анализ данных по количественному распределению взвеси позволил сделать ряд выводов по динамике взвешенных наносов. Чтобы представить общие закономерности количественного распределения взвеси по акватории Белого моря, была составлена схема содержания взвеси в поверхностных водах, как среднее содержание взвеси в разные фазы прилива (см. рис. 18).

Анализ этой схемы и данных по станциям показывает, что имеются большие различия в количественном содержании взвеси в разных районах моря. Так, в Кандалакшском заливе, Бассейне и Горле, т.е. на значительной акватории Белого моря, среднее содержание взвеси в поверхностном горизонте колеблется от 1,5 до 2 мкг/л. Самые высокие концентрации взвеси содержатся в северной части моря — Воронке и Мезенской губе. Здесь выделяется насыщенная взвесью прибрежная зона Канинско-Конушинского берега на востоке района с концентрациями взвеси до 50–100 мг/л и выше и открытая часть, расположенная к западу, со средним содержанием взвеси 3–5 мг/л.

Среднее содержание взвеси в поверхностных водах открытой акватории Белого моря колеблется около 2 мг/л. По сравнению с открытыми пространствами океанов, где концентрация взвеси на поверхности колеблется от 0,2 до 1,5 мг/л (Постма, 1966), эта цифра несколько выше. Характерно, что примерно такое же количество взвеси содержится в открытых частях Черного (0,9–1,2 мг/л) и Балтийского (около 1 мг/л) морей (Емельянов, 1968).

Такое близкое совпадение значений средних содержаний взвеси для океанических вод и морей с различными физико-географическими и геологическими характеристиками является несколько неожиданным, особенно для Белого моря, акватория которого невелика (есть районы с очень высоким содержанием взвеси) и которое по конфигурации представляет собой ловушку для взвешенных наносов.

По-видимому, объяснением может служить предположение о том, что для открытых пространств морей и океанов средняя концентрация взвеси примерно одинакова и не зависит от содержания взвеси в прибрежной зоне, где существует самостоятельная особая зона повышенных концентраций взвеси за счет усиленного перемешивания вод. Это предположение хорошо подтверждается анализом распределения взвеси в прибрежной зоне Белого моря, проведенным нами ранее для Мезенской, Двинской и Онежской губ моря (Медведев, Кривоносова, 1968).

В целом картина пространственного распределения взвеси на поверхности и у дна в разные фазы прилива оказывается довольно пестрой, но подчинена определенным закономерностям. Наиболее общим и важным является вывод о локализации взвеси в сравнительно узкой прибрежной полосе, где возникает сложная структура концентрированных илистых потоков, содержание взвеси в которых, оставаясь высоким, непрерывно меняется. Чем дальше в море, тем содержание взвеси становится более постоянным, а в количественном отношении уменьшается. Так, в районе м. Конушин на ст. 22 (см. рис. 18), расположенной в 1 км от берега, содержание взвеси на поверхности около 30 мг/л, а у дна на глубине 8 м —

50 мг/л. На ст. 19, удаленной от берега на 20 км, количество взвеси на поверхности составляет уже 4,5 мг/л, а у дна на глубине 20 м — 3,5 мг/л. Та же самая картина наблюдается и на других профилях.

Таким образом, ширина прибрежной зоны высоких концентраций взвеси у восточных отмелей берегов Канинского полуострова и Мезенской губы не превышает 15–20 км. Ширина этой зоны еще меньше там, где подводный склон имеет более крутые уклоны. Практически зона взвешенных потоков наносов и морфологически и динамически совпадает по ширине с подводным береговым склоном. Совершенно естественно, что в штормовое время схема распределения взвеси меняется и зона высоких концентраций значительно расширяется.

Второй вывод, который можно сделать из анализа пространственного распределения содержания взвеси, говорит о приуроченности высоких концентраций взвеси в прибрежной зоне к источникам питания. Для Белого моря одним из основных источников взвешенного материала являются абразионные берега, поставляющие в береговую зону значительную часть терригенного материала.

Двинская и Онежская губы относятся к районам с малым содержанием взвеси (табл. 2), которое в центральных и северных частях, наиболее удаленных от источников питания, достигает минимальных для Белого моря значений соответственно 0,2–0,5 и 0,5–1,0 мг/л. Однако и здесь имеются районы с повышенным содержанием взвеси. Так, перед устьем Онеги концентрация увеличивается до 1–3 мг/л, а перед устьем Северной Двины — до 3–5 мг/л. У Лямецкого берега в Онежской губе, где абрадируются валунные суглинки и глинистые сланцы, содержание взвеси такое же (3–5 мг/л), в районе Новое Усолье, где на дне размываются глины, концентрация увеличивается до 4–4,5 мг/л.

Резко возрастает содержание взвеси в устьях рек, где возникают "илистые пробки". Так, в устье Выга, Онежская губа, отмечена концентрация 10 мг/л, в устье Онеги в штормовую погоду содержание взвеси доходило до 100 мг/л.

В Двинской губе максимальное количество взвеси содержится в Унской губе (15 мг/л), которая играет роль наносо-уловителя. Она мелководна, и при малейшем волнении накопившаяся взвесь поднимается со дна и создает высокие концентрации. На общем фоне низких концентраций взвеси в Двинской губе некоторое увеличение наблюдается у абразионных участков Летнего и в особенности Зимнего берега (4–5 мг/л). По-видимому, здесь сказывается сток Северной Двины, который, отклоняясь вправо, идет вдоль Зимнего берега.

В прибрежной зоне Кольского полуострова и Карелии ожидать высоких концентраций взвеси не приходится, так как здесь нет абразионных участков, а сток рек, протекающих по каменистому руслу и в большинстве случаев зарегулированных, совершенно ничтожен. Поэтому даже в губах Кандалакшского залива и Карелии (Колвица, Княжая, Калгалакша) содержание взвеси не меняется по сравнению с открытыми районами моря.

Мезенская губа и Воронка являются районами с максимальным содержанием взвеси в прибрежных водах по сравнению с другими открытыми районами моря (табл. 3). Обычными для открытой части здесь являются концентрации 5 мг/л, которые в Онежской и Двинской губах наблюдаются только у абразионных берегов. Повышенное содержание взвеси объясняется большой протяженностью абразионных берегов, сложенных рыхлыми, преимущественно глинистыми породами и высокой турбулентностью вод северной части моря (частая повторяемость волнения, высокие скорости приливо-отливных течений, мелководность).

Здесь особенно четко проявляется закономерное увеличение взвеси в прибрежной зоне у наиболее активно абрадируемых берегов. В северной части Канинского берега содержание взвеси в поверхностных водах составляет 5–10 мг/л. К северу и к югу от с. Шойна, где идет усиленный размыв берегов и дна, концентрация повышается до 10–20 мг/л. Еще южнее в районе наиболее интенсивно абрадируемого выступа берега на участке Кия — м. Конушин содержание взвеси достигает 50 мг/л. Такие же концентрации зафиксированы у м. Абрамовский. В восточной части Мезенской губы обычными являются средние концентрации 10–20 мг/л, в устьях рек Шойны, Чижы, Кии они повышаются до 100 мг/л. Максимальная

Таблица 2

Количественное содержание взвеси на станциях в Онежской и Двинской губах Белого моря
(положение станций см. на рис. 18)

№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л	№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л	
1	0	МВ-ПВ	0,96	13	10	МВ	0,35	
	8		0,76		20		0,15	
	0	ПВ-МВ	0,82		36		0,38	
	9		0,68		0		0,63	
	0		0,74		10		0,46	
2	8	МВ	1,10	14	0	МВ	0,46	
	0		1,14		10		0,60	
	10		0,62		0		1,82	
3	20	ПВ	0,62	15	7	МВ-ПВ	1,66	
	0		0,88		0		3,22	
	10		1,16		7		1,32	
	20		1,42		0		1,70	
4	35	ПВ-МВ	1,48	16	7	ПВ	1,40	
	0		0,70		14		2,16	
	8		0,50		0		2,18	
	15		0,66		10		1,86	
	0		0,76		19		3,56	
5	8	МВ	0,62	17	0	ПВ-МВ	2,60	
	14		0,58		9		1,16	
	0		0,92		18		0	3,26
	10		0,34		5,5		4,17	
5	20	МВ-ПВ	0,68	19	0	МВ-ПВ	4,18	
	30		0,60		6,5		5,82	
	0		5,76		0		0,44	
	10		0,76		10		0,92	
	20		2,62		20		0,56	
6	30	ПВ	2,70	20	32	ПВ	0,98	
	0		1,10		0		0,90	
	10		0,94		10		1,86	
	20		0,28		21		0	4,30
	0		0,80		11		9,16	
	10		0,34		22		0	0,36
	20		0,30		10		0,32	
7	0	МВ-ПВ	0,52	23	20	МВ-ПВ	0,40	
	10		0,80		38		0,44	
	25		0,55		0		1,04	
	52		0,97		6		1,06	
8	0	ПВ	0,78	24	0	МВ	1,14	
	15		0,58		5		0,86	
	33		0,72		0		1,48	
9	0	ПВ-МВ	0,70	25	6	МВ-ПВ	1,25	
	8		1,78		0		1,82	
	14		0,73		8		5,54	
9	0	МВ-ПВ	0,70	26	0	ПВ-МВ	1,60	
	5		0,75		7,5		2,62	
	0		0,74		0		0,98	
10	5	ПВ-МВ	0,58	27	8	ПВ-МВ	3,88	
	0		1,26		15		7,00	
	10		0,94		0		2,70	
	20		1,60		8		3,77	
11	32	ПВ-МВ	1,26	28	0	МВ-ПВ	4,60	
	0		0,64		6		3,38	
	10		1,12		0		4,04	
	25		0,58		7		2,50	
12	50	ПВ	1,18	28	0	МВ	3,73	
	0		0,56		10		1,72	

Т а б л и ц а 2 (окончание)

№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л	№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л
	2		2,62	41	0	МВ-ПВ	0,30
29	0	МВ	2,10		5		0,66
	15		1,64		0	ПВ	0,46
	14		2,04		5		2,60
30	0	МВ-ПВ	2,14	42	0	ПВ	0,46
	7		2,18		10		0,30
31	0	ПВ-МВ	2,38		16		1,14
	5		3,10	43	0	ПВ-МВ	0,59
32	0	ПВ-МВ	2,78		10		0,10
	5		5,50		25		0,18
33	0	МВ-ПВ	1,18		53		0,08
	9,5		3,95	44	50	ПВ	3,08
	0	ПВ	0,84		5		3,90
	10		0,77	45	0	ПВ	2,93
34	0	ПВ-МВ	0,72		5		2,10
	10		0,11		11		4,37
	25		0,28	46	0	ПВ-МВ	1,87
	50		0,64		5		0,62
35	0	МВ	0,28		13		2,22
	10		0,25	47	0	МВ	3,70
	25		0,08		7		2,88
	55		—	48	0		0,82
36	5,5	МВ-ПВ	96,02		5		1,33
	2	ПВ-МВ	9,6	48	13		1,22
37	0	МВ-ПВ	0,56	49	0	МВ-ПВ	0,38
	7		0,04		10		0,10
	13		0,45		23		0,11
38	0	ПВ	0,66				0,22
	10		0,06	50	0	МВ-ПВ	3,50
	25		0,89		5		1,80
39	0	ПВ	0,60		10		1,54
	10		0,1	51	0	МВ-ПВ	3,06
	25		—		5		2,75
	41		0,54	52	0	ПВ	4,10
40	0	ПВ	0,68		5		3,27
	15		—	53	0	МВ-ПВ	15,0
40	30	ПВ	0,02		7,5		13,4
	60		0,22				

концентрация взвеси, зафиксированная нами в устье р. Кулой в штормовую погоду, составляет 1200 мг/л.

По сравнению с западными районами Воронки, где в непосредственной близости у скалистых берегов Кольского полуострова концентрация взвеси не превышает 5 мг/л, высокое содержание взвеси у абразионных берегов Канинско-Конушинского побережья составляет резкий контраст.

О тесной приуроченности насыщенных взвесью прибрежных вод непосредственно к источникам питания косвенно свидетельствует высокое содержание взвеси в Горле Белого моря. Поскольку в Горле нет своих источников питания взвешенным материалом, взвесь может поступать сюда либо с юга из Бассейна, либо из северной части моря, в частности из Мезенской губы. Вероятнее было бы предположить, что взвесь поступает из области с повышенным содержанием, т.е. с севера. Однако, несмотря на свободный водообмен с северной частью моря, в Горле содержание взвеси не увеличивается, а остается на уровне средней для Белого моря концентрации (1–3 мг/л). Таким образом, взвесь Мезенской губы, если и доходит сюда, то в сильно "разбавленной" концентрации, быстро осаждающаяся по мере удаления от источников поступления. Кроме того, общий характер циркуляции вод

Таблица 3

Количественное содержание взвеси на станциях в Мезенской губе и Воронке Белого моря
(положение станций см. на рис. 18)

№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л	№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л
1	0	ПВ	6,30		30		8,00
	10		5,30	18	0	МВ	36,42
	0	МВ	6,34		5		53,80
	8		5,44		0	МВ-ПВ	30,12
	0	МВ-ПВ	5,52		5		41,96
	9		5,30	19	0	МВ-ПВ	4,40
2	02	ПВ-МВ	5,08		10		4,20
	25		4,82		20		3,70
3	0	МВ-ПВ	5,84	20	0	ПВ	4,18
	25		3,94		25		7,82
	50		5,44		36		4,14
	0	ПВ	5,06	21	0	ПВ-МВ	3,72
	25		4,42		45		3,98
	50		5,24	22	0	МВ	4,76
4	0	ПВ	12,16		4		8,46
	8,5		9,0		0	МВ-ПВ	12,56
	0	ПВ-МВ	9,02		4		14,88
	7,5		11,52		0	ПВ	15,46
5	0	МВ	5,52		4		23,98
	14		5,44	23	0	ПВ-МВ	5,22
6	0	ПВ-МВ	10,14		10		6,44
	5		7,66	24	0	МВ	4,30
6	0	МВ	8,86		10		3,98
	5		6,00		25		5,28
7	0	ПВ-МВ	3,24	25	0	ПВ-МВ	8,80
	14		3,94		10		12,30
8	0	ПВ-МВ	3,42		0	МВ	6,46
	24		4,86		10		4,26
9	0	МВ-ПВ	4,42	26	0	ПВ-МВ	4,76
	7		4,84		7		7,80
10	0	ПВ-МВ	60,96		14		4,72
	5		33,04	27	0	МВ	2,72
	2	МВ	72,04		4		4,44
	0	МВ-ПВ	63,30		0	МВ-ПВ	3,66
	5		50,10		7		4,50
	0	ПВ	50,60	28	0	ПВ	8,16
	5		25,18		5		9,62
11	0	ПВ	7,50		0	ПВ-МВ	17,74
	7		10,04	28	5	ПВ-МВ	20,86
	0	ПВ-МВ	15,72		1	МВ	90,40
	6		12,06		0	МВ-ПВ	32,60
12	0	МВ	5,16		5		36,36
	12		6,82	29	0	ПВ	12,74
13	0	МВ-ПВ	5,78		4		12,82
	7		4,04	30	0	МВ-ПВ	14,20
14	0	МВ	52,54		5		12,70
	3,5		45,8	31	0	МВ-ПВ	23,66
	0	МВ-ПВ	50,68		5		24,82
	3,5		44,60	32	0	МВ-ПВ	13,20
15	0	ПВ	14,24		8		20,00
	10		20,20	33	0	ПВ-МВ	12,80
16	0	ПВ-МВ	4,08		5		15,36
	10		5,50	34	0	МВ	506,80
	24		8,72		6		458,80
17	0	МВ	8,72		0	МВ-ПВ	15,20
	15		3,32		7		49,76

Т а б л и ц а 3 (окончание)

№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л	№ станции	Горизонт, м	Фаза прилива	Количество взвеси, мг/л
35	0	МВ-ПВ	264,30		10		4,40
	4		311,60	45	0	ПВ-МВ	5,84
36	0	МВ-ПВ	1223,8		8		5,92
	0	ПВ-МВ	6,10		0	МВ	12,02
	4		14,95		7		5,84
36	0	МВ	10,12	46	0	МВ	4,90
	4		8,18		6		5,30
	0	МВ-ПВ	57,96	47	0	МВ	4,40
	5		104,40		15		4,98
37	0		33,85		30		6,25
	0		51,20	48	0	МВ	3,84
	0	МВ-ПВ	67,04		25		4,40
	4		63,54		40		5,20
38	0	МВ-ПВ	4,12	49	0	ПВ-МВ	4,56
	7		3,98		5		4,10
	0	ПВ	5,40	50	0	МВ	3,80
	10		2,90		6		4,00
39	0	ПВ-МВ	7,22		0	МВ-ПВ	4,42
	7		6,66		6		3,46
	0	МВ	6,78	51	0	ПВ	6,92
	5		9,94		25		4,96
	0	МВ-ПВ	2,88		40		4,48
40	7		2,10	52	0	ПВ	4,04
	0	ПВ	2,90		9		5,32
	10		2,82		0	ПВ-МВ	10,70
	0	ПВ	10,64		9		3,84
40	10		13,38	53	0	МВ	3,60
	0	ПВ-МВ	10,54		10		4,42
	8		11,62		25		4,52
	0	МВ	5,90	54	0	МВ-ПВ	4,94
	7		8,86		25		4,05
40	0	МВ-ПВ	12,54		40		3,80
	8		13,92	55	0	МВ-ПВ	7,64
41	0	МВ	13,60		6		5,30
	1,5	МВ-ПВ	4,34		0	ПВ	4,88
42	1,5	ПВ	7,37		8		4,70
	0	ПВ-МВ	1,02		0	ПВ-МВ	5,06
	25		3,65		6		6,48
43	35		3,52		0	МВ	10,12
	0	МВ-ПВ	3,16		4		9,12
	25		4,56		0	ПВ	4,26
44	40		3,76	56	25		7,00
	0	ПВ	4,68		50		5,64

Примечание. ПВ – полная вода, МВ – малая вода, ПВ-МВ – полводы отлив, МВ-ПВ – полводы прилив.

(см. выше) скорее благоприятствует выносу взвешенного материала из центральной части моря на север, чем его привносу.

В заключении раздела коротко остановимся на влиянии приливов на содержание взвеси, ее перенос и структуру потоков взвешенных наносов. О роли течений, возникающих в результате приливо-отливных колебаний уровня, в переносе илистого материала имеется обширная литература, и мы на этом вопросе останавливаться не будем. Анализ вертикального распределения взвеси в толще воды прежде всего показывает, что при отсутствии волнения концентрация взвеси на одной и той же станции в полную воду меньше, чем в малую. Так, в Лумбовском

заливе за один приливо-отливный цикл содержание взвеси изменялось в поверхностном горизонте от 4,9 мг/л (полная вода) до 7,6 мг/л (полводы) и достигало 10,1 мг/л (малая вода), в придонном слое — от 4,7 мг/л (полная вода) до 5,3 (полводы) и увеличивалось до 9,1 мг/л (малая вода). Из приведенных данных видно также, что концентрация взвесей в поверхностном горизонте выше, чем в придонном. Это характерно не только для Лумбовского залива, но в целом характерно, при отсутствии волнения, для всей толщи.

По-видимому, главную роль при этом играет устойчивая температурная стратификация вод. Правда, при высокой насыщенности взвесью и достаточно продолжительном времени стояния воды в отлив может начаться оседание взвеси и увеличение ее концентрации в придонном слое. Такой процесс подробно описан В.П. Зенковичем (1962) для залива Бохай в Желтом море. Обычно же увеличение взвеси у дна по сравнению с поверхностью происходит в любую фазу прилива при волнении. С увеличением волнения в периоды штормов отмеченные закономерности вертикального распределения нарушаются. Взвесь начинает перемещаться облаками, струями и т.д. Содержание взвеси меняется от нескольких десятков до сотен и тысяч миллиграммов на литр. Однако содержание взвеси не может увеличиваться беспредельно. Существует максимальная для данного гидродинамического режима концентрация взвеси, при которой дополнительно поступающее количество взвешенного материала будет выноситься из прибрежной зоны (Медведев, 1964).

Как правило, избыточное количество взвешенного материала поступает в прибрежную зону во время шторма в прилив, когда концентрация взвеси приближается к максимальной. С началом отлива объем прибрежных вод уменьшается, но общее содержание взвеси остается прежним, т.е. происходит то увеличение концентрации, о котором говорилось выше. При максимальном насыщении вод обрушивающийся избыток взвешенного материала уносится отливными течениями из береговой зоны в менее насыщенные взвесью районы.

Правда, механизм этого процесса играет различную роль в осадкообразовании северного и центрального районов Белого моря. Конфигурация акватории Канинско-Мезенского района и система приливо-отливных течений способствуют выносу взвешенного материала на север, в открытые пространства Баренцева моря, т.е. фактически исключается этот материал из баланса Белого моря; из Центрального района обломочный материал ни во вдольбереговом прибрежном потоке наносов, ни, по-видимому, во взвеси практически не уходит.

Система круговых циркуляционных движений воды и почти замкнутая полуотчлененная акватория Бассейна и его заливов обеспечивают "местный" режим осадконакопления, свойственный только этой части Белого моря, за счет "собственных" источников питания. По сравнению с северной частью Белого моря в питании центральной части терригенным материалом гораздо большую роль начинают приобретать выносы рек, так как процессы абразии затухают.

Таким образом, в питании Беломорского бассейна терригенным материалом намечается несколько этапов в зависимости от основных источников (ледниковый сток в процессе таяния льдов, размыв ледниковых отложений в результате трансгрессий, абразия рыхлых отложений, аллювиальный вынос и т.д.), за счет которых на определенных стадиях развития бассейна происходило формирование донных осадков.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

ГРУППЫ ОСАДКОВ

Многолетние экспедиционные работы Института океанологии АН СССР позволили собрать детальный материал по осадкам Белого моря по всей площади его дна. На этой основе были выполнены первые систематические литологические исследования Белого моря.

Литологические особенности некоторых регионов моря и отдельные вопросы седиментогенеза в той или иной мере обсуждались в серии публикаций: Калининко, 1973; Калининко, Невесский, 1971; Калининко и др., 1974; Кривоносова и др., 1974; Медведев, 1971 а, б; Медведев, 1972; Медведев, Кривоносова, 1968; Невесский, Щербаков, 1971; Невесский, Медведев, 1972; Щербаков, Невесский, Глаголева, 1972. К настоящему времени оказалось возможным дать целостную литологическую характеристику всего Белого моря.

Данные, которые приводятся ниже, касаются верхнего слоя толщи морских осадков (горизонт 0–15 см).

Осадки Белого моря представлены широкой гаммой от валунных и галечно-гравийных скоплений до глинистых илов. Содержание биогенных компонентов в осадках чрезвычайно низкое: органическое вещество составляет 0,2–2,5% ($C_{\text{орг}}$ 0,14–1,50%), аутигенный аморфный кремнезем — 0,7–2,5%, карбонат кальция — 0,1–5%. Лишь в одной разности осадков содержание $CaCO_3$ за счет раковин бентосных организмов поднимается свыше 5%, достигая 45%, кроме того, есть специфическая вариация осадка, несколько обогащенного биогенным кремнеземом и органическим веществом до средних содержаний — соответственно 4,02 и 1,66%. Если не принимать во внимание те исключения, когда осадки изобилуют раковинами известывыделяющих организмов или несколько обогащены кремневыми скелетами диатомей, то следует считать, что осадки Белого моря являются чисто терригенными, практически бескарбонатными и бескремнистыми.

Типизация осадков производится нами исходя из принципов, предложенных Н.М. Страховым (Страхов, 1953; Страхов и др., 1954) и другими исследователями (Безруков, Лисицын, 1960; Невесский, 1967). Важнейшей характеристикой терригенных осадков является гранулометрический состав. Гранулометрическую принадлежность осадка можно определить, сравнивая суммарные величины каждого вида фракций: сумму фракций крупнее 1 мм (гравийно-галечные фракции); сумму фракций 0,10–0,25, 0,25–0,50 и 0,50–1,0 мм (песчаные фракции); сумму фракций 0,01–0,05 и 0,05–0,1 мм (алевритовые фракции); наконец, сумму фракций мельче 0,01 мм (пелитовые фракции). Суммарное содержание любой из этих фракций в количестве 50% и выше позволяет отнести осадок к гальке — гравию, пескам, алевритам, илам (пелитам).

Для более детальной характеристики осадка привлекались дополнительные признаки. Так, для песков и алевритов важными показателями являются крупность зерен, наличие примесей, для глинистых осадков решающее значение имеет содержание пелитовых фракций в количестве 50–70 или более 70%. С учетом дополнительных признаков установлены группы осадков.

Таблица 4

Гранулометрическая характеристика групп осадков

Группа	Осадки	Среднее содержание фракций, %			
		галечно-гравийные > 1 мм	песчаные, 1–0,1 мм	алевритовые, 0,1–0,01 мм	пелитовые, < 0,01 мм
I	Галька и гравий	67	26	5	2
II	Пески с гравием	36	54	6	3
III	Пески крупно – средне-зернистые	8	82	6	4
IV	Пески мелкозернистые	3	87	7	3
V	Пески мелкозернистые, алевритистые	1	61	27	10
VI	Алевриты	–	18	70	12
VII	Несортированные алевритовые осадки сложного состава	6	23	41	29
VIII	Илы алеврито-глинистые	–	11	31	58
IX	Илы глинистые	–	3	15	82

Внутри групп осадков могут быть выделены высоко отсортированные разности с содержанием ведущих фракций свыше 70% и разности, где таких фракций 50–70%. Эти данные учитываются при рассмотрении особенностей групп осадков, однако придавать указанным разностям самостоятельное значение (по крайней мере для обломочных отложений) нельзя, поскольку в естественных условиях дна моря они неразрывно связаны друг с другом, образуя единые поля.

Кроме осадков, в которых одна из фракций имеет абсолютное преобладание над остальными вместе взятыми, в Белом море обнаружены своеобразные отложения, отличающиеся тем, что все фракции, или чаще три из них (песчаные, алевритовые, пелитовые), присутствуют в близких соотношениях (понятно, значительно меньших 50%). Именно этот признак служит основанием для выделения таких осадков в особую группу.

Среди осадков Белого моря установлено девять основных групп (табл. 4). Гранулометрическая характеристика каждой группы есть некоторый усредненный параметр, выведенный из многих анализов. Каждая группа обозначается римскими цифрами, которые используются в дальнейшем при ссылках на соответствующую группу осадка (например, VII группа и т.д.).

При характеристике осадков иногда учитываются средний медианный диаметр зерен (в мм) и коэффициент сортировки. Величины среднего диаметра зерен принимаются во внимание для осадков относительно несложного гранулометрического состава, но не для таких, как осадки VII группы. Коэффициент сортировки используется для дополнительной характеристики песков, алевритов и алевритовых осадков. Для самых грубых и самых тонких коэффициент сортировки не рассчитывается.

Галька и гравий (I группа). Среднее содержание фракций размером выше 1 мм в этих осадках составляет 67%. Эти фракции сопровождаются небольшим (в среднем 26%) количеством песчаного материала. Доля алевритовых и особенно пелитовых компонентов незначительна: в среднем соответственно 5 и 2%.

Вследствие низкого содержания алевритовых и пелитовых компонентов характер осадков I группы определяется соотношениями галечно-гравийных и песчаных фракций, которые изменяются в широких пределах.

Отмечаются две разности галечно-гравийных осадков, образующих I группу: типичные, где фракции крупнее 1 мм присутствуют в количестве более 70%, и

Таблица 5

Гранулометрический состав галечно-гравийных отложений (I группа), %

Разновидности	Фракции, мм			
	галечно-гравийные, > 1,0	песчаные, 0,1—1,0	алевритовые, 0,01—0,1	пелитовые, < 0,01
Типичные	81	13	4	2
Песчанистые	56	35	6	2

галечно-гравийные отложения с примесью песка, и песчанистые, в которых галечно-гравийные фракции находятся в количестве 50—70%, песчаные — 30—48%. Средний гранулометрический состав этих двух разновидностей показан в табл. 5.

Петрографический состав галечно-гравийного материала чрезвычайно пестрый; преобладают обломки гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев, отмечаются породы среднего состава и кое-где осадочные породы.

Пески с гравием (II группа). В составе осадка рассматриваемой группы основная роль принадлежит песчаным фракциям, количество которых равно 50—70%, в среднем — 54%. Важным компонентом осадка являются гравийные фракции, присутствующие в количестве 30—47%, в среднем — 36%, а содержание алевритовых и пелитовых компонентов незначительно (см. табл. 4). В составе песчаного материала в одних случаях резко преобладают зерна крупно — среднепесчаной фракции, в других случаях соотношение всех песчаных фракций одинаково, наконец, могут преобладать мелкопесчаные фракции. Для песков II группы отмечается низкая сортировка (среднее значение S_0 равно 4,6), $Md = 0,41$ мм.

Пески с гравием характеризуются полимиктовым составом: гравийные обломки представлены различными магматогенными и метаморфическими породами, песчаные зерна имеют кварцево-полевошпатовый состав.

Среди гравийных песков встречается особая разновидность, отличающаяся высоким содержанием карбоната кальция. Так, в обычных песках с гравием содержание $CaCO_3$ равно в среднем 2,3%, для разновидности этого осадка, обогащенного карбонатом, среднее значение $CaCO_3$ поднимается до 17,4%. Карбонатный материал здесь представлен раковинами и раковинным детритом моллюсков и балянусов.

Пески, крупно-среднезернистые (III группа). Данную группу осадка отличают два признака: во-первых, высокое общее содержание песчаных фракций — в среднем 82%, во-вторых, абсолютное или относительное преобладание зерен размерностью 0,25—1 мм (средне — крупнопесчаная фракция) над мелкопесчаными фракциями. Доля как наиболее грубых (гравийных), так и тонких (алевритовых и пелитовых) примесей в общем спектре фракций незначительна (см. табл. 4). Если брать осадок III группы как целое, то у него при среднем диаметре зерен ($Md = 0,30$ мм) отмечается довольно хорошая сортировка $S_0 = 1,8$.

Внутри III группы по соотношению основных крупно — среднепесчаных и сопутствующих им мелкопесчаных фракций устанавливаются три разновидности (табл. 6).

Прежде всего отмечены типичные, чистые разности крупно — среднезернистых песков. В их составе главная фракция (1,0—0,25 мм) имеет четко выраженное абсолютное преобладание (выше 70%), но фактически спектр главных фракций еще более узок и приходится в основном на интервал 0,5—0,25 мм, т.е. на среднепесчаную размерность (Md осадка = 0,36 мм).

Мелкопесчаная фракция представлена небольшой примесью, еще менее заметна роль гравийных фракций, а алевритовыми и пелитовыми компонентами можно пренебречь. Отсюда высокая сортировка рассматриваемой разновидности песков: $S_0 = 1,1$.

Другая разновидность песков III группы отличается увеличением количества мелкозернистого песчаного материала (28%) и соответственно сокращением доли

главной фракции (1–0,25 мм) до значений 50–70% (в среднем 59%) (см. табл. 6). Разновидность следует обозначать как крупно – среднезернистые пески с примесью песчаных мелкозернистых фракций; главная фракция этих песков все еще преобладает над прочими фракциями, т.е. присутствует в количестве свыше 50%, сортировка песков довольно хорошая.

Иная картина установлена для третьей разновидности песков: в ней заметно повышается содержание пелитовых и алевритовых фракций, а фракция мелкопесчаной размерности (0,25–0,1 мм) по значению почти становится равной крупно – среднепесчаной фракции (см. табл. 6). Последняя утрачивает абсолютное преобладание и выделяется лишь тем, что ее относительно больше, чем любой другой фракции. Степень сортировки песка резко уменьшается ($S_0 = 2,6$). Пески данной разновидности являются уже разнозернистыми: отнесены они к III группе именно исходя из относительного преобладания фракций крупно – среднепесчаной размерности.

Минералогический состав обломков, составляющих пески, довольно изменчив и в зависимости от района может приближаться то к полимиктовому, то к олигомиктовому (кварц-полевошпатовому).

Крупно – среднезернистые пески (первая и вторая разновидности III группы) характерны для северных мелководных районов моря и для Горла, а в Онежской губе более обычна третья разновидность.

Ниже рассматриваются чрезвычайно важные для Белого моря мелкозернистые пески. Они подразделены на две самостоятельные группы. Это сделано на том основании, что разности, лишенные алеврито-глинистых фракций, резко отличаются по всем показателям (в частности, по условиям накопления) от песков, содержащих высокую примесь таких фракций.

Пески мелкозернистые (IV группа). Для осадка характерно высокое среднее содержание (87%) песчаных фракций, представленных в основном мелкопесчаными (0,25–0,1 мм) зернами. Количество последних составляет 73%. Эта ведущая мелкопесчаная фракция может сопровождаться небольшой примесью крупно – среднепесчаного материала – в среднем 14%. Что касается особо крупных галечно-гравийных и, напротив, тонких алевритовых и пелитовых компонентов, то содержания их, как правило, незначительны (см. табл. 6). Все это вместе взятое определяет хорошую сортировку песков ($S_0 = 1,43$).

Мелкозернистые пески IV группы представлены тремя разновидностями (табл. 7), напоминающими разновидности крупно – среднезернистых песков III группы. Не повторяя того, что говорилось в отношении III группы, заметим, что две разновидности, а именно типичные мелкозернистые пески и мелкозернистые пески с примесью более крупных фракций, образуют почти всю IV группу, тогда как разнозернистые пески для нее мало характерны. По вещественному составу мелкозернистые пески могут быть отнесены к олигомиктовому полевошпато-кварцевым.

Мелкозернистые отсортированные пески IV группы наблюдались на всех мелководных участках моря как вблизи берегов, так и на удалении от них, везде

Т а б л и ц а 6

Гранулометрический состав крупно – среднезернистых песков (III группа), %

Разновидности	Фракции							Md, мм	S_0
	гравийные, > 1 мм	песчаные			алеви- товые, 0,1–0,01 мм	пелито- вые, < 0,01 мм			
		> 1–0,5 мм	0,25–0,1 мм	сумма					
Типичные	7	77	15	92	1	Следы	0,36	1,1	
С мелкозернистым песчаным материалом	7	59	28	87	3	1	0,33	1,5	
Плохо сортированные	8	39	30	69	12	11	0,22	2,6	

Т а б л и ц а 7

Гранулометрический состав мелкозернистых песков (IV группа), %

Разновидности	Фракции							
	гравийные, > 1 мм	песчаные			алевритовые, 0,1–0,01 мм	пелитовые, < 0,01 мм	Md, мм	S ₀
		1–0,25 мм	0,25–0,1 мм	сумма				
Типичные	1	7	84	91	6	2	0,15	1,3
С крупно – среднезернистым песчаным материалом	5	25	62	87	6	2	0,19	1,4
Плохо сортированные	5	27	42	69	18	10	0,18	1,8

они являются важнейшим членом ассоциации мелководных песчаных осадков.

Пески мелкозернистые, алевритистые (V группа). Наиболее важными признаками этой группы песков следует считать, во-первых, высокое суммарное содержание песчаных фракций, колеблющееся от 50 до 70% (в среднем 61%), во-вторых, принадлежность песчаной фракции в основном к гранулометрическому классу 0,25–0,10 мм (мелкий песок), т.е. несущественное (около 8%) содержание крупно – среднеспесчаных компонентов; наконец, постоянное присутствие значительной примеси алевритовых фракций (в среднем 27%) (см. табл. 4).

Количество пелитовых фракций в целом по группе равно около 10%, во всяком случае, пелитовые фракции по значению занимают третье место, т.е. их больше, чем крупно – среднеспесчаных фракций. Из-за заметных примесей тонких фракций сортировка песка менее совершенная, чем у песков предыдущей группы, а именно $S_0 = 1,63$. Вещественный состав обломочной части у рассматриваемых песков аналогичен пескам IV группы.

Мелкозернистые алевритистые пески чаще всего прослеживаются вдоль берегов на некотором удалении от них.

Алевриты (VI группа). В данной группе осадков главенствуют алевритовые фракции (0,1–0,01 мм), которых всегда больше 50% (в среднем 65%) (см. табл. 4). Соответственно песчаным компонентам принадлежит второстепенная или третьестепенная роль, при этом чем крупнее размерность фракции, тем реже они встречаются. Характерно существенное повышение значения пелитового материала: в среднем по VI группе содержание пелитовых фракций составляет 18%, т.е. больше, чем в любой предыдущей группе. Мало того, в составе осадков VI группы содержание пелитовых фракций может превосходить количество песчаного материала. В алевритах уже не два, как раньше, а три класса фракций (алевритовые – песчаные – пелитовые) находятся между собой в сложных изменчивых соотношениях, порождая широкий спектр разновидностей одного и того же осадка, что отражает особые условия формирования алевритовых осадков.

Ниже приводятся важнейшие разновидности гранулометрического состава алевритов VI группы (табл. 8); чтобы таблица не была громоздкой, в ней объединены некоторые сходные между собой вариации.

Из рассмотрения табл. 8 можно заключить, что наряду с типичными, хорошо отсортированными разностями имеются то песчанистые, то глинистые алевриты.

Среди мелких обломочных зерен, образующих костяк алеврита, преобладает кварц, а полевые шпаты занимают подчиненное положение.

Алевриты VI группы в отличие от песков накапливаются обычно не в прибрежных и мелководных областях, а на склонах впадины моря, исключение представляют предустьевые районы и небольшие заливы изрезанного побережья.

Несортированные алевритовые осадки сложного состава (VII группа). Осадки VII группы представляют собой весьма специфическое явление: по существу они не могут быть отнесены ни к одному общепринятому виду отложений, поскольку в них все фракции, кроме самых крупных, находятся в близких количествах и ни одна из них не достигает 50% (см. табл. 4). Для осадков характерны весьма пестрый неустойчивый гранулометрический состав и разнообразие соотношения между фракциями, последний признак в VII группе выражен гораздо сильнее, чем в алевритах. Все же при усреднении многочисленных анализов выявляются следующие черты: алевритовые фракции имеют небольшое относительное преобладание над песчаными и пелитовыми, вследствие чего осадок условно отнесен к алевритовым разностям. Пелитовых фракций в составе этого осадка больше, чем в алевритах (VI группа), но одновременно в нем больше и песчаных фракций, появляются и галечно-гравийные компоненты, которых не было в алевритах. В целом осадок отличается чрезвычайно низкой сортировкой, точнее отсутствием ее.

Сложный состав осадка как бы иллюстрирует разнообразие путей формирования этой группы.

Илы алеврито-глинистые (VIII группа). Одним из сравнительно сложных осадков Белого моря являются алеврито-глинистые илы. Ведущая роль в них принадлежит пелитовым фракциям, содержание которых изменяется от 50 до 70%, в среднем — 58% (см. табл. 4). Непременным спутником глинистого вещества в этих илах служат алевритовые фракции — 31%, а песчаные фракции занимают третьестепенное положение — 11%.

Илы VIII группы типичны для относительно глубоких частей морского дна.

Илы глинистые (IX группа). Гамма важнейших осадков Белого моря завершается типичными глинистыми илами. Для них характерно высокое содержание пелитовых компонентов — 70–91%, в среднем — 82% (см. табл. 4). Резко преобладающие глинистые фракции сопровождаются небольшим количеством алевритового материала (15%), песчаные же фракции составляют несущественную примесь (0,5–9, в среднем — 3%).

Глинистые илы широко распространены во впадине моря.

Рассмотренные 9 групп относятся к собственно морским осадкам, дополнительно были изучены некоторые специфические образования, например осадки пляжей, небольших заливов и дельт. Выяснилось, что эти образования представлены гранулометрическими разностями, аналогичными тем или иным группам собственно морских осадков. Подробнее эти отложения будут рассмотрены в следующей главе.

Если представить все 9 групп осадков в виде ряда по степени убывания размерности частиц осадков, то можно заметить, что от наиболее грубых и крупнообломочных разностей и песков происходит вначале усложнение гранулометрического состава осадка, достигающее максимума для VII группы, а затем состав снова делается менее сложным. В этом проявляется смена обстановок осадко-накопления.

Т а б л и ц а 8

Гранулометрический состав алевритов (VI группа), %

Разновидности	Фракции, мм						Md
	гравийные, > 1	песчаные			алевритовые, 0,1–0,01	пелитовые, < 0,01	
		1–0,25	0,25–0,1	сумма			
Типичные	–	1	7	8	79	13	0,05
Песчаные и глинисто-песчаные	–	6	27	33	60	11	0,07
Песчано-глинистые и глинистые	1	4	6	10	57	32	0,03

Прослеживая распределение гранулометрических фракций на площади дна, можно получить достаточно полное представление как о локализации и изменчивости осадков в бассейне, так и об особенностях осадконакопления в нем. Для этого были построены карты содержаний фракций: песчаных (объединенных с галечно-гравийными), алевритовых и, наконец, пелитовых. Строить отдельную карту галечно-гравийного материала оказалось нецелесообразным, поскольку содержание этих фракций в осадках, как правило, невелико, но те случаи, когда содержание галечно-гравийных примесей в осадках поднимается до 30–50% и превышает 50% (осадок переходит в группу собственно галечно-гравийных отложений), показаны на объединенной карте песчаных и галечно-гравийных фракций.

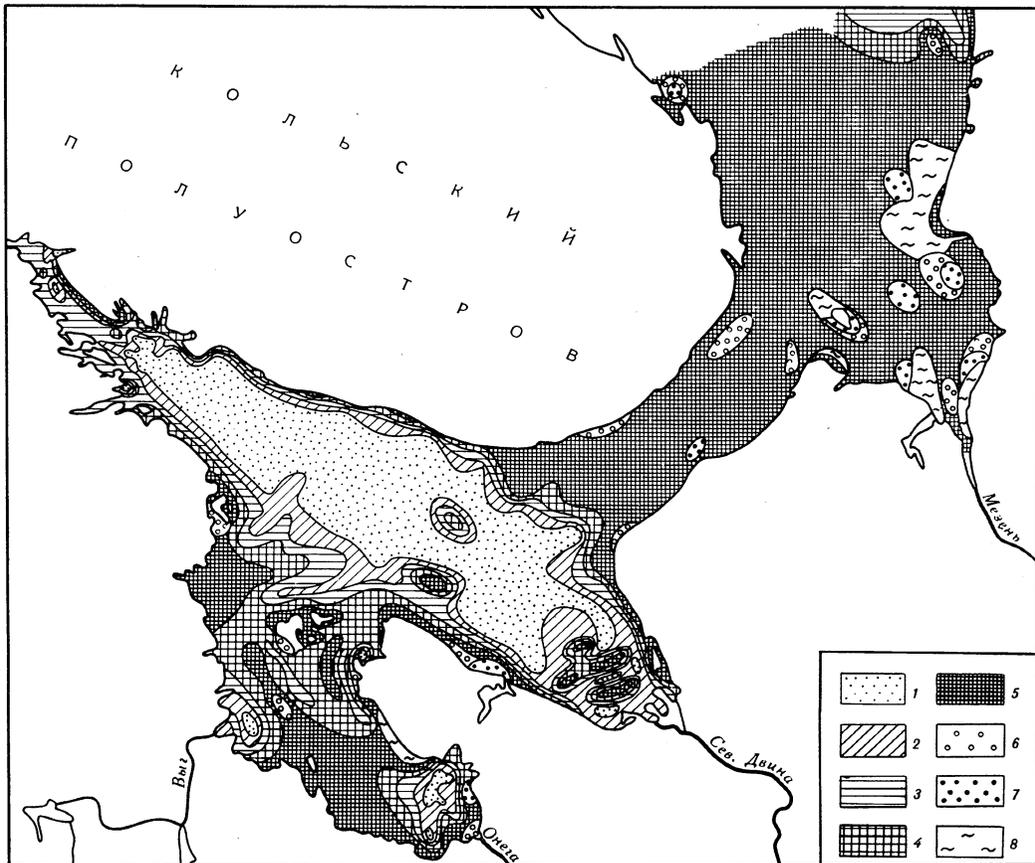
Песчаные фракции (в сумме с галечно-гравийным материалом). На карте песчаных и гравийных фракций (рис. 19) прежде всего бросается в глаза контраст между впадиной моря и северной мелководной областью вместе с проливом — Горлом: резкие различия отмечаются и в содержаниях песчаного материала и в характере его распределения. По всему северному мелководью и далее Горлу прослеживаются чрезвычайно высокие значения содержаний песчаных фракций в осадках: обычно выше 90, в среднем — 70%. Характерны также равномерность, устойчивость таких величин на всей рассматриваемой площади дна, одинаково высокие значения отмечаются как непосредственно у берегов, так и на любом расстоянии от них. Лишь у мыса Канин Нос, где глубины увеличиваются к Баренцеву морю, наблюдается падение содержания песчаных фракций в осадках до величины 10–30%. Есть еще два небольших по размеру аналогичных пятна в южной части Мезенской губы: одно перед эстуарием р. Мезени, другое охватывает мыс Воронов. Во всех этих трех случаях уменьшение песчаных фракций происходит благодаря обогащению осадка алевритовыми компонентами. Еще одна черта северного мелководья и Горла — это мелкие разбросанные по всей площади пятна, где наряду с песчаными фракциями в заметном количестве (30–50%) присутствуют галечно-гравийные обломки; имеются пятна, где указанные обломки становятся преобладающими (свыше 50%).

Во впадине моря картина распределения песчаных фракций такова. Берега впадины повсеместно окаймлены узкой полосой, отвечающей весьма высоким содержанием песчаных фракций в осадках (более 70%). В пределах этой полосы обнаружены участки, на которых песчаная фракция замещается галечно-гравийными компонентами. С удалением от берега по мере нарастания глубин происходит последовательное уменьшение содержания песчаных фракций в осадках — от самых высоких до самых низких значений, соответственно параллельно берегам впадины проходят сменяющие друг друга зоны убывающих градаций: свыше 70, 50–70, 30–50, 10–30 и менее 10% (см. рис. 19). Таким образом, в отличие от равномерных высоких значений, свойственных мелководьям, во впадине четко выражено концентрически-зональное распределение содержаний с максимумом у берегов, с минимумов в срединной (осевой) части впадины.

Минимальные содержания песчаных фракций в осадках, составляющие обычно 1–3%, образуют в наиболее прогнутой части моря обширное однообразное поле, протянувшееся от Двинской губы к Кандалакшскому заливу (см. рис. 19). Граница поля примерно отвечает глубинам 100 м.

В мелководной Онежской губе на значительной площади дна, как и на северном мелководье, прослеживаются высокие содержания песчаных фракций в осадках (свыше 70%). Однако наряду с этим здесь имеются пятна пониженных содержаний песчаных фракций, вплоть до значений, меньших 10%. Последнее явление характерно для осадков, связанных с выносами рек (Онеги и Выга).

Резкое усложнение распределения песчаных фракций происходит перед устьем других рек, например Варзуги, а главным образом на подводной части дельты Северной Двины (см. рис. 19). В данном случае поражает пестрота, пятнистость со-



Р и с. 19. Содержание песчаных и гравийных фракций (0,1–1,0 и > 1 мм) в осадках, %

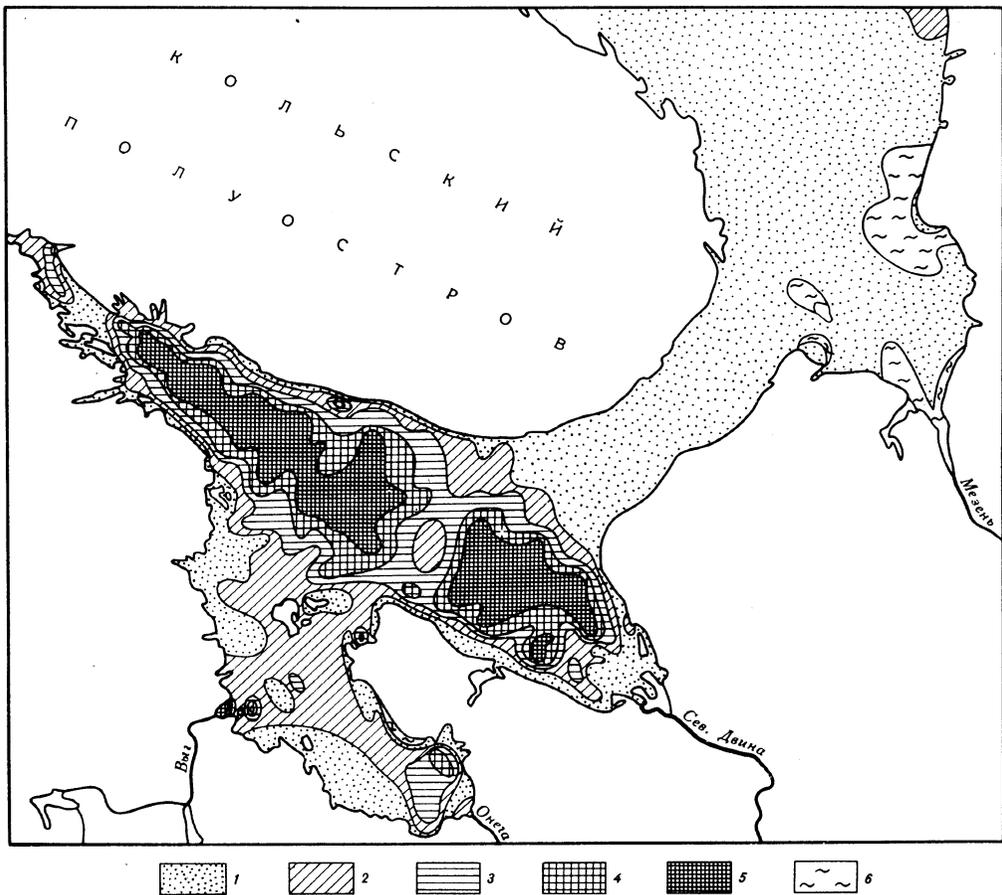
Песчаные фракции: 1 – менее 10; 2 – 10–30; 3 – 30–50; 4 – 50–70; 5 – свыше 70; 6–7 – примесь гравийных фракций; 6 – 30–50; 7 – 50–70; 8 – бент

держаний, когда бок о бок соседствуют и минимальные и максимальные значения содержаний песчаных фракций в осадках.

Пелитовые фракции. При изучении распределения фракций удобно отступить от их обычной гранулометрической последовательности и, минуя алевритовые фракции, сопоставлять карты песчаных и пелитовых компонентов осадков. Дело в том, что карта распределения пелитовых фракций является как бы негативным изображением рассмотренной выше карты песчаных фракций. В мелководных областях на обширной площади дна Воронки, Мезенской губы, Горла пелитовые фракции в осадках обычно содержатся в незначительном количестве (как следы), реже – 1–10% и как исключение – свыше 10% (рис. 20). Это небольшое увеличение содержания пелитовых фракций в осадках происходит в непосредственной близости от берегов и именно там, где последние подвергаются абразии.

Во впадине моря распределение пелитовых фракций, так же как и песчаных компонентов, имеет ярко выраженный концентрически-зональный характер, с той разницей, что непосредственно вдоль берегов протягивается зона минимальных значений, а с удалением от берега содержания пелитовых фракций в осадках увеличиваются, и в наиболее прогнутаго осевой части моря количество пелитовых компонентов в осадках весьма велико (свыше 70%). Нередко здесь отмечаются содержания, превосходящие 90% (см. рис. 20).

Осадки с содержанием пелитовых фракций более 50%, т.е. илы образуют во впадине моря две крупные разобщенные между собой области: одна находится в срединной части Двинской губы, другая протягивается от центра моря вдоль



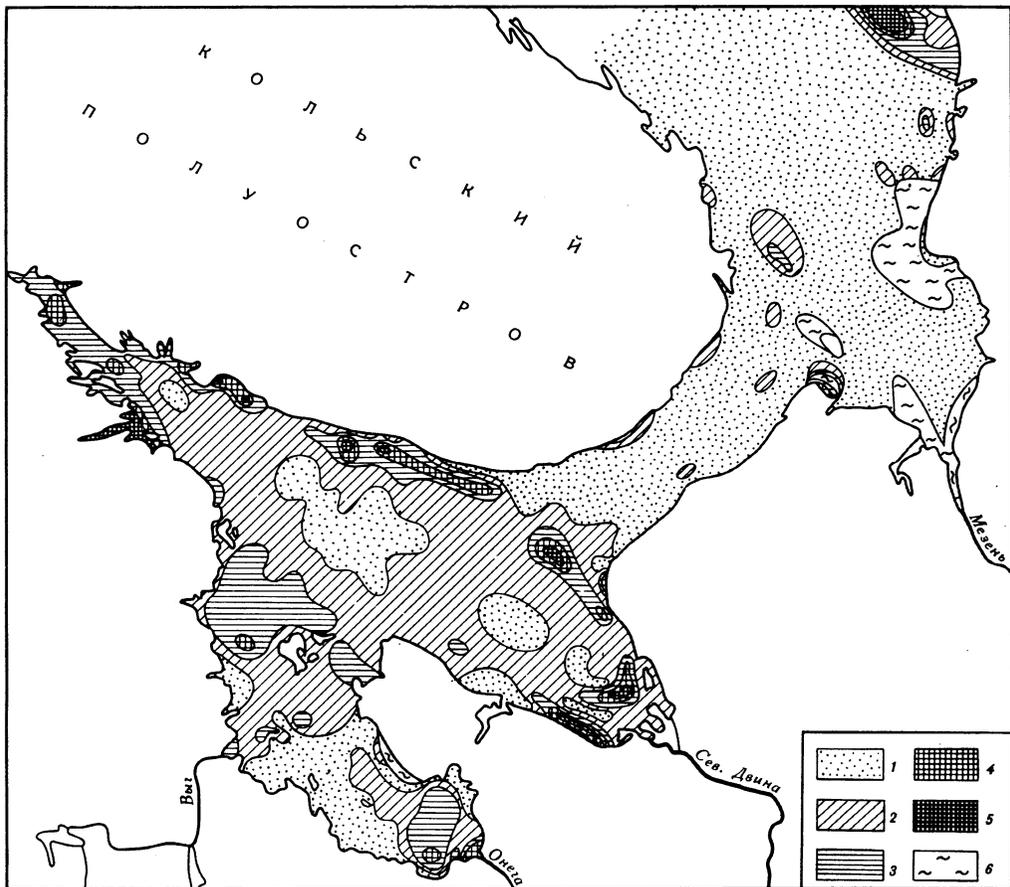
Р и с. 20. Содержание пелитовых фракций ($< 0,01\text{ мм}$) в осадках, %
 1 – меньше 10; 2 – 10–30; 3 – 30–50; 4 – 50–70; 5 – выше 70; 6 – бенч

оси впадины в Кандалакшский залив (см. рис. 20). Разделяющий их участок не столь значительных содержаний (менее 50%) пелитовых фракций отвечает району повышения дна моря перед входом в Двинскую губу (см. рис. 4). Важно подчеркнуть, что максимальные количества пелитовых фракций в осадках обнаруживают тесную сопряженность с элементами рельефа дна.

В мелководной Онежской губе преобладают низкие и умеренные содержания (менее 10 и 10–30%) пелитовых фракций в осадках, но перед устьями рек Онеги и Выга имеются пятна более высоких значений.

Алевритовые фракции. Чрезвычайно своеобразно распределение алевритовых осадков. На подавляющей части площади мелководья Воронки, Мезенской губы, Горла количество алевритовых фракций в осадке крайне мало – 1–5%, местами они практически отсутствуют. На этом низком фоне рассеяны мелкие пятна несколько больших содержаний – 10–30 и 30–50% (рис. 21). Такие пятна чаще всего тяготеют к берегам или к участкам дна, где происходит подводный размыв пород, слагающих ложе Белого моря, т.е. к участкам бенча. В крайней северной части, у п-ова Канин Нос, где мелководье сменяется большими глубинами Баренцева моря и происходит массовое выпадение мелкообломочного материала, содержания алевритовых фракций в осадках повышаются до 10–30, 30–50 и даже 50–70%.

Во впадинах моря алевритовые фракции распределены следующим образом. Непосредственно у берегов содержания этих фракций в осадках минимальные (менее 10%) или относительно невелики (10–30%). На некотором расстоянии



Р и с. 21. Содержание алевритовых фракций (0,01–0,1 мм) в осадках, %

1 – меньше 10; 2 – 10–30; 3 – 30–50; 4 – 50–70; 5 – свыше 70; 6 – бент

от берега, параллельно ему, протягиваются полосы содержаний алевритовых фракций 30–50, 50–70 и свыше 70%. Иначе говоря, здесь алевритовые фракции становятся заметным или главным компонентом осадка. Полосы эти обычно узкие, лишь в Кандалакшском заливе и на сопряжении впадины моря и Онежской губы полосы превращаются в обширные участки. В совокупности все они образуют прерывистую кольцеобразную зону высоких содержаний алевритовых фракций, протянувшуюся в верхней части склонов впадины моря. Ниже по склонам впадины количество алевритовых фракций в составе осадков вновь понижается до значений 10–30%. Такие содержания занимают огромную площадь дна впадины, кроме ее осевой части. По оси же впадины моря проходит система разобценных между собой пятен особо низких содержаний алевритовых фракций в осадках – менее 10% (см. рис. 21).

Таким образом, алевритовые фракции осадков распределены во впадине моря более своеобразно, чем песчаный материал. Своеобразие размещения алевритовых компонентов не менее ярко проявляется в районах моря, примыкающих к устьям рек.

В Онежской губе преобладают низкие и невысокие значения алевритового материала в осадках (менее 10, 10–30%), но в осадках, связанных с выносами рек Онеги и Выга, количество алевритовых фракций составляет 30–35%, а непосредственно в районе устья Онеги превышает 50%.

В районе дельты Сев. Двины резко проступает упоминавшаяся неравномерность содержаний алевритовых фракций, кроме того, здесь имеются пятна осадков,

в которых количество алевритовых фракций необычайно высоко — до 94%. Осадки, столь богатые алевритовыми компонентами, покрывают большую часть площади дна на морском крае дельты. Район дельты Сев. Двины один из немногих в Белом море, где широко развиты типичные алевритовые осадки.

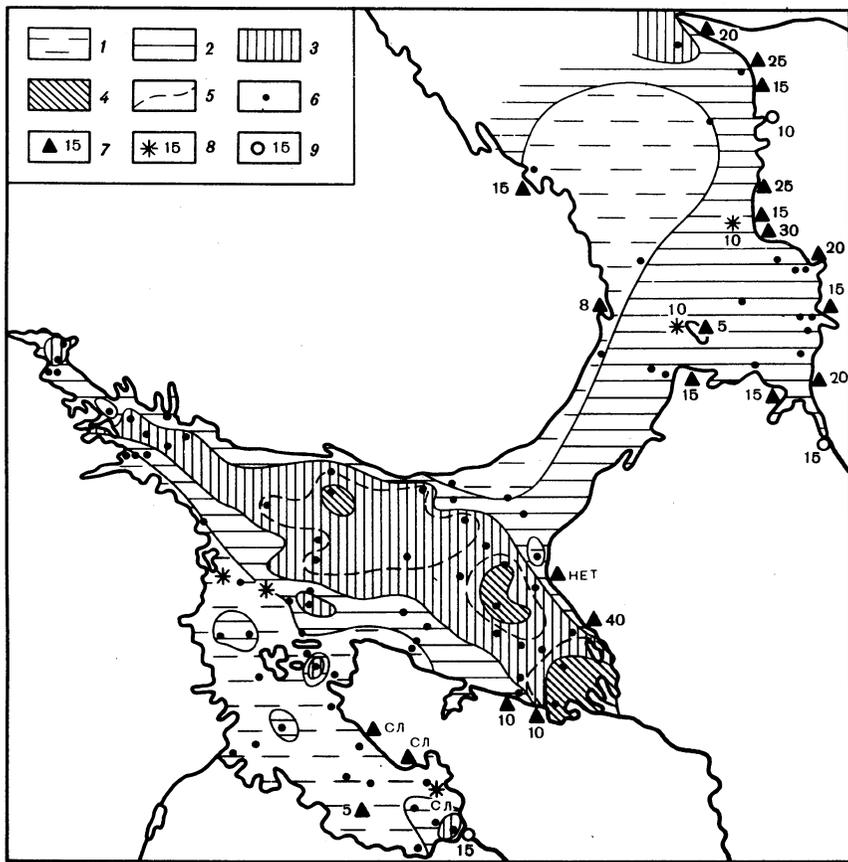
Сравнивая между собой карты песчаных, алевритовых, пелитовых фракций, устанавливаем, что в составе осадков Белого моря решающее значение имеют в одних случаях песчаные фракции, в других — пелитовые, что касается алевритовых фракций, то они чаще всего играют лишь подчиненную роль. На площади моря четко разграничены зоны, где каждая из трех фракций имеет максимальное значение, при этом зоны последовательно сменяют одна другую. Обширная зона, где количество песчаных фракций в составе осадка исключительно велико (свыше 70%), занимает как бы периферийное положение, охватывая северное и южное (Онежская губа) мелководье, пролив — Горло и прибрежную окраину впадины моря. Далее следует зона относительно повышенных содержаний алевритовых фракций в осадках, имеющая вид узкого прерывистого пояса, протянувшегося по склонам впадины моря. Этот пояс охватывает двойное поле илистых осадков, протянувшихся в осевой части впадины, наконец, срединная, осевая часть впадины моря является обширной зоной резкого преобладания пелитовых фракций в осадках.

Принимая во внимание, с одной стороны, значительную роль пелитовых компонентов в составе осадков Белого моря, а с другой — то, что сами пелитовые фракции образованы в основном комплексом различных глинистых минералов, необходимо в деталях рассмотреть распределение последних в осадках.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ

В пелитовой фракции осадков Белого моря обнаружены: монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит, смешаннослойные образования (Калиненко и др., 1974). Среди этих минералов монтмориллонит и гидрослюда занимают ведущее положение; остальные присутствуют как примеси. Ниже обсуждается распределение в осадках в основном двух наиболее важных глинистых минералов: гидрослюды и монтмориллонита, особенности их распределения исследуются двумя способами. Во-первых, прослеживаются изменения относительных содержаний глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм осадков. Во-вторых, рассматривается изменение количеств глинистых минералов в расчете на весь осадок (с учетом величины общей глинистости осадков). Этот второй способ ранее был предложен одним из авторов (Калиненко и др., 1974), и применение данного вида анализа фактического материала позволило получить новую информацию, а именно, распределение абсолютных, а не относительных содержаний глинистых минералов в осадках.

М о н т м о р и л л о н и т. Содержания монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм осадков изменяются следующим образом (рис. 22). Во впадине моря расположено поле значительных содержаний монтмориллонита — выше 25%, которое распространяется от дельты Сев. Двины на северо-запад, по наиболее глубоководной части впадины, до Кандалакшского залива. По оси поля обнаружены три площади, на которых содержание монтмориллонита в тонкопелитовой фракции осадков составляет выше 40%, внутри каждой из этих площадей имеются пятна, где содержания достигают или превосходят 50%, т.е. первое пятно высоких содержаний монтмориллонита охватывает дельту Сев. Двины. Пятно отличается не только размером, но и тем, что концентрация монтмориллонита в тонкопелитовой фракции всех типов развитых здесь осадков максимальна для Белого моря (65%). Другое, не столь обширное пятно, расположено на входе в Двинскую губу, третье — наименьшее пятно — наблюдается вблизи центра моря. По мере удаления от устья Сев. Двины размер пятен сокращается, и содержание монтмориллонита последовательно снижается: 65, 55, 50% во фракции $< 0,001$ мм.



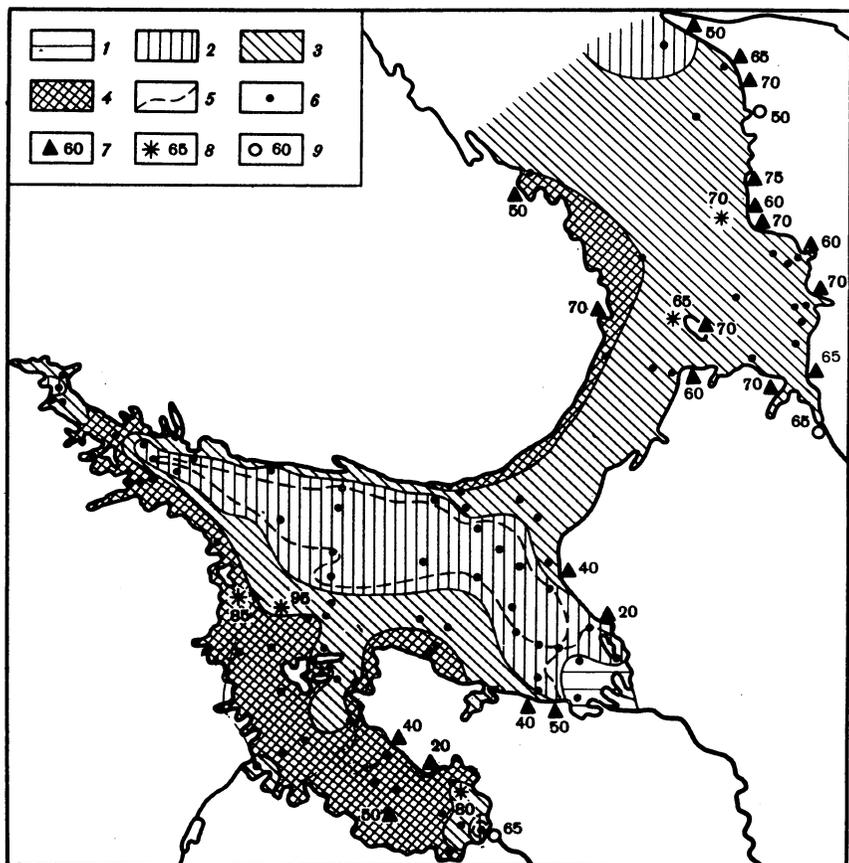
Р и с. 22. Карта содержаний монтмориллонита в осадках во фракции $< 0,001 \text{ мм}$

1 — 0 — следы; 2 — следы — 25%; 3 — 25—30%; 4 — 50—75%; 5 — вспомогательная изолиния 40%; 6 — точки исследования глинистых минералов в морских осадках; 7 — точки исследования глинистых минералов в коренных ледниковых породах, обнажающихся по берегам; цифры при точках — содержания монтмориллонита; 8 — точки исследования глинистых минералов в коренных ледниковых породах, обнажающихся на дне; 9 — точки исследования глинистых минералов в аллювии

Осадки, в тонкопелитовой фракции которых содержание монтмориллонита составляет 25—50 и выше 50%, как правило, распределены на глубинах более 100 м, подавляющая их масса представлена типичными глинистыми илами. Лишь в Двинской губе осадки с высокими содержаниями монтмориллонита во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ обнаружены и на мелководье (у дельты Сев. Двины), в этом случае такими осадками являются уже не глинистые илы, а алевриты и пески, относящиеся к продуктам речного выноса. Обилие монтмориллонита в песках и алевритах — исключительный случай, и явление это характерно именно для предустьевых районов. Кроме дельты Сев. Двины, нечто подобное отмечалось перед устьем Онеги.

На склонах впадины моря прослеживаются глинистые илы с пониженными содержаниями монтмориллонита во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ (менее 25%), по краям впадины — в пределах полосы прибрежного мелководья, окаймляющего южное побережье Кольского полуострова, берега Двинской губы, Карельский берег, — протягиваются осадки, отличающиеся либо весьма низкими содержаниями монтмориллонита, либо отсутствием его.

По всему северному мелководью (Воронка, Мезенская губа), в Горле моря, в мелководной Онежской губе — везде, где развиты пески, — роль монтмориллонита во фракции $< 0,001 \text{ мм}$ оказалась совершенно незначительной: на карте эта обширная площадь дна занята градацией менее 25%, но практически содержа-



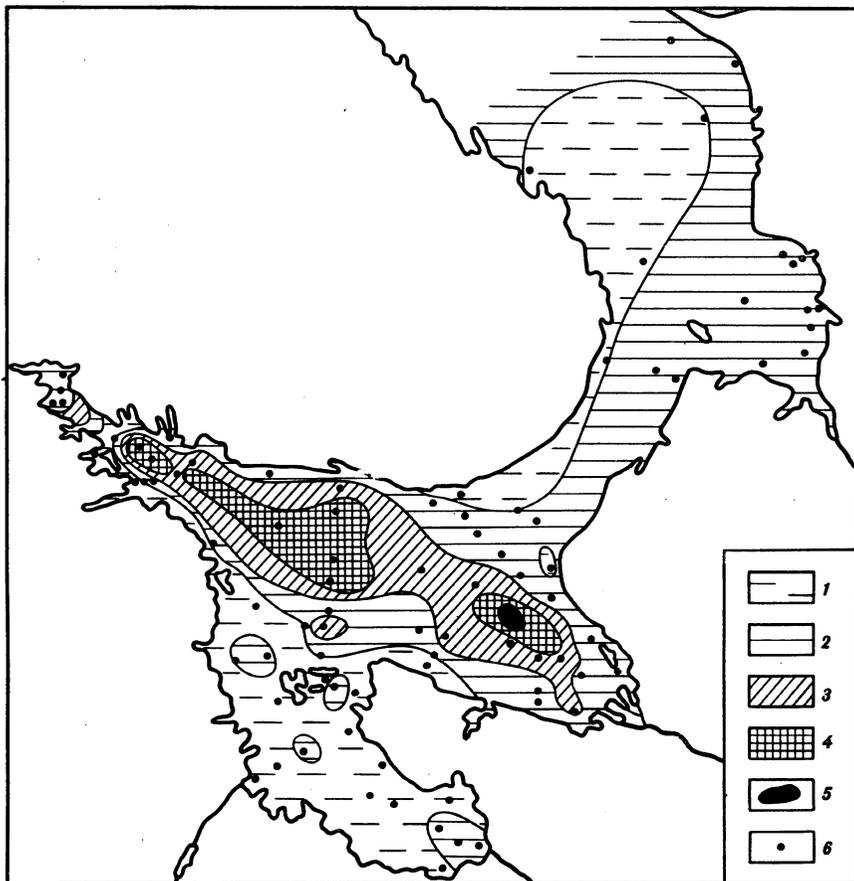
Р и с. 23. Карта абсолютных содержаний монтмориллонита (в расчете на весь осадок, %)

1 — следы — 25; 2 — 25–50; 3 — 50–75; 4 — свыше 75; 5 — вспомогательная изолиния 40; 6–9 см. рис. 22

ния редко достигают 10%, а во многих случаях монтмориллонит в осадках вообще не наблюдается (см. рис. 22). Лишь на сопряжении Белого и Баренцева морей имеется пятно, где монтмориллонит в тонкопелитовой фракции осадков превышает 25%.

Таким образом, карта распределения монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм позволяет заключить, что относительно повышенные содержания этого минерала типичны, во-первых, для песчано-алевритовых осадков, генетически связанных с речными выносами, во-вторых, для глинистых илов, расположенных по оси Двинской губы в направлении распространения тонкого взвешенного терригенного материала от Сев. Двины, в-третьих, для илов, занимающих срединную часть впадины моря. Площади, занятые такими осадками, последовательно переходят друг в друга, образуя характерное вытянутое поле. В то же время у берегов и на обширных мелководных пространствах пелитовая фракция песков отличается крайне низкими содержаниями или отсутствием монтмориллонита.

Распределение количества монтмориллонита в расчете на весь осадок (абсолютных содержаний) показано на рис. 23. Сравнивая эту карту с рассмотренной выше (см. рис. 22), видим, что распределение монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм и его абсолютные количества имеют значительное сходство: во впадине моря количества монтмориллонита, отнесенные на весь осадок, распределены концентрически-зонально с отчетливым увеличением значений от берегов к срединной части бассейна. По краям впадины моря, у берегов количества монтмориллонита на весь осадок отличаются предельно малой величиной, а в осевой зоне впадины они достигают высоких и максимальных значений. В пределах обширных



Р и с. 24. Карта содержаний гидрослюды во фракции $< 0,001$ мм осадков, %
 1 — следы; 2 — следы — 10; 3 — 10—25; 4 — 25—50; 5 — выше 50; 6 — точки исследования

мелководий, покрытых песками, — для северной площади, Горла, Онежской губы — абсолютные количества монтмориллонита характеризуются ничтожной величиной, что сопряжено с низкими содержаниями этого минерала в тонкопелитовой фракции песков и с их общей незначительной глинистостью.

Вместе с тем обе карты монтмориллонита различаются друг от друга рядом деталей. Наиболее существенным отличием оказалось сокращение площадей, занятых высокими грациями количеств монтмориллонита, отнесенных ко всему осадку (25—50%) по сравнению с такими же значениями его содержания во фракции $< 0,001$ мм. В то время, как содержания монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм, равные 25—50%, образуют огромное единое поле, занимающее впадину от дельты Сев. Двины до Кандалакшского залива, количества монтмориллонита, отнесенные на весь осадок, при таких же значениях распадаются на три самостоятельные площади, расположенные друг за другом по оси впадины.

Местоположение, конфигурация участков повышенных абсолютных количеств монтмориллонита (25—50 и более 50%) имеет много общего с размещением на дне моря типичных глинистых илов, в которых содержание пелитовых фракций превосходит 70%. Кроме того, обнаружено тяготение таких участков к депрессиям морского дна и согласованность их с положением внутренних частей циркуляционных перемещений водных масс (см. рис. 5). На карте абсолютных количеств монтмориллонита в осадках отмечается такая деталь, как исчезновение пятна высоких значений монтмориллонита непосредственно у дельты Сев. Двины, столь четко выраженного на карте содержаний монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм. Дело в том, что сгружаемые на переднем крае дельты пески, алевритовые осад-

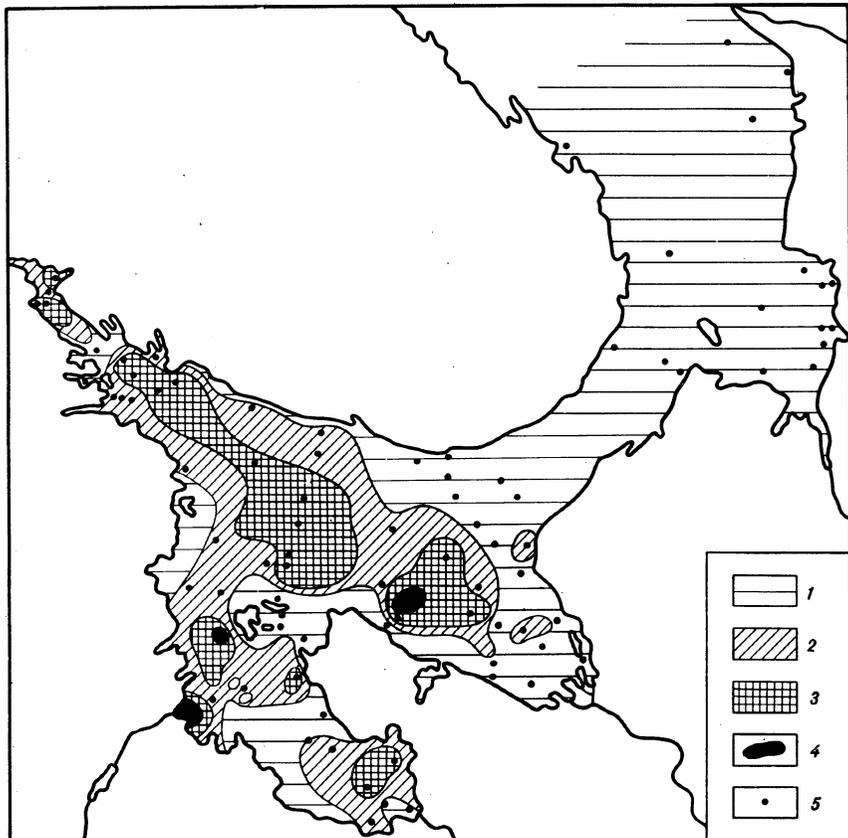


Рис. 25. Карта абсолютных содержаний гидрослюда (в расчете на весь осадок), %
 1 — следы — 10; 2 — 10—25; 3 — 25—30; 4 — выше 50; 5 — точки исследования

ки с высокими содержаниями монтмориллонита во фракции $< 0,001$ мм являются малоглинистыми, отсюда низкие количества рассматриваемого минерала в осадках.

Гидрослюда. Гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм осадков распределена противоположно по сравнению с монтмориллонитом (рис. 24). В осевой части впадины моря и в Двинской губе наблюдаются глинистые илы, у которых содержания гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм составляют 25—50%, а в районе дельты Сев. Двины содержания понижаются до 15—25%. От осевой части впадины к берегам Кольского полуострова, к Карельскому берегу и к Онежской губе, по мере замещения глинистых илов алевритовыми осадками, а последних песками, содержания гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм нарастают, достигая 75% и более. На мелководных пространствах моря (Воронка, Мезенская губа, Горло), покрытых песчаными осадками, во фракции $< 0,001$ мм последних прослеживаются высокие содержания гидрослюда, такие же, как по краям впадины моря: 50—75 и более 75%; максимальные содержания гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм характерны для песков, отложившихся непосредственно у берегов. В мелководной Онежской губе высокие содержания гидрослюда (до 80%) обнаруживаются почти по всей площади дна.

Изменение абсолютного количества гидрослюда (отнесенного на весь осадок) на площади дна моря коренным образом отличается от того, что наблюдалось для нее во фракции $< 0,001$ мм (см. рис. 24, 25). На обширных мелководьях и вдоль берегов впадины моря количества гидрослюда, рассчитанные на весь осадок, оказались незначительными (менее 10%), хотя именно здесь осадки повсеместно отличаются весьма высокими содержаниями гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм.

В данном отношении показательны пески, покрывающие северное мелководье и Горло. Для них характерны максимальные содержания гидрослюды в тонкопелитовой фракции: 50–75 и выше 75%, в то же время количества гидрослюды чаще всего составляют лишь 0,5–5,0% от всего объема осадка, так как общая глинистость песков мала. В алевритовых, алеврито-глинистых осадках, развитых на склонах впадины моря, количества гидрослюды от всего осадка увеличиваются, составляя 10–25%. У глинистых илов, распространенных в депрессиях осевой зоны моря, фракция < 0,001 мм отличалась относительно пониженным содержанием гидрослюды, в то же время количества последней от всего ила здесь достигают наибольшей величины: 25–50 и выше 50%. Из этого следует, что распределение количеств гидрослюды, отнесенных на весь осадок, неожиданно приобретает те же черты, что и монтмориллонит и, сравнивая карты количеств этих двух глинистых минералов в осадках, убеждаемся, что они довольно похожи.

Каолинит и хлорит. Каолинит во фракции < 0,001 мм осадков закрытой области моря присутствует в однообразных невысоких количествах (10–20%). На площади Горла, Мезенской губы, Воронки его содержания еще ниже (0–10%). Хлорит в северной области и в Горле во фракции < 0,001 мм песчаных осадков содержится в количестве 5–25, изредка 40%, в осадках закрытой области моря содержания хлорита не превышают 10–15%, а во многих случаях хлорит здесь не отмечается. Выявить черты распределения смешанослойных глинистых минералов на настоящей стадии изучения не удастся.

Таким образом, обнаруживается глубокое различие глинистых компонентов осадков: с одной стороны, для мелководных и прибрежных районов и, с другой — для срединной части впадины моря. Это различие касается как минералогического состава пелитовой фракции, так и масштабов накопления глинистых минералов.

ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

ФАЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Подробная литологическая характеристика осадков позволяет провести фациальный анализ отложений Белого моря и выяснить своеобразие условий осадконакопления в этом бассейне.

В Белом море более или менее обширные площади дна редко бывают заняты какой-либо одной литологической разновидностью (группой) осадков: обычно группы осадков образуют парагенетические ассоциации — комплексы. Осадок или комплекс осадков, связанные общностью происхождения, и соответствующая этому обстановка формирования осадков понимаются как фацис осадконакопления. Главнейшие фации Белого моря рассматриваются в той последовательности, в которой они сменяют друг друга — от берегов через мелководные районы и склоны впадины моря к его глубоководной части.

До описания собственно морских фаций необходимо остановиться на таком важном члене генетического ряда, как отложения пляжей.

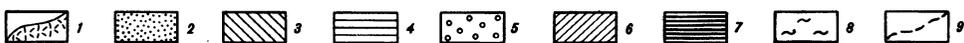
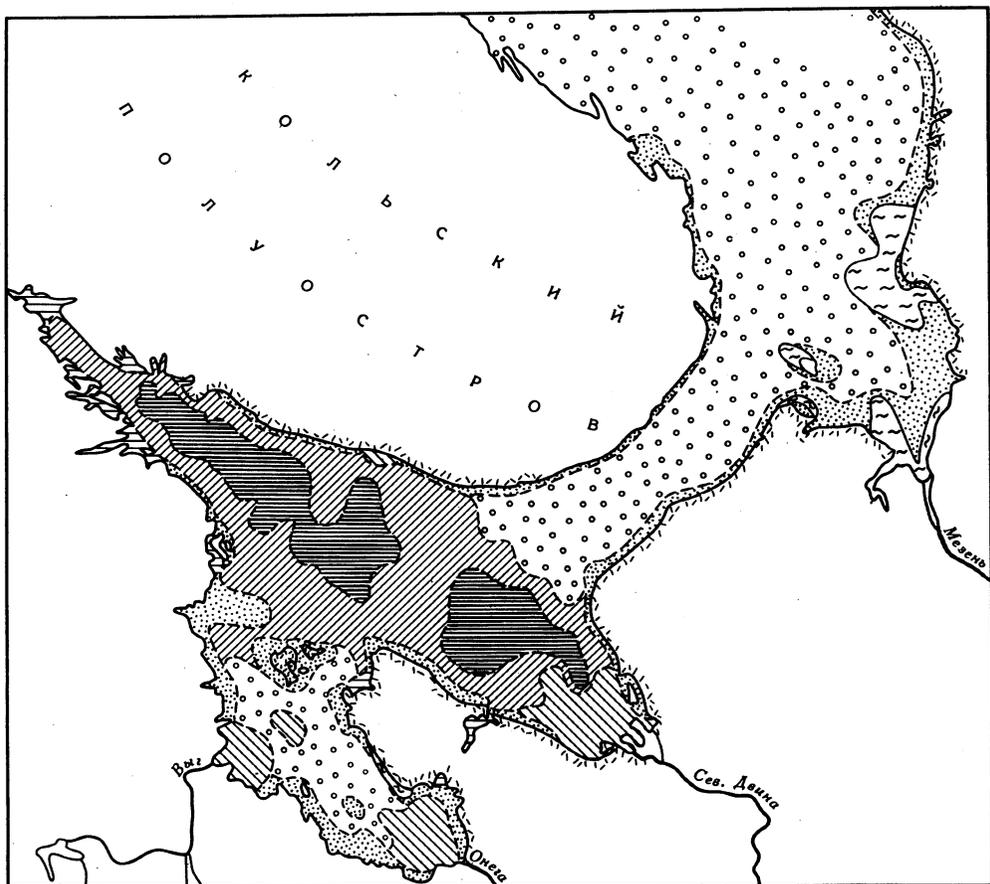
Фацис пляжей. Среди отложений пляжа преобладают крупно-среднезернистые пески, аналогичные пескам II и особенно III группам морских осадков (табл. 9), но иногда они сопровождаются галечно-гравийными отложениями или мелкозернистыми песками. Общая повышенная крупность обломочного материала пляжевых отложений служит показателем того, что они формируются при мощном воздействии прибоя на берега. Фацис пляжа развита на значительном протяжении береговой линии, прерываясь у скальных обрывистых берегов (Кольский полуостров, берега Кандалакшского залива).

Собственно морские фации начинаются серией разнообразных прибрежных отложений, принадлежащих по крайней мере к трем фациально-генетическим

Таблица 9

Гранулометрический состав основных разновидностей пляжевых отложений, %

Разновидности	Фракции, мм					пелитовые, < 0,01
	гравийные, > 1	песчаные			алевритовые 0,1— 0,01	
		1—0,25	0,25— 0,1	сумма		
Гравийные	42	50	7	57	0,2	Следы
Крупно-среднезернистые						
типичные	8	86	5	92	0,2	”
с примесью гравийных фракций	22	50	27	77	1	”
с примесью мелкопесчаных фракций	3	59	37	96	1	”



Р и с. 26. Схема размещения фаций осадконакопления на площади Белого моря

1 – фация пляжей; 2 – прибрежная фация; 3 – фация дельт и предустьевых районов; 4 – фация заливов; 5 – фация обширных морских мелководий; 6 – фация склонов впадины моря; 7 – фация срединной части впадины моря; 8 – бенч; 9 – границы фациальных зон

типам. Из них наиболее важной и широко распространенной является фация морской прибрежной зоны¹.

Фация морской прибрежной зоны. В прибрежной полосе моря отмечен широкий набор отложений, из которых наиболее важны мелкозернистые пески (IV и V группы). В разных районах они встречаются как вместе, так и отдельно. Среди мелкозернистых песков залегают небольшие пятна галечно-гравийных осадков (I группа), кроме того, ассоциация иногда дополняется либо крупно-среднезернистыми песками (III группа), либо алевритами (VI группа). Указанные отложения прослеживаются в виде полосы непосредственно вдоль берегов (рис. 26), в зависимости от уклона дна ширина полосы может быть различной.

Рассмотрим конкретные примеры мест распределения осадков в прибрежной полосе. У берегов Воронки, Мезенской губы, Горла повсеместно наблюдаются однообразные мелкозернистые, хорошо отсортированные пески, кое-где к ним добавляются крупно-среднезернистые пески и гравий с галькой. Пески отличаются низким содержанием алеврито-пелитовых фракций (см. рис. 20, 21). Формирование осадков здесь происходит под действием сильной гидродинамической

¹ Две другие специфические прибрежные фации, имеющие локальное значение, – фация дельт и приустьевых районов и фация заливов, – рассматриваются в конце раздела.

активности среды: под влиянием волнений и мощных ветровых и приливо-отливных течений осадки сортируются, многократно взмучиваются, переотлагаются. Из песков интенсивно удаляются мелкие фракции. Величина прибоя, действие волн и течений на дно в полосе прибрежного мелководья столь значительно, что на некоторых участках осадки не формируются из-за интенсивного размыва (подводная абразия), и на дне обнажаются коренные породы ложа Белого моря (Медведев, 1972). Участки дна, оголенные от осадочного покрова — бенча, весьма характерны для прибрежной зоны северного мелководья, Горла и Онежской губы (см. рис. 26). На приводимой карте отмечены только основные зоны развития бенча (более мелкие участки, в частности по Терскому и Карельскому берегам, в Двинской губе не указаны: они рассматриваются в последующих главах).

В тех случаях, когда на дне моря размывается (абрадируется) морена у границ бенча, появляются многочисленные пятна грубообломочных осадков I—II группы — это типичный случай для Мезенской губы (см. рис. 19). Кроме того, пятна галечно-гравийных отложений среди мелкозернистых песков прибрежной фации возникают при абразии ледниковых пород, слагающих берега.

Ширина зоны, принадлежащей к фации прибрежных отложений, для северного мелководья довольно неопределенная, так как прибрежные песчаные осадки незаметно переходят в основное поле аналогичных песков, выстилающих срединную часть этой области моря.

Сказанное в отношении прибрежной фации северного мелководья и Горла в значительной мере справедливо для такой же зоны Онежской губы, с той лишь разницей, что здесь в ассоциацию входят еще и мелкозернистые алевритовые пески и чаще встречаются пятна галечно-гравийных отложений.

По краям впадины моря зона прибрежных отложений резко сужается из-за крутизны склонов впадины (см. рис. 26). Одновременно ассоциация литологических разностей осадков становится весьма пестрой, включая весь набор членов (в порядке их распространения); мелкозернистые пески (IV, V группы), галечно-гравийные отложения (I группа), алевриты (VI группа), крупно—среднезернистые пески (III группа). Прослеживая вдоль берега отложения, входящие в эту фацию, устанавливаем, что в краевой части впадины моря комплекс прибрежных осадков обладает еще и малой устойчивостью и может претерпевать существенные изменения на коротких расстояниях: из ассоциации выпадают одни члены, но появляются другие, ассоциация то отличается большим разнообразием, то становится бедной. Все это выглядит большим контрастом по сравнению с особенностью той же фации у берегов плоских обширных мелководий и объясняется тем, что в узкой мелководной полосе вдоль южного берега Кольского полуострова, вдоль Карельского берега, по берегам Кандалакшского залива и Двинской губы условия осадконакопления и питания терригенным материалом сильно меняются от участка к участку, а главное здесь слабее протекают явления переработки и перераспределения терригенного материала. При сопоставлении осадков фаций пляжа и прибрежной полосы моря по главным членам того и другого генетического комплекса обнаружено, что размерность прибрежно-морских песков на ступень ниже, иначе говоря, слабее проявляется гидродинамическая активность среды.

Ф а ц и я о б ш и р н ы х м о р с к и х м е л к о в о д и й. Для таких областей Белого моря, как Воронка, Мезенская губа, пролив Горло, Онежская губа, характерно, что за полосой песков прибрежной фации следуют огромные площади, занятые такими же осадками, но относящиеся к иной фации, а именно, внутренних частей обширных морских мелководий (см. рис. 26). Осадки, покрывающие обширные мелководные пространства, отличаются значительным однообразием: они в основном представлены крупными—среднезернистыми песками (III группа), отчасти мелкозернистыми песками (IV группа), при этом и в тех и других почти отсутствуют алеврито-глинистые компоненты (см. рис. 19, 21, 22), а сортировка песков высокая. Среди однообразных полей песков встречаются пятна галечно-гравийных и галечно-песчаных отложений (I и II группы), с ними сопряжены скопле-

ния раковинного карбонатного материала. Одна из особенностей открытых мелководий заключается в своеобразных формах рельефа, образуемых песками и галечно-гравийными осадками. На дне возникают длинные и узкие отмели—гряды, более или менее параллельные друг другу. В Мезенской губе и в Воронке они ориентированы на северо-запад и северо-северо-запад. Именно в этом направлении под действием течений и волнений происходит миграция песчаных и отчасти более крупнообломочных осадков (Медведев, 1972).

В осевой части Горла наиболее распространены мелкозернистые хорошо отсортированные пески. В проливе тоже наблюдаются гряды песков, вытянутые вдоль его оси. Особенность пролива заключается в необычайно мощных течениях (Максимов, 1938). Соответственно влияние их на осадконакопление весьма велико.

Главной чертой осадконакопления в пределах срединных районов обширных морских мелководий нужно считать сильную переработку и дифференциацию обломочных отложений под действием волн и течений. Кроме того, благодаря этим факторам происходит миграция больших объемов осадочного материала от берегов к северной части Воронки (Медведев, 1972), и в ходе миграции достигается особо высокая степень сортировки песков. При этом от песчаного материала отделяются и переходят в форму взвесей пелитовые и даже алевритовые компоненты, вследствие чего плотность взвесей в воде северных площадей моря чрезвычайно велика (Медведев, Кривоносова, 1968, 1971), но как только возникают условия, благоприятные для осаждения мелкообломочного материала, мигрирующего во взвешях, из последних немедленно выпадают большие массы соответствующих фракций, образуя на дне моря обширные участки, занятые алевритами.

В Онежской губе ее середину занимает комплекс мелкозернистых песков, отсортированных и алевритистых (IV, V группы). Обломочный материал здесь перерабатывается благодаря штормовым волнам, и степень сортировки в общем не столь велика, как в северной области и в Горле. Лишь в проливах, западнее и восточнее Соловецких островов, где действуют сильные течения, обстановка и осадки весьма напоминают северное мелководье и Горло моря.

Ф а ц и и с к л о н о в в п а д и н ы м о р я . На довольно крутых склонах впадины Белого моря, за узкой полосой разнообразных, преимущественно песчаных отложений прибрежной фации, распространен пестрый комплекс осадков. Главными членами комплекса являются различные разновидности алевритов (VI группа), мелкозернистые алевритистые пески (V группа), алеврито-глинистые илы (VIII группа). Типичны для фации несортированные алевритовые отложения сложного состава (VII группа), хотя они и не пользуются таким широким развитаем, как прочие члены комплекса.

Пески залегают в верхней части склона, иногда они слагают валы, вытянутые вдоль берега (Шербаков, Невесский, Глаголева, 1972). Вместе с песками в верхней части склона отмечаются алевриты, но обычно последние располагаются ниже по склонам впадины и, как было установлено на карте алевритовой фации (см. рис. 21), прогигиваются здесь в виде прерывистого пояса. Алеврито-глинистые илы свойственны нижней части склона. Весь этот комплекс осадков образует довольно широкую зону, которая выглядит как сплошное кольцо, проходящее по склонам впадины, параллельно берегам. В пределах этого кольца нередко можно видеть пятна несортированных отложений, изобилующих грубообломочными фракциями. Происхождение их, как правило, связано с коренными ледниковыми отложениями, обнажающимися на дне. Это либо автохтонный (остающийся на месте) материал несколько размытой "раскисшей" морены, либо сползающие по крутому склону впадины продукты береговой и донной абразии тех же моренных суглинков, при этом продукты быстро уходят из зоны волновой переработки. Такие пятна часто встречаются вдоль южного (Летнего) берега Двинской губы и вдоль Карельского берега.

Наиболее примечательная сторона формирования осадков в пределах рассматриваемой фациальной зоны заключается в следующем. Из прибрежной зоны с

ее активным гидродинамическим режимом в зону быстро нарастающих глубин поступает разнообразный (главным образом мелкообломочный) терригенный материал. Здесь происходит смешение этого различного по крупности материала и совместное выпадение его в осадок, а образовавшийся осадок уже не подвергается переработке (перемыву, сортировке, переотложению). Так возникают характерные для фации склонов впадины многокомпонентные осадки, в которых в разных соотношениях представлены песчано-алевритовые—пелитовые фракции, при доминирующей роли алевритового материала. Вместе с тем на склонах впадины в какой-то мере действует и противоположное явление — дифференциация терригенного материала. Она обнаруживается при распределении осадков поперек фациальной зоны, т.е. поперек склона впадины. Несмотря на общую пестроту осадков фации склонов впадины, они размещаются в определенной последовательности: мелкозернистые пески, алевриты, алеврито-глинистые илы, что соответствует способности обломочных частиц разной крупности мигрировать из гидродинамически активной в спокойную зону седиментации.

Положение нижней границы фациальной зоны довольно непостоянно: в восточной части моря граница примерно отвечает глубинам 100 м, а на западе, где крутизна склонов чрезвычайно велика, опускается на 200 м.

Фа́ция сре́динной ча́сти впа́дины мо́ря. В осевой части впадины моря, точнее в наиболее ясно выраженных депрессиях дна, распространены типичные глинистые илы (IX группа), слагающие однообразные поля, — это и есть фация илов срединной части впадины моря (см. рис. 26). В отличие от рассмотренных фациальных зон, где осадки образуют более или менее сложные комплексы, в осевой части впадины осадок представлен только IX группой. Однообразие осадка и чрезвычайно высокое содержание в его составе глинистых фракций (см. рис. 20) — следствие того, что гидродинамический режим во впадине моря резко ослаблен и имеет принципиально иной характер, чем на мелководьях. Во впадине моря совершаются медленные постоянные перемещения водных масс, при этом в каждой из депрессий дна моря (на входе в Двинскую губу, между срединной отмелью и поперечным подводным барьером, в желобе к западу от барьера) происходит своя циркуляция (см. рис. 5). Халистатическим областям этих циркуляций отвечают районы распространения глинистых осадков, что объясняется скоплением тонких взвесей в центре циркуляций.

Итак, пять рассмотренных важнейших фаций Белого моря образуют в его пределах главную генетическую последовательность. Эта последовательность может быть представлена в виде определенного ряда, охватывающего литолого-фациальные зоны от пляжа до глубоководной срединной впадины моря:

фа́ция пля́жа → прибре́жной зо́ны → обши́рных мо́рских мелководи́й → скло́нов впа́дины → сре́дней ча́сти впа́дины.

В прибрежной зоне моря, как мы уже отмечали, помимо основной фации прибрежного мелководья, имеются фации дельт и приустьевых районов и фация заливов расчлененного побережья.

Фа́ция дельт и приу́стьевых райо́нов. Комплекс отложений, развитых перед устьями многих рек, несколько напоминает отложения склонов впадины моря: главное — это большая пестрота ассоциации с преобладанием алевритовых разностей осадков (Невеский, Щербаков, 1971). Набор групп для рассматриваемого комплекса самый широкий по сравнению с прочими генетическими ассоциациями Белого моря: здесь представлена почти вся описанная гамма осадков — от самых крупных до самых тонких, кроме того, характерна резко выраженная пятнистость распределения групп осадков, когда бок о бок соседствуют отличающиеся по гранулометрическому типу разности осадков. Наконец, еще одна черта дельтового, приустьевого, фациального комплекса состоит в широком развитии VII группы осадков, у которых отсутствует сортировка.

Основной фон на площади распространения дельтовой приустьевой фации образуют две близкие между собой группы осадков: алевриты (VI группа), алевритовые несортированные осадки сложного состава (VII группа). На этом фоне разбросаны небольшие пятна мелкозернистых песков (IV, V группы), изредка

более крупнообломочных осадков, вплоть до галечников; довольно обычны пятна глинисто-алевритовых и даже глинистых илов (VIII, IX группы). Общие очертания районов, занятых данной фацией, тоже представляют собой неправильные, сложной конфигурации пятна (см. рис. 26).

Для данной фации устанавливаем следующие важнейшие генетические признаки: во-первых, пространственную сопряженность с устьями крупных и относительно крупных рек; во-вторых, формирование осадков за счет материала, выносимого реками, главным образом транспортируемого во взвешенной форме; в-третьих, совместное осаждение мелкопесчаного пелитового, но главным образом алевритового терригенного материала, когда из-за быстрых темпов седиментации материал этот не успевает пройти переработку, сортировку, хотя накопление совершается на малых глубинах. Нетрудно заметить сходство механизма формирования осадков фации дельт и предустьевых районов и склонов впадины, отсюда значительная аналогия между комплексами осадков обеих фаций.

Интенсивное сгужение и накопление терригенного материала без волновой переработки влечет за собой широкое развитие, в пределах полей данной фации, своеобразных несортированных осадков VII группы. Надо сказать, что, хотя алевритистые несортированные отложения, отмечающиеся на склонах впадины и в районах дельтовых и приустьевых осадков, объединены по гранулометрическим признакам в одну группу (VII), все же между ними есть отличия по гранулометрическому составу, а главное, они имеют разный генезис. На склонах впадины отложения VII группы характеризуются повышенной примесью крупнообломочных фракций и генетически связаны с мореной; в дельтовых и приустьевых районах в составе несортированных осадков фракции либо идеально представлены в одинаковых соотношениях, либо наблюдается сдвиг к более тонким фракциям. Во втором случае мы имеем дело с типичным осадком свала глубин в поле развития отложений речных выносов.

Ф а ц и я з а л и в о в р а с ч л е н е н н о г о п о б е р е ж ь я. Отложения данной фации выстилают небольшие по размеру, довольно глубокие и узкие заливы, осложняющие береговую линию Белого моря, в основном в западной глухой части Кандалакшского залива. Комплекс отложений фаций представлен такими разновидностями: несортированными алевритовыми осадками сложного состава, близко стоящими к VII группе и алеврито-глинистыми илами, весьма сходными с VIII группой (табл. 10).

От аналогичных осадков, развитых на склонах впадины моря и в приустьевых районах, они отличаются относительно высокими концентрациями биогенных компонентов: органического вещества (определяемого по $C_{орг}$) SiO_2 аморфн. Средние содержания того и другого компонента в осадках заливов достигают максимальных значений — соответственно 1,7 и 4,0%.

Характер осадков заливов и обогащенность их остатками планктонных организмов находится в связи с очень спокойными условиями седиментации; в этом отношении осадки можно считать аналогом отложений, формирующихся во впадине моря, на нижней части ее склонов. Вместе с тем обращает на себя внимание аномальная примесь крупных обломков; появление их в тонких осадках есть результат разноса грубого материала льдами (Медведев, 1957; Чувардинский, 1966).

Т а б л и ц а 10

Гранулометрический состав осадков фации заливов расчлененного побережья, %

Разновидности	Фракции, мм			
	гравийные, > 1	песчаные, 0,1— 1,0	алевритовые, 0,01—0,1	пелитовые, < 0,01
Алевритовые сложного состава	10	21	44	25
Алеврито-глинистые илы	—	7	31	62

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Сравнительно небольшое по размеру Белое море отличается удивительным разнообразием условий осадконакопления и дает пример формирования предельно широкой гаммы терригенных осадков, при этом терригенное осадконакопление происходит практически в чистом виде без искажающего влияния биогенных продуктов: вследствие высокоширотного положения моря карбонатонакопление в нем резко сокращено, а образование скоплений биогенного кремнезема происходит весьма локально. Одна из особенностей Белого моря заключается в том, что у него имеется много источников и способов питания терригенным материалом: это и обычный твердый речной сток, это поступление в бассейн грубообломочных полимиктовых продуктов морозного выветривания кристаллических пород, это разнос терригенного материала льдами, это, наконец, возникновение массы крупных обломков и тонких взвесей при абразии берегов и дна моря.

В Белом море отмечается своеобразная ситуация, когда акватория оказалась разделенной на области, каждая со своим гидродинамическим режимом, со своим питанием и, естественно, с разными типами осадкообразования.

Полуизолированная впадина моря получает в основном речное питание, в составе твердого речного стока преобладает глинистый взвешенный материал. Поскольку во внутренней части впадины гидродинамическая активность чрезвычайно ослаблена, эта область моря выполняет роль гигантского отстойника для тонких пелитовых взвесей. Концентрированию последних в определенных районах впадины способствует система постоянных циркулярных течений. Соответственно глубоководную осевую часть впадины занимает обширное поле однообразных глинистых илов, образующихся при медленном осаждении тонких взвесей. У краев впадины интенсивность гидродинамического режима быстро нарастает, что в сильной степени сказывается на распределении осадков. В узкой прибрежной полосе терригенный материал усиленно перерабатывается при волновом воздействии на осадки: крупные инертные фракции последнего частично остаются на месте, частично выбрасываются в зону пляжа, образуя там и здесь полосы песчаных осадков. Более мелкие (в основном алевроитовые) фракции обломочного материала распространяются от берега в сторону больших глубин, осаждаясь на склонах впадины. Так возникает характерная для области моря отчетливая концентрическая зональность осадков.

Северная открытая мелководная область моря, напротив, характеризуется весьма активным, разнообразным гидродинамическим режимом, что, с одной стороны, приводит к интенсивной абразии берегов, появлению массы обломочных продуктов, с другой — к сильнейшей переработке, сортировке, дроблению и перетолжению этих продуктов, к образованию обширных полей песчаных осадков.

Различие гидродинамического режима и источников питания в отдельных районах Белого моря сказывается не только на распределении осадков по их крупности, но и на минералогическом составе. В западных районах моря, где на берегах широко обнажаются древние коренные кристаллические (магматогенные и метаморфические) породы, в прибрежную зону моря за счет морозного выветривания поступает масса грубых обломков этих пород. Переработка указанного обломочного материала здесь происходит сравнительно слабо, и формируются весьма пестрые по вещественному составу полимиктовые пески. В восточных и северных районах моря источник грубообломочного материала частично остается тот же, частично такие продукты поступают при абразии валунных моренных суглинков, но в общем петрографический состав исходного материала является не менее пестрым. На мелководьях Онежской губы, в особенности Горла, Мезенской губы и Воронки, этот материал интенсивно перерабатывается, подвергается дроблению и истиранию. Из первичной пестрой ассоциации исчезают малостойкие минералы, и одновременно с уменьшением крупности зерен в составе

песков сильно возрастает роль кварца: пески становятся олигомиктовыми кварц-полевошпатовыми и полевошпатово-кварцевыми.

Генетический ряд осадков Белого моря отражает все более и более значительное падение гидродинамической активности среды при формировании осадков. Три фации прибрежной зоны: основная, а также дельта и приустьевых районов и, наконец, заливов расчлененного побережья как бы повторяют черты главной фациальной последовательности: в характеристике комплексов отложений этих фаций отражается ослабление гидродинамического режима, но на фоне обильного поступления терригенного материала.

Причины своеобразного распределения глинистых минералов в осадках Белого моря были рассмотрены ранее (Калиненко и др., 1974). Хотя главным фактором, контролирующим накопление глинистых минералов в осадках, являются гидродинамический режим, но большое влияние на их распределение оказывают также различия в питании участков моря глинистыми минералами и способность каждого глинистого минерала переходить во взвешенную форму и удерживаться в воде в этом состоянии.

В северной (открытой) области и в Горле моря осадконакопление, в частности формирование минералогического состава пелитовой фракции, происходит под влиянием весьма активного гидродинамического режима. При абразии ледниковых отложений возникает масса грубообломочных продуктов, дающих начало песчаным осадкам, одновременно образуется обильный взвешенный материал, отличающийся высоким содержанием гидрослюды (Медведев, 1971 а, б, 1972; Медведев, Кривоносова, 1968, 1971; Кривоносова и др., 1974). Сюда же добавляются каолинито-гидрослюдисто-монтмориллонитовые взвеси, выносимые реками Мезенью и Кулоем. В рассматриваемой области моря гидродинамические условия таковы, что взвешенный глинистый материал, несмотря на высокую концентрацию в воде, лишь в слабой степени может переходить в осадок. Более того, сами песчаные осадки подвергаются взмучиванию, переотложению, из них удаляются пелитовые компоненты, что определяет особую бедность песков глинистыми фракциями и, следовательно, крайне низкие количества глинистых минералов в пересчете на весь осадок по всей открытой области моря. Глинистые минералы, которые способны удерживаться в осадке в столь неблагоприятных условиях, представлены гидрослюдой и хлоритом. Высокие содержания этих минералов (в основном гидрослюды) в составе фракций $< 0,001$ мм песчаных осадков связаны с обилием их в окружающих абрадируемых ледниковых отложениях (не случайно максимальные содержания гидрослюды во фракции $< 0,001$ мм прослеживаются непосредственно у берегов) и с особенностями самих глинистых минералов, а именно: крупноагрегатным характером хлорита и некоторой части гидрослюды.

Из пределов открытой области моря взвеси гидрослюдистого состава выносятся течениями в Баренцево море, но некоторое их количество с придонным током воды, отмеченным В.В. Тимоновым (1947), и при приливах поступает через Горло во впадину моря, пополняя в ней резерв взвешенного материала.

В узкой прибрежной мелководной полосе закрытой области моря, вследствие сортирующей деятельности прибоя, происходит процесс, сходный с тем, который был типичен для северных районов. Конечным результатом процесса является резкое повышение содержания гидрослюды в пелитовой фракции песков. В Онежской губе для осадков характерно высокое содержание гидрослюды во фракции $< 0,001$ мм при практическом отсутствии монтмориллонита. Объясняется это особенностями питания залива глинистыми минералами, усиленным привносом гидрослюды при абразии и со стоком рек и ослабленным поступлением монтмориллонита. Таким образом, в условиях повышенной динамической активности водной среды на мелководьях и вдоль берегов происходит ярко выраженный процесс дифференциации, одна сторона которого заключается в разделении глинистых минералов по их способности диспергироваться (переходить в форму тонких взвесей), при этом инертная остаточная часть глинистого вещества (фракция $< 0,001$ мм песков) приобретает характерный гидрослюдис-

тый, хлорито-гидрослюдистый состав. Эти черты минералогического состава фракции $< 0,001$ мм песков усиливаются в случае питания района седиментации гидрослюдистым материалом. Другой стороной процесса нужно считать преобладание явлений извлечения глинистых минералов из осадков над накоплением, отсюда низкая общая глинистость осадков, незначительные количества каждого из глинистых минералов в осадках.

Во впадине моря, как отмечалось выше, осадкообразование происходит при совершенно ином гидродинамическом режиме, иные здесь масштабы и конечные результаты формирования пелитовой части осадков. Для процесса характерно совместное, обильное осаждение из взвесей и накопление на дне широкой гаммы глинистых минералов. Начало явления прослеживается в районе дельты Сев. Двины и в Двинской губе, где из речных взвесей выпадают монтмориллонит и частично гидрослюда, но основная фаза процесса совершается собственно в глубоководной впадине моря.

Толща воды впадины моря служит своего рода аккумулятором тонкодисперсного взвешенного материала сложного состава и разнообразного происхождения: поставляемого реками, распространяющегося от абрадируемых берегов, поступающего из северной области через Горло. По составу глинистые минералы во взвесах представлены монтмориллонитом, мелкоагрегатной формой гидрослюды, каолинитом, смешаннослойными образованиями.

Чрезвычайно важно, что водные массы во впадине моря совершают циркуляционные перемещения (см. рис. 5). При этом во внутренней (халистатической) области круговорота концентрируется наиболее тонкодисперсная часть взвесей глинистых минералов: монтмориллонит в сопровождении гидрослюды, а на периферию (ближе к берегам) отходит относительно более крупная фракция взвесей — преимущественно гидрослюда. Выпадение взвесей глинистых минералов, распределенных указанным образом в толще воды, и приводит к появлению определенной зональности глинистых минералов в осадках.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Современные осадки Белого моря, т.е. горизонт 0–15 см, были изучены геохимически, при этом выяснились особенности распределения в них общих (валовых) содержаний железа¹, марганца, титана, фосфора, углерода органического вещества, органогенного аморфного кремнезема, карбоната кальция. Получены также данные о концентрациях циркония, ванадия, хрома, никеля, кобальта, галлия, иттрия, иттербия, калия, лития, рубидия, цезия.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ГРУППАМ ОСАДКОВ

В предыдущих главах отмечалось, что осадки Белого моря могут быть подразделены на 9 основных литологических групп, образующих генетический ряд.

Для осадков, составляющих каждую группу, проделаны многочисленные химические определения, что дало возможность установить пределы колебаний содержаний Fe, Mn, P, Ti, C_{орг}, SiO₂аморфн, CaCO₃ и вычислить средние значения содержаний элементов по группам осадков (табл. 11). Определения микроэлементов были более ограниченными, и в ряде случаев пришлось объединить попарно сходные между собой группы осадков (табл. 12).

Содержания Fe, Mn, P, Ti и микроэлементов внутри каждой группы осадков колеблются в широких пределах. Как правило, это невысокие концентрации, отвечающие тем, которые типичны для осадков других современных морей, а также морских бассейнов геологического прошлого. Иначе говоря, для осадков Белого моря характерны в общем случае кларковые концентрации элементов. Следует подчеркнуть, что исследовались осадки с весьма низкими биогенными карбонатностью и кремнистостью, т.е. невысокие концентрации элементов не связаны с разбавляющим действием CaCO₃ и SiO₂аморфн. Тем интереснее, что не все элементы и не во всех случаях имеют в беломорских осадках низкую кларковую концентрацию. Таким исключением является марганец. Почти по всей гамме осадков марганец, как и остальные элементы, прослеживается в низких кларковых концентрациях, но в глинистых илах впадины моря содержания его составляют в среднем 0,36%, что в три раза превосходит обычный кларк данного элемента для глинистых осадков и пород, а в отдельных пробах глинистых илов содержания марганца достигали 1%.

Наряду с вопросом о величинах концентрации элементов в осадках Белого моря необходимо выяснить, как изменяются средние содержания элементов по всей гамме осадков и каковы при этом соотношения элементов между собой.

¹ Содержания Fe, Mn, Ti, P, C_{орг}, SiO₂аморфн, CaCO₃ определялись в Аналитической лаборатории Института океанологии АН СССР стандартным химическим способом. Обширная гамма микроэлементов определялась в Отделе физико-геологических исследований ИОАН СССР. Содержания Zr, V, Cr, Ni, Co, Ga, Y, Yb устанавливались в ходе количественного спектрального анализа (выполнены В.Н. Лукашиным), а K, Li, Rb, Cs — методом пламенной фотометрии (выполнены Н.П. Морозовым).

Таблица 11

Средние содержания железа, марганца, титана, фосфора, углерода органического вещества, карбоната кальция, аморфного кремнезема в основных группах осадков, %

Группа	Осадки*	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃	SiO ₂ аморфн
I	Галька и гравий	2,25	0,05	0,16	0,04	0,14	1,94	0,68
II	Пески с гравием	2,04	0,03	0,18	0,04	0,27	2,18	0,73
III	Пески крупно-среднезернистые	1,48	0,04	0,14	0,03	0,17	1,76	0,78
IV	Пески мелкозернистые	1,40	0,02	0,12	0,03	0,16	1,35	1,40
V	Пески мелкозернистые алевритистые	1,51	0,05	0,16	0,03	0,13	1,29	0,72
VI	Алевриты	2,46	0,04	0,23	0,05	0,49	1,57	1,02
VII	Алевритовые осадки сложного состава	3,30	0,08	0,28	0,07	0,57	0,97	1,56
VIII	Илы алеврито-глинистые	4,29	0,13	0,25	0,12	0,95	1,69	2,19
IX	Илы глинистые	5,88	0,36	0,38	0,20	1,48	1,52	2,50

* Гранулометрический состав групп осадков см. табл. 4.

Основываясь на этом, можно выявить геохимические особенности литологических групп осадков, а также установить специфику распределения того или иного элемента в осадках Белого моря. Наиболее наглядно это удастся показать на графиках.

Прослеживая средние содержания элементов от одной литологической разности к другой по всей гамме беломорских осадков, обнаруживаем, во-первых, концентрации элементов последовательно и закономерно сменяются, во-вторых, по особенностям изменения содержания элементов можно объединить в два геохимических семейства.

Элементы семейства железа. Три основных элемента — железо ($Fe_{общ}$), марганец ($Mn_{общ}$) и фосфор (P) — имеют весьма яркую и сравнительно простую картину распределения по литологическим группам осадков, и в главных чертах каждый элемент повторяет особенности распределения других (рис. 27). В прибрежных, грубообломочных, полимиктовых членах литологического ряда, т.е. в галечно-гравийных и гравийно-песчаных осадках I и II групп железо, марганец, фосфор присутствуют в несколько повышенных количествах (рис. 27, левая часть графика). При переходе к крупносреднезернистым, а затем мелкозернистым пескам (III и IV группы) наблюдается падение концентрации каждого элемента, и в мелкозернистых песках содержания железа, марганца,

Таблица 12

Средние содержания микроэлементов

Группа	Осадки	Zr	V	Cr	Ni
II + III	Пески с гравием крупно-среднезернистые	49,3	27,0	25,8	5,8
IV + V	Пески мелкозернистые	80	24,7	23,7	4,3
VI + VII	Алеврит и алевритовые осадки	111,2	59,8	67,8	14,8
VIII	Илы алеврито-глинистые	74,3	90,3	66,7	27,3
	Илы глинистые (поверхностный слой)	101,3	140,3	86,2	42,0
IX	Илы глинистые (глубокие горизонты)	127,8	122,4	101,8	51,3

фосфора достигают минимальных для осадков Белого моря значений. Спад концентраций от галечно-гравийных осадков к мелкозернистым пескам составляет для Fe от 2,25 до 1,44%, для Mn от 0,05 до 0,03% и для P от 0,04 до 0,03%.

Как отмечалось ранее, мелкозернистые пески с минимальными содержаниями железа, марганца, фосфора являются характерными осадками обширных мелководных участков дна Белого моря. Пески отличаются хорошей сортировкой, низким (менее 10%) количеством пелитовых компонентов, а по вещественному составу приближаются к олигомиктовым, так как среди минеральных обломков, составляющих пески, преобладают зерна кварца.

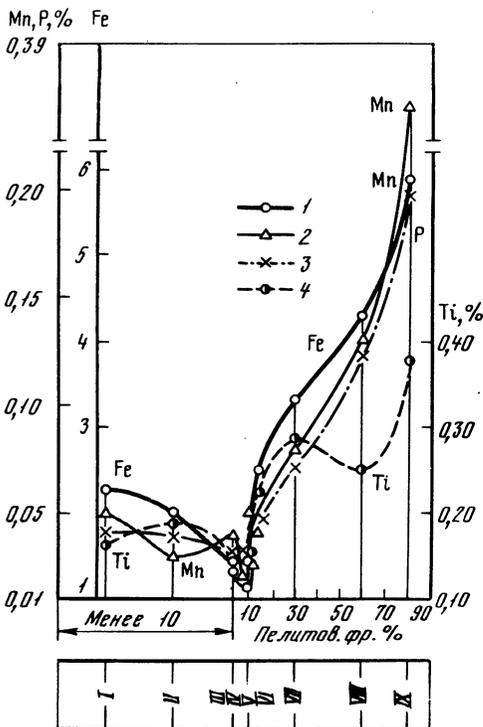
От мелкозернистых отсортированных песков (IV группа) к осадкам гранулометрически все более тонким и все более богатыми алевро-пелитовыми компонентами происходит последовательный рост концентраций железа, фосфора, марганца. Это явление начинается уже в алевритистых мелкозернистых песках (V группа) и затем быстро развивается в алевритах (VI группа), алевритовых осадках сложного состава (VII группа), алеврито-глинистых илах (VIII группа), а в глинистых илах (IX группа) концентрации каждого из рассматриваемых элементов достигают максимума (см. рис. 27, правая часть графика). Осадки V—IX групп, располагаясь на все более больших глубинах, последовательно замещают друг друга на фациальном профиле в направлении к осевой зоне впадины моря, в этой последовательности глинистые илы являются наиболее глубоководными осадками. Увеличение концентраций железа, марганца, фосфора от мелкозернистых отсортированных песков морских мелководий к илам срединной впадины моря выражено гораздо резче, чем от песков к грубообломочным отложениям, связанным с берегом, — в этом проявляется главная направленность геохимического изменения. Перепады концентраций элементов от минимальных значений в мелкозернистых песках до максимальных в глинистых илах составляют Fe с 1,44 до 5,88%, Mn с 0,02 до 0,36%, P с 0,03 до 0,20%, т.е. они довольно велики, особенно для марганца. Концентрации возрастают плавно, пропорционально, согласованно друг с другом.

Микроэлементы никель, кобальт, иттрий, иттербий, галлий распределяются в осадках так же, как железо, марганец, фосфор. Все эти микроэлементы несколько накапливаются в грубых разностях обломочных осадков (I, II группы). Минимум концентраций для всех них прослеживается в мелкозернистых отсортированных песках (IV группа). Наконец, все они одновременно согласованно друг с другом, а также с железом, марганцем и фосфором плавно увеличивают концентрацию от песков к алевритовым осадкам и далее к илам, в глинистых разностях которых (IX группа) наблюдается максимум.

Можно заключить, что в осадках Белого моря большинство химических элементов обладает весьма сходными особенностями распределения. Среди них наиболее важную роль играет железо, во-первых, потому что его содержание в осадках на порядок выше концентрации марганца и фосфора и на три порядка — концентрации микроэлементов; во-вторых, данный элемент имеет

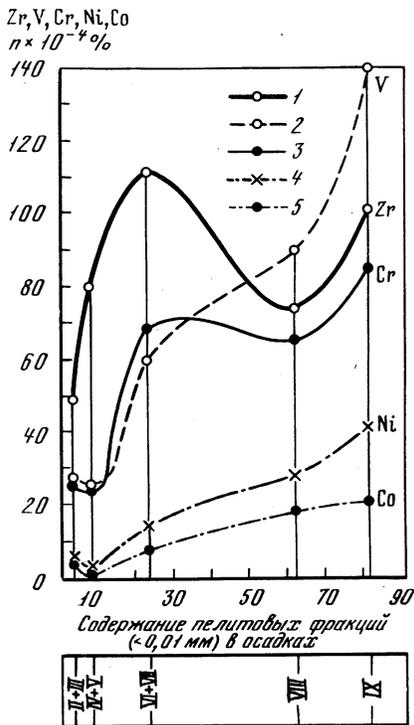
в осадках ($n \cdot 10^{-4}$, %)

Co	Ga	Y	Yb	Li	Rb	Cs	K, %
3,1	6,9	3,0	0,2	19	60	11	1,6
0,7	3,8	2,7	0,2	15	63	15	1,8
7,5	7,3	13,5	1,2	16	90	5	2,6
18,0	7,6	21,1	2,2	42	125	7	3,2
20,3	10,0	30,3	3,2	45	150	17	3,5
30,6	18,1	31,8	2,4	51	161	5	4,6



Р и с. 27. Распределение средних содержаний железа, марганца, фосфора, титана по основным гранулометрическим группам осадков

1 – железо ($Fe_{общ.}$); 2 – марганец ($Mn_{общ.}$); 3 – фосфор; 4 – титан



Р и с. 28. Распределение средних содержаний микроэлементов по основным гранулометрическим группам осадков

1 – цирконий; 2 – хром; 3 – ванадий; 4 – никель; 5 – кобальт

типичную картину изменений содержаний по всей гамме осадков. Соответственно рассмотренная ассоциация обозначена элементами семейства железа, куда кроме железа входят марганец, фосфор, никель, кобальт, иттрий, итербий, галлий. Из щелочных металлов близкий тип распределения имеют калий, литий, рубидий, цезий (Калиненко, Морозов, 1974).

Э л е м е н т ы с е м е й с т в а т и т а н а. Данное семейство элементов составляют титан, цирконий, хром. Изменение средних содержаний титана по группам осадков в определенной мере соответствует тому, что было найдено для элементов семейства железа. Вместе с тем в распределении титана обнаружались своеобразные черты, не свойственные железу, марганцу и другим элементам этого семейства.

Общность титана и элементов семейства железа заключается в следующем: титан, как и все рассмотренные выше элементы, присутствует в слегка повышенных количествах в грубых обломочных галечно-гравийных и гравийно-песчаных полимиктовых разностях осадков, тесно связанных с берегом (I, II группы), а в мелкозернистых, хорошо отсортированных мелководных песках (IV группа) титан обнаруживается в минимальной концентрации. Впрочем, перепад содержаний титана между грубообломочными отложениями и мелкозернистыми песками незначителен: с 0,16–0,17 до 0,12%. От мелкозернистых песков к глинистым илам содержания титана заметно увеличиваются, и максимум, как и у элементов семейства железа, обнаружен в глинистых илах (см. рис. 27).

Особенностью распределения титана является то, что в интервале от мелкозернистых песков до глинистых илов содержания его растут сложнее, чем у

элементов семейства железа. Кривая средних величин содержаний титана в осадках вместо плавного непрерывного подъема от песков к илам имеет дополнительный пик в области алевритовых осадков (VI и в основном VII группы). Иначе говоря, обе эти группы осадков непропорционально обогащены титаном.

Цирконий и хром распределены так же, как титан, т.е. отличаются характерными дополнительными пиками концентраций в алевритовых осадках (VI, VII группы) (рис. 28). Сходство распределения титана, циркония, хрома позволяет объединить эти три элемента в семейство титана.

Наконец, ванадию присуща двойственность распределения: больше всего он напоминает железо, однако кривая средних содержаний ванадия в области алевритовых осадков испытывает перегиб, отвечающий пикам концентрации элементов семейства титана (см. рис. 28). Ванадий и хром в осадочных образованиях, как правило, являются геохимическими аналогами, но для случая Белого моря их приходится разделить и ванадий причислить к элементам семейства железа.

При сравнении элементов семейства железа и титана обнаружено, что, помимо непропорционального накопления титана, циркония и хрома в алевритовых осадках, у этих семейств есть и другое различие. Особенностью железа и в еще большей мере других элементов его семейства нужно считать чрезвычайно контрастное распределение их концентраций в отложениях, образующих литологическую последовательность, а именно большие перепады концентраций между крайними членами литологического ряда. В то время как в прибрежных и мелководных песчаных осадках содержания элементов семейства железа минимальны, в глинистых илах срединной впадины моря создаются значительные, а иногда весьма высокие накопления этих элементов. В качестве примера можно указать на марганец с его небольшими кларковыми концентрациями (0,02–0,05%) в мелководных и прибрежных песках (III, IV, V группы) и высокими, превосходящими кларковый уровень (0,36–0,97%), содержаниями в глинистых илах впадины моря.

Для элементов семейства титана, напротив, характерен малый контраст между величинами содержаний, наблюдаемыми в песках и глинистых илах. Содержания элементов семейства титана в прибрежных и мелководных песках незначительны, в отличие от элементов семейства железа содержания титана, хрома, циркония постепенно увеличиваются от прибрежных и мелководных песков к глинистым илам, выстилающим желоб моря. Поэтому в наиболее глубоководных членах литологического ряда не образуется таких значительных накоплений этих элементов, какие свойственны железу, марганцу и др. При этом существует несомненная связь между возникновением повышенных концентраций титана, хрома и особенно циркония (примерно в середине литологической последовательности — в алевритовых отложениях, развитых по склонам впадины моря) и относительно ослабленным поступлением указанных элементов в глинистые илы осевой части впадины моря.

Если в распределении марганца предельно проявляются геохимические особенности элементов семейства железа, то наиболее резко черты семейства титана отражает цирконий. У последнего поступление в осадки осевой части впадины моря ослаблено настолько и, напротив, столь усиленно происходит накопление в алевритовых отложениях, залегающих на склонах впадины, что абсолютная величина концентрации данного элемента в алевритах превышает содержание в глинистых илах.

Пользуясь приемом, предложенным Н.М. Страховым (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959; Страхов, 1960), можно численно оценить интенсивность поступления тех или иных элементов из прибрежной зоны в осадки срединной впадины моря. Для этого содержания элементов в наиболее характерных прибрежных и мелководных осадках (в нашем случае это пески III и IV групп) принимаются за единицу и по отношению к ним вычисляется степень накопления элементов в глинистых илах наиболее дальней от берега глубоководной пелагической зоны. Этот показатель получил наименование пелагического сдвига концентраций, геохимический или литологический смысл этого показателя состоит в том, что чем выше его величина, тем сильнее выражена у элемента миграционная способность

Таблица 13

Миграционная способность элементов в ходе осадконакопления в Белом море, выраженная величинами пелагического сдвига концентраций

Элементы семейства железа								Элементы семейства титана		
Mn	Co	Y	Ni	P	V	Ga	Fe	Cr	Ti	Zr
12	10	10	8	7	5	5	4	3	3	2

в процессе морского осадконакопления. Иначе говоря, элементы, характеризующиеся высоким числом пелагического сдвига, входят в состав образований, имеющих весьма тонкодисперсную форму, что обеспечивает усиленный вынос таких образований в пелагическую зону и затем поступление их в пелитовые осадки. Значения пелагического сдвига для основных элементов, изученных в осадках Белого моря, представлены в табл. 13.

Из данных табл. 13 следует, что элементы семейства железа и семейства титана отчетливо различаются величинами пелагического сдвига концентраций. Для первых превышение концентраций в глинистых илах над концентрациями в песках составляет 4–12 раз, для вторых семейств титана всего 2–3 раза. Таким образом, в условиях Белого моря марганец, кобальт, иттрий, никель, фосфор, ванадий, железо — большинство элементов обладают высокой или значительной миграционной способностью, для циркония, титана, хрома миграционная способность невелика.

КОМПОНЕНТЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ГРУППАХ ОСАДКОВ

Продукты жизнедеятельности в осадках представлены органическим веществом, органомным аморфным кремнеземом и карбонатом кальция. Органическое вещество тонко рассеяно в осадках и микроскопически устанавливается сравнительно редко, но определяется химически по углероду ($C_{орг}$). Органогенный кремнезем — опал — входит в состав скорлупок диатомовых водорослей и изредка спикул губок. Карбонат кальция связан с разнообразными органическими остатками, как макроскопическими, в основном раковинами моллюсков, так и микроскопическими — фораминиферами.

Средние содержания компонентов органического происхождения в каждой группе осадков представлены в табл. 11. Основываясь на этих данных, можем заключить, что современные осадки Белого моря характеризуются малым количеством органического вещества, низкими кремнистостью и карбонатностью.

Наряду с этими широко распространенными (обычными для Белого моря) осадками обнаружены две особые разновидности, в которых органогенные компоненты образуют аномально повышенные накопления. Одной разновидностью являются осадки небольших узких, глубоких заливов, осложняющих побережье на западной оконечности моря. Осадки представлены глинистыми алевритами или чаще алеврито-глинистыми илами. В этих осадках содержание $C_{орг}$ оказалось выше, чем во всех прочих отложениях Белого моря: средние значения составляют 1,66%, верхний предел 2,51%. Еще сильнее в алевритовых и алеврито-глинистых илах заливов выражено накопление SiO_2 аморфн за счет массового развития в спокойных холодных водах диатомовых водорослей. Содержание SiO_2 аморфн составляет в среднем для алевритов 2,92%, для алеврито-глинистых илов 4,02% (максимальные содержания SiO_2 аморфн здесь составляют 6,5%).

Другим осадком с аномальным органогенным накоплением оказались крупно — среднезернистые гравийные пески, развитые на мелководьях. В отличие от преды-

душих отложений, они не представляют собой особого фациального типа, а являются вариацией одного из членов основной литологической последовательности, а именно осадков II группы. Своеобразие осадков заключается только в содержании CaCO_3 : на общем низком фоне содержаний CaCO_3 отмечаются участки с высокими показателями (до 47%) этого компонента.

Карбонат кальция при этом представлен раковинами и детритом раковин моллюсков и баянусов. В фациальном отношении грубозернистые пески, обогащенные CaCO_3 , могут считаться антиподом алеврито-глинистых илов, накопившихся в заливах в весьма спокойной обстановке и содержащих повышенные количества $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн: такие пески сформировались в обстановке открытых морских мелководий, характеризующихся весьма интенсивным гидродинамическим режимом.

Исследование особенностей распределения органогенных компонентов по литологическому ряду дает возможность оценить, насколько та или иная зоны моря благоприятны для накопления таких продуктов, а также выяснить у последних черты сходства и отличия между собой (рис. 29).

В обломочных разностях осадков от гальки с гравием (I группа) до песков (IV–V группы) количество углерода органического вещества находится на низком, практически постоянном уровне – 0,13–0,17%, и только в одном случае – в песках с гравием (II – группа) – составляет 0,27%. Следует заметить, что все эти разности обломочных осадков почти лишены пелитовых фракций (< 0,01 мм), которых здесь 10% и ниже. Начиная с алевритов (VI группа), в осадках отмечается последовательный рост содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, происходящий пропорционально увеличению количества пелитовых фракций (см. рис. 29). Если в мелкозернистых мелководных песках среднее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ составляло 0,13%, то в алевритовых и алеврито-глинистых осадках склонов впадины моря оно повышалось до 0,49–0,95%, а в глинистых илах осевой впадины достигало 1,48% (см. табл. 11).

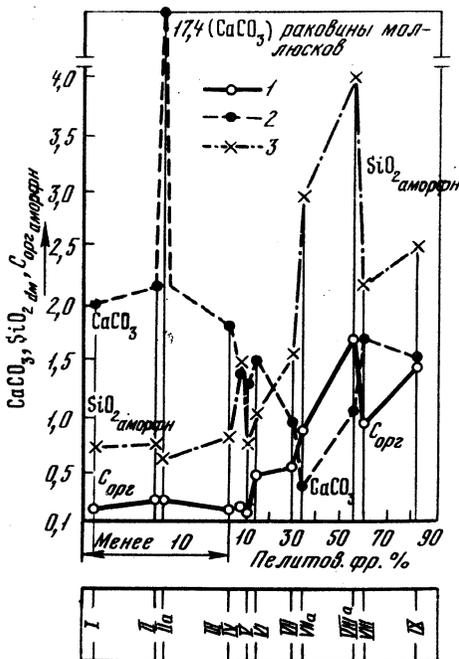
В эту последовательность не укладываются алевритовые (VIIa) и алеврито-глинистые (VIIIa) осадки заливов, для которых характерно аномально высокое накопление органического вещества (см. рис. 29).

Распределение средних содержаний органогенного кремнезема по группам осадков во многом повторяет то, что было свойственно углероду органического вещества: изменение концентраций того и другого в пределах рассматриваемого фациально-генетического ряда совершается почти параллельно, в частности, наблюдается одновременный высокий аномальный рост содержаний аморфного кремнезема и органического углерода в осадках упомянутых заливов. Различие между $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн заключается в величинах абсолютных содержаний: для SiO_2 аморфн содержание по всей гамме осадков выше и по мере продвижения от берегового к пелагическому концу фациального профиля разрывов между ними увеличивается.

Иная картина распределения средних содержаний прослеживается для CaCO_3

Рис. 29. Распределение средних содержаний углерода органического вещества, биогенного (аморфного) кремнезема, карбоната кальция по основным гранулометрическим группам осадков

1 – углерод органического вещества; 2 – аморфный кремнезем; 3 – карбонат кальция



(см. рис. 29). Осадками с относительно увеличенными содержаниями этого компонента (1,76–2,18) являются наиболее грубые обломочные разности (I–III группы), среди гравийных песков имеются разности (IIa), обогащенные раковинами CaCO_3 до средних значений 17,42% (максимально 47%). По мере уменьшения крупности терригенного материала содержание CaCO_3 снижается до 0,85% в алевритовых осадках сложного состава (VII группа), возникающих за счет переработки ледниковых отложений, обнажающихся на дне моря. Особенно низки содержания CaCO_3 в алевритовых илах заливов (0,38%), именно там, где количества $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн максимальны.

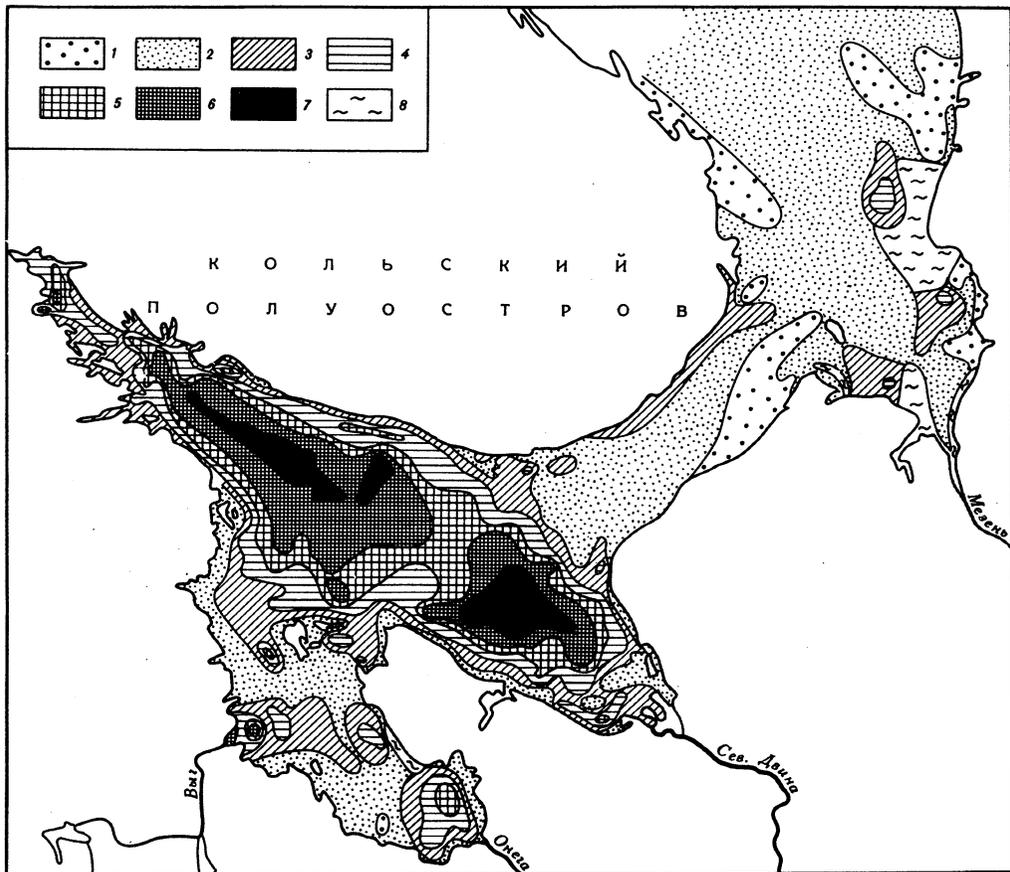
В илах прогнутой части моря (VIII, IX группы) содержания CaCO_3 вновь несколько увеличиваются (1,52–1,69%). Таким образом, изменение содержаний CaCO_3 в осадках в значительной степени противоположно тому, что было свойственно $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн. Участками, наиболее благоприятными для органогенного карбонатакопления (для поселения известьевыделяющего бентоса), оказались прибрежные и мелководные участки дна с интенсивными движениями воды и твердым каменным субстратом. Напротив, органическое вещество и особенно SiO_2 аморфн в заметном количестве накапливаются в самых спокойных районах моря: в первую очередь в заливах, а кроме того, в срединной впадине моря. Надо сказать, что в илы впадины поступает также некоторая часть CaCO_3 . Особенности распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн по группам осадков, тесная зависимость между содержанием этих компонентов и количеством пелитовых фракций, а также гидродинамическими условиями показывают, что оба компонента находились в толще воды в сходной взвешенной форме, при этом немалую роль здесь играли остатки кремненакапливающего микроскопического фитопланктона. Основная масса CaCO_3 осадков связана с крупными раковинами, т.е. в большинстве случаев CaCO_3 является автохтонным (образовавшимся на месте нахождения); лишь в илы впадины моря поступает CaCO_3 , находящийся в толще воды во взвешенной форме — это карбонат кальция микроскопического зоопланктона (фораминифер).

Общая чрезвычайно низкая карбонатность осадков Белого моря и в то же время начинающееся местами кремненакопление могут быть поставлены в связь с холодноводностью бассейна, с его высокоширотным положением.

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОРГАНОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ОСАДКОВ НА ПЛОЩАДИ ДНА МОРЯ

Для верхнего горизонта толщи морских осадков (0–15 см) были построены карты содержаний химических элементов и биогенных компонентов (см. дальше рис. 30–36). В соответствии с концентрациями осадков, в которых присутствуют химические элементы и биогенные компоненты, для каждого из них выбрана специальная шкала изменения содержаний; в некоторых случаях приходилось употреблять неравномерные градации, например, для марганца, который изменяется от 0,01 до 1% и более, а также вводить дополнительные промежуточные градации. Осадки Белого моря оказались в большинстве случаев настолько низкокарбонатными и малокремнистыми, что можно пренебречь искажающим (разбавляющим) действием этих компонентов на концентрацию Fe, Mn, Ti, P и считать содержания элементов в натуральном осадке абсолютными.

Как было показано выше, концентрации химических элементов и биогенных компонентов в осадках зависят от литологического типа последних, при этом для осадков, сходных по гранулометрическому составу, но относящихся к разным фациям, в ряде случаев в геохимическом облике сказывается их генетическая принадлежность. Следовательно, нужно ожидать, что изменение содержаний железа, марганца и других элементов на площади дна моря будут контролироваться планом размещения осадков и фаціальным планом. Действительно, на площа-



Р и с. 30. Содержание железа ($Fe_{\text{общ}}$) в осадках, %

1 — менее 1; 2 — 1–2; 3 — 2–3; 4 — 3–4; 5 — 4–5; 6 — 5–6; 7 — выше 6; 8 — бенч

ди дна моря сопряженность распределения содержаний элементов с типами осадков, с глубинами, с особенностями гидрологического режима оказалась весьма значительной.

Железо (общее, или валовое). Главной чертой распределения железа на площади дна моря в верхнем горизонте осадков является большой контраст между основной прогнутой глубоководной областью моря и мелководными районами.

Для мелководных пространств Воронки, Мезенской губы, Горла, сплошь занятых песчаными осадками, характерны общие низкие содержания железа (рис. 30). Минимальные содержания железа в осадках (менее 1%) — это отличительная особенность рассматриваемых мелководий. Площади, где прослеживаются такие содержания, имеют конфигурацию языков, простирающихся от берегов в открытое море по направлению разноса песчаного материала течениями. Не менее характерно для отложений северных мелководий широкое распространение градации содержаний 1–2%.

Из анализа распределения железа на площадях Воронки, Мезенской губы и Горла следуют некоторые второстепенные, но тем не менее интересные подробности. Восточная оконечность Кольского полуострова на большом протяжении окаймлена узкой полосой содержаний железа более высоких — 2–3%, чем на остальной площади Горла. Аномальный рост содержаний железа непосредственно у берега наблюдается и в других районах бассейна, но здесь данное явление выражено особенно хорошо. Объясняется это накоплением в прибрежной полосе обломков магматических и метаморфических пород, в изобилии поступающих с Кольского полуострова. А как было показано выше, для грубообломочных полимиктовых отложений характерны несколько повышенные содержания элементов, в частности железа.

У восточного берега Мезенской губы и Воронки в мелководной полосе прослеживается широкий глинистый бенч: здесь на дне отсутствуют морские осадки, а обнажаются ледниковые суглинки, слагающие ложе моря. С севера и юга к бенчу примыкают пятна сравнительно высоких содержаний железа — выше 3% (см. рис. 30). Указанные пятна, лежащие у границ глинистого бенча, выделяются среди поля низких содержаний железа, свойственных пескам, покрывающим дно Мезенской губы и Воронки.

По данным В.С. Медведева (1972), обширный бенч в рассматриваемом районе есть результат интенсивной подводной абразии ледниковых отложений, которая сопровождается появлением массы взвешенного и влекомого материала, разносящегося приливо-отливными течениями. Аномально высокие содержания железа у границ бенча, со своей стороны, иллюстрируют процесс абразии и деятельность течений: продукты размыва железистых суглинков переотлагаются в направлении действия приливного и отливного потоков.

В устье р. Мезени прослеживаются небольшие содержания железа — 1–2%. Мезень — единственная река, не образующая при впадении в Белое море накоплений тонкозернистых осадков, обогащенных железом. И в данном случае причиной служат необычайно мощные приливо-отливные течения, проходящие через район предутья и удаляющие из осадка все тонкие железистые компоненты.

Распределение железа, сходное с тем, которое установлено для северного мелководья Белого моря, обнаружено для осадков Онежской губы: в последней тоже на фоне общих невысоких концентраций вырисовываются пятна, где содержания железа возрастают (см. рис. 30). При этом всякий раз повышенные содержания железа в осадках сопряжены с особым источником питания терригенным материалом.

В южной части Онежской губы на обширной площади дна и в ее северной части (до района Соловецких островов) прослеживаются содержания железа в 1–2%. Эти содержания показывают на общий невысокий фон, свойственный осадкам губы.

Пятна высоких содержаний железа в осадках со значениями от 2 до 5% и даже более 5% располагаются перед устьями рек Онеги и Выга и несомненно связаны с поступлением железистых взвесей в составе материала, выносимого этими реками. Еще одно пятно содержаний железа (2–3 и выше 3%) находится у восточного берега губы, там, где происходит абразионный размыв ледниковых суглинков. Наконец, имеется пятно содержаний железа до 4% (к западу от о. Соловецкого). Здесь выпадают железосодержащие взвеси, образующиеся при подводном размыве ледниковых отложений, выходящих на дне севернее указанного острова. Взвеси представляют как приливными течениями, так и постоянными циркуляциями водных масс согласно схеме В.В. Тимонова (1947) (см. рис. 5).

Совершенно иные черты распределения железа свойственны осадкам основной прогнута впадины моря. Вдоль берегов прослеживается узкая прерывистая полоса относительно низких содержаний железа (до 2%), отвечающих пескам. По мере увеличения глубины, со сменой прибрежных песков алевритовыми осадками, а их, в свою очередь, алеврито-глинистыми илами, последовательно растут содержания железа в осадках с 2 до 3; с 3 до 4 и с 4 до 5%. Зона, включающая три указанные градации, протягивается непрерывным кольцом по склонам впадины моря.

Высокие содержания железа, составляющие 5–6%, образуют две разобценные области, локализованные в наиболее значительных по размеру депрессиях дна впадины. Одна область занимает срединную часть Двинской губы, другая — глубокий желоб, протянувшийся от центра бассейна на запад, в Кандалакшский залив (см. рис. 30). Осадками с такими содержаниями железа являются типичные глинистые илы, в Двинской губе они прослеживаются ниже глубин 50–100 м, в западных районах ниже 100–200 м.

В свою очередь, внутри областей высоких концентраций железа находятся три отдельных пятна максимальных для Белого моря содержаний железа, а именно выше 6%. Пятна максимальных содержаний железа отчетливо связаны с рельефом дна впадины и положением центров циркуляций водных масс (см. рис. 4, 5, 30).

Сопоставляя карту содержаний железа в осадках (см. рис. 30) со схемой постоянных течений (см. рис. 5), можем отметить, что пятна максимальных содержаний железа в глинистых илах отвечают внутренним частям медленных постоянных циркуляционных перемещений водных масс. Иначе говоря, в халистатических областях циркуляционных течений происходит своего рода сепарация тонких взвесей, в частности гидроокислов железа, которые, оседая на дно, резко обогащают железом илы.

Основная зональная картина изменения концентрации железа осложняется следующим образом. Перед устьем р. Сев. Двины обнаруживается весьма пестрое пятнистое распределение содержаний железа: здесь перемежаются и низкие, и высокие значения, что отвечает сложным соотношениям осадков, образующих передний край дельты. Вдоль южного побережья Кольского полуострова в ряде районов имеются вытянутые вдоль берега узкие линейные участки, где содержания железа в песчаных и алевритовых осадках превышают на одну-две градации фоновые значения, свойственные данной зоне отложений, если фоновые содержания составляют 2–3 или 3–4%, то локальный рост содержаний происходит до 4–5%. Как установлено Е.Н. Невесским, Ф.А. Щербаковым и З.А. Глаголевой (1972), среди отложений берегового склона, к югу от Кольского полуострова, имеются валлообразные гряды песков и алевритов, в которых заметно повышена концентрация тяжелых железистых минералов. Это и служит причиной небольших повышенных содержаний железа в осадках. Еще одна особенность распределения железа заключается в том, что им обогащены илы небольших заливов, осложняющих побережье Кандалакшского залива, и илы, выстилающие западную оконечность последнего. Содержания железа здесь превышают 5%, а местами 6%.

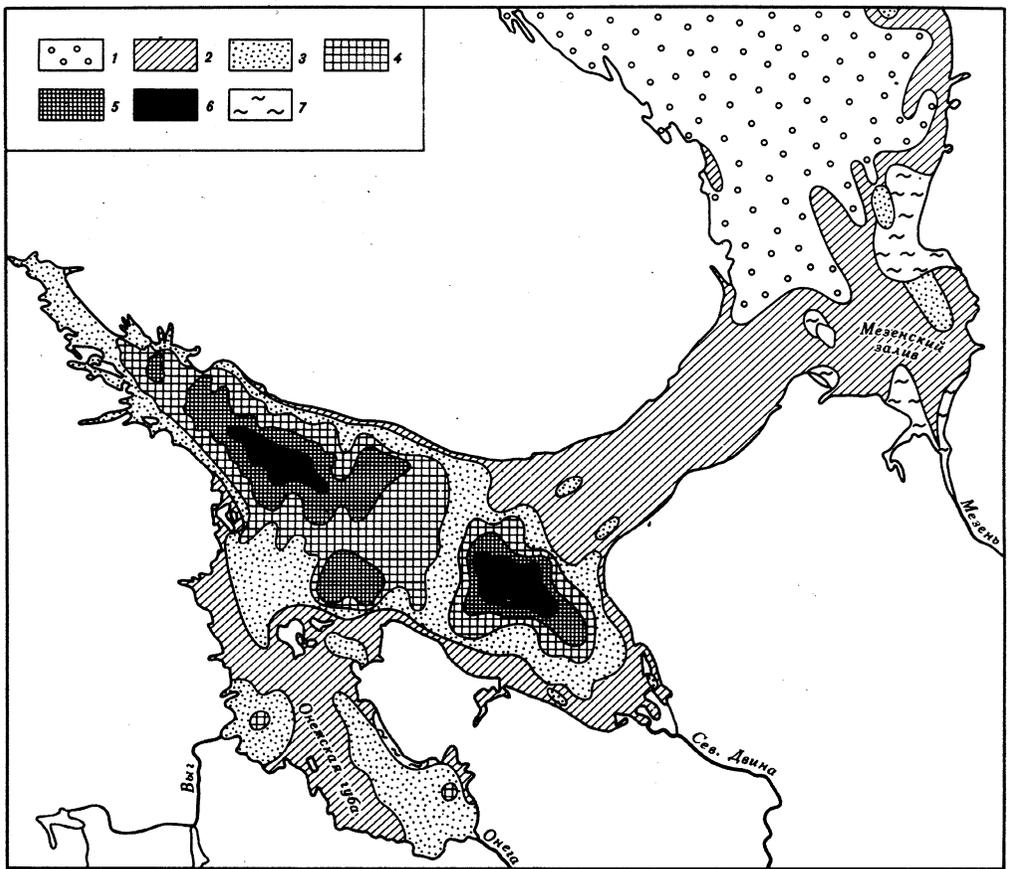
Ф о с ф о р. Как было показано в предыдущем разделе, фосфор является ближайшим геохимическим аналогом железа. Сопоставляя карты фосфора и железа (рис. 30–31), убеждаемся, что действительно между ними имеется много общего. Общность прежде всего прослеживается в главных чертах распределения.

По всей площади дна северного мелководья Горла фосфор, как и железо, присутствует в низких концентрациях – менее 0,05%, в подавляющем большинстве встречается значения 0,01–0,05%, иногда они опускаются до 0,005%.

В мелководной Онежской губе тоже распространены низкие содержания фосфора – менее 0,05%, образующие своего рода фон, на котором проступают обширные участки осадков с содержанием фосфора 0,05–0,10% (рис. 31).

Во впадине моря содержания фосфора в осадках распределены концентрически-зонально, увеличиваясь от берегов к наиболее прогнутым частям впадины, и размещение градаций содержаний фосфора отвечает тому, что обнаружено для железа. Содержания фосфора менее 0,05% прослеживаются только в узкой полосе крайнего мелководья вдоль берегов впадины. Далее, с переходом на большие глубины последовательно сменяют друг друга зоны все более высоких содержаний, до градации 0,3–0,4%.

В распределении фосфора во впадине моря отчетливо проявляется связь больших содержаний (более 0,1%) с наиболее крупными депрессиями дна. Соответственно западная депрессия и депрессия Двинской губы представляют собой как бы две самостоятельные области высоких накоплений фосфора в глинистых илах (см. рис. 31). В районе отмели, находящейся перед входом в Двинскую губу (см. рис. 5), обе области разобшачаются поперечной полосой относительно небольших содержаний фосфора. Нетрудно видеть, что обе области больших содержаний фосфора отвечают аналогичным областям железа. Наиболее существенное различие карт содержаний фосфора и железа в осадках состоит в отсутствии для фосфора пятна максимальных концентраций в центре моря, вдоль восточной стороны подводного барьера. Не отмечается для фосфора накоплений на переднем крае дельты Сев. Двины. В то же время фосфор, как и железо, образует ареалы несколько увеличенных содержаний перед устьями рек Выга и Онеги в Онежской губе: это те пятна, которые выделяются на общем низком фоне содержания фосфора в песках залива. Кроме того, участок осадков, несколько обогащенных фосфором перед устьем Онеги, сливается с пятном, образующимся в ходе абразии глинистых



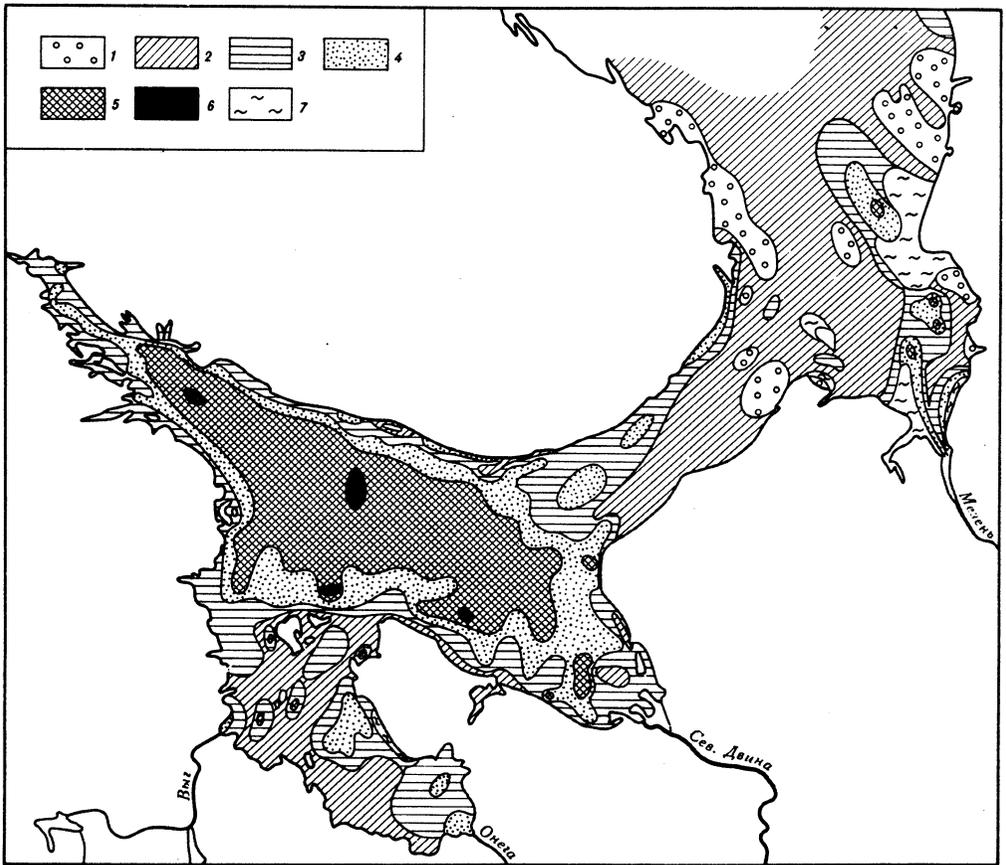
Р и с. 31. Содержание фосфора в осадках, %

1 – менее 0,01; 2 – 0,01–0,05; 3 – 0,05–0,1; 4 – 0,1–0,2; 5 – 0,2–0,3; 6 – выше 0,3; 7 – бенч

ледниковых отложений у Лямецкого (восточного) берега залива, в результате чего возникает значительный "язык" увеличенных содержаний фосфора в осадках, распространяющийся от оконечности залива к Соловецким островам. Отметим также, что фосфор, подобно железу (хотя и в более слабой степени), обогащает песчаные осадки у границ глинистого бенча в Мезенской губе и Воронке (см. рис. 31).

Марганец. На мелководных площадях моря (в Воронке, Горле, Мезенской и Онежской губах) распределение марганца в осадках имеет много общего с железом. Хотя абсолютные величины концентраций марганца и железа здесь различаются в 100 раз, тем не менее распределение этих элементов совпадает. По всему мелководью открытой северной области моря и Горла преобладают низкие содержания марганца, типичные для песков – 0,01–0,025%, местами менее 0,01% (рис. 32). То же самое свойственно Онежской губе. На таком низком фоне вырываются пятна полосы более высоких содержаний марганца – 0,025–0,05; 0,05–0,1% и в отдельных случаях выше 0,1%. Эти участки повышенных содержаний наблюдаются там же, где и для железа; конфигурация соответствующих пятен марганца и железа оказалась сходной. Рассмотрим расположение наиболее важных участков увеличенных содержаний марганца в осадках в пределах полей его общих пониженных значений.

Восточная оконечность Кольского полуострова на большом протяжении окаймлена полосой, где содержания марганца в осадках превышают 0,025%. Основная градация 0,025–0,05%, образующая данную полосу, местами сменяется более высокими значениями – 0,05–0,1%, причем такие содержания отмечаются



Р и с. 32. Содержания марганца ($Mn_{\text{общ.}}$) в осадках, %

1 – меньше 0,1; 2 – 0,01–0,025; 3 – 0,025–0,05; 4 – 0,05–0,1; 5 – 0,1–1,0; 6 – свыше 1; 7 – бенч

непосредственно у берега, т.е. низкие концентрации марганца, свойственные срединным районам рассматриваемого мелководья, аномально растут в сторону берега Кольского полуострова. Высокие содержания марганца у берегов Кольского полуострова прослеживаются не только со стороны открытого мелководья, но и вдоль южного побережья полуострова на участках Тетрино-Чаваньга, Кузомень. Причиной таких аномалий нужно считать, с одной стороны, развитие грубых полимиктовых обломочных отложений в прибрежной полосе, образующихся при морозном выветривании кристаллических пород, и с другой стороны – обогащение марганецсодержащими тяжелыми минералами песков на обнаруженных Ф.А. Щербак-ковым, Е.Н. Невесским и З.А. Глаголевой (1972) подводных валах, протягивающихся на береговом склоне по южной периферии Кольского полуострова.

Другим типом аномально высоких содержаний марганца в осадках оказались пятна, развитые у границ глинистого бенча вблизи восточных берегов Мезенской губы, Воронки, Онежской губы, там, где на дне моря подвергаются абразии ледниковые отложения. Этот вид аномалии отвечает тому, что установлено для железа. Наконец, марганец, как и железо, образует повышенные накопления в осадках, связанных с речными выносами. Такие накопления обнаружены перед устьями рек Онеги, Выга, Сев. Двины и даже Мезени, хотя железо здесь заметных накоплений не образует.

В то время как на мелководьях характер распределения марганца и железа настолько близок, что можно говорить об их идентичности, во впадине моря у марганца наряду со сходством имеются существенные особенности, отличающие его от железа.

Во впадине моря содержания марганца в осадках, аналогично железу и фосфору, изменяются концентрически-зонально в направлении от берега к срединной части впадины. Вдоль берегов в песках прослеживается зона невысоких (хотя обычно и не столь низких, как на рассмотренных площадях моря) содержаний, чаще всего составляющих 0,025–0,05%, реже 0,1–0,025%. За этой зоной следует пояс содержаний 0,05–0,1%, отвечающих алевритовым осадкам и алеврито-глинистым илам склонов впадины моря. А всю остальную срединную часть впадины занимает обширнейшее поле весьма высоких содержаний марганца, составляющих 0,1–1,0%. Границы поля указанной градации примерно отвечают изобате 100 м, а осадки с такими содержаниями являются глинистые илы. Во впадине моря в ряде мест обнаружены небольшие пятна высоких содержаний марганца в илах более 1% (1–7%).

Именно характер распределения марганца в срединной части впадины моря отличает его от железа и фосфора. Во-первых, поле высоких содержаний марганца не распадается на обособленные районы, как это было в случае железа и фосфора. Во-вторых, пятна максимальных содержаний марганца в двух случаях примерно соответствуют таким же пятнам железа, а в двух случаях они аналогов у железа не имеют. В-третьих, перепад концентраций марганца от осадков прибрежной зоны к значениям, свойственным илам впадины моря, выражен несравненно резче, чем для железа и фосфора. При этом нужно отметить, что вся прогнутая часть впадины оказалась областью интенсивного накопления марганца; содержание последнего в осадках местами превышает кларковый уровень.

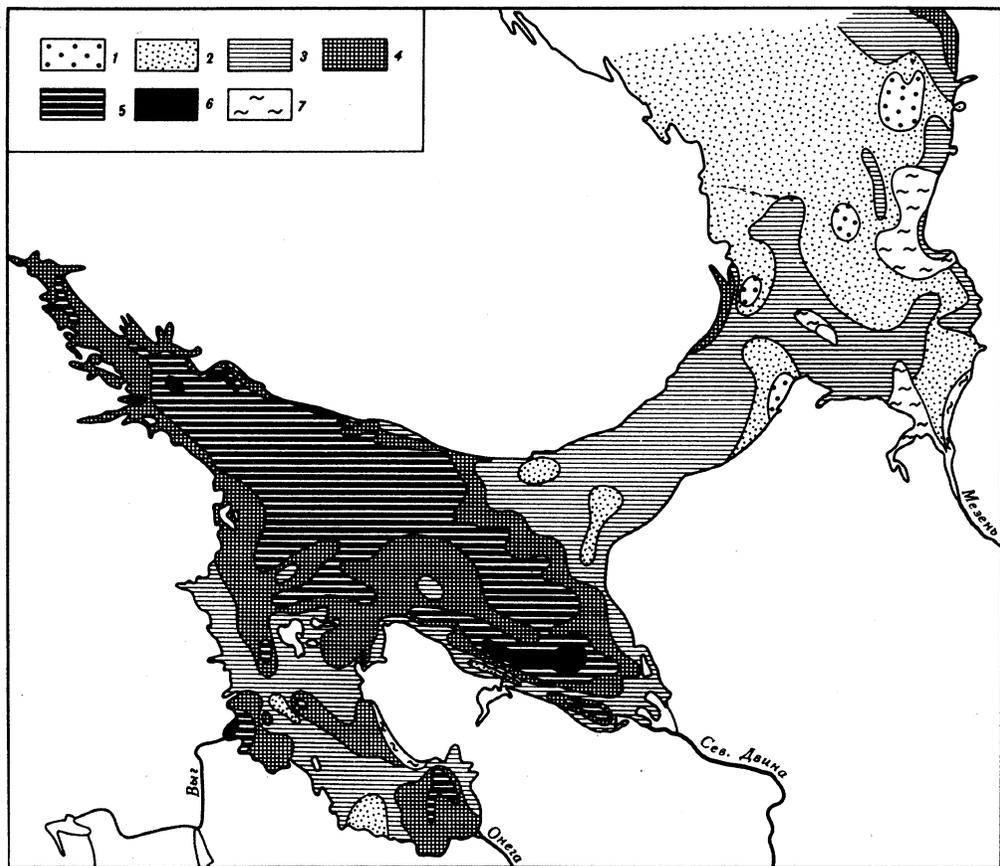
Т и т а н. В осадках мелководных площадей моря титан прослеживается в весьма низких концентрациях – меньше 0,1 и 0,1–0,2% (рис. 33), преобладает последняя градация. Во впадине моря содержания титана в общем увеличиваются от периферии к срединной осевой части. Соответственно здесь сменяются три градации: 0,1–0,2% (прослеживаемая местами у берега), 0,2–0,3% (образующая широкую кольцевую зону почти по всему морю) и, наконец, 0,3–0,4%, занимающая прогнутую осевую часть впадины. Отмеченная зональная смена содержаний титана во впадине моря выражена гораздо менее четко, чем у железа, фосфора, марганца, и осложняется многими деталями, которые не отражены на картах этих элементов. Но прежде чем говорить о специфических особенностях титана, следует закончить рассмотрение признаков, общих для него и для элементов семейства железа. К ним относятся локальные обогащения титаном алевритовых осадков перед устьями рек Онеги и Выга, а также значительное по размеру пятно, распространяющееся от восточного берега Онежской губы, где происходит абразия ледниковых отложений.

Весьма характерная для титана особенность – удлиненные полосовидные пятна его высоких и максимальных содержаний (0,3–0,4 и 0,4–0,5%), вытянутые вдоль берега, иногда вблизи, а иногда на некотором удалении от последнего. Такие пятна связаны с алевритовыми осадками, развитыми на склонах депрессии моря. Они прослеживаются у Летнего (южного) берега Двинской губы, севернее Соловецких островов, на противоположном берегу впадины моря, непосредственно у южного берега Кольского полуострова.

Столь же высокие накопления титана (0,4–0,5%) обнаружены в осадках перед устьями рек, например Выга.

Карта распределения титана в осадках на площади дна моря демонстрирует важную геохимическую особенность данного элемента: его максимальные содержания, представленные градацией 0,4–0,5%, находятся не в осевой глубоководной зоне впадины, а резко сдвинуты к берегу. Исключением является маленькое пятно таких содержаний на западе бассейна в Кандалакшском заливе. Причина тяготения титана к берегу состоит в его геохимической инертности, слабой миграционной способности, а это, в свою очередь, вызывается тем, что преобладающая часть титана представлена "обломочной" формой, т.е. в виде мелких обломков тяжелых титансодержащих минералов.

Углерод органического вещества, аморфный кремнезем. Распределение в осадках таких компонентов органического происхожде-



Р и с. 33. Содержание титана в осадках, %

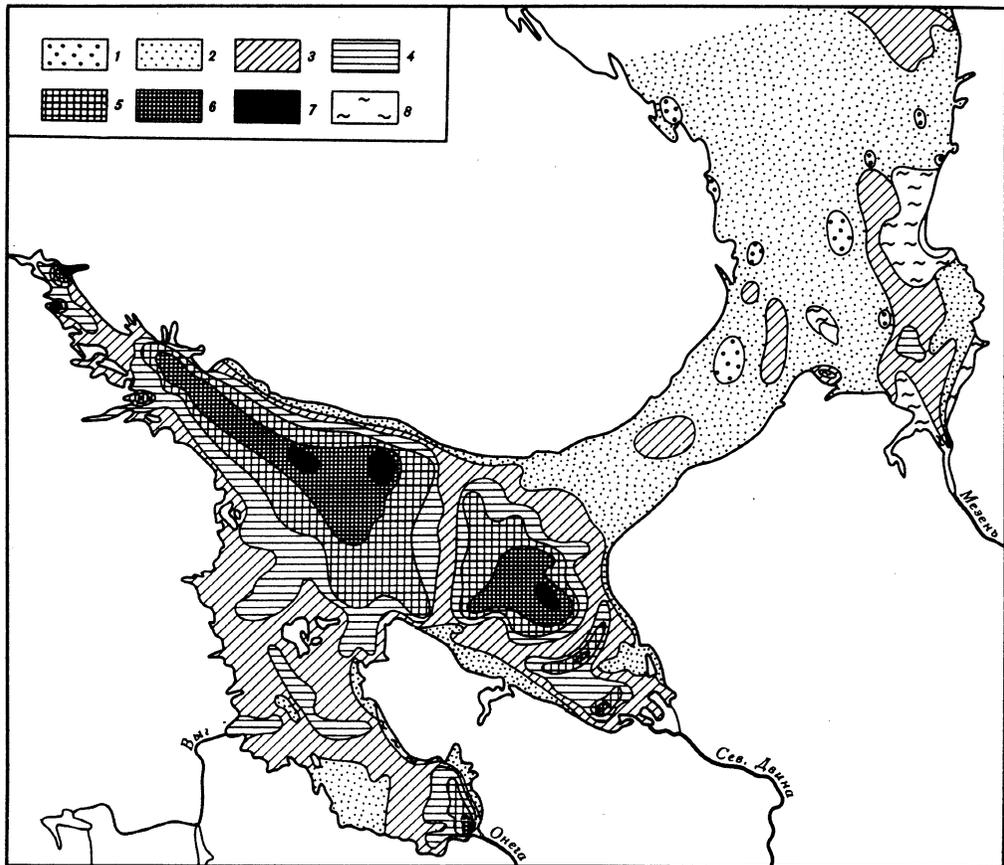
1 — менее 0,05; 2 — 0,05–0,1; 3 — 0,1–0,2; 4 — 0,2–0,3; 5 — 0,3–0,4; 6 — выше 0,4; 7 — бенч

ния, как $C_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн, имеет много общего, поэтому они рассматриваются совместно. Карты этих компонентов показывают резкое различие характера их распределения на мелководьях и во впадине моря (рис. 34, 35).

На обширных мелководных пространствах, покрытых песками (Воронка, Мезенская губа, Горло, Онежская губа), прослеживаются низкие однообразные содержания SiO_2 аморфн, составляющие либо менее 0,5%, либо чаще 0,5–1,0%.

Углерод органического вещества в осадках северных площадей и пролива обычно отмечается в количествах менее 0,1%, а среди обширного поля этих концентраций отмечаются отдельные пятна градации 0,1–0,5%. Последняя градация преобладает и в Онежской губе.

Во впадине моря содержания того и другого компонента быстро увеличиваются от окраин к срединным частям депрессии, проходя ряд последовательных градаций. Соответственно на картах SiO_2 аморфн и $C_{\text{орг}}$ в области впадины видна серия охватывающих друг друга зон все более и более высоких содержаний. Так, содержания SiO_2 аморфн от значений, меньших 0,5% или 0,5–1,0% у краев впадины, изменяются до 3–4 и более 4% вдоль ее оси. Указанные высокие содержания SiO_2 аморфн обнаружены в осадках, заполняющих наиболее прогнутую часть впадины — глубже 200 м. Такими осадками оказались типичные глинистые илы. Площадь, занятая осадками с повышенным количеством SiO_2 аморфн (3–4% и более), составляет от 1/3 до половины площади дна впадины моря. Остальное поле осадков с такими содержаниями аморфного кремнезема протягивается в виде полосы

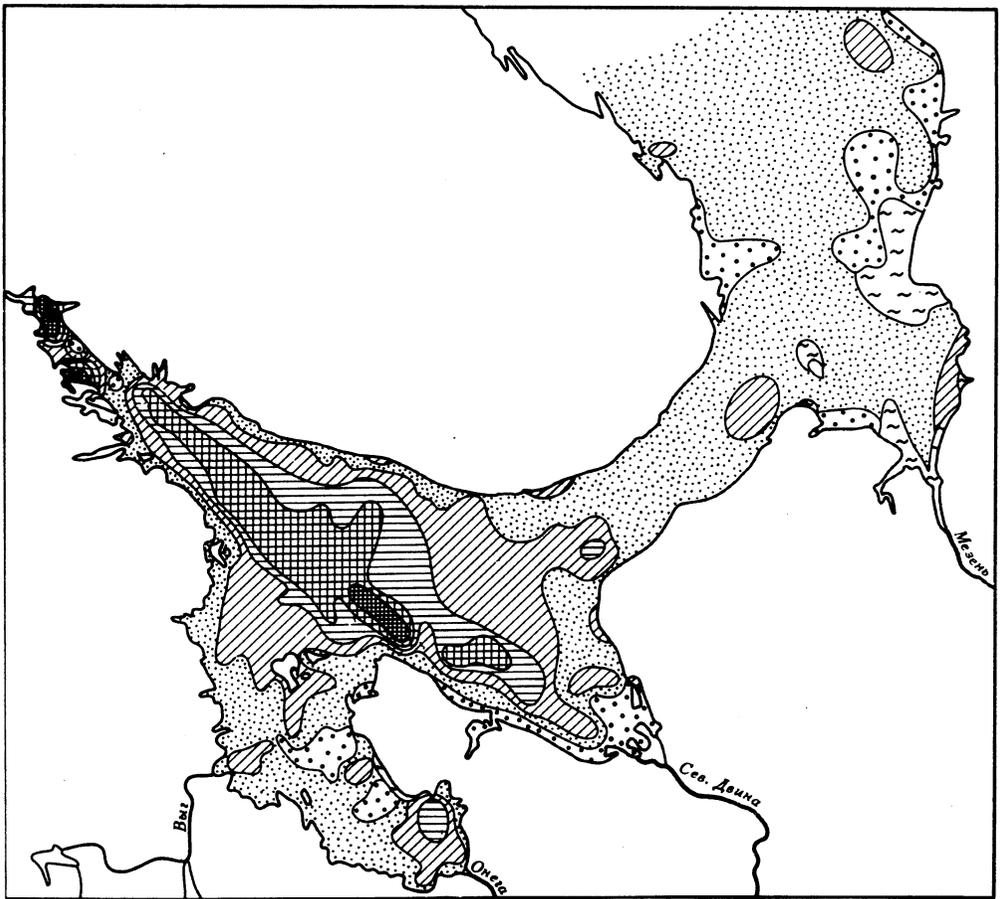


Р и с. 34. Содержание углерода органического вещества ($C_{орг}$) в осадках, %.

1 — меньше 0,05; 2 — 0,05–0,1; 3 — 0,1–0,5; 4 — 0,5–1,0; 5 — 1,0–1,5; 6 — 1,5–2,0; 7 — выше 2,0; 8 — бенч

в осевой части моря. Восточнее, как бы на протяжении этой полосы, на входе в Двинскую губу лежит другое пятно высоких содержаний SiO_2 аморфн весьма небольшого размера.

Распределение $C_{орг}$ в отложениях впадины моря отличается особой контрастностью, проступающей при сопоставлении содержаний в песках прибрежной полосы со значениями, найденными для илов срединных глубоководных районов. Не менее важной особенностью распределения является хорошо выраженная зональность изменения содержаний. При этом четко видна связь содержаний углерода органического вещества с глубинами моря, а очертания зон различных градаций явно контролируются рельефом дна. Берега впадины опоясываются кое-где минимальной градацией менее 0,1%, местами зоной содержаний 0,1–0,5% (см. рис. 34). При содержании выше 0,5% поле углерода органического вещества в осадках впадины моря распадается на две самостоятельные области. Одна — меньшая по размеру — расположена на востоке впадины, занимая депрессию Двинской губы, от придельтового района до срединной отмели. Другая начинается сразу же за отмелью и протягивается на запад, перекрывая подводный барьер и далеко внедряясь в Кандалакшский залив. Вторая область занимает практически всю впадину от южного берега Кольского полуострова до Карельского берега. В пределах каждой области наблюдается дальнейший зональный рост содержаний $C_{орг}$ до величины, превышающей 2%. Эта величина концентрации $C_{орг}$ в осадках оказалась максимальной для моря.



Р и с. 35. Содержание аморфного кремнезема в осадках, %
 1 – менее 0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – 1–2; 4 – 2–3; 5 – 3–4; 6 – 4–5; 7 – выше 5; 8 – бент

Сопоставляя области повышенных накоплений $C_{орг}$ с планом глубин, устанавливаем, что изолиния содержаний данного компонента в 1% довольно близко отвечает глубине 100 м, следовательно, наибольшая концентрация углерода органического вещества происходит в самых крупных депрессиях морского дна. Кроме того, судя по расположению трех пятен максимальных (выше 2%) концентраций $C_{орг}$ одно выступает западнее подводного барьера, точно на оси глубоководного желоба, другое – непосредственно к востоку от барьера, третье – на входе в Двинскую губу, можно говорить о влиянии на накопление органического вещества медленных постоянных циркуляционных перемещений водных масс в море, ибо положение этих трех пятен отвечает внутренним халистатическим зонам (см. рис. 5) основных циркуляционных течений, намеченных В.В. Тимоновым (1947).

Рассмотрев основные черты размещения количеств $C_{орг}$ и SiO_2 аморфн на площади дна Белого моря, следует остановиться на важных деталях, свойственных этим компонентам: именно эти детали дают представление о генетических особенностях и о путях поступления органического вещества и органогенного кремнезема в осадки. Для углерода органического вещества характерна связь с отложениями речных выносов, в первую очередь крупных рек, таких как Сев. Двина, Онега. От устья рек распространяются шлейфы повышенных содержаний $C_{орг}$ в осадках. Это наблюдается даже у Мезени, в устьевой части которой обстановка для осажде-

ния тонкодисперсного материала неблагоприятна из-за действия мощных приливо-отливных течений. У рек Онеги и Сев. Двины концентрация углерода органического вещества в осадках, накопившихся перед устьем и на подводной части дельты, местами достигает 1,5–2,0%, т.е. приближается к значениям, максимальным для Белого моря.

Однозначная связь накопления органического вещества с реками позволяет определенно говорить о поступлении органического вещества в морской водоем в составе речного стока, и чем крупнее река, тем ярче выражено данное явление.

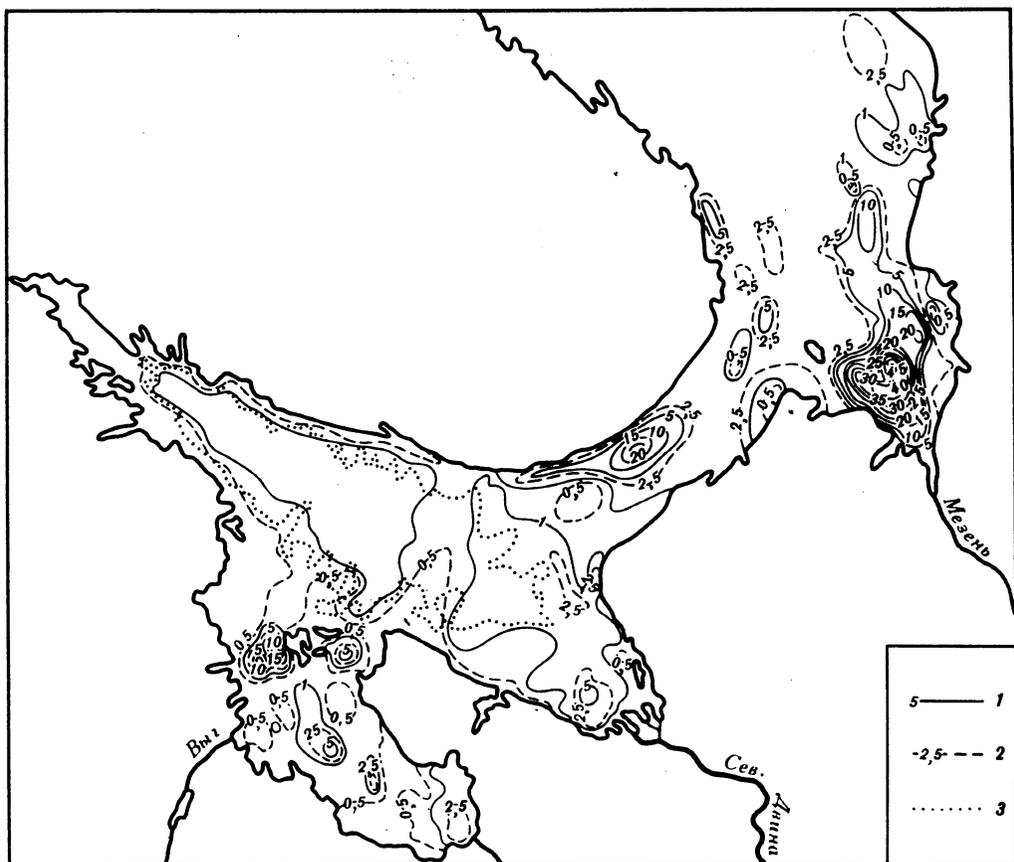
Что касается органогенного кремнезема, то для него такой четкой зависимости от речного питания не прослеживается. Хотя в предустьевых районах некоторых рек (Онеги и Выга) имеются пятна несколько увеличенных содержаний SiO_2 аморфн, но у других рек с мощным стоком, например Сев. Двины, Мезени, они не отмечаются или выражены слабо. Как будет показано ниже, присутствие кремнезема в осадках предустьевых районов должно объясняться не привнесом реками кремнистых взвесей, а процессом, совершающимся в самом море.

Специфической чертой углерода органического вещества и органического кремнезема оказалось то, что оба они совместно образуют весьма высокие накопления в илистых осадках небольших, но глубоких заливов, осложняющих береговую линию Белого моря в его крайней западной оконечности (Кандалакшский залив), при этом такие обогащения являются сугубо локальными, не связанными с основным полем высоких содержаний в осевой зоне бассейна. Содержания углерода органического вещества здесь нередко превышают 2%, т.е. отвечают максимальным значениям, обнаруженным во впадине моря. Еще больше в заливах накапливается органогенный кремнезем, концентрация которого превосходит самые высокие значения, обнаруженные во впадине моря, достигая 5–6 и даже 6–7%.

Высокие локальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн в осадках возникают благодаря организмам, развивающимся здесь же, в заливах, т.е. накопление можно назвать чисто автохтонным, происходящим за счет местного материала, не испытывавшего переноса, не поступавшего со стороны. Особенности среды показывают, что для массового развития кремневыделяющих организмов весьма благоприятны холодные, и что еще важнее, спокойные воды. Данное условие связано с тем, что накопление аморфного кремнезема производится планктонными диатомовыми водорослями, находящимися в толще воды в форме, эквивалентной тонкой взвеси (Голикова и др., 1972). Переход же в осадки микроскопических взвешенных створок диатомей требует максимально ослабленной гидродинамики. То же самое относится ко взвесям органического вещества. В тех случаях, когда подобные условия в какой-то мере осуществляются в других частях моря, это может сопровождаться большим или меньшим обогащением осадков биогенным кремнеземом. Например, в оконечностях Онежской и Двинской губ, благодаря сложной конфигурации береговой линии, появляются довольно глухие места, где гидродинамический режим ослаблен: губа Ухта, расположенная недалеко от устья Онеги, эстуарий Выга, районы, находящиеся по сторонам дельты Сев. Двины. Содержание SiO_2 аморфн в осадках здесь выше, чем на примыкающей площади дна. В какой-то мере влияние на усиленное развитие диатомовой флоры в морской воде приустьевых районов может оказывать поступление питательных веществ (фосфаты, нитраты) с речным стоком.

Спокойная среда срединной части впадины моря тоже является благоприятной для развития кремневыделяющего фитопланктона, а главное, тонкая скелетная кремневая взвесь может переходить в осадок; соответственно илы впадины моря обогащены SiO_2 аморфн.

Итак, биогенный кремнезем является продуктом, образующимся собственно в море, органическое же вещество (определяемое по $\text{C}_{\text{орг}}$) имеет двойное происхождение: частично формируется в самом море, частично доставляется реками. Но поскольку подавляющая часть органического вещества в толще воды находится в форме тонкой взвеси, распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморфн обладает большим сходством.



Р и с. 36. Содержание карбоната кальция в осадках

1 — основные изолинии содержаний через 5%; 2 — дополнительные изолинии содержаний 0,5 и 2,5%; 3 — изобата 100 м (контур относительно глубоководной части бассейна)

Еще большее сходство распределения прослеживается между углеродом органического вещества и железом (см. рис. 30 и 34). Эта аналогия не может объясняться только тем, что оба они находятся в толще воды в сходной тонковзвешенной форме: очевидно, часть органического вещества, поступающая с суши, образует железоорганические комплексы.

Карбонат кальция. Наиболее своеобразный тип распределения в осадках Белого моря свойствен карбонату кальция: изменение его содержаний коренным образом отличается от того, что обнаружено для химических элементов, а также углерода органического вещества и аморфного кремнезема. На площади северного мелководья, в Горле, Онежской губе, там, где концентрации химических элементов и органических компонентов в осадках минимальны, CaCO_3 , напротив, присутствует в относительно повышенных количествах, более значительных, чем в осадках впадины моря. Общий фон карбоната кальция на обширном пространстве северного мелководья и Горла создается содержаниями 1–5%, а в Онежской губе 0,5–1%. На этом фоне резко выделяются пятна необычайно высоких содержаний CaCO_3 (5–46%), создаваемые скоплениями раковин моллюсков, баянусов и обломками раковин (рис. 36). Наряду с указанными пятнами можно обнаружить участки, где пески, напротив, почти лишены CaCO_3 (менее 0,5%). Вследствие этого неравномерный пятнистый характер распределения CaCO_3 на мелководьях становится еще заметнее. То, что CaCO_3 локально встречается в таких количествах, само по себе есть весьма примечательное обстоятельство, но особенно интересным является расположение скоплений CaCO_3 на дне моря и обстановка их формирования. Самое крупное скопление карбоната кальция находится перед

устьем Мезени. Отсюда пятно высоких содержаний CaCO_3 распространяется двумя языками: короткий — в направлении о. Моржовец, длинный — на север. Внутренняя структура данного пятна оказалась довольно сложной вследствие того, что в трех отдельных пунктах значения CaCO_3 поднимаются до величин 22, 37, 46%. Конфигурация пятна соответствует рельефу дна этой зоны моря: пески, обогащенные CaCO_3 , как правило, занимают особо мелководные участки дна, а направление языков и пятен высоких содержаний CaCO_3 согласуется с ориентацией гряд и рывин дна, ярко выраженных в этой области моря. Самая же главная особенность осадков с повышенными количествами карбоната кальция заключается в том, что скопления CaCO_3 находятся там, где гидродинамическая активность среды максимальна: это район действия периодических приливо-отливных течений, достигающих здесь большой величины, и мощных штормовых волн. Согласно В.С. Медведеву (1972), те и другие оказывают сильное воздействие на донные отложения, на перемещение больших масс рыхлого и взвешенного терригенного материала. Под воздействием течений и волн большие площади дна оказались оголены от осадочного покрова, вплоть до коренных ледниковых отложений, слагающих ложе моря (бенч), а по периферии этого бенча морские осадки представлены грубозернистыми песками с гравием и кое-где галечно-гравийными разностями. Именно с такими осадками связаны скопления раковинного карбоната кальция перед устьем Мезени.

Сказанное в значительной мере относится и к другим местам, где количество CaCO_3 в осадках повышено, в частности к пятнам CaCO_3 в песках Онежской губы и в проливах западнее и восточнее Соловецких островов. Здесь отчетливо проявляется воздействие на осадок сильных течений, везде скопления раковин и крупнофрагментарного раковинного материала приурочены к грубому терригенному субстрату.

Переходя ко впадине моря, видим, что для осадков характерны крайне низкие и небольшие содержания CaCO_3 , только в единичных случаях на совершенно незначительной площади они едва достигают или превышают 5%. Пределы изменения содержаний CaCO_3 в осадках впадины моря колеблются от следов до 6,3%, но в подавляющем большинстве случаев диапазон колебаний гораздо уже. Ввиду малых величин перепада концентраций CaCO_3 пришлось ввести дополнительные изолинии содержаний — 0,5 и 2,5%. В результате этого одна из основных градаций 1–5% распадается на две: 1–2,5 и 2,5–5,0%, кроме того, по краям впадины моря вдоль берегов прослеживаются минимальные содержания CaCO_3 (< 0,5%), иначе говоря, песчаные осадки в области впадины не отличаются устойчивой зараженностью карбонатом кальция, как на обширных мелководьях с характерным для них интенсивным перемешиванием воды. Дальше от берегов, по склонам впадины моря проходит широкая зона, в которой содержания CaCO_3 в осадках составляют 0,5–1,0%, а вся наиболее прогнутая срединная часть впадины занята илами, содержащими 1–2,5% CaCO_3 . Никакого максимума или хотя бы относительного повышения содержаний карбоната кальция в осевой зоне не наблюдается, отчасти даже количество CaCO_3 несколько увеличивается на склонах впадины, где отмечаются отдельные пятна содержаний 2,5–5,0%, связанные с алевритовыми осадками. Подобное небольшое увеличение содержаний CaCO_3 обнаружено, в частности, перед дельтой Сев. Двины. Заметим, что аналогичное явление имеет место в районе устья Онеги в алевритовых илах, принадлежащих к отложениям речных выносов. Несколько повышенная концентрация CaCO_3 , наблюдавшаяся кое-где в алевритах на склонах впадины и перед устьями рек, объясняется присутствием моллюсков.

Что касается зонального распределения низких содержаний CaCO_3 в осадках на большей части площади впадины моря, то они создаются известьевыделяющим зоопланктоном — фораминиферами.

Итак, в Белом море имеются две резко различающиеся между собой области накопления карбоната кальция — мелководные пространства и впадина моря. На мелководьях, в зонах наиболее активного гидродинамического режима, возникают обильные поселения бентосных организмов (моллюски, баяланы) типа биогерм, банок. Благодаря сортирующей деятельности течений и волн происходит

дополнительное локальное концентрирование раковин и их крупных обломков. Общая зараженность песков мелководий карбонатом кальция связана отчасти с расселением известьевыделяющих бентосных форм, отчасти с разносом карбонатного детрита от упомянутых биогерм. Во впадине накопление карбоната кальция производится в основном не бентосом, а микропланктоном, и генерация CaCO_3 здесь довольно равномерная, но незначительная по силе.

В дополнение к рассмотренным случаям в море происходит накопление карбоната кальция моллюсками, развивающимися уже не на песчаном грунте мелководных областей, а в илистых алевритовых осадках, развитых на крутых склонах впадины моря, недалеко от ее краев и перед устьями рек. Особенность этого типа накопления заключается в том, что оно происходит в гидродинамически спокойной среде, и раковины отмерших моллюсков остаются на месте обитания, не испытывая дробления и концентрирования потоками воды и волнами, как в случае формирования раковинных скоплений на мелководьях. Данный тип накопления CaCO_3 можно отнести к промежуточному от собственно морского к мелководному. Масштабы его невелики, но именно благодаря ему во впадине моря, особенно вдоль ее краев, возникают пятна содержания CaCO_3 более значительных, чем на всей остальной площади впадины, в частности, в ее осевой зоне.

Известно, что карбонат кальция и биогенный кремнезем в ходе морского осадконакопления обнаруживают значительную геохимическую противоположность. Последняя проявляется, например, в том, что в холодноводных бассейнах карбонатонакопление замещается формированием аутигенного кремнезема (Страхов, 1960). В этой связи интересно выяснить, как обстоит дело с карбонатом кальция и аутигенным кремнеземом в Белом море, какова относительная интенсивность накопления в бассейне CaCO_3 , SiO_2 аморфн и органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$). При сравнении карт биогенных компонентов осадков действительно обнаруживается противоположный характер распределения CaCO_3 по отношению к SiO_2 аморфн, а также $\text{C}_{\text{орг}}$, наиболее ярко это выражено для обширных областей мелководий. Однако как раз для мелководий с их активным гидродинамическим режимом сравнение величин концентрации CaCO_3 с SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ в значительной мере теряет смысл, поскольку аморфный кремнезем и органическое вещество, находящиеся в воде в тонкой взвешенной форме, почти лишены возможности переходить в осадок. В то же время обстановка интенсивных движений воды весьма благоприятна для образования значительных скоплений грубого крупнозернистого раковинного материала. Вопрос о способах накопления карбоната кальция на мелководьях и о различиях между карбонатом кальция подобного происхождения и биогенным кремнеземом (и органическим веществом) заслуживает специального обсуждения.

Выше отмечалось, что в мелководных областях Белого моря, именно там, где гидродинамический режим становится особо интенсивным и разнообразным, на дне возникают пятна обильных популяций организмов, использующих CaCO_3 для построения раковин. Раковины и фрагменты раковин этих бентосных организмов, в силу своей крупности, гидравлически эквивалентны грубым терригенным обломкам (гальке, гравию, крупнозернистому песку), т.е. отличаются инертностью, малой подвижностью: они остаются на местах обитания или испытывают сравнительно небольшое перемещение при интенсивном выносе мелких фракций осадка, на котором поселяются организмы. Часть раковин и их обломков под действием особо сильных течений испытывает местное перемещение и переотлагается в относительно затишных местах. Так, в поверхностном слое осадка возникают небольшие по размеру, но весьма богатые скопления раковин, которые на карте карбоната кальция отмечаются в виде максимумов его содержания. Это есть пассивный цикл образования повышенных концентраций CaCO_3 .

Во впадине моря основная масса карбоната кальция находится в толще воды в форме, эквивалентной тонкой терригенной взвеси: CaCO_3 входит в состав микроскопических раковин фораминифер. В аналогичной взвешенной форме здесь присутствует аутигенный кремнезем, образующий створки микроскопических

диатомовых водорослей. В форме взвесей в толще воды распределено также и органическое вещество. Поскольку форма нахождения в водной толще и условия осаждения для всех трех биогенных образований во впадине моря одинаковы, это дает возможность сопоставить между собой величину накопления CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$. Сопоставление проделано для области устойчивой равномерной седиментации, т.е. для подавляющей части площади впадины, исключая прибрежную зону. Прибрежная зона не принимается во внимание по тем же соображениям, что и мелководные области моря, т.е. из-за активного гидродинамического режима, исключающего возможность сопоставлений.

Соответственно на карте аутигенного кремнезема это будет площадь содержащий SiO_2 аморфн в осадках более 1%, на карте карбоната кальция — свыше 0,5%, на карте углерода органического вещества — свыше 0,1%. Конфигурации указанных площадей примерно отвечают друг другу. Оценивая средние величины содержаний биогенных компонентов в осадках на этих площадях (т.е. на одной и той же площади дна моря), находим, что с округлением они составляют: для SiO_2 аморфн 2%, CaCO_3 — 1,5%, $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1%. Отсюда следует, что в условиях нормальной морской седиментации в Белом море первостепенная роль принадлежит аутигенному (биогенному) кремнезему, тогда как карбонат кальция имеет второстепенное значение. Это согласуется с представлениями Н.М. Страхова (1960) о соотношениях SiO_2 аморфн и CaCO_3 в субполярных бассейнах. Из сопоставления видно также, сколь слабо выражено в море накопление собственно органического вещества (не считая скелетных образований).

Подавление карбонатообразования накоплением биогенного кремнезема ярко проявляется в таком частном случае, когда формирование осадков происходит в небольших глубоких заливах, в которых гидродинамическая активность чрезвычайно ослаблена. По данному признаку заливы могут считаться антиподом открытых северных мелководных пространств. Осадки заливов представлены алевритовыми разностями, в основном алеврито-глинистыми илами. Средние содержания биогенных компонентов в них таковы:

	Алевриты и алевритовые отложения сложного состава	Алеврито-глинистые илы
SiO_2 аморфн	2,9	4,0
CaCO_3	0,4	1,0
$\text{C}_{\text{орг}}$	0,9	1,7

Последний вопрос, на котором необходимо остановиться, это вопрос о вертикальном распределении химических элементов в верхней части осадочной толщи.

В предшествующих работах была изучена геохимическая зональность в толще осадков Белого моря по формам железа и марганца (Калиненко, Невеский, Гризик, 1972; Калиненко, 1975); было, в частности, установлено, что самый верхний буро-охристый слой осадков мощностью обычно до 5 см (реже до 10 см), более обогащен железом и марганцем, чем вся нижележащая многометровая толща осадков. К этому верхнему слою снизу примыкает такой же или более мощный горизонт, где в осадках отмечается некоторый дефицит данных элементов. Указанные геохимические черты — есть результат диагенетического перераспределения железа и марганца по вертикали разрезов.

По принятой методике исследовались пробы осадка, охватывающие интервал от 0 до 15 см, т.е. два слоя: обогащенный и обедненный железом. В составе анализировавшейся средней пробы суммарно по этим двум слоям избыток и дефицит содержаний железа в значительной степени компенсировали друг друга. Следовательно, можно считать, что концентрации железа в верхнем интервале разреза, как и на любом нижележащем уровне, отражают первичную картину распределения, создавшуюся в процессе седиментации. Сказанное относится и к фосфору, который к тому же гораздо слабее железа обогащает верхний слой осадочной

толщи, а для титана диагенетическое перераспределение из нижних горизонтов в верхний практически отсутствует, и карта титана без каких-либо искажений демонстрирует его седиментационное распределение. Что касается марганца, то для него характерна интенсивная миграция из нижних горизонтов в верхний слой с образованием здесь концентраций, заметно превосходящих обычный кларк данного элемента, к тому же местами внутри этого обогащенного слоя происходит дополнительное перераспределение марганца с образованием полужидких микростяжений, на карте распределения марганца в ряде случаев проявляются следы диагенеза, устанавливаемые по аномально высоким концентрациям (выше 1%) (см. рис. 32).

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ

Данные, которые были получены по литологическим группам осадков и по картам распределения элементов и органических продуктов, позволяют выяснить некоторые стороны процесса формирования геохимического фона отложений Белого моря и определить геохимическую специфику последнего.

Прежде всего следует обратить внимание на то обстоятельство, что элементы и органические компоненты, несмотря на их глубокие различия по химическим свойствам и по генетическим признакам, в большинстве случаев распределены в осадках однотипно. В процессе накопления осадков химические свойства элементов остаются как бы скрытыми. Особенности распределения элементов по морю, его осадочным фациям контролируются тремя факторами: а) питанием моря осадочным материалом; б) формами нахождения химических элементов и органических продуктов; в) гидродинамическими условиями (условиями седиментации) в морском водоеме. Пожалуй, наиболее существенное влияние на распределение элементов оказывают два последних фактора.

Известно, что химические элементы мигрируют, распределяются в морях, поступают в осадки, будучи связанными со следующими вещественными формами: с крупными обломками минералов, мелкими обломками (или крупными взвесями), тонкими, субколлоидными и коллоидными взвесями, растворами (Страхов, 1960). Белое море в этом отношении не является исключением: каждый из изученных элементов представлен всеми формами, подразумевается, естественно, форма соединений химических элементов. Но по фациально-литологическому ряду, в соответствии с изменяющимися условиями осаждения, соотношения форм элементов сильно меняются. Кроме того, для одних элементов, например для железа, марганца, фосфора, наиболее характерна легкоподвижная тонкая взвешенная форма, эквивалентная частицам глинистых минералов, для других, таких, как титан, цирконий, хром, более типична связь с мелкообломочными инертными минеральными частицами, хотя связь со взвесями для них тоже является достаточно обычной.

Роль растворов в формировании наблюдаемых в осадках концентраций элементов не вполне ясна. Действительно, в стоке рек, питающих Белое море, отмечается обилие растворенных и тонких взвешенных веществ (Лопатин, 1949, 1951). Необходимо допустить, что в море происходит коагуляция этих растворов, с образованием тончайшей коллоидной взвеси, в противном случае участие растворов в седиментогенезе невозможно. Эти тончайшие взвеси в толще воды объединяются с другим взвешенным материалом, и, следовательно, не так уж важно знать, образуются ли взвеси из растворов или поступают в море в готовом виде.

Органическое вещество и кремнезем представлены главным образом взвесями, которые эквивалентны как глинистым частицам, так и тонкодисперсным железистым и другим взвесям.

Приравнивая растворы к субколлоидному и коллоидному взвешенному, дисперсному материалу, будем считать, что в Белом море элементы и органические остатки находятся в формах крупных и мелких обломков, тонких взвесей. Совершенно очевидно, что распределение и накопление химических элементов и органических

продуктов в осадках проходит в зависимости от крупности материала и от гидродинамических условий.

Рассмотрим, как отражается на распределении химических элементов и органического материала в Белом море действие механизма формирования осадков.

С берегов в полосу прибрежного мелководья поступает обильный валунный и щебенчатый (галечный) материал — продукты морозного выветривания на суше коренных кристаллических пород и продуктов абразии морены. Характерно, что такой материал является свежим, не испытывавшим химического разложения. В полосе, обнажающейся при отливе, в зоне действия прибоя, этот материал подвергается дезинтеграции, распадаясь на отдельные минералы. Большую роль при этом играет замерзание морской воды в микротрещинах, развитых на стыке минералов. Распад трещиноватой породы завершается при воздействии прибоя. Таким способом отдельные минералы освобождаются из первичного силикатного агрегата — кристаллической горной породы и за счет него формируются грубые пески, сочетающиеся с еще не распавшейся галькой и гравием исходных пород. Отличительной чертой этих грубообломочных отложений, развитых в прибрежной зоне, нужно считать пестрый — полимиктовый петрографоминералогический состав: галька, гравий представлены гранитоидами, пегматитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, встречаются породы среднего состава, широко развиты продукты дезинтеграции всех этих магматогенных и метаморфических пород до составляющих их минералов.

Многие минералы магматогенных и метаморфических пород, особенно темноцветные и акцессорные, сравнительно богаты элементами, входящими в кристаллическую решетку — как основные ионы и как изоморфная примесь. Вследствие этого для полимиктовых грубообломочных прибрежных отложений характерно некоторое увеличение концентрации элементов. Появление непосредственно у берегов Белого моря полосы подобных отложений есть специфическая черта рассматриваемого моря, связанная с его высокоширотным положением.

В зоне прибоя происходит дальнейшее разрушение, измельчение и истирание обломков минералов. Из первичной пестрой полимиктовой ассоциации исчезают наименее стойкие компоненты, но относительно накапливаются обломки кварца, твердых и тяжелых минералов типа граната, циркона, рутила, магнетита, ильменита. Часть измельченного материала из зоны прибоя подается на пляж, где материал сортируется по крупности, по удельному весу и возникают хорошо отсортированные пляжевые пески и среди них скопления обломков тяжелых минералов. Но основная масса материала уходит от берега (чему способствуют характерные для рассматриваемого моря мощные течения, возникающие при отливе) и выпадает в осадок сообразно с той или иной гидродинамической обстановкой. В верхней части подводного склона вдоль берега располагаются пески. Как было показано Ф.А. Щербаковым, Е.Н. Невесским и З.А. Глаголевой (1972), содержание кварца в этих песках более значительное по сравнению с пляжевыми песками. Ниже по склону впадины на больших глубинах осаждаются мелкие обломки алевритовой размерности, а совместно с ними в изобилии выпадают мелкораздробленные частицы тяжелых минералов, которые из-за своей слабой миграционной способности не имеют шансов достигнуть срединной глубоководной зоны моря. Именно здесь осадки отличаются высокой концентрацией элементов семества титана (титан, цирконий, хром).

На обширных мелководьях с их весьма активным гидродинамическим режимом (в Мезенской губе, в Горле и в Воронке) продолжается переработка обломочного материала, поступающего из рек и от берегов. Возникают мелкозернистые пески, в составе которых еще больше увеличивается роль кварца. Пески приближаются к олигомиктовым. Кварц в отличие от других минералов кристаллических пород не содержит металлического иона в решетке и обладает незначительной способностью захватывать различные элементы. Слабо концентрируют элементы и К-полевой шпат. Вследствие этого среди всех осадков мелкозернистые пески мелководий выделяются низкой величиной концентрации элементов. Эти низкие концентрации в перемытых песках мелководий характерны не только для всех изученных хими-

ческих элементов, но и для органогенных продуктов (органического вещества, аморфного кремнезема). Что касается карбоната кальция, то в условиях мелководий с высокой гидродинамической активностью формируются его локальные высокие накопления, связанные с раковинами известковидных организмов.

При всех процессах, совершающихся в прибрежной зоне и на обширных мелководьях, от обломочного материала осадков отделяются тонкодисперсные частицы, которые переходят во взвешенную форму. Этот взвешенный материал, возникающий при разрушении, дезинтеграции пород в прибрежной зоне, абразии коренных пород и перемыше осадков на мелководьях, объединяется в толще воды со взвесями иного происхождения: поступающими с речным стоком, образующимися при коагуляции растворов, формирующимися за счет биогенных процессов. Отличительной чертой взвесей является высокая концентрация многих элементов и прежде всего железа, фосфора, марганца. Способность взвесей переходить в осадок в сильнейшей степени зависит от гидродинамических условий, поэтому на мелководьях с их необычно активным гидродинамическим режимом осаждения элементов и биогенных компонентов, находящихся в толще воды в форме взвесей, практически не происходит: в осадке остается лишь та часть элементов, которая связана с инертными минеральными обломками (обломочная форма).

Во впадине моря, отличающейся крайне слабыми движениями водных масс, в больших масштабах происходят накопление в толще воды и совместное осаждение взвесей разного химического состава, в результате чего илы впадины отличаются высокими концентрациями химических элементов и несколько обогащены компонентами органического происхождения (исключая CaCO_3). Высокое содержание железистых марганцевистых взвесей в воде впадины моря находится в связи с тем, что эту область питают крупные равнинные реки и множество небольших речек, которые дренируют таежную заболоченную территорию.

Анализ карт распределения химических элементов и биогенных компонентов позволяет заключить, что в фазе осадконакопления (седиментационная стадия) они отличались разной подвижностью, т.е. разной способностью накапливаться в толще воды или, напротив, переходить в осадок. Наивысшую подвижность демонстрирует марганец: картина его распределения в осадках приводит к выводу, что он поступал в море в составе очень тонких взвесей, которые усиленно накапливались в толще воды. Высокие концентрации данного элемента распространяются почти на всю площадь впадины, исключая ее самые краевые части. В отличие от марганца железо, фосфор, органическое вещество, аутигенный кремнезем концентрировались в основном в халистазах медленных постоянных циркуляционных течений, приуроченных к системе депрессий в осевой зоне впадины моря. Здесь же происходило и преимущественное выпадение таких взвесей в осадок. Вот почему для железа, фосфора, органического вещества, кремнезема столь ярко выражена локализация особо высоких концентраций с депрессиями дна моря.

Титан по сравнению с марганцем, железом, фосфором является наиболее инертным элементом, так как значительная его часть сопряжена с мелкими алевритовыми обломками терригенных минералов и с грубыми взвесями последних. Соответственно немалая часть титана слабо мигрирует в срединную зону впадины, оседая на ее склонах и образуя вдоль берегов полосовидные зоны высоких концентраций. Часть же этого элемента, представленная тонкодисперсными титанистыми взвесями, рассеивается в толще воды и затем, выпадая в осадок, по всей площади впадины создает в илах общий равномерный фон концентраций.

Миграционная способность элементов в седиментационном цикле была оценена численно величиной пелагического сдвига (см. табл. 13). По этим данным элементы могут быть расположены в виде некоторого ряда возрастающей геохимической подвижности: $\text{Zr, Ti, Cr} \rightarrow \text{Ca, Fe, V} \rightarrow \text{P, Ni, Y, Co} \rightarrow \text{Mn}$.

Изложенные материалы позволяют выяснить, к какому геохимическому типу относятся осадки Белого моря, и установить, чем распределение элементов этого водоема отличается от уже известных случаев.

Если рассматривать основную часть ряда, образуемого беломорскими осадками в интервале от песков до глинистых илов, оставляя временно в стороне наиболее

грубообломочные разности, которыми начинается ряд, то окажется, что изменение концентраций железа, марганца, фосфора, никеля, кобальта, ванадия, иттрия, иттербия, галлия¹ в точности отвечает тому геохимическому типу распределения, который был выделен Н.М. Страховым (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959; Страхов, 1960) под названием упорядоченного. По Н.М. Страхову, характерным признаком данного геохимического типа является согласованное, пропорциональное увеличение концентраций всех элементов в терригенных осадках в направлении от прибрежной зоны моря к пелагической.

Распределение титана, циркония, хрома в беломорских осадках, хотя и отличается от того, что свойственно остальным элементам, но и они в общем удовлетворяют упорядоченному типу.

По Н.М. Страхову, согласованный упорядоченный геохимический тип распределения характерен для морских бассейнов гумидной климатической зоны. Ранее принадлежность осадков Белого моря к данному геохимическому типу была определена авторами при изучении геохимических признаков главных литологических разностей (Калиненко, Невесский, 1971; Калиненко, 1972), а теперь прослеживается более детально. Появление отчетливых признаков морской гумидной климатической зоны у субполярного Белого моря, которое находится на рубеже зоны ледового литогенеза, объясняется тем, что это море получает мощное питание с юга, именно из гумидной климатической зоны со стоком рек Сев. Двины, Онеги, Мезени, Выга, Кулоя, дренирующих обширную территорию Русской равнины.

Специфика Белого моря, связанная с его высокоширотным положением, заключается в том, что на осадконакопление и на некоторые геохимические черты осадков влияет морозное выветривание пород. Специфика его состоит и в том, что рост концентраций элементов в осадках по литологическому ряду происходит не только от песков к глинистым илам, но также и от мелкозернистых мелководных песков к отложениям все более крупнообломочным, развитым непосредственно у берегов. Повышение концентраций элементов в грубых галечно-гравийных и гравийно-песчаных отложениях выглядит гораздо "скромнее", чем главный максимум в глинистых илах: в сущности это явление обнаруживается лишь при сопоставлении с мелкозернистыми песками, в которых концентрации элементов минимальны.

Сравнивая Белое море с близким по типу Охотским морем, видим, как влияют на распределение элементов размеры водоема. В Охотском море железо, фосфор, титан образуют кольцеобразную зону высоких накоплений вблизи берегов, тогда как в центральных районах бассейна концентрации снижаются (Остроумов, 1955а, б, — 1956; Безруков, 1960). Это можно объяснить выпадением подавляющих количеств элементов в начале длительного пути миграции взвешенных форм к центру моря. В срединные районы активно проникает и усиленно накапливается лишь такой подвижный элемент, как марганец.

В Белом море, имеющем гораздо меньшую площадь, аналогичное явление прослеживается только для самого инертного элемента — титана. Все прочие элементы благодаря коротким путям миграции достигают осевой части бассейна, а значительные концентрации наиболее подвижного элемента — марганца захватывают всю впадину моря, кроме осадков ее окраин.

¹ Сюда же следует добавить калий, литий, рубидий, цезий (Калиненко, Морозов, 1975).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ БЕЛОГО МОРЯ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ЛИТОЛОГИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

В процессе полевых работ на Белом море, как отмечалось, было взято в общей сложности 311* колонок донного грунта.

Процесс составления геологических разрезов предусматривал, во-первых, тщательное визуальное изучение каждой колонки (с обмером, описанием всех особенностей слоев, границ, фауны и т.д.), во-вторых, обязательную их корреляционную увязку по визуальным признакам с предельным сближением координат отдельных скважин. Такая методика позволила получать достоверный первичный материал, подвергшийся затем литологической и геохимической расшифровке в лабораторных условиях.

Как отмечалось выше, впадина центральной области Белого моря (исключая области Горла и Воронки) покрыта относительно маломощным плащом поздне-последледниковых осадков. В некоторых местах плащ прерывается, и на дне выходят обнаженные породы коренного субстрата.

Всю толщу осадков по вертикали можно разделить на две литолого-фациальных пачки (I и II).

Пачка II (нижняя), залегающая непосредственно на коренных породах, состоит, как правило, очень тонкозернистыми, мягкими, однообразными илами, темно-серыми, иногда зеленоватыми, а в низах колонки часто приобретающими шоколадный оттенок. В редких случаях между подошвой этой нижней пачки и коренным субстратом залегают тонкие прослои ленточных глин. Мощность илов II пачки в общем довольно значительна и часто превышает 3—4 м, что свидетельствует о длительном периоде их образования. Мощность непостоянна и довольно заметно колеблется в разных районах, в особенности в прибрежных. Характерной чертой осадков II пачки, помимо их однообразия, является полное отсутствие в них микрофауны. Микрофауна и микрофлора появляются в верхних частях этих осадков. Фациально осадки II пачки очень однообразны, но вблизи от берегов наблюдается постепенная смена илов более грубозернистой фацией, часто песчано-алевритовой, также однообразной и монотонной и не содержащей макрофауны (табл. 14. См. стр.4, вклейку). Особенно отчетлив такой фациальный переход в районе, прилегающем к Горлу.

Как отмечалось в предшествующих публикациях (Медведев, Невеский, 1971), мы считаем, что нижняя пачка возникла в условиях подледного осадконакопления, которое было достаточно длительным для Белого моря и охватило, по-видимому, как минимум готигляциальный и финигляциальный периоды. Такое предположение подтверждается необычайным однообразием указанных осадков, не несущих никаких следов активных гидродинамических воздействий и не имеющих прямых видимых связей с рельефом дна, глубинами, источниками питания, а также повсеместным распространением этих осадков.

Верхняя (I) пачка залегает на нижней и по ряду признаков заметно отличается от последней. Пачка I фациально весьма пестра и включает в себя разнообразные отложения от галечников и песков до различных заиленных отложений и чистых тонкозернистых илов. Обычно эти осадки хуже отсортированы, чем осадки нижней

* Номера колонок и станций в монографии (как и в полевых условиях) совпадают.

Осредненные гранулометрические показатели, характерные для I и II пачек толщи донных отложений

Показатели	Пачка II		Пачка I
	илистая фация	песчаная фация	
Md, мм	< 0,01	0,02–0,2	0,01–10,0
S ₀	1,1–1,3	1,1–1,4	1,1–4,0
Гранулометрический спектр	Узкий	Узкий	Широкий
Гранулометрический профиль	Одновершинный	Одновершинный	Часто многовершинный

пачки, имеют более широкий гранулометрический спектр и часто двух- и многовершинный гранулометрический профиль (табл. 15).

Фациальные переходы между осадками верхней и нижней пачек весьма разнообразны и отчетливо связаны с условиями питания, рельефом дна, глубинами и т.д. Мощность верхней пачки очень непостоянна и, по-видимому, колеблется от ноля до нескольких метров. В ряде мест, в особенности у берегов и на подводных возвышенностях, нижняя пачка выклинивается. Характерной ее особенностью, помимо фациальной пестроты, является наличие макрофауны (раковин моллюсков), встречающейся почти повсеместно и иногда образующей прослой ракушняка. Микрофауна и микрофлора также обильны.

Генетически верхняя пачка представляет собой толщу, возникшую в открытом море.

Переход между нижней и верхней пачками в центральных частях моря, вдали от берегов, на значительных глубинах, как правило, постепенен и мало заметен. Он определяется только сменой биогенных комплексов. В районах, расположенных ближе к берегу, переход весьма отчетлив и легко фиксируется визуально по изменению цвета осадка, его механического состава, появлению ракуши и т.д. В ряде случаев эта граница настолько резкая, что мы вправе говорить о наличии эрозионно-географического несогласия, о следах размыва между ними.

Наличие двух отчетливых литолого-фациальных пачек в толще осадков позволило довольно уверенно вести полевые исследования. Сопоставление мощностей, фациальных переходов дало возможность уже при первом рассмотрении профилей сделать ряд предварительных заключений о некоторых особенностях седиментационного процесса, неотектонических подвижках дна и т.д.

КОМПЛЕКСНЫЙ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КОЛОНОК

Рассмотрим вопрос о возрастных характеристиках обеих пачек. Для установления возраста донных отложений Белого моря проводился комплексный биостратиграфический анализ колонок грунта. В качестве основы для стратиграфического подразделения толщ Белого моря была принята схема Блитта-Сернандера, принимаемая ныне для северных и умеренных зон всего северного полушария. Эта схема была первоначально чисто климатической, но в дальнейшем ее подразделения были приняты как стратиграфические и являются таким образом по своему характеру климато-стратиграфическими. Комплексное биостратиграфическое изучение толщи дает наиболее полные сведения как о возрастных соотношениях отдельных горизонтов, так и о палеоэкологических особенностях содержащейся в них фауны и флоры.

Данные по стратиграфическому расчленению получены в Палинологической лаборатории ЛГУ под руководством Е.С. Малясовой. Непосредственными исполнителями работ были Е.С. Малясова (спорово-пыльцевой анализ), Р.Н. Джиноридзе (диатомовый анализ), Е.А. Кириенко (фораминиферовый анализ), анализ моллюсков был выполнен в Институте океанологии АН СССР Л.И. Говберг (Говберг,

1968, 1970). Табл. 14 составлена по материалам указанных авторов (Говберг, 1968, 1970; Малясова, 1969, 1971; Джиноридзе, 1972; Кириенко, 1972).

Пыльцевой анализ. Донные отложения Белого моря по степени насыщенности пылью и спорами и по качественному составу спектров проще всего сопоставляются с осадками крупных озер типа Онежского и Ладожского. Пыльцевые спектры указанных озер позволяют судить о характере растительности всего региона: по ним наиболее четко устанавливаются рубежи в развитии флоры, обусловленные изменениями климата в поздне-последледниковое время.

По составу флоры, количественным соотношениям компонентов в спектрах, с учетом сохранности и фоссилизации зерен, в толще донных осадков Белого моря выделяются три основных комплекса (см. табл. 14):

I комплекс характеризует озерно-ледниковые и ледниково-морские илы, возраст которых определяется как позднеледниковый (аллеред-верхний дриас).

В общем составе спектров этого комплекса значительную часть составляют пыльца травянистых растений и споры (20–40%). Количество пыльцы древесных пород меняется от 30 до 60%. Пыльца древесных пород представлена в основном пылью березы (от 20 до 50% приходится на долю *Betula nana* L.). Пыльца других древесных пород *Picea* sp., *Pinus* sp., *Alnus* sp. встречается постоянно, но в небольшом количестве (10–20%). Среди спор доминируют *Sphagnum* или *Polypodiaceae* (30–60%). Плауны представлены тундровыми и таежными видами *Lycopodium selago* L., *L. clavatum* L., *L. complanatum* L. и др. Общее количество пыльцы и спор в осадке этого периода невелико.

II комплекс характеризует ледниково-морские (на севере моря) и морские (на юге) осадки. По составу и количественным соотношениям компонентов он является промежуточным связующим звеном между спектрами поздне-последледниковых отложений (пребореаль).

В общем составе по сравнению с комплексом позднеледниковых отложений увеличивается количество древесной пыльцы (до 60–80%), а также спор (до 20–40%) за счет сокращения количества пыльцы трав (10–15 вместо 20–30%). Пыльца березы представлена в основном пылью *Betula* sect. *Albae*. Количество пыльцы *B. humilis* Schrank и *B. nana* L. не превышает 20%. Второе место по количеству принадлежит пыльце *Pinus* (10–30%). Единично встречается пыльца *Picea*, *Alnus*. Исключительным разнообразием отличается состав пыльцы травянистых растений. Как и в спектрах позднеледниковых отложений, господствует пыльца *Artemisia* (20–40%), но и значительно возрастает роль пыльцы мезофильного разнотравья (особенно *Leguminosae* и *Rosaceae* типа *Filipendula*). Содержание пыльцы в осадке высокое.

III комплекс охватывает морские осадки, возраст которых определяется как последледниковый (бореаль, атлантика, суббореаль и субатлантика).

В общем составе спектров этого комплекса наблюдается абсолютное господство пыльцы древесных пород (80–90%), пыльца трав сокращается до 5–10%, а споры до 10–20%. Древесные представлены в основном *Pinus* (60–80%), пыльца *Picea* составляет 10–35%, *Alnus* не более 5% и *Betula* 10–20%. Пыльца травянистых растений присутствует единично (*Carex*, *Cramineae*). Среди споровых преобладает *Sphagnum* (50–60%), затем по количеству идут споры *Polypodiaceae* (40–50%). Содержание пыльцы в осадках высокое.

Таким образом, на основании анализа спорово-пыльцевых комплексов в толще донных верхнечетвертичных осадков Белого моря выделяются аллередские, верхнедриасовые и пребореальные слои, а вышележащая пачка голоценовых отложений по составу пыльцы и спор расчленяется слабо.

Диатомовый анализ. На основании изучения видового состава доминантных форм, соотношений экологических группировок, отражающих глубину моря и температуру поверхностного слоя воды в период осадконакопления, и содержания диатомей в 1 г сухого осадка в толще осадков Белого моря удалось установить 6 комплексов.

Наиболее древний VI—озерно-ледниковый комплекс (конец аллереда-начало позднего дриаса) характеризуется единичными пресноводными холодолюбивыми

видами диатомей *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm., *Melosira ambigua* (Grun.) O.Müll., *Stephanodiscus dubius* var. *arcticus* Seczkina, *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O.Müll. (районы Онежской губы и Терского берега). В синхронных осадках Кандалакшского залива диатомей отсутствуют.

Сублиторально-неритический комплекс V арктобореальный, с двумя подкомплексами (Vб и Va), отвечающими солоноватоводной и морской стадиям холодного подзледедникового бассейна (поздний дриас), на поверхности которого плавали реликтовые льды. В целом для комплекса характерен вид *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun. В солоноводном подкомплексе Vб доминируют преимущественно эвригалинные диатомей *Chaetoceros holsaticus* Schütt, *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf. (Онежская губа). Подкомплекс Vб в Двинской губе прослеживается и в более древних слоях, т.е. в осадках аллередского времени: здесь пресноводные формы принимают лишь незначительное участие в основном составе флоры. К ним относятся *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O.Müll., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *Oerphora martyi* Herib. Для подкомплекса Va характерны уже морские арктические и арктобореальные виды *Thalassiosira gravida* Cl., *Porosira glacialis* (Grun.) Jörg., *Navicula latissima* Greg.

IV — сублиторальный комплекс отчетливо отражает период улучшения климата в пребореальное время. Комплекс составляют северобореальные формы, а арктобореальные элементы утрачивают свое господствующее значение. На первое место выступают диатомей, способные переносить пониженную соленость: *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz. В числе преобладающих видов для всех заливов можно назвать *Rhabdonema arcuatum* (Lyng.) Kütz., а такие виды, как *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *Thalassiosira gravida* Cl., встречаются только в Онежской губе, *Melosira moniliformis* (Müll.) Ag. — только в Кандалакшском заливе.

III — комплекс более глубоководный, с двумя подкомплексами (IIIб, IIIа), приуроченный к первой половине бореального времени. Подкомплекс IIIб, слагающийся в основном сублиторально-неритическими диатомеями, содержит в сравнении с пребореальными осадками большое количество арктобореальных форм. Преобладающим видом является *Chaetoceros mitra* (Bail.) Cl., ему сопутствуют *Thalassiosira gravida* Cl. и *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun.

В подкомплексе IIIа наблюдается снижение обилия арктобореальных форм и увеличивается численность сублиторальных видов. Впервые по разрезу в подкомплексе IIIа появляются южнобореальные элементы — *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *C. asteromphalus* Ehr. (2–4%). Преобладающими видами для всех районов можно назвать *Melosira sulcata* var. *sulcata* Grun., а *Chaetoceros mitra* (Bail.) Cl. переходит в разряд субдоминантных форм. Оба подкомплекса отчетливо прослеживаются в осадках Кандалакшского залива и Двинской губы; в синхронных осадках Онежской губы отмечается диатомовый комплекс, имеющий черты III комплекса в целом, с преобладанием сублиторальных форм (рис. 37, А, Б, В, Г, Д). В центральной части моря (рис. 37, Е, Ж) осадки III комплекса залегают на морене, лишенной диатомей, что позволяет считать возможным сохранение остатков реликтовых льдов последнего оледенения в глубоководной впадине моря вплоть до бореального времени.

II комплекс выделен по присутствию южнобореальных видов. В осадках прибрежных районов выделяются три подкомплекса (IIв, IIб, IIа). Они датируются второй половиной бореального, атлантического и суббореальным временем. В этих осадках в прибрежных районах отмечаются два максимума южнобореальных видов, которые разделены осадками с меньшим содержанием теплолюбивых форм и значительным участием сублиторальных видов.

Подкомплексу II в соответствует первый максимум теплолюбивых океанических видов. Преобладают в этом комплексе южнобореальные виды: *Rhizosolenia styliformis* Bright., *Coscinodiscus asteromphalus* var. *asteromphalus* Ehr. и var. *sibbulliens* (Jörg.) A.Cl., *C. radiatus* Ehr., *Grammatophora angulosa* (Ehr.) и другие виды.

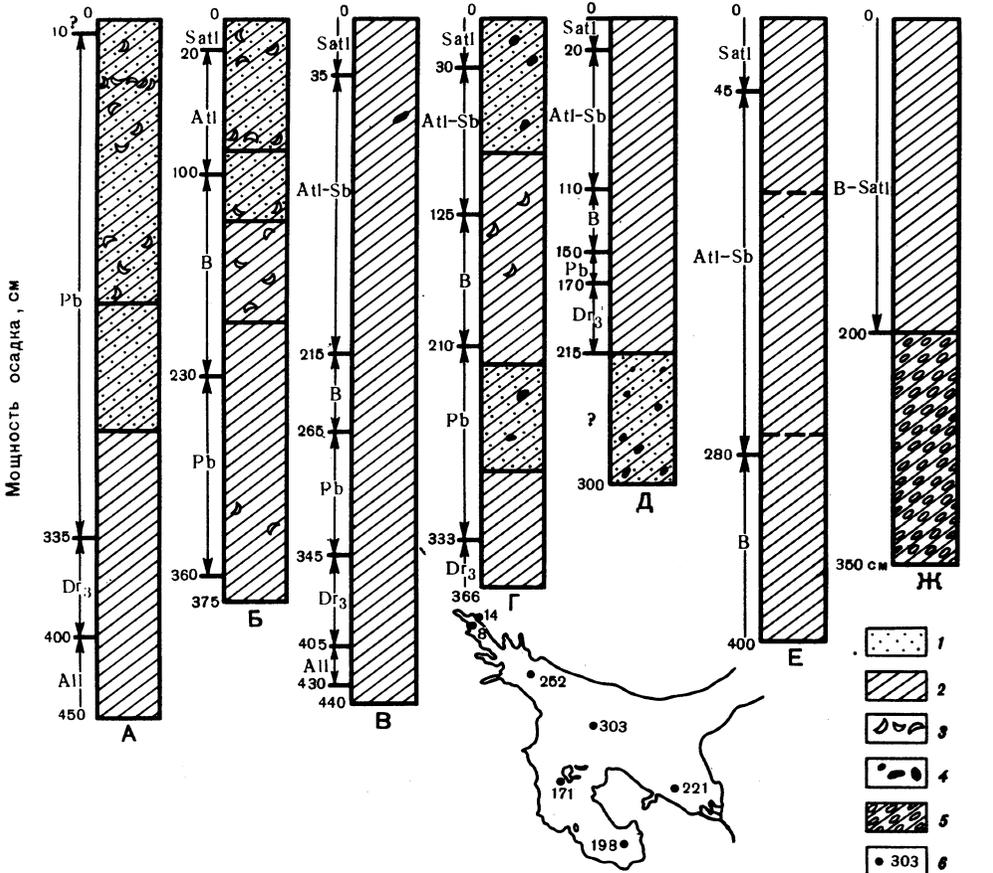
Подкомплекс IIб прослеживается в осадках конца бореального начала атлантического времени. Для подкомплекса характерен сублиторальный состав диатомей

ст.171 гл.10,5м ст.198 гл.24

ст.221 гл.58 ст.14 гл.16

ст 8 гл.42

ст.252 гл.247 ст.303 гл.258



Р и с. 37. Колонки донных отложений и пункты их отбора

1 — песок; 2 — ил; 3 — раковины моллюсков; 4 — гравий и галька; 5 — морена; 6 — места взятия отдельных колонок

с участием теплолюбивых форм: *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Navicula lyra* var. *subelliptica* A.S., *Actinophythus undulatus* (Bail.) Ralfs. По всем районам доминирует *Melosira sulcata* (Ehr.) Cl., в центральной части моря к этой форме присоединяется *Thalassionema nitzschioides* Grun., в Кандалакшском заливе — *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun. в Онежской губе — *Grammatophora angulosa* Ehr., *Navicula distans* Sm.

Подкомплекс IIa характеризуется вторым максимумом теплолюбивых океанических видов и, по-видимому, по времени своего существования соответствует атлантическо-суббореальному периоду. Обильно представлены в этом подкомплексе виды *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Thalassionema nitzschioides* Grun.; в Двинской губе и центральной части моря к ним присоединяются *Coscinodiscus asteromphalus* var. *asteromphalus* Ehr., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., в Онежской губе — *Rhizosolenia styliiformis* Brigh, в Кандалакшском заливе — *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun.

I диатомовый комплекс сходен с современной диатомовой флорой Белого моря и состоит преимущественно из неритических диатомей (50–70%) с примесью океанических (до 30%) и сублиторальных (до 20%). В центральной части моря и Кандалакшском заливе в составе диатомей I комплекса намечаются различия по вертикали, в результате чего здесь выделены два подкомплекса (Iб и Ia). Для подкомплекса Iб характерно еще участие южнобореальных видов: *Thalassiosira nitzschioides*

Grun., *Melosira arctica* (Ehr.), в то время как подкомплекс Ia характеризуется большим участием арктобореальных видов (*Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl.) без участия южнобореальных видов. I комплекс в Онежской губе представляют *Melosira sulcata* (Ehr.) Cl., *Navicula distans* Sm., *Isthmia nervosa* Kütz., *Rhabdonema arcuatum* Kütz., в Двинской губе — *Rhabdonema arcuatum* Kütz., *Melasira sulcata* (Ehr.) Cl., а также *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun., формы свойственные, с одной стороны, Онежской губе, с другой — Кандалакшскому заливу.

Таким образом, по диатомовым водорослям выделяются все возрастные горизонты послеледниковых отложений, наиболее дробно подразделяются бореальные, атлантические и суббореальные отложения.

А н а л и з ф о р а м и н и ф е р. В результате анализа, который включал в себя видовое определение и количественный подсчет фораминифер, удалось выделить пять комплексов по Онежской и Двинской губам и Кандалакшскому заливу. В центральной части моря выделены комплексы начиная с III, т.е. с бореального времени.

V комплекс характеризуется появлением в осадках мелких, часто окатанных единичных раковин рода *Elphidium*.

IV комплекс, для которого характерно появление, а затем и преобладание *Elphidium clavatum* Cushm.

III комплекс выделен по появлению нового аркто-бореального вида *Protelphidium orbiculare* (Brady). Преобладающим видом остается *Elphidium clavatum* Cushm. Состав фораминифер становится более разнообразным, что указывает на увеличение мелководности бассейна.

II комплекс характеризуется преобладанием фораминифер с известковой раковиной, но выделен он по появлению редких форм с песчаной раковиной — *Reophax curtus* Cushm., *Trochammina squamata* Parker et Jones по всем районам, за исключением центральной части моря, появляется форма *Spiroplectammina biformis* (Parker et Jones) с известковой раковиной.

I фораминиферовый комплекс представлен преимущественно фораминиферами с песчаной раковиной. В целом современные фораминиферы представлены довольно разнообразно. Наряду с песчаными формами в массовом количестве встречаются и известковые. Песчаные формы представлены: *Reophax curtus* Cushm., *Verneuillina advena* Cushm., *Trochammina squamata* Parker et Jones, *Tr. fissuzaperta* Stshedrina, *Recurvoides laevigatus* Hùglund; известковые — *Elphidium clavatum* Cushm., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tappan, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Criboelphidium goësi* (Stshedrina).

По фораминиферам хорошо расчленяются послеледниковые отложения на суббореальные (с IV комплексом), бореальные (с III комплексом), атлантическо-суббореальные (со II комплексом) и субатлантические (с I комплексом) слои, тогда как нижняя часть донных отложений охарактеризована слабо.

А н а л и з м о л л ю с к о в. Первые находки раковин моллюсков отмечаются в верхнепребореальных-нижнебореальных отложениях. Это раковины *Portlandia aestuariorum* Mosewitsch, несколько позже *Mytilus edulis* L. и *Portlandia arctica* (Gray), образующих I моллюсковый комплекс. В вышележащих верхнебореальных слоях отмечается комплекс переходного типа между I и более поздним II: наряду с видами I комплекса встречаются другие, вновь появившиеся виды (*Hyatella arctica* (L.), *Macoma baltica* (L.) и др.), не получившие здесь широкого распространения. Особенно хорошо прослеживаются эти слои с переходным подкомплексом в Онежской губе.

II комплекс характеризуется расцветом фауны и отвечает атлантическому времени. Благоприятные условия, создавшиеся в Белом море в этот период, приводят к широкому развитию арктобореальной группы моллюсков: *Astarte elliptica* (Brown), *A. montagui* Dillw., *Hyatella arctica* (L.), *Chlamys islandicus* (Müll.), *Anomia squamula* L. и др. К этой группе моллюсков в Онежской губе присоединяется бореальный вид *Arctica islandica* L. Совершенно отлично представлен II комплекс в более глубоководных колонках, полученных с глубин 60 м и более, где в основном развиты высокоарктические и арктические моллюски — *Portlandia arcti-*

са (*Gray*), реже *Nuculana pernula* (*Müll.*). II комплекс мелководий восточного побережья Двинской, Мезенской губ и Канинского берега представлен литоральными видами *Macoma baltica* (*L.*) и *Mytilus edulis* *L.*, а для несколько более глубоководных осадков района Канина Носа характерны *Astarte montagui* *Dillw.*, *Macoma calcarea* (*Chemn.*), *Serripes groenlandicus* (*Brug.*).

По ряду колонок Онежской губы и Воронки в атлантических слоях прослеживаются два "пика" в развитии моллюсков, которым, по-видимому, соответствуют диатомовые подкомплексы IIa и IIb с максимумами теплолюбивых форм. Наблюдается лишь некоторое смещение границ выделенных подкомплексов по диатомам относительно "пиков" по моллюскам, а именно, последние смещены вверх по разрезу

III комплекс моллюсков характеризуется качественным и количественным обеднением: обеднением видового состава и общего количества раковин. Нередко в некоторых районах в конце суббореального времени моллюски исчезли полностью.

IV комплекс отличается от предыдущего увеличением разнообразия и численности и соответствует субатлантическому времени. На литорали преобладают *Macoma baltica* (*L.*) и *Mytilus edulis* *L.*, на песчаных грунтах — сублиторали *Modiolus modiolus* *L.*, *Chlamys islandicus* (*Müll.*), *Astarte elliptica* (*Brown*), *Anomia squamula* *L.* и др., а на илистых — *Nuculana pernula* (*Müll.*), *Nucula tenuis* (*Mont.*), *Clinocardium ciliatum* (*Fabr.*). На глубоководных илах (100 м и глубже) жили *Portlandia arctica* (*Gray*) и *Nuculana pernula* (*Müll.*) (*Авилов, 1965; Говберг, 1968*).

Такова картина распределения фаунистических и флористических комплексов в толще верхнечетвертичных осадков Белого моря (см. табл. 15).

Наиболее древний горизонт, вскрытый вибропоршневой трубкой, может быть по данным пыльцевого анализа (*Малясова, 1969*) датирован аллередом. Осадки этого горизонта представлены илами ледниково-морской пачки и были вскрыты в Онежской и Двинской губах (см. рис. 37, А, В). В пыльцевых спектрах преобладала пыльца карликовой березы (*Betula nana* *L.*), т.е. на суше в это время господствовала лесотундровая растительность. В Белом море же в это время преобладали пресноводные холодолюбивые диатомовые. Моллюски и фораминиферы отсутствовали, и лишь в самом конце аллередского времени в районе Двинской губы начинали встречаться единичные мелкие фораминиферы из рода *Elphidium*. Все это свидетельствует о том, что в это время условия для развития донной фауны были неблагоприятными.

Осадки вышележащего верхнедриасового горизонта представлены также илами нижней литологической пачки (см. рис. 37, А, В, Г, Д). Пыльцевые спектры характеризуются увеличением содержания пыльцы березы и трав, среди которых основную массу (до 70–80%) составляет пыльца различных видов полыни. Здесь же встречаются пыльца и споры тундровых и северобореальных растений: *Lycopodium alpinum* *L.*, *L. pungens* *La Pyl.*, *Vaccinium* *sp.*, *Cassiope tetragona* (*L.*), обращает на себя внимание резкое уменьшение насыщенности осадка пыльцой и спорами и более сильная фоссилизация их.

Диатомовая флора характеризуется преобладанием солоноватоводно-морских форм. В Двинской губе дриасовый тип диатомей появляется уже в аллередских осадках, что говорит о разновременном осолонении беломорских заливов. По-видимому, сначала морские воды проникли в Двинскую впадину (в аллереде), а затем в Онежскую губу и Кандалакшский залив (во второй половине позднего дриаса). Обилие арктических и арктобореальных элементов свидетельствует о низких температурах позднеледникового бассейна.

Распространение фораминифер несколько увеличивается. Правда, в Кандалакшском заливе они отмечаются только с верхов верхнего дриаса в виде единичных раковин *Elphidium clavatum* *Cushman* и *Buccella* *sp.* Раковины моллюсков не найдены.

Выше по разрезу выделяются отложения пребореального горизонта, который служит одним из опорных стратиграфических горизонтов морских осадков голоцена (см. рис. 37, А, Д).

Литологически пребореальные осадки различны в разных районах моря; на севере (Кандалакшский залив) — это еще ледниково-морские илы нижней литоло-

гической пачки, тогда как на юге (Онежская губа) — это уже более грубозернистые морские осадки верхней пачки.

Пыльцевые спектры пребореального времени отражают реакцию растительного покрова на резкое изменение (улучшение) климатических условий. Состав флоры отличается исключительным богатством слагающих ее видов. Основное ядро составляли бореальные мезофиты, произрастающие и сейчас на этой территории (*Betula pubescens* L., *Pinus silvestris* L., *Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L. и многие другие виды). Увеличение количества пыльцы древесных пород и спор происходит за счет сокращения количества пыльцы трав. Пребореальный пыльцевой спектр был связующим между спектрами поздне- и послеледниковых отложений. В море в этот момент произошла смена арктобореального диатомового комплекса сублиторальным северобореальным, что указывает на улучшение климатических условий, а также на некоторое понижение солености и уменьшение глубин заливов.

Широкое развитие получают фораминиферы (массовые формы *Elphidium clavatum* Cushman.), однако в течение пребореального времени местами отмечалось уменьшение численности, а иногда и полное исчезновение фораминифер. Причиной этого, по-видимому, было потепление, которое привело к интенсивному таянию мертвых льдов, что, в свою очередь, вызвало снижение солености. На возможность таяния льдов в середине пребореального времени указывала и М.А. Лаврова (Лаврова, 1960).

В середине пачки пребореальных отложений в тонком слое осадков впервые отмечены раковины моллюсков (Онежская губа и губа Колвица Кандалакшского залива): в прибрежных участках *Mytilus edulis* L., а в глубоководных — *Portlandia arctica* (Gray). Раковины отличались мелкорослостью и тонкостенностью и встречались достаточно редко.

Выше по разрезу залегают отложения бореального горизонта, которые представлены в основном морскими осадками верхней литологической пачки, и лишь на ограниченных участках дна в некоторых северных районах моря этот горизонт сложен еще ледниково-морскими отложениями (см. рис. 37, 2-Ж). Доминирует пыльца древесных пород (*Pinus silvestris* L.), а в низах горизонта значительный процент составляет пыльца березы *Betula pubescens* L., *B. sect. Fruticosae* Pall., *B. nana* L. Пыльца трав встречается единично. Среди споровых преобладали лесные виды плаунов — *Lycopodium clavatum* L. и *L. complanatum* L.

Среди диатомовых водорослей начали преобладать более глубоководные формы: в течение первой половины бореального времени наблюдалась смена арктобореального сублиторально-неритического подкомплекса (соответствующего временному похолоданию и, по-видимому, относительному увеличению глубины ряда заливов) северобореальным подкомплексом (соответствующим улучшению климатических условий и обмелению). Во второй половине бореального времени появились южнобореальные виды диатомей, и в прибрежных районах отмечался их максимум (см. табл. 15), и это отразило общее потепление климата.

Среди фораминифер в бореальное время появились новые виды, в том числе редкие формы (*Reophax curtus* Cushman.), хотя продолжали преобладать представители *Elphidium clavatum* Cushman. и другие известковые виды. Впервые фораминиферы отмечаются в центральной части моря (*Elphidium clavatum* Cushman., *Asterellina pulchella* Cushman., *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Verneuilina advena* Cushman., *Quinqueloculina subrotunda* (Mont)).

Моллюски расширили свое распространение, так как, кроме прибрежных осадков Онежской и Двинской губ и Кандалакшского залива, где встречены раковины литорального вида *Musculina baltica* (L.), двустворки найдены в сравнительно глубоководных отложениях Двинской губы — *Nuculana pernula* (Müll.). В Онежской губе в верхней части бореального горизонта отмечены находки новых видов, но еще достаточно редкие (см. табл. 15). В бореальных осадках центральной части моря моллюски не обнаружены.

Отложения, лежащие выше бореальных, относятся к атлантическому горизонту, который так же, как и вышележащий, представлен по всей площади бассейна осадками верхней морской литологической пачки (см. рис. 37, Б. Е). Для атлантичес-

ких осадков характерен тот же палинологический комплекс, что и для предыдущего бореального горизонта и последующего атлантическо-суббореального. В разрезах Онежской губы удалось выделить чисто атлантический спектр (см. табл. 14), характеризующийся значительным увеличением содержания пыльцы ели (до 25 вместо 3–10% в предыдущем горизонте). Пыльца ольхи, в основном *Alnus incana* L. (Moench), и широколиственных пород на диаграммах образует непрерывные кривые. Пыльца вяза составляет 2%. Травяно-кустарниковые формы были представлены умеренно-термофильными видами, среди них *Calluna vulgaris* Salibs., *Humulus lupulus* L., *Lycoperidium clavatum* L., *L. complanatum* L., *L. selago* L. и папоротники семейства *Polypodiaceae*.

При значительном осреднении спорово-пыльцевых спектров в морских отложениях по ним трудно судить о степени преобладания отдельных древесных пород и особенно широколиственных. Тем не менее на основании спектра из атлантического горизонта можно определенно утверждать, что этот спектр отвечает растительности, существовавшей во время климатического голоценового оптимума.

При этом, если нижняя граница атлантических осадков четко фиксируется значительным увеличением количества пыльцы ели и началом непрерывных кривых пыльцы ольхи и широколиственных пород, то верхняя граница их менее определена. Очень трудно по палинологическим данным обосновать выделение самостоятельного суббореального стратиграфического горизонта. По диатомовым и фораминиферам атлантические и суббореальные отложения также не расчленяются. Поэтому для Двинской губы и Кандалакшского залива, а также для центральной части Белого моря эти отложения рассматриваются как нерасчлененные атлантическо-суббореальные.

Диатомовый комплекс этой пачки в целом отвечает благоприятной климатической обстановке, а второй максимум теплолюбивых диатомей, отмечающийся в низах атлантическо-суббореальных слоев, соответствует периоду климатического оптимума (Лаврова, 1960).

Общее количество фораминифер в атлантическо-суббореальное время увеличивается, достигая максимума для рассматриваемого отрезка времени (*Elphidium clavatum* Cushm., *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Criboelphidium goësi* (Stschedrina), *Astrononion gallowayi* Loelish et Tappan). Несколько отличается состав фораминифер в центральной части моря: здесь в нижней части разреза встречены редкие формы — *Cassilamellina subacuta* Gudina, *C. norcrossi* Cushm., *Buccella frigida* (Cushm.), *Elphidium clavatum* Cushm., в то время как верхняя часть характеризуется относительно глубоководными песчаными видами *Spiroplectamina biformis* (Parker et Jones), *Reophax* sp.

По моллюскам граница атлантического и суббореального горизонтов довольно отчетлива для района Онежской губы и менее отчетлива по другим районам. Благоприятная климатическая обстановка, сравнительно большие глубины, благоприятный солевой режим, существовавшие в атлантическое время (время климатического оптимума), привели к тому, что в осадках, отлагавшихся в это время, мы наблюдаем как количественное обилие, так и качественное разнообразие моллюсков.

В суббореальное время численность моллюсков резко снизилась, а местами в конце этого времени они полностью исчезают.

Субатлантический горизонт характеризуется пыльцевыми спектрами, отличающимися от спектров нижележащего горизонта почти полным отсутствием пыльцы широколиственных пород, заметным сокращением пыльцы ели, некоторым увеличением роли пыльцы *Betula sect. Fruticosae* Pall. и *B. pana* L. Наблюдаются изменения и в составе пыльцы травянистых растений — возросло значение маревых, вересковых, главным образом *Empetrum nigrum* L., *Ledum palustre* L. Присутствие последнего, а также преобладание среди споровых сфагнома в осадках Онежской, Двинской губ и центральной части моря может свидетельствовать о значительном заболачивании прилегающей территории. Несколько отличаются спектры осадков субатлантического горизонта Кандалакшского залива, для которых характерно незначительное увеличение количества пыльцы тундровых и севербореальных видов; среди пыльцы древесных форм по-прежнему наблюдается преобладание

пыльцы *Pinus silvestris* L.; непрерывную кривую на диаграмме образует содержание спор *Selaginella selaginoides* (L.). Наличие среди растений таких арктических элементов, как *Loiseleuria procumbens* (L.) Desv., *Lycopodium alpinum* L., *Phylodoce coerulla* (L.), а также *Betula nana* L., *Empetrum nigrum* L., свидетельствует о том, что на суше существовала вертикальная зональность.

В море в субатлантическое время произошла смена комплекса теплолюбивых океанических видов диатомей комплексом, состоявшим преимущественно из неритических форм с примесью океанических и сублиторальных, что было обусловлено похолоданием, наступившим в субатлантическое время.

Среди фораминифер происходит замена видов с известковыми раковинами видами с песчаными раковинами. Исключение составляют некоторые районы Онежской губы, где продолжали преобладать формы с известковой раковиной [*Elphidium clavatum* Cushman, *Sibicides lobatus* (Walker et Jacob и др.)], а также — центральной части моря, где для комплекса субатлантического времени характерно преобладание глубоководного, бореальноарктического вида *Cassilamellina subacuta* Gudina с известковой раковиной.

В субатлантическое время наблюдается некоторое увеличение разнообразия и численности моллюсков по сравнению с предыдущим периодом. В тех районах, где раковины моллюсков не отмечались в отложениях суббореального горизонта, в субатлантических осадках раковины присутствуют. В центральной части моря в субатлантических отложениях моллюски не обнаружены.

Таким образом, данные о биостратиграфическом расчленении донных осадков Белого моря в поздне—последнеледниковое время. Следует подчеркнуть, что литологический состав выделенных горизонтов очень разнообразен для верхней морской пачки слоев и менее разнообразен для нижней ледниково-морской пачки. Характерно и стратиграфическое непостоянство границы между нижней и верхней литологическими пачками. Наиболее низкое по разрезу положение границы в южных районах моря, наиболее высокое — в центральной котловине и частью в северных районах. Это обусловлено тем, что ледниковый покров исчез сначала в южных районах моря и дольше всего задержался в северных, где его окончательное стайвание приурочено к среднему голоцену.

Смена комплексов различных групп флоры и фауны не была одновременной, поэтому границы, проведенные по данным различных групп организмов, в ряде случаев не совпадают. Позднеледниковые и нижняя часть послеледниковых (пребореальные слои) отложений расчленяются на основании изменения характера растительности на суше, отражавшегося в смене спорово-пыльцевых комплексов, а также на основании смены комплексов диатомовых водорослей в морских отложениях. Фораминиферы и моллюски мало могут дать для расчленения этих отложений. Наоборот, верхняя часть толщи донных отложений не может быть четко расчленена на основании данных спорово-пыльцевого анализа (прослеживаются лишь комплексы атлантического горизонта, соответствующие климатическому оптимуму), но хорошо расчленяются на основании данных по диатомовым, фораминиферам и двусторчатым моллюскам.

Мощность осадков отдельных стратиграфических горизонтов по акватории моря резко колеблется, что зависит от рельефа дна, расстояния от берега и от характера берегового района, а также от близости к источнику питания. Локально мощности увеличиваются в ложбинах коренного ложа, в зонах развития древних и современных аккумулятивных тел и в приустьевых пространствах крупных рек. Как правило, максимальную мощность в разрезе (в пределах пребореаль-субатлантика) имеют пребореальные слои. В целом мощность отложений нижней литологической пачки колеблется от единицы до нескольких метров. Мощность же осадков верхней литологической пачки колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Последовательность биостратиграфических горизонтов, описанная в настоящей главе, достаточно универсальна для всего бассейна Белого моря.

ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ В КАНДАЛАКШСКОМ ЗАЛИВЕ

Прежде, чем перейти к рассмотрению строения и истории развития осадочных толщ поздние — послеледникового возраста Кандалакшского залива, необходимо сделать несколько вступительных замечаний. Основным тезисом, на который мы опирались при проведении работ, было положение о том, что в пределах мелководных районов (шельфы океанов, внутренние и окраинные моря и т.д.) процесс седиментогенеза в позднем плейстоцене и голоцене был в чрезвычайно сильной степени связан с развитием береговой зоны (Невесский, 1967, Каплин, 1973). Это было обусловлено резким падением уровня Мирового океана в период последнего оледенения (до — 100 м) и имевшей место затем трансгрессии, во время которой подверглись коренной переработке периферийные части континентов, были залиты плоские низменные районы, образован ряд окраинных и внутренних морей и т.д. Осадкообразование развивалось последовательно и, по-видимому, стадийно (Невесский, 1971), причем так, что плащ донных отложений постепенно наползал на коренной субстрат вслед за трансгрессирующим морем. И передовым фронтом седиментогенеза была береговая зона наступающего моря. В итоге, в общем случае, возникали трансгрессивные серии, нижняя часть которых состояла из мелководных грубозернистых прибрежных осадков, а верхняя — из более глубоководных и мелкозернистых. Однако в ряде случаев на прибрежно-шельфовый седиментогенез оказали решающее влияние местные региональные факторы.

Вследствие пестроты этих факторов в пределах мелководья в каждом районе могла возникать своя седиментационная обстановка. Рассматривая под этим углом зрения Беломорский бассейн в целом, в нем можно выделить несколько районов, заметно отличных по основным седиментационным факторам. К ним относятся следующие: 1) Кандалакшский залив; 2) Терский берег; 3) Онежская губа; 4) Двинская губа; 5) центральная часть моря.

Все упомянутые районы разнятся по морфологии, глубинам, неотектоническому режиму, питанию седиментационным материалом, гидродинамике, температурному режиму, истории развития береговой зоны и т.д. Эти отличия, прослеживавшиеся на протяжении длительного времени, порождали своеобразный ход морфогенеза, седиментационного процесса и общего исторического развития каждого района, что в конечном итоге определяло строение возникающих осадочных толщ и распределение в них минеральных и химических компонентов. Поэтому, чтобы понять распределение последних, мы будем рассматривать каждый район моря и все опорные разрезы отдельно, в непрерывной динамике их становления в течение голоцена. Только так может быть освещено с наибольшей полнотой и достоверностью существо голоценового седиментогенеза для отдельных районов и вскрыт механизм распределения компонентов. И только на основе этого подробного порайонного материала можно будет говорить о литогенезе моря в целом, так же как и об особенностях распределения химико-минералогических компонентов по всей акватории. Этому будет посвящена последняя глава.

В порайонных главах мы будем придерживаться определенного плана при описании каждого опорного разреза: 1) литологическая характеристика; 2) фациальные особенности; 3) анализ мощностей; 4) неотектонические факторы; 5) эвстатические и гидро- и литодинамические факторы; 6) историко-седиментационная интерпретация.

**СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАНДАЛАКШКОГО ЗАЛИВА**

Восточной морской границей района Кандалакшского залива мы будем считать условно линию долготного простираения, проходящую к востоку от губы Порья и отделяющую сравнительно мелководную часть залива от основной глубоководной впадины центральной части моря. В Кандалакшском заливе было сделано три геологических разреза донных отложений. Приближенные направления разрезов можно видеть на рис. 42.

Разрез II был сделан вдоль осевой части губы Колвица (рис. 38). На станциях взяты четыре колонки (13, 14, 15, 16). Общая протяженность разреза 10 км. Характерной чертой профиля дна по линии разреза является резкое увеличение глубин в средней части губы Колвица. Это узкая глубокая щелеобразная ложбина, отгороженная от открытого моря порогом, генетически представляет собой

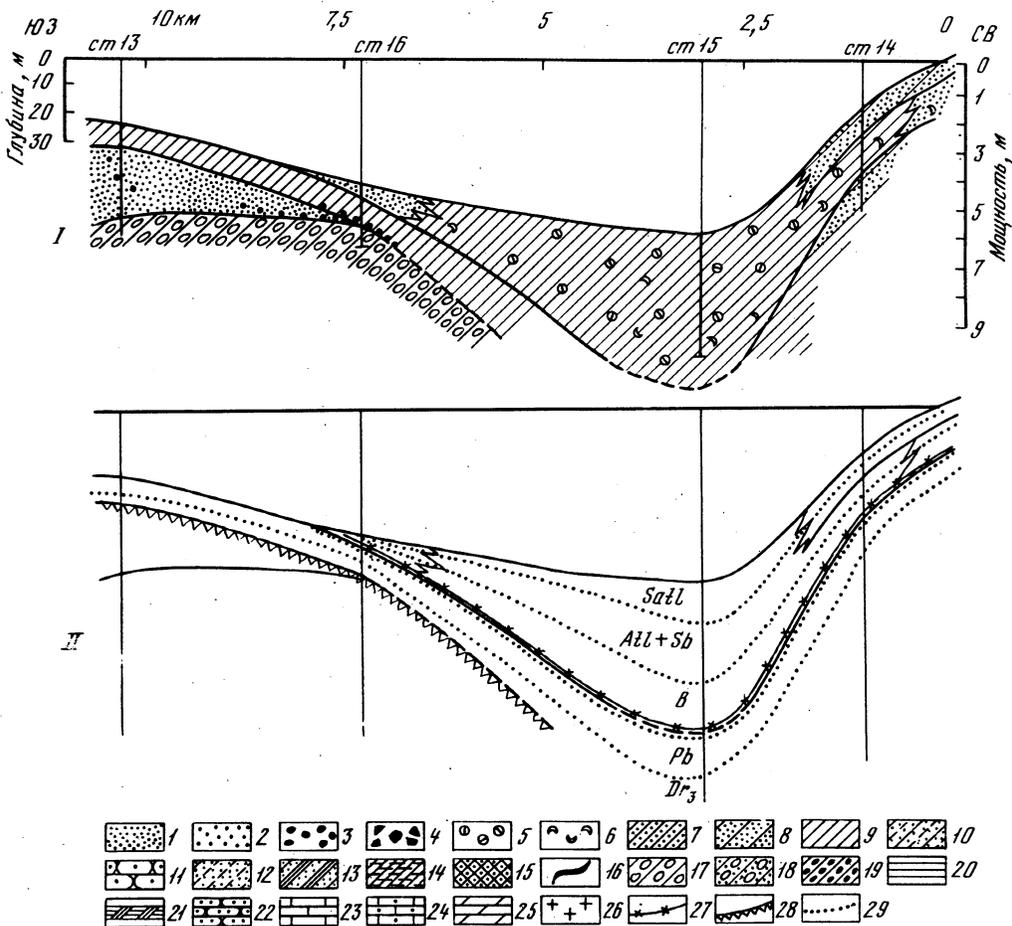


Рис. 38. Геологическая характеристика донных осадков в губе Колвица (разрез II)

I — литологическая характеристика толщи отложений; II — возрастные и генетические границы. Условные обозначения для всех геологических разрезов: 1 — песок; 2 — гравий; 3 — галька; 4 — щебень; 5 — ракушка целая; 6 — ракушка битая; 7 — песчаный ил; 8 — заиленный песок; 9 — глинистый ил; 10 — песчано-алеврито-илистые отложения (приустьевых зон); 11 — коренные алевролиты; 12 — алевритовый ил; 13 — переслаивание алеврита и ила; 14 — тонкослоистые илы (типа ленточных глин); 15 — флювиогляциальные отложения; 16 — прослой торфа; 17 — морена глинисто-щебенчатая; 18 — морена песчаная; 19 — граничный слой между мореной и вышележащими морскими осадками; 20 — коренные глины; 21 — почвенный слой; 22 — коренные песчаники; 23 — коренные известняки; 24 — сцементированные морские песчано-алевритовые отложения; 25 — мергель; 26 — коренные кристаллические породы; 27 — граница между морской (I) и ледниково-морской (II) пачками; 28 — граница между толщей осадков и базальным основанием; 29 — возрастные границы

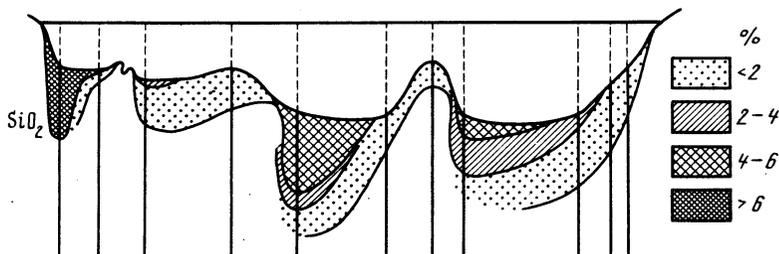
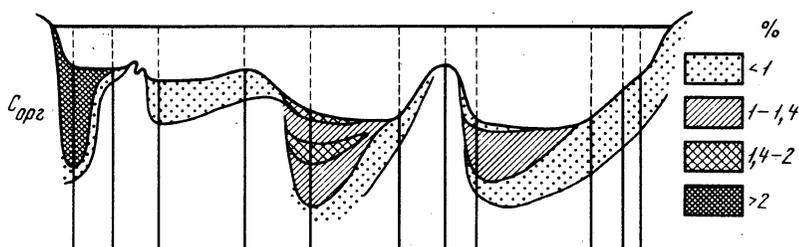
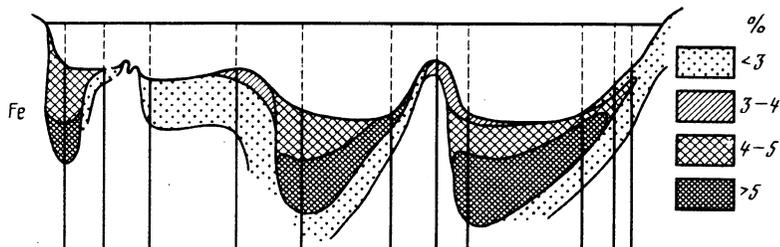
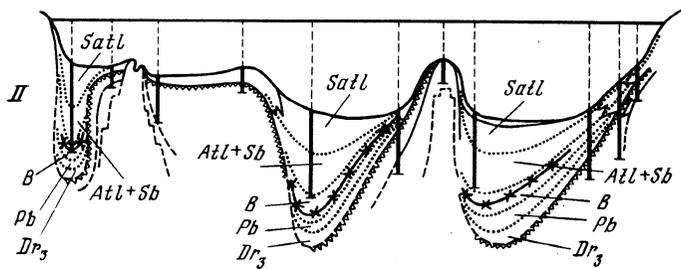
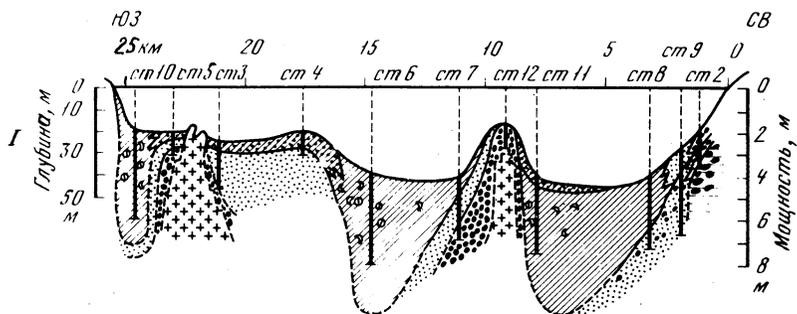


Рис. 39. Геологическая характеристика и распределение химических компонентов в донных осадках Кандалакшского залива (разрез I)

Условные обозначения к профилям I и II см. рис. 38

Характеристика механического и химического состава осадков

Разрез	Пачка, базальное основание	Отложение	Колонка	Md, мм	S ₀	
II	Морская (I)	Заиленные пески	16	0,05	2,1	
		Илы	15	0,005	2,0	
	Ледниково-морская (II)	Илы	16	0,01	1,3	
			14	0,005		
	Базальное основание	Флювиогляциальные		13	0,16	3-4
					2,3	
	Морена		16, 13	0,2	>4	
				-5,1		
I	Морская (I)	Заиленные пески	4	0,1	>3	
		Песчанистые илы	11	0,015	2,8	
		Илы	6	0,005	2,1	
			11	0,005	1,6	
				10	0,01	2,3
				< 0,005	1,4	
	Ледниково-морская (II)	Песчанистые илы	9	0,05	1,8	
		Илы	8	< 0,005	1,3	
	Базальное основание	Флювиогляциальные	7	0,3	4	
			5			
			12			
	XVIII	Морская (I)	Пески с гравием	83	2,8	4,4
Пески			82	0,2	2,12	
Заиленные пески			87	0,07	1,54	
Ледниково-морская (II)		Песок	88	0,2	1,6	
		Песок с илом	85	0,08	2,8	
			87	0,06	1,8	
			86	0,1	1,7	
Базальное основание		Флювиогляциальные	Илы	84	0,005	
				85	0,005	
			84	0,3	4,8	
	83		0,3	4		
	87		0,3	3,8		

Примечание. Пустые места в таблицах (см. по всей монографии) — анализ не проводился. Тире — полевое значение. Дробь: числитель — минимальное значение, знаменатель — максимальное. Вертикальная линия — среднее значение по нескольким станциям.

ледниковый трог. Во внутренней глубокой ванне залегают тонкозернистые илы (Md = 0,005 мм) с фауной моллюсков (ст. 15). Это пачка морских отложений. По направлению устья губы (ст. 16, 13) они выклиниваются, и на пороге залегают безжизненные серые илы нижней ледниково-морской пачки (Md = 0,01 мм). Еще глубже здесь лежат флювиогляциальные отложения, перекрывающие морену. По направлению к кутовой части губы (ст. 14) слой морских илов несколько уменьшается по мощности и перекрывается сверху плащом современных флювиогляциальных отложений, связанных с выносом р. Колвица. В основании этого слоя залегают серые илы нижней пачки (Md < 0,005 мм). Профиль и расчленение толщи на основные две пачки (линия крестиками) показаны

по разрезам, сделанным в Кандалакшском заливе, %

Тяжелые минералы, фракция 0,05-0,25	Fe	Mn	Ti	C _{орг}	CaCO ₃	SiO ₂ аморфн
Не опр.	4,27	0,04	0,25	1,20	0,27	4,33
"	4,50	0,05	0,31	1,7	0,50	7,30
"	4,9	0,06	0,34	0,52	0,27	1,0
"	2,7	0,04	0,2	0,06	?	0,7
"	3,6	0,05	0,31	Сл.	0,18	0,74
7,4	3,4	0,07	0,3	0,2	2,0	2,2
Не опр.	3,9	0,06	0,3	0,78	0,2	4,2
Сл.	4,4	0,06	0,32	1,4	0,7	4,3
"	4,2	0,05	0,32	1,1	0,3	4,0
"	5,3	0,04	0,32	2,4	0,9	6,3
Не опр.	2,6	0,05	0,4	0,37	0,5	0,7
	4,5				1,5	
Сл.	5,2	0,03	0,2	0,5	0,4	1,0
		0,12	0,4			3,0
8,5	2,7	0,04	0,2	0,03	0,4	0,7
4,0	2,38	0,04	0,19	0,2	0,34	4,8
	1,9	0,03	0,12	0,15	0,11	0,6
	2,36	0,04	0,21	0,2	0,14	Не опр.
5,1	3,12	0,05	Не определялось	Не опр.	0,27	0,5
9,5	2,7	0,05	0,3	0,05	0,3	0,7
	4,26	0,05	0,35	0,12	0,35	0,7
	4,27	0,06	0,4	0,1	0,3	0,7
	2,56	0,05	0,23	Сл.	0,4	0,4
4,2	2,5	0,05	0,17	0,05	0,4	0,7
			Не определялось			

на рис. 38. Осредненные гранулометрические характеристики толщи приведены в табл. 16.

Из табл. 16 видно, что илы обеих пачек отличаются мелкозернистостью. Несколько большая крупность илов нижней пачки (ст. 16) объясняется тем, что они залегают на пороге губы. Морена и флювиогляциальные осадки отличаются большей крупностью и плохой сортировкой.

Помимо двух литолого-фациальных пачек (ледников-морской и морской) в толще, вскрытой разрезом, было выделено на основании анализа содержащейся пылицы диатомовых и моллюсков несколько стратиграфических горизонтов. Основой для расчленения толщи явились колонки 14 и отчасти 15. Данные, получен-

ные по этим колонкам, были интерпретированы на весь разрез (рис. 38, II) с учетом литологических, минералогических и геохимических характеристик.

Возрастное расчленение колонки 14 по палинологическим данным (по Е.С. Малясовой)

Гор. 333–366 см (верхний дриас). Флора складывается в основном тундровыми и северобореальными видами. Доминирует пыльца березы *Betula* sect. *Fruticosae* и *B. nana* (85–96%). Травянистые и кустарниковые представлены: *Licopodium alpinum*, *L. appressum*, *L. pungens*, *Vaccinium* sp., *Empetrum nigrum*, *Phyllodoce coerulea*, *Loiseleuria procumbens*, *Rumex arcticus*, *Saxifraga* и др. Умеренно-термофильные элементы представлены единичными зернами *Alnus incana*, *Betula pubescens*, *Licopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *Picea excelsa*, *Pirola* cf. *rotundifolia*, *Callema vulgaris*. Единично встречена пыльца *Epludra*.

Гор. 210–333 см (пребореаль). Среди трав сокращается роль тундровых северобореальных растений. В составе древесных преобладает пыльца *Betula* sect. *Fruticosae*, *B. nana*, единично во всех образцах встречается *B. pubescens*, *Picea excusa*. Исчезают *Ephedra* и наиболее холодолюбивые тундровые и горно-тундровые элементы.

Гор. 125–210 см (бореаль). Господство лесной мезофильной растительности. Древесные породы представлены в основном *Pinus silvestris* (60–80%). В начале времени значительный процент составляет пыльца березы (*Betula pubescens*, *B. sect. Fruticosae*, *B. nana*). Травы единично (*Calluna vulgaris*, *Filipendula*). Среди спор преобладают лесные плауны *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*.

Гор. 30–125 (атлантико-суббореальное время). Высокое содержание пыльцы древесных пород (60–80%) – *Pinus silvestris*, *Betula pubescens*, *Alnus incana*, а также единичных зерен пыльцы термофильных растений – бука, вяза, липы, лещины. В составе трав и споровых наряду с умеренно-термофильными *L. anatinum*, *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *Callema vulgaris* продолжают встречаться тундровые и северобореальные виды (*L. alpinum*, *Selaginella selaginoides*).

Гор. 0–30 см (субатлантика). Отмечается некоторое увеличение количества пыльцы тундровых и северобореальных видов. Среди древесных преобладает *Pinus silvestris* (70–80%). В небольшом количестве отмечены *Picea*, *Alnus*, *Betula* sect. *Albae*. Но в этих же спектрах определена пыльца *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Ledum palustre*, *Vaccinium* sp. *Cassiope tetragona*, *Phyllodoce coerula*, *Loiseleuria procumbens*, споры *L. alpinum*. Непрерывно кривую на диаграмме дают споры *Selaginella selaginoides* (до 11%).

Было установлено, что нижняя ледниково-морская пачка возникла в течение верхнего дриаса и пребореали. Морское осадконакопление, когда в морском бассейне появились моллюски, началось, по-видимому, в самом конце пребореального времени. В течение атлантического и суббореального периодов климатического оптимума максимального расцвета, при характерном развитии комплексов, достигли диатомовые (возросло количество южнобореальных видов), а также моллюски.

Возникновение ложбины губы было связано с выпахивающей деятельностью льда. Осцилляции края ледникового языка привели к образованию порога, сложенного моренной, у устья ложбины (ст. 13).

По-видимому, фиорд существовал в ледниково-морскую стадию как очаг прибрежной седиментации, функционирующей под покровом плавающего льда. На дне накапливались серые илы (пачка II). Разрушение ледовой обстановки в конце пребореального периода привело к началу образования морского горизонта. Однако на пороге, в силу активизировавшегося гидродинамического режима, осадки не отлагались и, по-видимому, даже шел частичный размыв. Это привело к тому, что сейчас на дне в зоне порога вскрыта кровля древних ледниково-морских илов. В кутовой части губы, по-видимому, обе основных пачки образовались в более песчаных фациях.

Разрез (I) прошел в северо-восточном направлении и пересек Кандалакшский залив в районе губы Княжая, расположенной на Карельском берегу (рис. 39). Протяженность разреза 25 км. Он обеспечен одиннадцатью скважинами. Рельеф дна залива в этом месте крайне неровный: на дне выступают гряды, часто лишенные донных отложений. Они тянутся вдоль залива. Между грядами располагаются вытянутые впадины, выполненные осадками. Первые две колонки (2 и 9), взятые со стороны Кольского полуострова, вскрыли грубозернистую и сравнительно маломощную песчано-гравийную толщу. В сторону моря эта толща заиляется. В нижней части колонки 2 вскрыта морена; в нижней части колонки 9 вскрыты флювиогляциальные отложения (плохо отсортированные пески с гравием). Колонка 8, взятая в донной ложбине, состоит в верхней части из однообраз-

ного, лишённого микрофауны ила, относящегося в основном к нижней пачке. Ил залегают на флювиогляциальных отложениях. Колонка 11 почти целиком состоит из современного ила с фауной моллюсков (I пачка). Характерно, что почти аналогичная картина наблюдается во впадине между станциями 7 и 6. Между этими двумя ложбинами, вытянутыми по оси залива, тянется гряда, перекрытая на поверхности плотными грубозернистыми песчано-гравийно-галечными флювиогляциальными отложениями. Юго-западная часть разреза проходит по осевой части губы Княжая. В устье губы имеется морфологический порог неясного генезиса. По-видимому, здесь выходят коренные изверженные породы (судя по характеру эхограмм), либо это крупновалунная морена. Сама губа Княжая тянется узким заливом типа фиарда (Каплин, 1962). Отложения здесь интенсивно заиляются, и мощность их увеличивается. Колонка 10 вскрыла верхний морской горизонт ила мощностью до 4 м с фауной моллюсков.

В целом строение толщи, вскрытой разрезом, отличается большой сложностью, резкой фациальной пестротой и пространственной ограниченностью фаций. Толща может быть подразделена на две основные пачки: нижнюю — ледниково-морскую и верхнюю — морскую. Граница раздела показана на рисунке линией с крестиками. В табл. 16 приведены осредненные, наиболее типичные цифровые характеристики основных типов осадков, вскрытых разрезом.

При сравнении табличного материала с графическим можно заметить некоторые особенности гранулометрических фаций верхней и нижней пачек. Для верхней морской пачки характерны весьма резкие колебания медианного диаметра и коэффициента сортировки. Гранулометрический спектр осадков широк, а гранулометрический профиль имеет более одной вершины. Для нижней ледниково-морской пачки M_d в целом меньше, спектр уже, гранулометрическая кривая проще. В целом для разреза характерна быстрая смена гранулометрических фаций и их пространственная ограниченность.

Каков возраст осадочной толщи, вскрытой I разрезом? Комплексные данные, полученные биостратиграфическими методами, показали, что наиболее древними слоями являются слои верхнего дриаса, представленные ледниково-морскими илами. Они были вскрыты в низах колонки 8 и определены путем изучения флоры диатомовых с последующей идентификацией по пыльцевым спектрам других колонок Белого моря, где делался параллельно пыльцевой и диатомовый анализы (Медведев и др., 1970). Выше залегают все выделенные возрастные горизонты. Мощность их, как можно видеть из нижеследующего описания, невелика.

Расчленение колонки 8 по данным диатомового анализа (по Р.Н. Джиноридзе)

Гор. 215–300 см. Флювиогляциальные отложения. Диатомовые отсутствуют.

Гор. 215–170 см (верхний дриас). V комплекс характеризуется преобладанием арктических сублиторальных диатомей (более 80%). Массово встречаются *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* и споры *Chaetoceros holsaticus*. Присутствуют пресноводные виды (4–15%) *Melosira islandica*, *M. italica*, *M. distans* var. *Alpigena* *Rhopalodia gibba*.

Гор. 170–150 (пребореаль — IV комплекс). Господствуют сублиторальные виды, возрастает количество северобореальных. В характерный комплекс входят: *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Hyalodiscus*, *H. obsoletus*, *Melosira sulcata*.

Гор. 150–110 см (бореаль — III комплекс). Отмечено два подкомплекса: к интервалу 150–130 приурочен подкомплекс IIIб с обилием (> 60%) арктических арктобореальных видов. Господствует *Chaetoceros mitra*. В числе субдоминант *Thalassiosira gravida*, *Coscinodiscus curvatus*, *C. lacustris* var. *septentrionalis*. Подкомплекс IIIа (130–110 см) преимущественно сублиторальный с присутствием 2–3% южнобореальных видов. Из доминант выпадает *Chaetoceros mitra*. Остальные виды так же обильны, как и в IIIб.

Гор. 110–20 см (атлантическое и суббореальное время — II комплекс). Отмечено три подкомплекса.

Подкомплекс II в (110–90 см) состоит преимущественно из сублиторальных северобореальных видов. Доминирующие *Melosira sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, *Hyalodiscus scoticus*, *H. obsoletus*. Массовую встречаемость имеют и холоднолюбивые: *Thalassiosira gravida*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*.

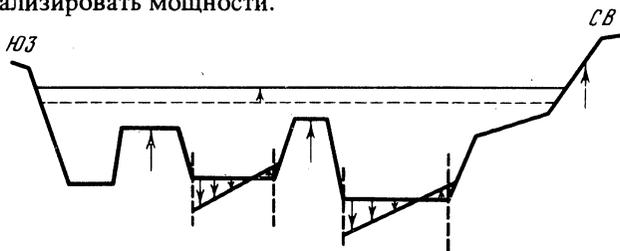
Подкомплекс II б (90–80 см) — здесь уменьшается роль теплолюбивых океанических видов до 1–2%.

Подкомплекс II а (80–20 см). Снова возрастает роль теплолюбивых форм *Grammatophora oceanica* до 17%, *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus* до 3%. В числе субдоминант отмечены

Plaqiogamma aturophorum и *Coscinodiscus curvatulus*. Ряд видов, доминирующих в подстилающих осадках, переходит в разряд субдоминант: *Hyalodiscus scoticus*, *H. obsoletus* и др. Диатомовая флора этих осадков соответствует времени климатического оптимума.

Гор. 20–00 (субатлантика – I комплекс). В составе доминант арктические и сублиторальные виды: *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora arcuata*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, аркто-бореальный неритический *Thalassiosira gravida*, северобореальные *Melosira sulcata*, *Thalassionema netzschoides*. Суммарно северобореальные и арктические виды встречаются почти в равных количествах.

Расчленение по диатомовым опорной колонки 8, фаунистические данные, полученные при рассмотрении других колонок (11, 6 и 10), а также и привлечение всех литолого-минералогических и геохимических критериев¹ (в частности, данных о содержании $C_{орг}$, железа и о механическом составе обеих пачек) позволили ориентировочно провести расчленение всей толщи, вскрытой разрезом I (см. рис. 39) и проанализировать мощности.



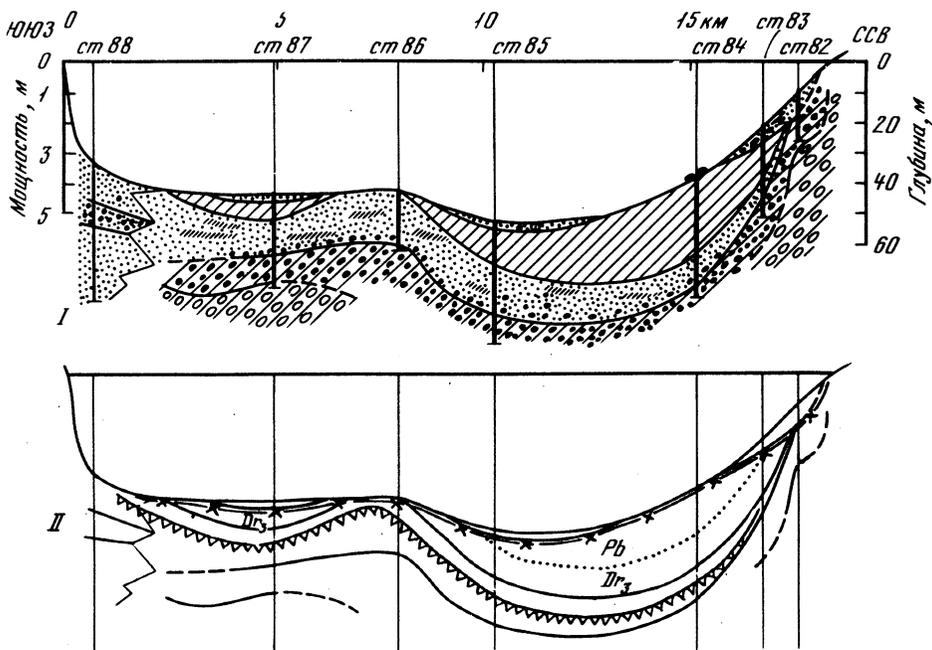
Р и с. 40. Схема, отражающая характер возможных тектонических смещений дна Кандалакшского залива в поздне-последениковое время. Стрелками обозначены направления тектонических смещений; верхняя стрелка — подъем уровня моря

Основным фактором, определившим строение осадочной толщи, явился сложный рельеф коренного ложа, в частности, наличие продольных оси залива ложбин, разделенных грядами. Анализ мощностей пачек выявил любопытную особенность. В обеих ложбинах, располагающихся по обе стороны от центральной гряды (на которой сделана ст. 12), мощность пачек увеличивается в юго-западном направлении. Наоборот, в северо-восточном направлении мощность падает, обе пачки выклиниваются, и нижняя пачка краем выходит почти непосредственно на поверхность дна (ст. 8 и 7). Таким образом, линзы ила залегают в обеих ваннах с перекосом. По-видимому, с начала их образования, т.е. с верхнего дриаса, происходило, с одной стороны, относительное погружение юго-западных частей ванн, а с другой стороны подъем центральной гряды и блока Кольского берега. Смещения блоков, возможно, происходили по линиям разломов, ограничивающих обе ванны. Только такими дифференцированными подвижками можно объяснить отмеченную особенность распределения мощностей. Подобная неотектоническая схема представляется возможной, учитывая подъем Кольского полуострова, глыбово-тектонический характер зоны Кандалакшского залива, общее простираение основных линий дизъюнктивных дислокаций и т.д. Характер имевших место подвижек показан на рис. 40.

Осадкообразование в поздне-последениковое время развивалось в зоне описываемого разреза достаточно интенсивно.

Деграция ледникового массива повлекла за собой всплывание части льда, и длительное время, по-видимому, вплоть до бореального периода (или конца пребореали) осуществлялось подледное осадконакопление. Нижняя пачка была фациально неоднородна и вблизи от берегов существовала в более песчаной фаши. После разрушения ледяного панциря началось отложение верхнего морского горизонта, достигшего максимальных мощностей в ложбинах и западинах дна, а также в полузамкнутой акватории губы Княжая. Дифференцированные движения отдельных блоков дна привели к сильному искажению мощностей всех горизонтов, к перекосу илистых линз. Одновременно они способствовали длительному

¹ Более подробно о геохимических критериях расчленения толщи см. в главе VIII.



Р и с. 41. Геологическая характеристика донных осадков в районе губы Порья (разрез XVIII).
Условные обозначения см. рис. 38

существованию и активной роли донных ловушек илистого материала, что является характерной особенностью данного участка.

Разрез XVIII (рис. 41) — пересек Кандалакшский залив в районе губы Порья, пройдя с севера на юг к о. Великому. Разрез обеспечен семью скважинами и имеет длину 18 км. Первая скважина (82), сделанная со стороны Кольского берега, на глубине 10 м прошла маломощный слой прибрежного песка (0–65 см), затем верхний слой размокшей морены и флювиогляциального материала (светло-серый песок с гравием и неокатанной галькой, с заметной примесью тонкого, почти белого илистого материала) (65–200 см). Внизу была обнаружена жесткая с трудом разламывающаяся порода, по-видимому, песчаная морена, состоящая из песка, щебня, гальки, сцементированных плотной светлой супесью.

Колонка 83 вскрыла маломощный слой современных отложений (0–30 см), состоящий из желтовато-серого среднезернистого песка с гравием, галькой и детритом. Ниже, отделяясь резкой границей, залегают тонкие маслянистые, слегка зеленоватые илы без фауны (30–175 см). Еще ниже эти илы постепенно переходят в толщу, состоящую из отдельных прослоев ила и однообразного серого песка с алевроитом (175–226 см). Описанная толща довольно резко налегает на флювиогляциальную толщу, описанную для предыдущей колонки (226–300 см).

Колонка 84 отличается от колонки 83 только отсутствием верхнего песчаного слоя. Здесь ил залегают непосредственно на дне. Поверхность ила подвергается размыву, так как на ней обнаружены отдельные плоские гальки, своеобразная галечная "отмостка". Сходное строение имеет колонка 85, правда, в верхней части залегают очень маломощный слой современных песков с ракушкой. Колонка 86 почти целиком состоит из песчано-илистого слоя. По-видимому, верхний слой ила здесь размывает. Колонка 87 схожа по строению с колонкой 85. Однако мощности слоев изменены. В нижней части вскрыта морена. Наконец, колонка 88 вскрыла довольно однообразную толщу песчаного материала, сходную с нижним песчано-илистым слоем, но без прослоев ила. В целом разрез отличается простотой. Отдельные колонки хорошо увязываются друг с другом. На основе литологических факторов, изложенных выше, мы можем выделить в толще, вскрытой раз-

резом, две основные пачки: нижнюю ледниково-морскую (II) и верхнюю морскую (I), залегающие на базальном основании, состоящими из флювиогляциальных отложений и морены. Характерно, что морские осадки почти отсутствуют, на дне идет размыв, срезана даже значительная часть гляциально-морской толщи. Таким образом, фашиальный облик разреза определяется в основном слоями нижней, гляциально-морской пачки отложений.

В табл. 16 даны основные характеристики гранулометрических фаций. Можно отметить, что верхние морские слои отличаются достаточно широким диапазоном медианных диаметров, быстрой сменой гранулометрических фаций и хорошей сортировкой среднезернистых отложений — песков и заиленных песков. Более грубозернистые отложения обладают худшей сортировкой. Ледниково-морские отложения обладают значительной тонкозернистостью. Сортировка выражена неотчетливо, но, по-видимому, для заиленных алевритов и песков, лежащих в основании илов, достаточно высокая. Что касается пород коренного ложа, то они отличаются повышенным медианным диаметром и очень плохой сортировкой.

Ни одна из колонок разреза не подвергалась биостратиграфическому анализу. Однако палинологические определения были выполнены на колонке 310, взятой несколько южнее, вблизи Карельского берега в губе Кив. Литологически эта колонка почти идентична колонкам описанного разреза. Верхняя часть ее состоит из ледниково-морского ила (0—135 см), несколько более грубозернистого в нижних слоях. В низах колонки вскрыты флювиогляциальные отложения (135—184 см) и морена (184—390 см). По определению Е.С. Малясовой, в колонке выделяются три горизонта:

0—17 (Pb)
17—100 (Dr₃)
100—390 (пыльца и споры не обнаружены)

Сопоставляя эту колонку с колонками разреза и считая, что моллюски появились в конце пребореали, мы можем ориентировочно расчленить толщу разреза на возрастные горизонты (см. рис. 41, II).

Характерной чертой разреза, как отмечалось, является очень малая мощность морской пачки. По существу современное осадконакопление здесь отсутствует, и размыв дна идет почти на всем протяжении разреза. Такое положение могло возникнуть либо при сильной активизации гидродинамического режима придонного слоя воды, возникшей в какой-то момент после образования толщи осадков, либо при длительном и продолжающемся ныне тектоническом подъеме этого участка дна. Мы склоняемся к последнему, так как активизация гидродинамического режима могла возникнуть при освобождении залива ото льда, т.е. в весьма отдаленное время, и должна была быть непродолжительной вследствие быстрой выработки соответствующего профиля дна. Размыв должен был смениться в условиях голоценовой трансгрессии осадконакоплением, и к настоящему времени мы имели бы хорошо выраженный морской слой. Однако налицо все признаки длительного размыва, и не только длительного, но и продолжающегося ныне. Такая ситуация связана, скорее всего, с длительным тектоническим подъемом дна в этом месте. Характерно, что линия разреза проходит по своеобразному морфологическому порогу, возвышению дна, отделяющему Кандалакшский залив от центральной глубоководной части моря. Это возвышение меридионального простирания ограничивается большими глубинами не только с востока, но и с запада. Здесь в заливе имеется впадина с глубинами около 200 м. Этот поперечный оси залива вал имеет, по-видимому, структурное происхождение и испытывает длительный тектонический подъем.

Представим себе историю поздне-последнего развития этого участка следующим образом. Осадконакопление имело три фазы развития: первая началась в период всплывания донных льдов в позднем дриасе или даже несколько ранее. В это время возник сначала песчано-илистый слой, который по мере повышения уровня моря постепенно сменился илистым слоем. Таким

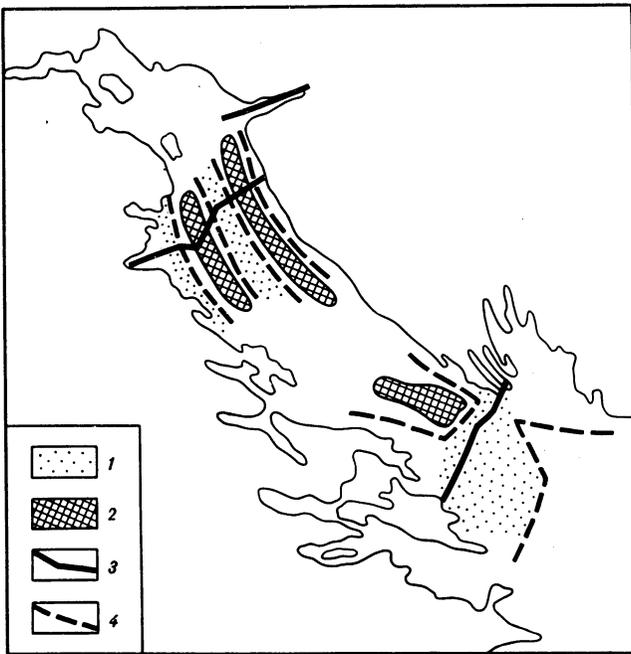
образом, генетически песчано-илистый слой является, по-видимому, в низах флювиогляциальным, а в верхах — озерно-ледниковым. В собственно гляциально-морскую стадию на дне образовался осадочный плащ тонкозернистых илов, покрывший все неровности базального ложа (вторая фаза).

После стаивания льдов на границе пребореального и бореального времени и установления обстановки морского осадконакопления верхние части ледниково-морской толщи были срезаны в соответствии с новым гидродинамическим режимом. Нельзя сказать с уверенностью, осуществилось ли после этого морское осадконакопление (третья фаза). Предполагая длительность неотектонического подъема, можно считать, что оно было минимальным на этом участке в течение всей морской стадии. Основным процессом был размыв дна, вызванный подъемом и приведший к срезанию большей части ледниково-морской пачки. Этот подъем продолжается, по-видимому, и ныне. Таковы основные фактические данные, касающиеся строения осадочной толщи в Кандалакшском заливе. Строение осадков и самый процесс осадкообразования в заливе в поздне—последледниковое время помимо деградации ледника определен в основном тектонической природой залива, сложным рельефом дна и молодыми движениями отдельных блоков.

Общее строение осадочной толщи, прослеженное на всех трех разрезах, с достоверностью говорит о существовании двух основных стадий осадкообразования — ледниково-морской и морской. Не исключена возможность, что в период деградации ледника на территории залива некоторое время имело место ледниково-озерное осадконакопление. Питание акватории залива седиментационным материалом осуществлялось достаточно интенсивно за счет выноса рек, временных водотоков и размыва моренных образований, обнажающихся в ряде мест на дне и берегах. Процесс последледникового осадконакопления в заливе начался, по-видимому, в верхнем дриасе или даже в конце аллереда в связи с всплыванием основных массивов донного льда. В начальные этапы всплывания коренной субстрат, состоящий из морены и кристаллических пород, покрыли флювиогляциальные, а местами озерно-гляциальные отложения очень сложного гранулометрического состава. Иногда это были грубозернистые песчано-гравийные осадки, иногда алевролитистые с прослоями тонких илов. В нижних частях колонок они могут рассматриваться как флювиогляциальные, в верхних, где они начинают заилиться, как ледниково-озерные, а иногда и как песчаная фация ледниково-морских отложений. Четкие границы здесь провести трудно. Возможно, это был довольно продолжительный, но мало эффективный в седиментационном плане период, сменившийся более стабильными условиями подледного осадконакопления под покровом всплывшего ледяного панциря. На значительных пространствах дна начала накапливаться мощная толща тонкозернистых илов, снизу шоколадных, а сверху — серо-зеленоватых, в верхней части которых появились микрофауна и флора. Подледное осадконакопление продолжалось в течение верхнего дриаса и большей части пребореали. Плавающие многолетние льды сошли с поверхности залива не сразу. Сначала в конце пребореали освободилась ото льдов узкая кромка вод вблизи берегов (что обеспечило миграцию моллюсков с востока), а позже, по-видимому, в начале бореали очистился весь залив. В процессе схода льда активизировалась гидродинамическая обстановка в заливе, что привело к локальному и частичному размыву верхних слоев ледниково-морских осадков. После этого началась морская стадия осадконакопления, приведшая к образованию верхней, фациально разнообразной и в целом более грубозернистой морской пачки.

Характерной чертой осадкообразования в заливе явилась очаговость распределения осадков, что первоначально было обусловлено сложным рельефом дна и наличием ряда структурных и ледниково-эрозионных ложбин. После разрушения панциря плавающих льдов и активизации гидродинамического режима очаговость усугубилась вследствие выборочного размыва кровли осадков, что хорошо заметно при рассмотрении разрезов II и XVIII.

Наконец, активные дифференцированные тектонические движения отдельных блоков дна в ряде случаев привели к дальнейшему усугублению очаговости осад-



Р и с. 42. Схема предполагаемых неотектонических смещений некоторых участков дна Канадакшского залива

1 — зоны подъема; 2 — зоны опускания; 3 — разрезы; 4 — линии предполагаемых нарушений

конакопления, особенно хорошо видной на примере разреза I, где непрерывное погружение блоков дна стимулировало прогрессирующее накопление илистого материала в структурных впадинах в течение всего голоцена. Все эти процессы привели к резким перепадам и нарушению первоначальных мощностей обеих пачек.

Распределение гранулометрических фаций осадков как на поверхности, так и в толще достаточно мозаичное. В отдельных западинах дна, структурных ваннах и фиордах концентрируются илистые отложения различного генезиса в виде локальных линз значительной мощности. С другой стороны, в узкостях проливов, на гребнях дна и на участках тектонического подъема сосредоточены грубозернистые фации в маломощных слоях, либо, как это мы видели на примере разреза XVIII, на дне обнажаются древние ледниково-морские осадки, подвергающиеся размыву.

К настоящему времени мы не располагаем достаточным материалом, чтобы построить подробную карту отложений залива и тем более дать общую гранулометрическую характеристику толщи осадков. Но, основываясь на приведенном материале, можно дать предварительную схему неотектонических движений, предполагаемых дизъюнктивных нарушений дна и расположения части структурных ванн, выполненных илистым материалом (рис. 42).

В соответствии с общим гранулометрическим составом осадочных толщ Канадакшского залива находится распределение основных химических и минералогических компонентов в толщах (см. табл. 16).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ОСНОВНЫХ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Тяжелые минералы. Распределение тяжелой подфракции было изучено суммарно для двух фракций крупного алеврита и мелкого песка. Гранулометрический интервал 0,05–0,25 был выбран как наиболее перспективный в смысле обогащения тяжелым аксессуаром (Батулин, 1947).

Установлено, что количество тяжелых минералов зависит прежде всего от общей крупности осадков и увеличено в песчаных отложениях. В илах оно минимально. Тяжелых минералов оказалось больше в песчаных отложениях нижней пачки и особенно там, где крупность этого песка наиболее благоприятна для концентрации тяжелых минералов, что особенно заметно на ст. 86 (разрез XVIII); здесь общее количество тяжелых минералов доходит в некоторых прослоях до 10,7% при среднем $Md = 0,1$ мм.

Большое количество тяжелых минералов концентрируется также в флювиогляциальных песках, подстилающих нижнюю пачку. Здесь в отдельных случаях (разрез I, ст. 7) количество тяжелых минералов возрастает до 12,5%. В современных донных песках количество тяжелых минералов обычно ниже (4–7%).

Таким образом, наиболее перспективны в смысле концентрации тяжелых минералов флювиогляциальная толща песков, а также песчаная фация II (нижней) пачки, т.е. те отложения, которые возникли в самые первые фазы становления послеледникового бассейна Белого моря. Усиленный снос и интенсивные перемещения вод в ограниченном подледном пространстве, по-видимому, вели к интенсивному отмыву и концентрации тяжелой фракции.

Пространственное расположение этой продуктивной толщи сложно, но наиболее перспективными для добычи участками, по-видимому, являются зоны неотектонического подъема дна.

Железо концентрируется в тонкозернистых осадках (см. рис. 39). В целом железа больше в осадках нижней пачки, особенно в илах (разрез I, ст. 8–5,2%). Характерно, что если для верхней пачки наблюдается прямая связь между количеством железа и $S_{орг}$ (разрез I, ст. 10), то для нижней пачки такой связи не наблюдается. В флювиогляциальных отложениях и морене содержание железа, как правило, уменьшается. Это, между прочим, является коррелятивным признаком при сопоставлении отдельных колонок.

Таким образом, концентраторами железа являются линзы ледниково-морского ила в структурных ваннах и морского ила во впадинах современных фиардов Кандалакшских берегов (Невеский, Медведев, 1972).

Марганец и титан близки по распределению к железу и концентрируются вместе с ним. Это понятно, так как все они принадлежат к единой группе кластофильных элементов.

Органический углерод сосредоточен в основном в новейших морских илистых осадках и явно тяготеет к закрытым акваториям — губам и заливам (разрез I, ст. 10; разрез II, ст. 15), где его количество составляет более 2%. По-видимому, это определяется условиями стока и замкнутостью акваторий. В осадках нижней пачки количество $S_{орг}$ резко падает. Еще меньше его в породах коренного ложа.

Органический углерод и аморфный кремнезем. Распределение $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн также носит характерные черты. Оба компонента тяготеют к морским отложениям верхней пачки, что понятно, учитывая преимущественно биогенный их характер. Максимум SiO_2 аморфн отмечен в губе Княжая (разрез I, ст. 10 — 6,3%). В отдельных случаях содержание компонентов колеблется по вертикали для верхней пачки, иногда намечается максимум для низов или средней части пачки (разрез II, ст. 15; разрез I, ст. 11, 10). Не исключена возможность, что это связано с климатическими колебаниями (климатический оптимум).

Обычно нижняя пачка характеризуется меньшим содержанием обоих компонентов. В коренных породах их содержание минимально.

Таким образом, тяжелые минералы концентрируются в песчаных слоях основания разреза, кластофильные — в илистых слоях обеих пачек, при этом концентрация в нижней пачке максимальна и не зависит от присутствия $S_{орг}$. Органический углерод концентрируется в основном в илистых слоях верхней пачки, в районах фиардов. Карбонат кальция и кремнезем концентрируются в илистых слоях верхней пачки, при этом SiO_2 аморфн тяготеет к осадкам фиардов.

ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ
В РАЙОНЕ ТЕРСКОГО БЕРЕГА

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
И ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ

Район охватывает сравнительно узкую прибрежную полосу от п-ова Турий до Горла Белого моря. Здесь было выполнено 7 разрезов.

Разрез III сделан в районе устья Кузреки, к востоку от п-ова Турий (рис. 43, А). Он обеспечен пятью скважинами и имеет длину около 5 км.

В табл. 17 приведены осредненные показатели типов осадков, вскрытых разрезом. Можно отметить хорошую сортировку прибрежных среднезернистых песков верхней пачки. В целом песчаная толща становится более мелкозернистой на больших глубинах, что видно при сравнении цифровых данных по колонкам 60 и 62. Заиленные пески и илы верхней пачки осадков отличаются пониженной сортировкой, что объясняется, по-видимому, присутствием целого и раздробленного раковинного материала.

Илы верхней пачки весьма тонкозернисты. Грубозернистая толща базального основания колонки 64 отличается повышенным медианным диаметром и плохой сортировкой.

Возрастные соотношения толщи, вскрытой разрезом, могут быть определены только приблизительно на основании общих литологических и геохимических данных по горизонтам и при сопоставлении с близрасположенными разрезами, где имеются биостратиграфические критерии (Медведев и др., 1970). По-видимому, нижние горизонты нижней пачки, контактирующие с базальным основанием (ст. 64), могут быть определены как верхнедриасовые, а горизонты верхней пачки, в которых появляются в заметном количестве моллюски, — как бореальные. Соответствующее приблизительное возрастное расчленение приведено на рис. 43, А—II.

В целом разрез характеризуется повышенными мощностями осадочной толщи и особенно верхней морской пачки, достаточно хорошо вскрытой колонками.

Осадконакопление в поздне — послеледниковое время протекало здесь достаточно интенсивно. В течение ледниково-морской стадии осадконакопления, охватившей время молодого дриаса и пребореали, на дне накапливались тонкие илы. После деградации и разрушения ледяного покрова начали отлагаться илы с фауной моллюсков. Этот участок дна, по-видимому, погрузался, что обусловило непрерывное накопление осадков и их увеличенные мощности.

Разрез XIV сделан у м. Мал. Олений Рог (рис. 43, Б—I). Здесь взято пять колонок донных отложений. Профиль подводного склона достаточно крут, а в верхней части подводный склон полностью лишен осадков. Протяженность разреза около 5 км.

Разрез характеризуется фациальной простотой и наличием двух пачек отложений (верхней и нижней). Мощность осадочной толщи в целом и в особенности мощность верхней пачки осадков уменьшена по сравнению с разрезом III.

На табл. 17 даны цифры, характеризующие механический состав обеих пачек и базального основания.

Возрастные расчленения толщи осадков, вскрытых разрезом, выполнены на рис. 43, Б—II. Основанием для расчленения послужили данные диатомового анализа и литолого-геохимические критерии.

На основании анализа мощностей можно сделать предварительное заключение о неотектоническом подъеме этого участка.

Разрезы XV (у м. Лудошный) и XVI (у м. Толстик) близки по характеру, и мы их рассмотрим совместно (рис. 43, В-I; Г-I). Протяженность обоих профилей около 6 км. Характерным для обоих разрезов является наличие обнаженного скалистого бенча в верхней части профиля. Очень хорошо выражена нижняя пачка гляциально-морских осадков, представленная тонкозернистыми, серыми, а в низах некоторых колонок шоколадными илами без микрофауны. Мощность нижней пачки велика — 4 м и, по-видимому, более. Ни одна из скважин не вскрыла эту толщу до основания. Сверху налегает верхняя пачка, представленная более грубозернистыми заиленными песчано-гравийными отложениями или песчанистыми илами с обломками ракуши. Граница между верхней и нижней пачками нечеткая, хотя достаточно определенная. В общем мощности верхней морской пачки увеличиваются по направлению к морю, а к берегу уменьшаются, причём эта пачка на двух станциях (73,75) разреза XVI отсутствует и непосредственно на поверхности дна залегают размываемые, довольно плотные ледниково-морские илы. На поверхности этих илов местами лежит современная ракушка, образующая своеобразную "отмокту". Фациальный облик обеих пачек прост, наиболее отчетливые фациальные переходы отмечены в верхней пачке разреза XVI, где песчанистые илы постепенно сменяются песками по направлению к берегу. Причины некоторого увеличения мощности верхней пачки (ст. 74) и одновременного погрубения осадков нижней пачки остались невыясненными.

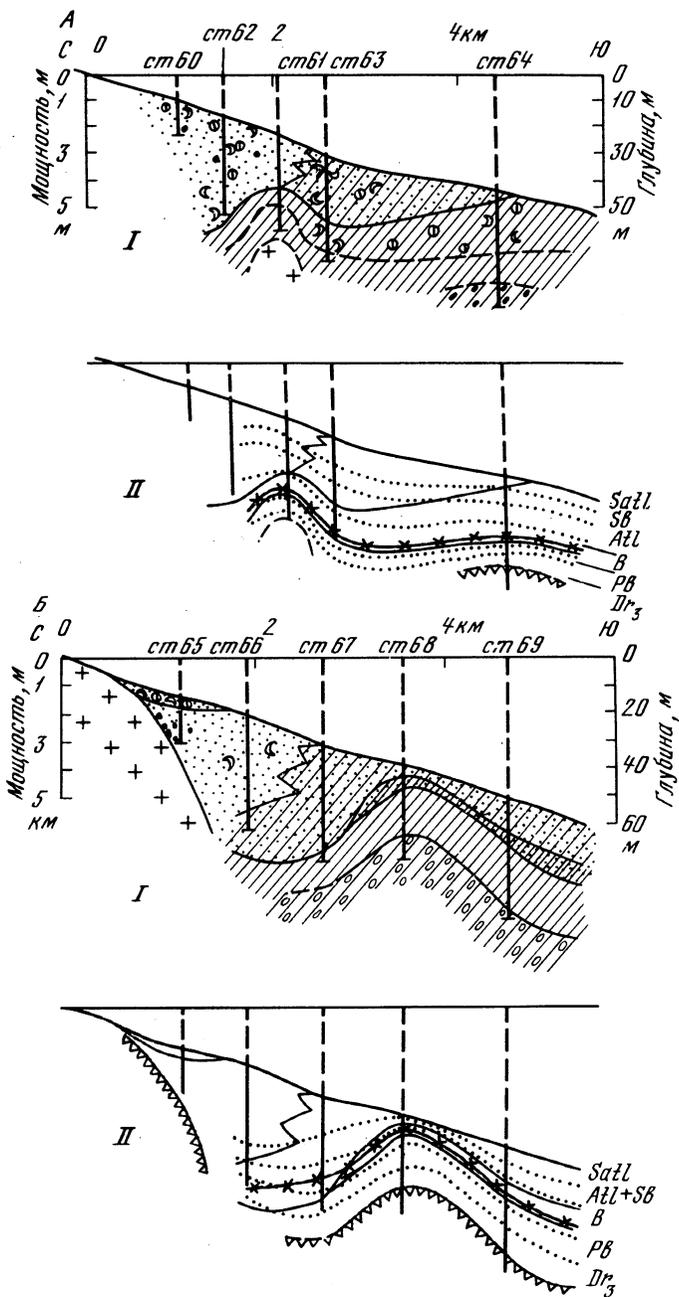
Осредненные гранулометрические характеристики обеих пачек даны в табл. 17, из которой видно, что осадки верхней пачки отличаются средней крупностью. Сортировка на разрезе XV плохая, а на разрезе XVI хорошая. Ледниково-морские илы, как обычно, весьма тонкозернисты.

Приблизительное стратиграфическое расчленение обоих разрезов, выполненное на основании геохимических и литологических критериев, приводится на рис. 43, В-II и Г-II.

При сравнении разрезов XV—XVI отмечаются резкое уменьшение мощностей и выклинивание осадочной толщи в верхней части профилей. Здесь располагается лишенный осадков бенч, что свидетельствует о новейшем подъеме этой части дна. Особенно интенсивно подъем проявился по линии профиля XVI, что привело к возникновению широкой полосы донной абразии. Нижняя часть профилей, наоборот, характеризуется повышенными мощностями, по-видимому, полным набором всех возрастных горизонтов и отсутствием заметных следов размыва между верхней и нижней пачками. Такое положение может свидетельствовать об устойчивых, хотя и незначительных опусканиях этой отдаленной от берега части дна, которые имели место в течение позднего плейстоцена и голоцена.

Разрез V был выполнен немного западнее устья Варзуги. Протяженность разреза около 12 км, обеспечен шестью скважинами (рис. 44, А-I). Профиль подводного склона на этом участке выполаживается по сравнению с соседними участками (разрез XVI на западе и разрез XVII на востоке). Вся толща, вскрытая разрезом, состоит из рыхлых осадков. Породы коренного цоколя ни в одной скважине не достигнуты, что свидетельствует о значительной мощности осадочного покрова. На профиле хорошо представлена нижняя пачка ледниково-морских илов; вскрытая колонками 19, 20, 21, 23. Это очень тонкозернистый маслянистый серый ил с прожилками гидротроилита. В нижней части колонок ил становится плотнее и приобретает шоколадный оттенок. Очень редко в илу (колонка 20) встречаются мелкие неокатанные гальки. Количество гидротроилита в прожилках и сгустках максимально в средней части вскрытого горизонта.

Граница между ледниково-морской пачкой и налегающей сверху морской пачкой во всех указанных выше колонках резкая, с явными следами размыва кровли нижней пачки, литологический облик которой резко отличен от облика нижележащих слоев. Это фациально-пестрые более грубозернистые отложения. Наиболее ясно выражен горизонт песчаного ила с редкой фауной, который вскрыт четырьмя скважинами и непосредственно налегает на нижнюю пачку. В сторону моря этот



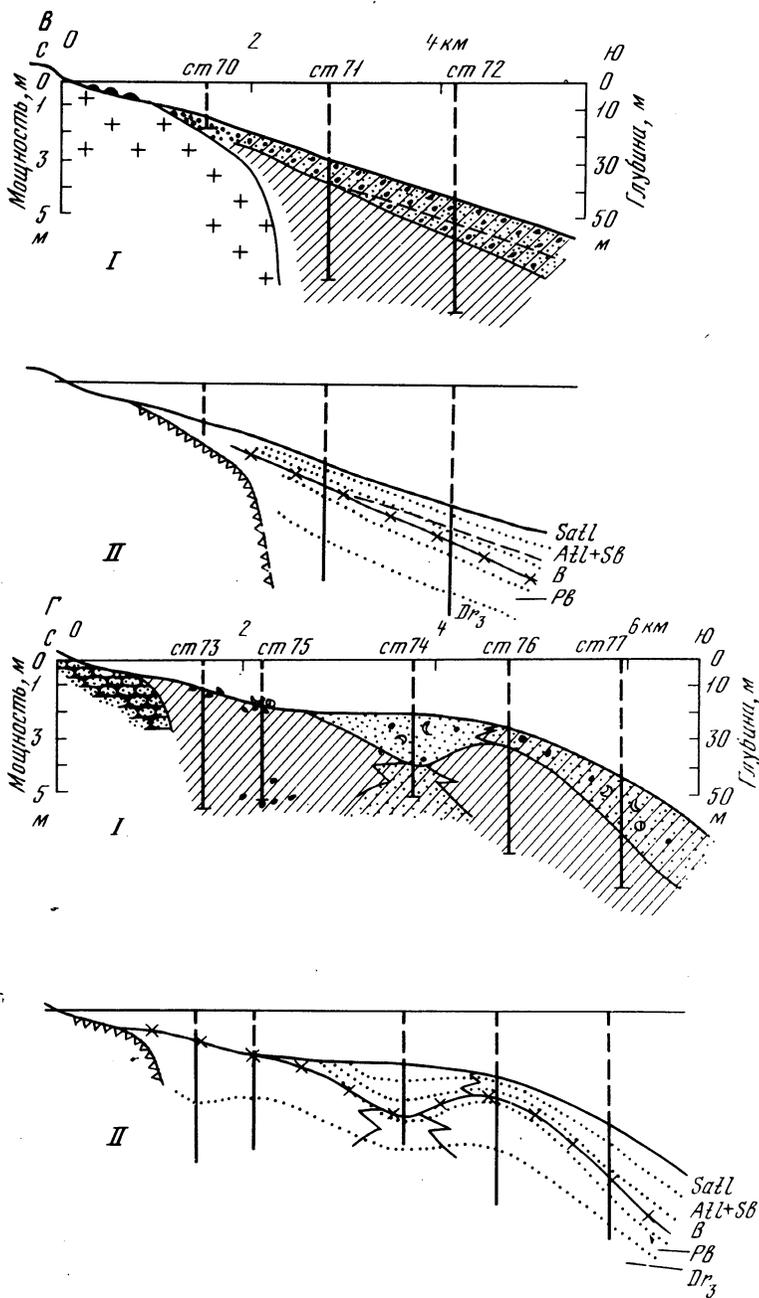
Р и с. 43. Геологическая характеристика донных осадков у Терского берега (к западу от устья Варзуги)

А – разрез III; Б – разрез XIV; В – разрез XV; Г – разрез XVI

I – литолого-фациальная характеристика; II – биостратиграфическое расчленение осадочной толщи.

Остальные условные обозначения см. рис. 38

горизонт менее грубозернист, чем в сторону суши, где к осадку начинает примешиваться гравий. Со стороны моря на этот горизонт налегает слой современного серого полужидкого ила, мощность которого в сторону моря имеет тенденцию к увеличению. Со стороны берега морская пачка представлена мощной толщей песков с ракушей. Песчаный плащ распространяется от берега, и в зоне контакта с горизонтом песчанистого ила налегает на него сверху, что хорошо видно на колонке 23.



Гранулометрические характеристики обеих пачек даны в табл. 17. Цифры свидетельствуют о мелкозернистости и хорошей сортировке прибрежных накоплений песка верхней пачки. Медиана песчанистых илов близка к медиане морских песков, но сортировка резко ухудшается. Современные морские илы (I пачка) отличаются мелкозернистостью. Гранулометрический облик осадков нижней пачки очень однообразен.

Возрастное расчленение в соответствии с диатомовым анализом было выполнено на станциях 20 (данные Э.К. Забелиной), 21 (данные Р.Н. Джиноридзе) и с учетом литолого-геохимических критериев распространено на весь разрез (рис. 44, А-II). Согласно Э.К. Забелиной (1969), нижняя пачка илов (колонка 20) имеет в основном позднемриасовый возраст. Низы толщи, характеризующиеся присутствием пресноводных форм, условно могут быть отнесены к аллереду. Интенсивное

Характеристика механического и химического состава осадков

Разрез	Пачка, базальное основание	Отложение	Колонка	Md, мм	S _o	
1	2	3	4	5	6	
III	Морская (I)	Пески	60	0,11	1,30	
			62	0,09	1,26	
	Ледниково-морская (II)	Заиленные пески	63	0,04	2,0	
			Илы	63	0,01	2,5
			Илы	61	<0,01	
Базальное основание	Флювиогляционные	64	∞ 0,5	∞ 4,0		
XIV	Морская (I)	Пески	65	0,07	1,4	
			66			
	Ледниково-морская (II)	Заиленные пески	67	0,04	1,7	
			68			
			Илы			69
Базальное основание	Смесь песка, щебня и алевропелита	68	2,0	∞ 3		
XV	Морская (I)	Песчанистый ил с гравием	71	0,05	3,2	
			72	0,07	3,4	
	Ледниково-морская (II)	Песчанистый ил	72	0,2	2,1	
			Ил	71	0,01	
			72			
XVI	Морская (I)	Песок	74	0,07	1,34	
			Песчанистый ил	77	0,04	2,14
	Ледниково-морская (II)	Песчанистый ил	74	0,06	1,45	
			Ил	75	<0,01	
			76			
V	Морская (I)	Песок	18	0,1	1,22	
			22	0,1	1,50	
			Песчанистый ил	19	0,08	3,4
			23	0,1	1,7	
	Ледниково-морская (II)	Ил	20	<0,01		
			Ил	19	<0,01	
			21			
20						
VI		Грубозернистый песок с гравием и галькой	28	0,4	3,5	
			27	0,2	Не опр.	
	Морская (I)	Песок	27	0,12	1,6	
			Заиленный песок	28	0,06	1,54
			Ил	28	0,009	
			Заиленный песок	28	0,1	∞ 3
XVII	Морская (I)	Песок	78	0,1	1,45	
			78	0,13	3,1	
			Песчанистый ил	78	0,07	1,8
			79	0,19	4,0	
			80	0,06	1,8	
81	0,05	0,5				

по разрезам, сделанным в районах Терского берега, %*

Тяжелые минералы, фракция 0,05-0,25	Fe	Mn	Ti	C _{орг}	SiO ₂ аморфн	CaCO ₃
7	8	9	10	11	12	13
4,5	1,2	0,02	0,11	0,15	Не опр.	0,18
6,2	2,2	0,03	0,24	0,1	0,24	0,3
1,0	2,9	0,04	0,3	0,3	0,1	0,53
—	4,0	0,05	0,36	0,6	2,0	1,2
—	4,2	0,08	0,3	Не опр.	0,6	0,16
Не опр.	≈3,0	0,05	Не опр.	Сл.	0,4	0,15
≈3	2,0	0,04	0,2	0,17	0,46	0,32
1,8	2,9	0,03	0,32	0,5	1,0	0,4
				0,9	2,3	1,4
0,2	3,8	0,06	0,4	0,1	0,8	0,3
2,1	3,0	≈0,04	0,3	Не опр.	0,5	0,15
1,6	3,0	0,04	0,33	0,4	1,0	0,8
2,6						
0,5	Не определялось					
0,3	4,4	0,08	0,42	0,1	0,4	1,0
					0,8	2,0
≈6,0	2,46	0,04	0,3	0,16	0,55	0,23
3,2	3,2	0,05	0,32	0,5	1,1	1,2
5,3	2,8	0,05	0,31	0,3	0,6	0,5
0,4	5,1	0,07	0,4	0,1	0,7	0,4
			4,0			4,0
9,2	2,4	0,04	0,25	0,20	1,0	1,0
4,8	1,8	0,02	0,17	0,05	1,2	0,4
	2,6	0,04	0,35	0,4	1,0	1,0
4,5	2,4	0,04	0,28		1,2	1,4
—	≈3	0,04	0,25	0,7	1,4	1,1
—	5,0	0,07	0,45	0,15	0,7	2,5
						6,0
≈3,0	2,92	0,05	0,2	≈0,04	1,09	0,96
4,81	1,78	0,02	0,12	0,13	1,39	4,38
5,0	1,74	0,02	0,16	0,08	1,1	0,8
≈2,0	3,6	0,04		Не определялось		
—	4,6	0,07	0,2	0,15	0,7	1,5
Не опр.	3,4	0,05		Не определялось		
7,5	3,5	0,05	0,37	0,2	0,7	0,7
Не опр.						
"	3,1	0,05	0,3	0,3	0,9	0,7

1	2	3	4	5	6
		Ил	81	0,01	2,55
XVII	Ледниково-мор- ская (II)	Ил с примесью песка	80	0,01	
		Ил	79	< 0,01	
	Базальное ос- нование	Супесь со щебнем	78	2,0	≈ 4,0
			79		

* П р и м е ч а н и е С м. табл. 16.

развитие диатомовой флоры с преобладанием южнобореальных видов (*Coscinodiscus radiatus*, *Hyalodiscus scoticus* и др.) отмечается на границе нижней и верхней пачек и соответствует, по Э.К. Забелиной, времени климатического оптимума голоцена. Данные Р.Н. Джиноридзе близки к данным Э.К. Забелиной. Характерна незначительная мощность слоев от бореали до субатлантики. По Р.Н. Джиноридзе, в колонке 21 пребореальные слои отсутствуют. Это подтверждает сделанное предположение об имевшем здесь место размыве кровли нижней пачки.

В целом разрез характеризуется повышенными мощностями осадочной толщи, особенно нижней ледниково-морской пачки.

Разрез XVII был сделан в нескольких милях к востоку от V разреза у пос. Чаваньга. Берег здесь становится более возвышенным, а профиль подводного склона более крутым (рис. 44,Б-I). В верхней части разреза у берега на дне обнажается широкий скалистый бенч. Глубже начинается толща рыхлых осадков. По длине разреза, равной около 8 км, было пробурено четыре скважины.

Разрез осадочной толщи достаточно прост. Характерным является широкая полоса бенча в прибрежной части и быстрое нарастание мощностей осадков в морской части разреза. Толща на основании литологических признаков отчетливо подразделяется на две пачки — верхнюю и нижнюю (рис. 44,Б-II). В табл. 17 приведены осредненные гранулометрические коэффициенты отдельных типов отложений. Возрастное расчленение толщи выполнено на основании аналитических данных по одной колонке (81) с привлечением данных по колонкам из сопредельных районов и с последующей экстраполяцией на разрез при учете литолого-геохимических критериев. При анализе разреза прежде всего обращает на себя внимание резкое несоответствие мощностей отдельных горизонтов в береговой и морской частях профиля. В первой они резко сокращены, во второй возрастают. Повидимому, это следствие тектонического подъема прибрежной полосы дна, который предположительно мог происходить в течение голоцена по разлому, тянущемуся вдоль береговой линии на расстоянии около 2—3 км от берега.

Разрез VI был сделан в районе пос. Тетрино (рис. 44,Б-I). Разрез обеспечен пятью скважинами, длина его составляет около 8 км. Профиль подводного склона здесь снова выполаживается. Разрез характеризуется мощным развитием морской песчаной толщи. Песок преимущественно мелко-среднезернистый с фауной моллюсков. Осадочная толща, вскрытая разрезом, может быть условно подразделена на две пачки: ледниково-морскую и морскую. Гранулометрические характеристики осадков приведены в табл. 17. Возрастное расчленение толщи выполнено на основании литолого-геохимических признаков (рис. 44,Б-II). На основании ряда биостратиграфических определений, выполненных в сопредельных районах, можно считать, что лед в данном участке побережья сошел несколько раньше, а именно, в поздней пребореали. VI разрез вскрыл краевую часть обширного и мощного песчаного шлейфа, тянущегося со стороны Горла в центральную часть моря и образующего своеобразную подводную песчаную дельту сложной морфологии и генезиса. Значительные мощности этих песчаных отложений, в особенности нарастание мощностей в нижней части подводного склона, могут свидетельствовать об одно-

	7	8	9	10	11	12	13
Не опр.		3,2	0,07	0,32	0,7	2,1	2,3
„		≈ 3,0	0,05	0,35	0,15	0,5	0,8
„		4,3	0,05	0,4	0,15	0,6	1,2
„		3,1	0,05	0,2	0,1		1,0

временных осадконакоплению неотектонических опусканиях дна, которые имели место в течение среднего и, по-видимому, частично позднего г.л.оцена.

Сопоставляя все разрезы описанного данного района, можно сделать несколько заключений о процессе осадкообразования и развитии этого района в поздне-последледниковое время. Процесс осадконакопления был определен двумя основными факторами: длительным существованием обстановки подледной седиментации с последующей деградацией и исчезновением ледяных полей и неоднородным тектоническим режимом всей полосы побережья. Начальные фазы осадкообразования были связаны с отступлением ледника и распадом основного ледяного массива на отдельные блоки. По всей видимости, зона раздела группы северных блоков на суше и блока, существовавшего в котловине Белого моря, проходила примерно по линии современного Терского берега. В ряде разрезов мы наблюдаем в низах флювиогляциальные отложения, перекрытые ледниково-морскими илами. В районе депрессии Варзуга (Забелина, 1969) нижние горизонты илов с примесью более грубозернистого материала датируются аллерёдом. По-видимому, здесь в это время существовало пресноводное приледниковое озеро. Позднее, когда донные льды всплыли и образовали своеобразный плавающий ледяной панцирь, плотно примыкавший к берегу, возникли и широко распространились условия подледной седиментации. Во всех разрезах мы наблюдаем толщу ледниково-морских илов значительной мощности. Подледная седиментация в рассматриваемом районе развивалась в течение молодого дриаса повсеместно. В пребореальном периоде плавающие льды растаяли в восточной части района (разрез VI). В то же время, возможно, освободилась ото льда узкая прибрежная полоса воды вдоль всего Терского берега. Об этом свидетельствует тот факт, что в губе Колвица первые редкие моллюски обнаружены в пребореальных слоях; по-видимому, вдольбереговая миграция моллюсков началась уже в поздней пребореали. Однако на небольшом удалении от берега панцирь плавающих льдов существовал вплоть до бореали, о чем свидетельствуют данные диатомового анализа (разрез V, ст. 20 и 21). Позднее льды сошли, и после некоторой перестройки подводного профиля, связанной с увеличением гидродинамической активности и выразившейся в локальных размывах верхней части пачки II (нижней), началось нормальное морское осадконакопление с образованием верхней пачки.

Характерным является то обстоятельство, что кровля ледниково-морских илов (пачка II) залегает ныне не на одинаковых расстояниях от поверхности современного дна. На одних участках дна она лежит глубоко под покровом вышележащих морских осадков (пачка I), в других этот покров очень маломощен или отсутствует вовсе и даже происходит современный размыв кровли нижней пачки. В ряде мест ледниково-морские осадки смыты, и на дне обнажается скалистый бенч. Все это свидетельствует о том, что с момента образования нижней пачки подводный склон испытывал интенсивные и дифференцированные тектонические подвижки.

Следует отметить проявившуюся на всех разрезах тенденцию к опусканию внешнего морского края подводного склона. Одновременно в мелководных частях

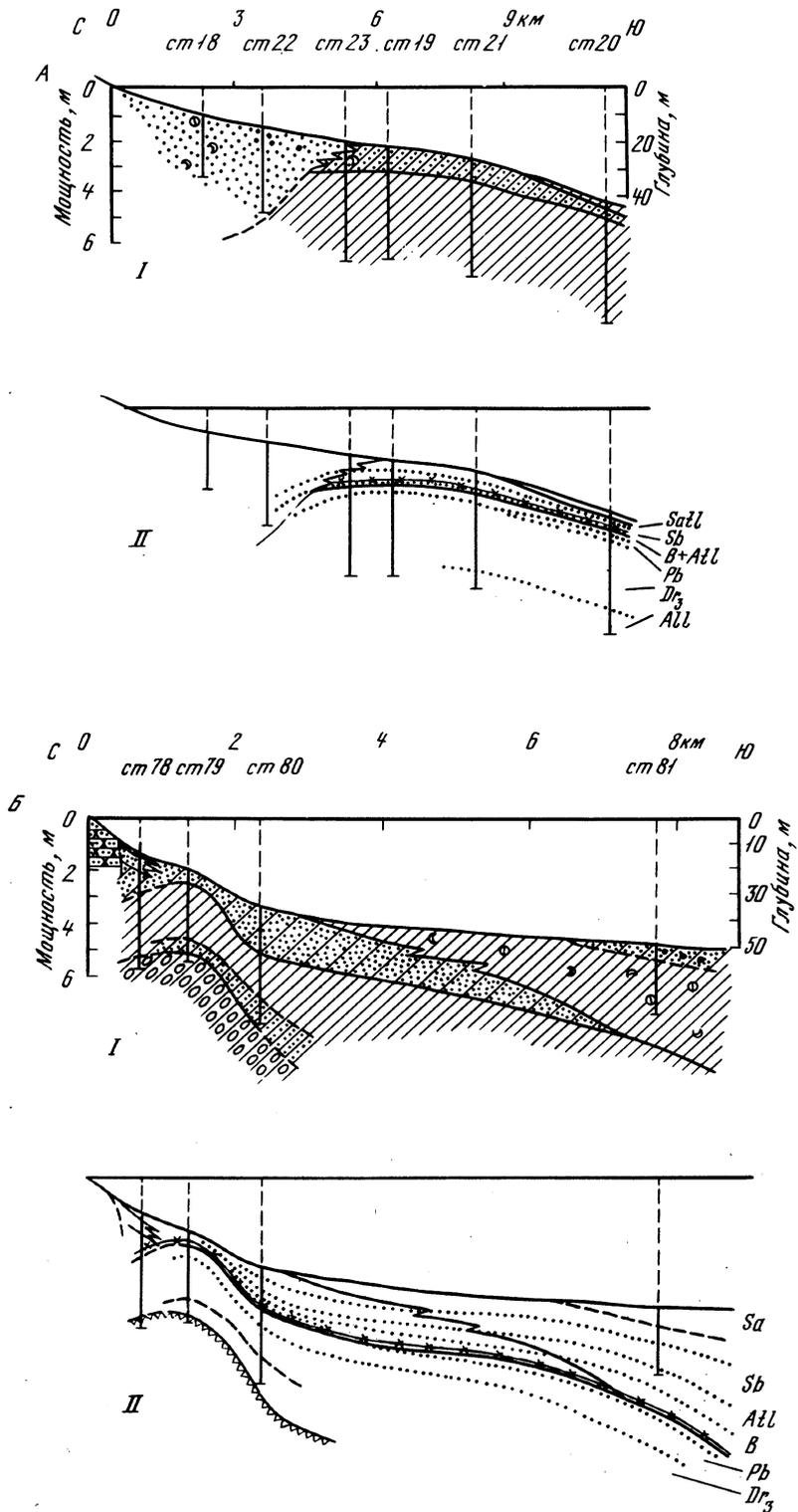
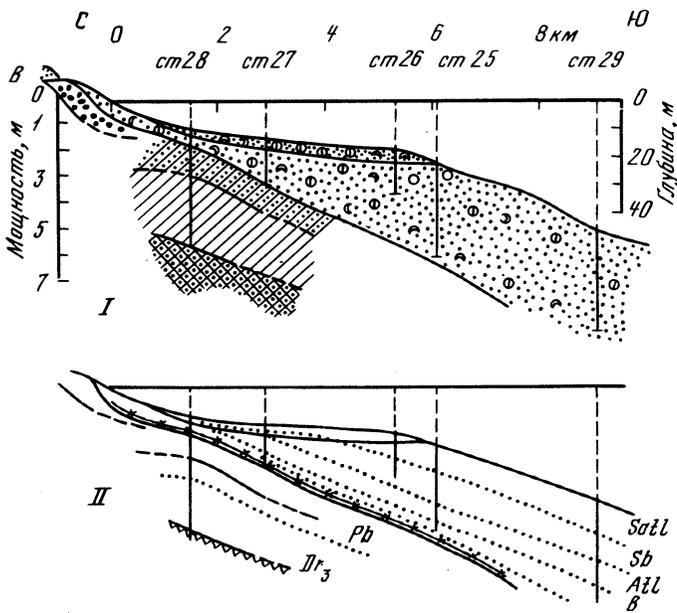


Рис. 44. Геологическая характеристика донных осадков у Терского берега (к востоку от устья Варзуги)

А – разрез V; Б – разрез XVII; В – разрез VI. I – литолого-фациальная характеристика; II – биостратиграфическое расчленение осадочной толщи.

Остальные условные обозначения см. рис. 38



Окончание рис. 44

большинства профилей имеются отчетливые следы неотектонического подъема. Это подтверждает основную мысль о существовании крупного продольного берегу разлома, проходящего в пределах подводного склона, по которому подвижки происходили в течение всего поздне – послеледникового времени. Дно в районе Терского берега опускалось, а прибрежная полоса (включая дно мелководья) в целом испытывала подъем. Однако интенсивность этого подъема было неодинаковой вдоль побережья. На приведенной схеме (рис. 45) выделены два крупных блока (зоны А и Б), где превалировал подъем прибрежной суши. Они ограничены двумя депрессиями (зоны В и Г), совпадающими с долинами рек Кузрека и Варзуга, где наблюдались относительное замедление подъема или даже стабиль-

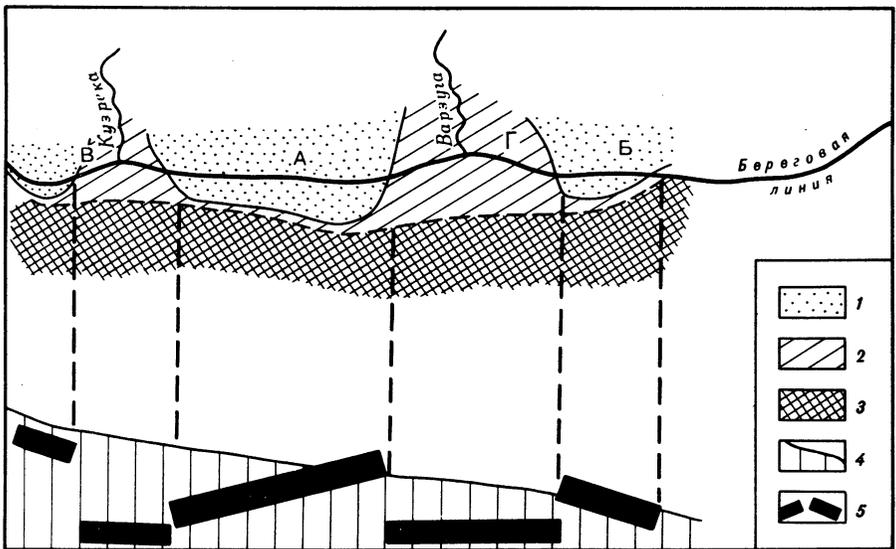


Рис. 45. Схема неотектонических смещений подводного склона Терского побережья в голоцене

1 – блоки подъема; 2 – блоки относительной неподвижности; 3 – зона устойчивого опускания; 4 – кривая, характеризующая общий подъем побережья с востока на запад; 5 – характер смещения отдельных блоков дна в прибрежной полосе

ность в течение верхнего плейстоцена и голоцена. Интенсивность подъема береговых блоков в целом уменьшалась с запада на восток, свидетельством чего является неодинаковая ширина зон абразии дна на профилях, в общем уменьшающаяся с запада на восток. Кроме того, оба блока воздымались с некоторым перекосом так, что максимальный подъем для каждого блока имел место в частях, примыкающих к центральной депрессии (зона Г). Последнее доказывает тем, что наиболее широкие зоны донной абразии отмечены по линии разрезов XVI и XVII, примыкающих к Варзугинской депрессии с запада и востока. Сами движения были не всегда равномерными в голоцене, о чем свидетельствует интенсификация подъема в прибрежных частях разрезов VI и XIV в новейшее время.

Неотектонические подвижки дна оказали решающее влияние на общий ход осадконакопления, деформировали первоначальные мощности, интенсифицировали или, наоборот, замедлили накопление осадков, изменили их фациальный облик и, как мы дальше увидим, химико-минералогический состав. Неотектонический режим привел к образованию мощной морской толщи в обеих депрессиях (зоны В и Г). Это разнообразные, преимущественно среднезернистые осадки, заиляющиеся с глубиной и связанные с условиями местного питания. В зоне двух блоков (А и Б), где господствовал подъем, морские слои в прибрежных частях профилей имеют резко деформированные мощности, грубозернистый состав и часто выклиниваются. В некоторых участках здесь на дне обнажаются ледниково-морские илы, ныне размываемые. Таким образом, в целом гранулометрический облик всей толщи достаточно сложен, в особенности для верхней морской пачки, что связано с дифференцированностью неотектонических подвижек, характерных для всего побережья.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОСНОВНЫХ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Тяжелые минералы. В песчаных толщах изученных разрезов содержится заметное количество тяжелых минералов (уд. вес более 2,9). Количество тяжелых минералов приводится суммарно для двух наиболее продуктивных размерных фракций крупного алеврита (0,05–0,10) и мелкого песка (0,10–0,25). В заиленных песках, песчанистом илу и других осадках количество тяжелых минералов резко падает, а в илах практически равно нулю. Особо заметное количество тяжелых минералов отмечено в песчаной фракции разреза III (р. Кузрека) и разреза V (р. Варзуга), что, по-видимому, связано с аллювиальным выносом упомянутых рек и последующим волновым перемывом с сортировкой и с сепарацией тяжелых минералов в определенных зонах. Показателен в этом отношении разрез III. На рис. 46,А и табл. 17 можно видеть, что повышенные концентрации наблюдаются в песчаной толще (особенно в колонке 62) на оптимальной глубине 12–13 м при средней крупности ($M_d = 0,1$ мм) и очень хорошей сортировке ($S_0 = 1,2$). Кроме того, особенно высокое насыщение тяжелыми минералами отмечается не на поверхности осадка, а на глубине 0,5–1,0 м. Это явление связано со взмучиванием песков во время штормов и отмечалось в литературе (Волков, 1965). В песках, характеризующихся менее высокой сортировкой, содержание тяжелых минералов уменьшается. В илистых осадках содержание тяжелых минералов резко снижается.

Похожая картина распределения тяжелых минералов наблюдается в толще, рассеченной разрезом V (рис. 46,Б). Здесь такие же повышенные концентрации тяжелых минералов тяготеют к берегу, наблюдаются несколько ниже поверхности дна и связаны с оптимальной глубиной (10–12 м), сортировкой ($S_0 = 1,2$), крупностью ($M_d = 0,08$ мм). Общее обогащение толщи очень велико (в среднем 9%, в отдельных горизонтах до 15%), но отмечается лишь на глубинах до 10–12 м (колонка 18). Уже на глубинах 15 м (колонка 22) сортировка песка падает, и содержание тяжелых минералов резко уменьшается (см. табл. 17). Ближе к берегу (в зонах валов, осушки и пляжа) обогащение весьма значительно, как показывают анализы дночерпательных шлюпочных проб и проб из береговых шурфов

(Шербаков и др., 1972). На берегу отмечаются многочисленные выходы концентратов с содержанием тяжелой фракции до 70–80%. Во всех остальных типах осадков, вскрытых разрезом, содержание тяжелых минералов минимально.

Показательно содержание тяжелой фракции в толще, вскрытой разрезом VI. Здесь общее содержание ниже, чем в III и V разрезах, но также отмечаются тяготение тяжелой фракции к хорошо отсортированным пескам на глубине 10–15 м и повышение содержания примерно на 1 м и ниже поверхности дна (ст. 27). В этом разрезе намечаются два плотиковых горизонта, возникших вследствие особенностей образования осадочной толщи и ее состава. На рис. 46,Б видно, что нижний из них приурочен к поверхности ледниково-морских отложений (II пачка), которые являются здесь более грубозернистыми, чем в остальных местах. Процесс частичного размыва кровли нижней пачки после таяния ледяного покрова и последующее отложение морских горизонтов привели, видимо, к сепарации тяжелых минералов. Второй плотиковый горизонт совпадает с новейшей зоной поверхностного размыва дна, о которой говорилось выше. По-видимому, здесь имеет место тектонический подъем дна, что вызвало размыв и перемыв осадков с сепарационными явлениями. Таким образом плотиковые горизонты различны генетически. Подобные же закономерности прослеживаются и в песчаных колонках разрезов XIV, XV, XVI, XVII, но проявляются слабее ввиду незначительности песчаных накоплений.

Железо, марганец, титан. Распределение железа, марганца и титана в толще осадков почти идентично (см. табл. 17). Все эти кластофильные элементы сосредоточены в основном в тонкозернистых отложениях. Отклонение от этого правила было отмечено для разреза V, где в полосе песков верхней пачки, примыкающей непосредственно к берегу до глубин 10 м, наблюдается повышенное количества железа (в отдельных образцах более 4%) за счет заметного увеличения содержания тяжелых минералов (и в том числе рудных). На больших глубинах в песках верхней пачки содержания тяжелых минералов и соответственно содержание железа заметно падают. Обычное содержание железа в песках 1,5–2,0%. Аналогичные явления наблюдаются для марганца и для титана.

В заиленных песках обычно содержание рассматриваемых элементов немного увеличивается, еще более повышается в илах I пачки и достигает максимума в илах нижней пачки. Содержание в пределах базального основания (обычно это морена) заметно, но меньше, чем в илах, и колеблется (в пределах 3%).

Характерно, что для илов верхней пачки намечается прямо пропорциональная связь между содержанием кластофильных элементов (Fe и Mn) и содержанием $C_{орг}$ и SiO_2 аморфн. Для илов нижней пачки такой связи не отмечается.

Таким образом, кластофильные элементы распределяются в общем в соответствии с гранулометрическим составом осадка, но имеют особенности, которые отмечены выше. Еще более заметные особенности намечаются при рассмотрении распределения по длине отдельных колонок, а также по поверхности профилей. Так, например, для илов нижней пачки наблюдается во многих разрезах некоторое увеличение в середине пачки. Количество железа здесь увеличивается обычно до 5–6%. Увеличивается соответственно (правда, не столь отчетливо) и содержание Mn и Ti. Возможно, это связано с резким потеплением, которое было характерно для начала пребореали, и усилением сноса (Лаврова, 1960; Малясова, 1969). В качестве примера приведем цифровые данные по разрезу XVI (табл. 18).

Имеется тенденция также к некоторому увеличению железа и других элементов (для илов II пачки) в более отдаленных от берега колонках (разрезы XVI, XV, V и др.). На расстоянии 4–5 км от берега содержится 5% железа, а в колонках, более близких к берегу, 4%. По-видимому, это связано с тем, что вблизи от берега илы нижней пачки более грубозернисты.

Характерно также, что по профилям для некоторых разрезов (III, V) отмечаются скачки в содержании железа на поверхности дна. На глубинах 20–30 м содержание его возрастает на 1–2% выше среднего значения. Возможно, это связано с наличием железистых конкреций.

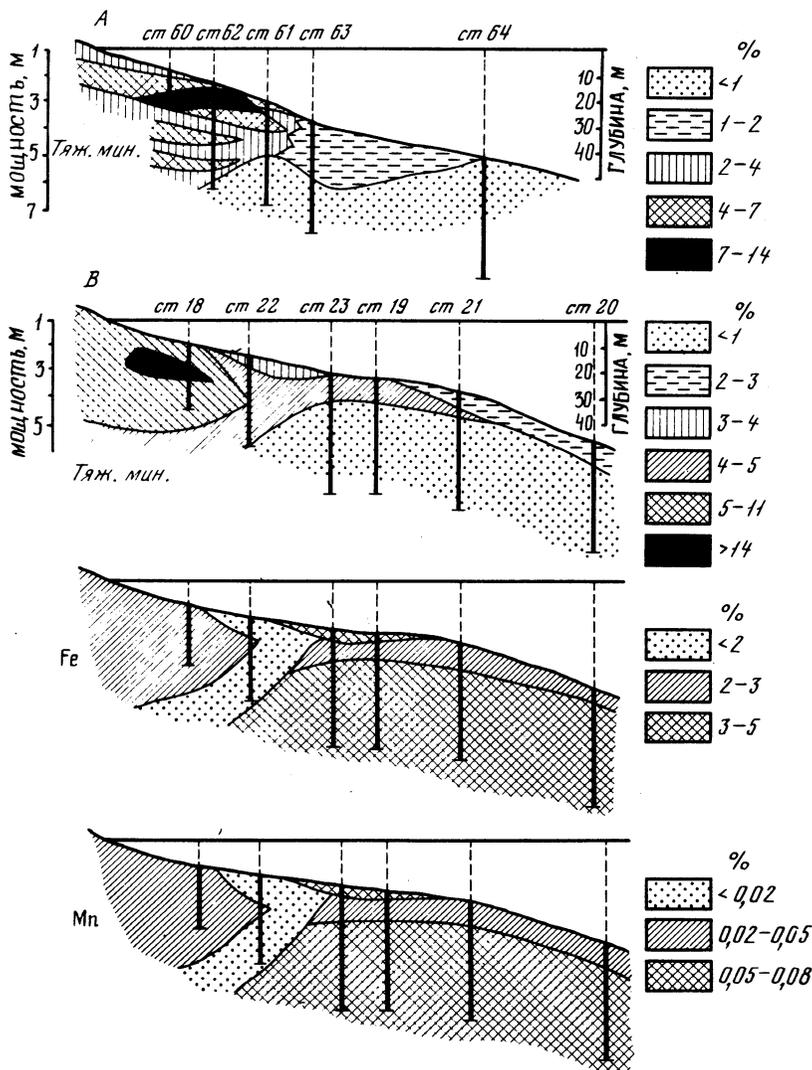
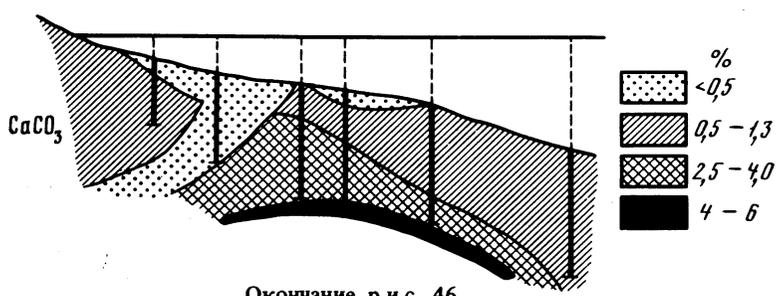
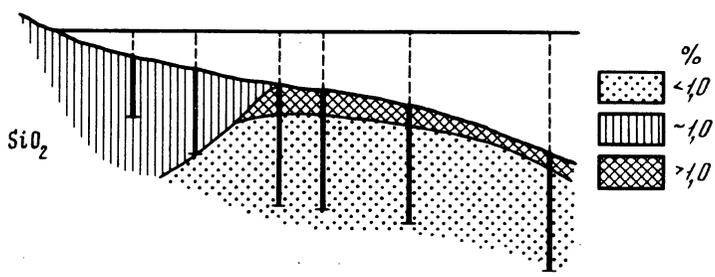
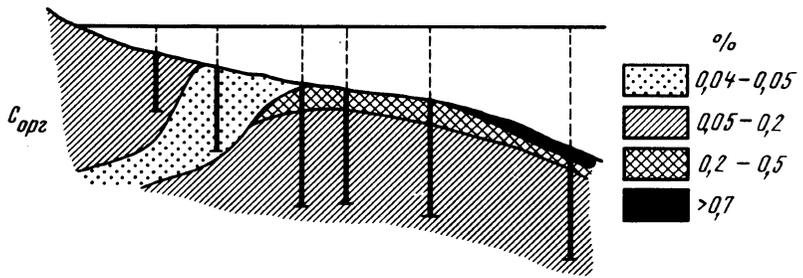
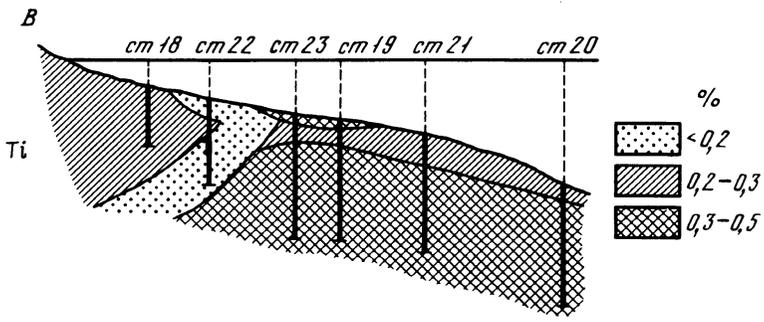
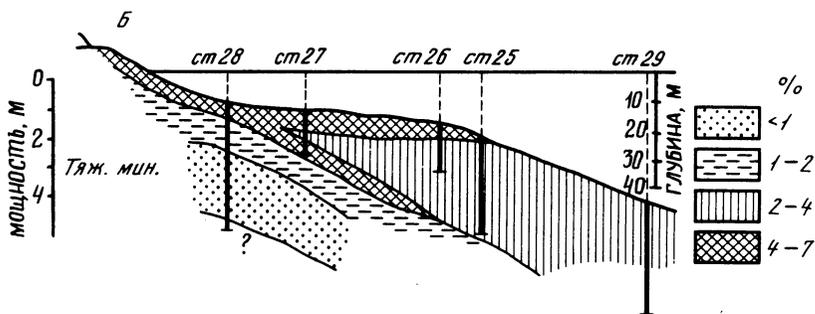


Рис. 46. Распределение отдельных минералогических и химических компонентов в донных осадках у Терского берега по следующим разрезам: III, A, V, B, VI, B, V, VI

Литологию разреза III см. рис. 43, разрезов V и VI – рис. 44

Органический углерод. Для верхней пачки в песках $S_{орг}$ мало. В заиленных песках количество его увеличивается, достигая максимальных значений в илах. Перепады содержания весьма значительны (от 0,1 в песках до 0,9% в илах). Характерно, что по вертикали распределение в илах и заиленных песках неравномерно, обычно в нижних горизонтах содержание несколько повышается, но нигде не превосходит 0,9%. Указанное повышение особенно отчетливо проявляется в колонке 69 разреза XIV, где содержание $S_{орг}$ колеблется от 0,47% (на поверхности) до 0,9% (в нижних частях I пачки). В ряде других колонок также отмечается некоторое увеличение содержания $S_{орг}$ в низах верхней пачки, что может быть увязано с более интенсивным поступлением $S_{орг}$ в осадок в период климатического оптимума голоцена.

В нижней пачке содержание $S_{орг}$ минимально (0,1%). Однако в разрезе колонок отмечена тенденция к повышению содержания в верхах нижней пачки до 0,2–0,3%. По-видимому, это повышение знаменует собою начало потепления в



Окончание рис. 46

пребореали, которое привело впоследствии к полному стайванию льдов. Содержание $C_{орг}$ в породах базального ложа минимально.

А м о р ф н ы й к р е м н е з е м. Распределение SiO_2 аморфн напоминает распределение $C_{орг}$. В верхней пачке содержание аморфного кремнезема довольно высоко и иногда резко колеблется от 0,5 в песках до 2–2,5% в илах. Заиленные отложения обычно занимают промежуточное, по содержанию, положение. По вертикали в ряде колонок (разрез III, ст. 63; разрез XIV, ст. 69 и др.) намечается тенденция к некоторому обогащению низов илстых осадков верхней пачки (до 4%), что связано, по-видимому, с климатическим оптимумом.

В нижней пачке содержание SiO_2 аморфн уменьшается в среднем до 0,6%, однако в верхах илов имеется тенденция к некоторому увеличению содержания по причинам, отмеченным выше для $C_{орг}$.

К а р б о н а т к а л ь ц и я. В распределении карбоната кальция имеется много схожих черт с распределением других двух рассмотренных биогенных компонентов. Однако имеются и заметные отличия.

В верхней пачке $CaCO_3$ обычно дает повышенные концентрации в более мелкозернистых осадках, в особенности в илах с ракушкой (разрез XVII). Однако в некоторых случаях возникают повышенные концентрации и в грубозернистых отложениях мелководья (разрез VI, ст. 38–4,38%). Это связано с сепарирующей деятельностью волн, отмывающих ракушку. Часто в заиленных песках и в близких к ним отложениях содержания $CaCO_3$ резко колеблется в зависимости от неравномерности биогенных накоплений. Отмеченная выше особенность для $C_{орг}$ и

SiO_2 аморфн – давать повышенные концентрации в низах верхней пачки – наблюдается и для $CaCO_3$, в особенности для разрезов XIV и XVII. Распределение $CaCO_3$ в илах нижней пачки не однообразно для различных участков берега. В районе Кузреки оно минимально (0,16%). К востоку (вплоть до устья Варзуги) содержание $CaCO_3$ непрерывно растет (разрез XIV – 0,3%, разрез XV – до 2%, разрез XVI – 0,4–4,0%, разрез V – 2,5–6,0%). Дальше на восток содержание $CaCO_3$ падает (разрез XVII – 1,2%, разрез VI – 1,5%). По-видимому, такая картина связана с поступлением в осадок повышенных количеств карбоната со стороны берега в центральную часть района. Возможно, это связано с размывом древних осадочных свит Варзуги и ее притоками.

Подытоживая изложенное, можно отметить, что в основном распределение отдельных компонентов контролируется гранулометрическим составом толщ. Однако в ряде случаев, в особенности для осадков нижней пачки, характерны отклонения, связанные с процессами седиментогенеза. В качестве общей иллюстрации на рис. 46, В даны геохимические профили, характеризующие распределение отдельных компонентов в осадочной толще, вскрытой V разрезом.

Т а б л и ц а 18

Распределение кластофильных элементов по вертикали для нижней (II) пачки

Станция	Горизонт, см*	Железо	Марганец	Титан
73	0–10	4,2	0,08	0,45
	200–210	5,21	0,08	0,47
	400–410	5,1	0,07	0,45
75	0–10	3,75	0,05	0,37
	180–190	4,3	0,065	0,38
	330–340	4,1	0,06	0,38
76	50–60	3,0	0,05	0,31
	250–260	5,35	0,08	0,50
	440–450	3,86	0,06	0,37

* Обогащенные горизонты соответствуют началу пребореали.

Т а б л и ц а 19

Концентрация отдельных химических компонентов, %

Химические компоненты	В зоне обогащения	Выше и ниже зоны обогащения
Fe	4,9	3,8
Mn	0,08	0,04
C _{орг}	0,9	0,5
CaCO ₃	1,4	0,6
SiO ₂	1,9	0,9

В отдельных случаях могут быть в первом приближении намечены следы диагенетического перераспределения вещества в толще осадка. Так, например, для разреза XIV отмечено, что геохимически подвижные кластофильные элементы отчетливо концентрируются непосредственно ниже границы перехода между верхней и нижней пачками, а биогенные элементы — выше (табл. 19).

Указанная в табл. 19 концентрация биогенных элементов первична. Как отмечалось ранее, вызвана она климатическими изменениями. Концентрация же кластофильных элементов была, возможно, усилена диагенетическими процессами из-за близкого соседства биогенных компонентов в силу известных закономерностей (Страхов и др., 1954), т.е. является вторичной.

Как показал изложенный выше фактический материал по Кандалакшскому заливу и Терскому берегу, ряд литологических и геохимических особенностей толщи осадков может быть отнесен к определенным стратиграфическим горизонтам, и эта связь прослеживается достаточно устойчиво на больших площадях дна (например, преимущественная тонкозернистость отношений аллерёда, позднего дриаса и пребореали, пиковые содержания биогенных компонентов в атлантическое время, концентрация геохимически подвижных элементов на границе раздела верхней и нижней пачек осадков и др.). Это позволяет использовать указанные литолого-геохимические особенности в качестве критериев для возрастного расчленения толщи и уточнения границы между верхней и нижней пачками. В последующих главах эти критерии будут неоднократно привлекаться в качестве дополнительных к биостратиграфическим данным.

ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ В ОНЕЖСКОЙ ГУБЕ

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Северной границей рассматриваемого района будем условно считать линию, проходящую от о. Олений (Карельский берег) до м. Ухт-Наволок (Онежский берег).

Акватория Онежской губы отличается мелководностью, многочисленными островами, сложным донным рельефом и наличием сильных приливо-отливных течений.

В Онежскую губу впадают три значительных реки: Онега, Выг и Кемь. Берега залива извилистые по конфигурации, разнородны литологически. В то время как западные берега сложены в основном изверженными и метаморфическими докембрийскими породами Балтийского кристаллического щита, восточные берега выполнены осадочными породами девонского возраста и моренными образованиями.

В связи с этим можно ожидать большую пестроту в питании данной акватории терригенным материалом.

В Онежской губе были сделаны 8 разрезов с помощью вибропоршневой трубки (см. рис. 2). Рассмотрим их последовательно с севера на юг.

Разрез, сделанный между островами Олений и Анзерский, обеспечен восемью скважинами и имеет общую протяженность около 90 км (рис. 47, А).

Первая колонка (255), взятая со стороны о. Олений, состоит целиком из плотного серого среднезернистого песка с плохо окатанной галькой, гравием, щебнем. Фауна отсутствует. Осадок имеет примесь светлого пелитового материала (так называемое ледниковое молоко). В нижних частях колонки количество грубозернистого материала увеличивается. По всем признакам этот материал генетически связан с флювиогляциальными или гляциально-озерными условиями осадконакопления и в последнем случае мог возникнуть в краевой зоне соответствующего достаточного древнего водоема. Верхние 10 см колонки состоят из новейшего, обычного морского заиленного песка с обломками ракушки.

Колонка 256 была минимальной по длине. Пройдя всего 15 см, колонковая труба уперлась в весьма плотный коренной субстрат, по-видимому, сложенный кристаллическими породами, 15-сантиметровый керн состоит из вязкой глины со щебнем (возможно, морена).

Колонки 308 и 307 близки по строению, ими вскрыты четыре разнородных горизонта. Сверху залегает маломощный слой слабо заиленного песка с ракушкой (колонки 308), который на больших глубинах (колонки 307) заиляется сильнее. Под ним лежит слой чистого ила, серого (308) или темно-серого (307) без фауны. Еще ниже — слой ила с песком и гравием, который резко налегает на песчаную толщу с гравием и щебнем, описанную для колонки 255. Границы между слоями достаточно отчетливы. Мощности отдельных слоев увеличиваются в юго-восточном направлении.

Мощности всех слоев колонки 306 несколько уменьшены, осадки более грубозернисты, а в нижней части колонки вскрыт плотный серый моренный суглинок с гравием. Колонка взята на возвышении донного рельефа на несколько меньшей глубине по сравнению с предыдущими. Видимо, здесь располагается глубинный выступ

коренных пород, покрытый плащом осадков, что повлекло за собой деформацию мощностей и крупностей отдельных слоев осадочной толщи (Невесский, 1967).

Колонка 244 взята в более глубоководной ложбине дна на глубине 100 м. Верхняя часть колонки состоит из серого маслянистого ила без фауны. Лишь в самом верху дночерпательная проба обнаружила в илу отдельные раковины моллюсков. Нижняя часть колонки (гор. 293–354 см) состоит из ила с примесью песка с гравием и галькой, количество этого грубозернистого плохо окатанного материала увеличивается книзу. Таким образом, в этой колонке отчетливо прослеживаются верхний слой морского осадка (ил с ракушей), средний слой немного ила (гляциально-морского генезиса) и нижний слой, который является переходным к нижележащим ледниково-озерным и моренным образованиям.

Колонки 243 и 242, взятые в прибрежной части о. Анзерский, отражают характерные фациальные переходы слоев от илистых к песчаным разностям по мере приближения к берегу (рис. 47, А–I). Примечательно, что мощность новейших морских отложений (заиленные пески и пески с фауной моллюсков) по мере приближения к берегу увеличивается, что, по-видимому, связано с усиленным сносом материала с суши.

Рассмотренный разрез сделан в районе с довольно сложным рельефом дна. На западе линия разреза тянется по мелководью, а на востоке пересекает более глубоководную ложбину. Толща, вскрытая разрезом, отчетливо подразделяется на четыре пачки. Внизу лежат серые моренные суглинки. На суглинках залегают грубозернистые осадки, связанные с флювиогляциальной или озерно-ледниковой фазой седиментогенеза. Выше лежат ледниково-морские илистые слои, внизу более грубозернистые (переходный слой), а вверху состоящие из чистого ила.

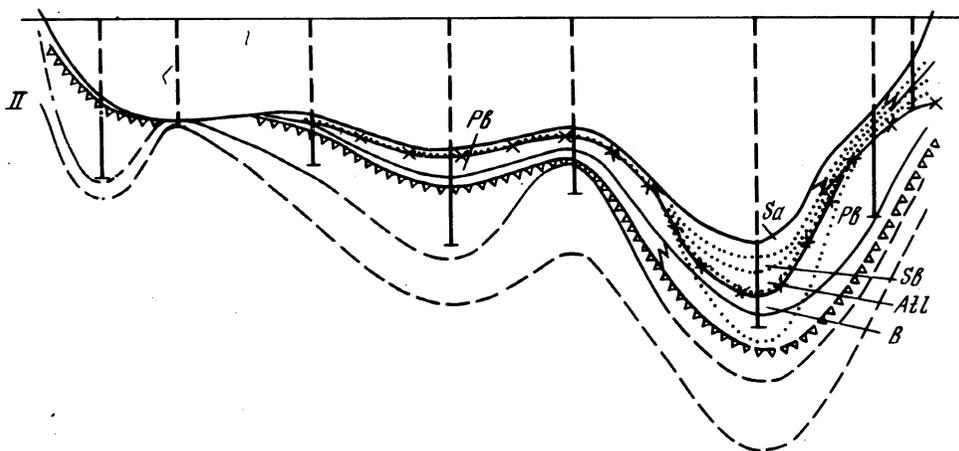
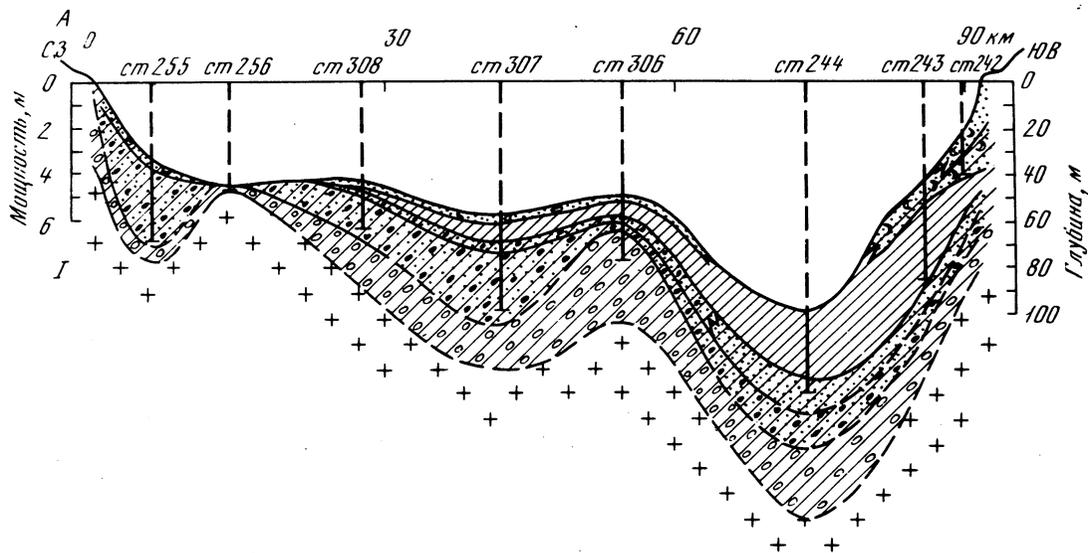
Верхняя пачка представляет собой морские осадки с обычными фациальными переходами, связанными с глубинами и отдаленностью от берега. Граница между флювиогляциальными осадками и вышележащей толщей отчетлива. Граница же между ледниково-морской и морской пачками отчетлива лишь на малых глубинах, а на больших (ст. 244) становится мало заметной.

В табл. 20 приведены осредненные гранулометрические показатели типов осадков, вскрытых разрезом. Можно отметить плохую сортировку и грубозернистость осадков переходных слоев, связанных с последними стадиями ледниковой фазы осадконакопления. Ледниково-морские илы отличаются тонкозернистостью. Осадки верхней морской пачки весьма разнообразны по гранулометрическому составу. Отложения базального основания разнозернисты и плохо отсортированы.

Возрастное расчленение толщи, вскрытой разрезом, проведено ориентировочно, с учетом расчленения более северных колонок (например, 303), литологических и геохимических критериев, а также морфологии дна (рис. 47, А–II).

Характерной особенностью разреза является почти полное отсутствие донных осадков в его западной части, примыкающей к Карельскому берегу. Здесь на поверхности дна обнажаются и, по-видимому, размываются более древние отложения (моренные, флювиогляциальные и, возможно, ледниково-морские начальной стадии). По направлению к востоку появляется плащ донных отложений, слагающийся двумя обычными для Белого моря пачками: верхней — морской, фациально разнообразной и нижней — ледниково-морской, представленной в основном илами. Мощность обеих осадочных пачек увеличивается по направлению к востоку, хотя и неравномерно, в зависимости от изменения донного рельефа. Максимальная мощность наблюдается в глубоководном желобе (ст. 244) и на северном подводном склоне о. Анзерский.

Подобное распределение мощностей по профилю свидетельствует о неотектоническом подъеме полосы дна, примыкающей к Карельскому берегу. Судя по постепенному выклиниванию осадочных слоев с востока на запад, подъем происходил непрерывно в течение голоцена, причем с большей интенсивностью на западе, чем на востоке. Зона дна, примыкающая к о. Анзерский, была стабильна или даже испытывала небольшое относительное погружение.

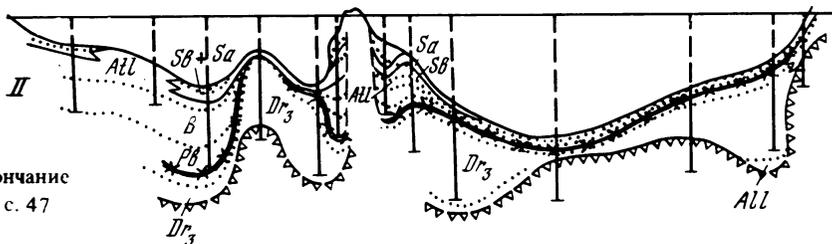
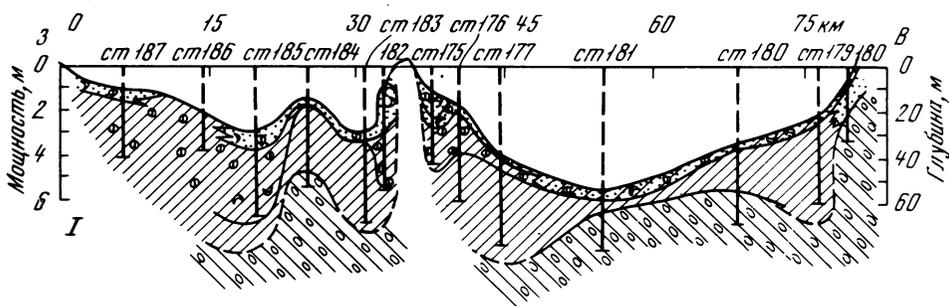
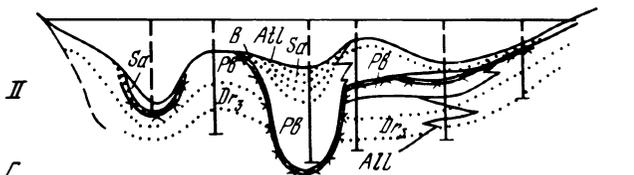
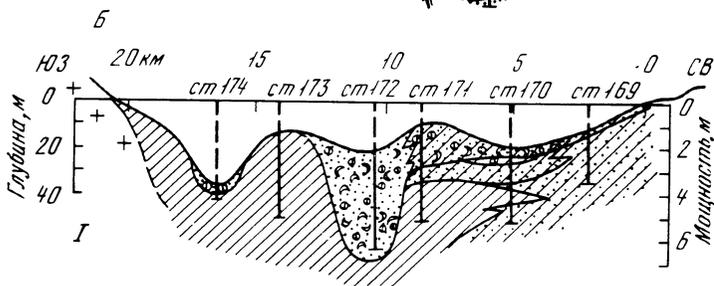
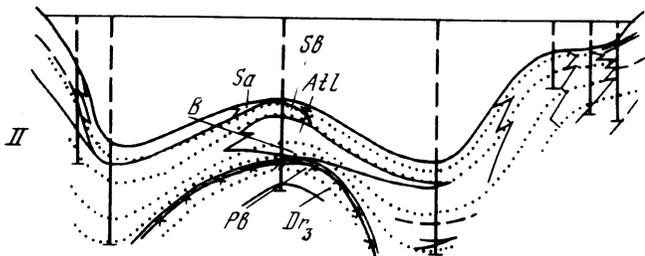
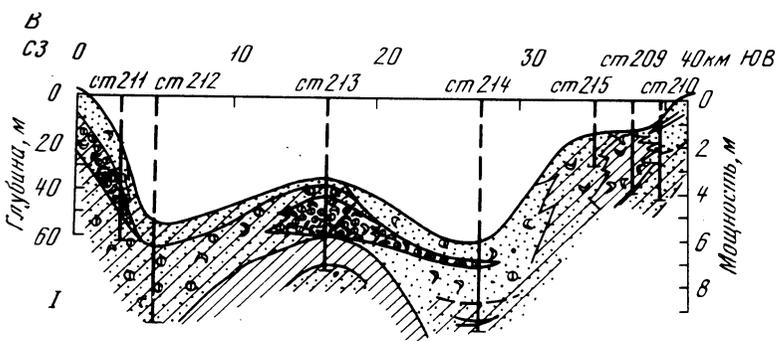


Р и с. 47. Геологическая характеристика донных осадков в районе Соловецких и Жужмуйских островов

А — разрез между островами Олений и Анзерский; Б — Западно-Соловецкий разрез; В — разрез о. Анзерский — бухта Конохова; Г — разрез Жужмуйский. Остальные условные обозначения см. рис. 38

Осадкообразование распалось на две фазы — ледниково-морскую и морскую, следствием чего и явилось возникновение двух описанных выше пачек.

Весьма характерно также для данного участка существование донной ложбины, примыкающей к о. Анзерский. Ложбина соединена с центральной котловиной бассейна, и вблизи от места их соединения взята колонка 303. Биостратиграфическое изучение колонки 303 показало, что здесь вплоть до бореали находился донный лед и лишь с бореали началось подледное осадконакопление. Учитывая морфологию дна, можно предположить, что в ложбине, где взята колонка 224, также длительное время находился донный лед. Язык этого реликтового донного льда тянулся от центральной котловины и, по-видимому, соединялся вертикальными перемычками с полями плавающих реликтовых льдов. Это препятствовало подледному осадкообразованию в донной ложбине в течение ранней и средней прбореали, в то время как на периферии ложбины на меньших глубинах в это время уже осуществлялось подледное осадконакопление. После общего разрушения ледовой обстановки (бореаль—атлантика) началось усиленное осадко-



Окончание
рис. 47

Характеристика механического и химического состава

Разрез	Пачка, базальное основание	Отложение	Колонка	Md, мм	S _o
1	2	3	4	5	6
о. Олений о. Анзерский	Морская (I)	Песок с ракушей	242	0,17	2,3
		Заиленный песок с ракушей	Ряд колонок	0,2	2,7
	Ледниково-морская (II)	Ил	244	0,01	3,0
		Ил с песком и гравием	Ряд колонок	0,2	
		Ил	Ряд колонок	<0,01	
		Базальное основание	Флювиогляциальные и озерно-ледниковые разнозернистые осадки Морена	Ряд колонок	0,25
			Ряд колонок	0,1	3,0
Западно-Соловечский	Морская (I)	Песок с ракушей	174	0,5	4,0
		Заиленный песок с ракушей	172	0,9	1,7
		Ил	171	0,11	3,0
	Ледниково-морская (II)	Заиленный песок	170	<0,01	3,2
		Ил	169	0,07	
				171	0,01
			173	<0,01	
Бухта Конохова — о. Анзерский	Морская (I)	Ракушняк	213	0,4	2,4
		Песок	211	0,16	1,6
			214		
	Ледниково-морская (II)	Заиленный песок с ракушей	212	0,06	3,0
			215		
		Песчаный ил с ракушей	212	0,01	4,4
	Ил	213	<0,01		
	Заиленный песок с примесью гравия и гальки	213	0,2	3,2	
Жужмуйский	Морская (I)	Песок	175	0,35	2,5
			178		
			182		
	Ледниково-морская (II)	Заиленный песок	Ряд колонок	0,2	3,4
		Ил	Ряд колонок	<0,01	
	Песок	178	0,08	2,0	
	Ил	Ряд колонок	<0,005		

осадков по размерам, сделанным в Онежской губе. %*

Тяжелые минералы, фракция 0,05-0,25	Fe	Mn	Ti	C _{орг}	SiO ₂ аморфн.	CaCO ₃
7	8	9	10	11	12	13
5,0	2,6	0,04	0,03	0,15	1,0	<u>0,3</u> 5,0
3,5	4,0	0,05	0,34	0,3	1,2	<u>0,2</u> 1,5
—	5,0	0,05	0,35	1,2	4,5	0,4
Не опр.	2,5	0,05	0,28	0,02	0,7	0,25
0,7	5,2	0,06	0,4	<u>0,1</u> 0,8	1,0	<u>0,2</u> 0,6
4,2	2,2	0,05	0,2	0,02	Не опр.	Не опр.
2,0	3,4	0,05	0,25	0,6	0,7	1,3
0,51	2,0	0,03	0,23	0,24	0,74	13,3
0,03	1,7	0,03	0,1	0,25	1,2	2,25
4,0	2,8	0,05	0,25	0,35	1,0	2,6
—	4,0	0,05	0,35	0,24	0,9	2,0
8,0			Не определялось			
—	4,2	0,05	0,4	0,25	0,8	0,3
—	4,7	0,05	0,4	0,13	0,8	0,4
—	1,0	0,05	0,04	0,25	1,3	55,0
6,0	1,7	0,02	0,2	0,2	0,4	<u>0,2</u> 2,0
	3,0	0,03	0,23	0,5	1,6	<u>1,0</u> 12,0
Сл.	3,5	0,05	0,25	0,8	3,8	<u>2</u> 5
—	4,6	0,06	0,2	0,4	1,1	0,2
3,3	2,5	0,03	0,2	0,07	0,4	0,2
2,3	2,0	0,02	0,1	0,04	0,4	<u>0,3</u> 2,0
2,8	2,8	0,02	0,2	0,4	0,9	1,2
<1,0	5,5	0,06	0,38	0,7	1,8	<u>0,3</u> 12,0
3,2	2,5	0,04	0,2		0,5	1,0
<1,0	6,2	0,07	0,45	0,3	0,8	0,3

1	2	3	4	5	6	
Жужму- ский	Базальное основание	Морена	Ряд колонок	0,3	4,0	
		Галька и гравий	201	>10	>5	
Южно-Онежский разрез	Морская (I)	Песок	194 } 195 }	0,2	2,3	
		Заиленный песок	197 } 199 }	0,07	3,2	
		Песчанистый ил	196 } 199 }	0,01	≈3,0	
		Ил	198 } 199 }	<0,01		
		Ледниково- морская (II)	Песчанистый ил	196	0,1	2,1
		Ленточная глина	200	0,01		
		Ил	197	0,01		
		Базальное осно- вание	Моренный суглинок	201	≈0,3	4,2

*Примечание. См. табл. 16.

накопление в самой ложбине, а по бортам ложбины, наоборот, начался размыв кровли ледниково-морских осадков, вследствие активизировавшегося гидродинамического режима. Особенно резко это проявилось в западной части разреза из-за продолжавшегося тектонического подъема дна. Подобный процесс привел к полному перераспределению первоначальных мощностей слоев и к исчезновению ряда возрастных горизонтов. Это повлекло за собой, как мы увидим из дальнейшего, и характерные геохимические изменения всей толщи.

Следующий разрез был сделан между о. Соловецкий и архипелагом островов Кузова. Его западный край примкнул к безымянному острову, расположенному к востоку от о. Немецкий кузов (рис. 47, Б). Протяженность разреза около 20 км, он обеспечен шестью скважинами. Глубины по линии разреза сравнительно небольшие, но рельеф дна довольно сложный. В частности, характерным является наличие узких ложбин, тянувшихся вдоль оси пролива, разьединяющего оба острова. Они хорошо видны на рисунке.

Колонка 169, взятая со стороны о. Соловецкий, вскрыла преимущественно песчаную толщу, состоящую из серого заиленного песка с гравием и галькой без фауны. По-видимому, это древние отложения ледниково-морской или даже ледниково-озерной фазы развития бассейна. Верхняя часть колонки сложена маломощным (15 см) горизонтом чисто морского осадка — заиленным ракушняком с песком.

Колонка 170 вскрыла весьма сложно построенную толщу:

	Горизонт, см
Заиленный песчаный ракушняк	0—38
Серый ил с ракушей	38—57
Серый песчанистый ил без фауны	57—158
Слегка заиленный среднезернистый песок	158—181
Серый ил без фауны	181—242
Песок с галькой, внизу заиленный.	242—322

Верхняя часть колонки (0—57 см) характеризуется наличием раковин моллюсков. По-видимому, это слой верхней морской пачки. Ниже раковины исчезают,

	7	8	9	10	11	12	13
	2,1	2,5	0,04	0,3	0,2	0,5	0,5
	1,5	2,32	0,03	0,16	0,1	0,3	1,0
Не опр.	1,7	0,02	0,14	0,5	0,8	0,3	
<1,0	3,07	0,03	0,23	0,3	1,0	1,0	
<1,0	4,0	0,04	0,35	0,5	0,4	0,8	
					2,4	2,4	
					0,7		
<1,0	5,0	0,05	0,4	0,6	3,4	0,4	
	2,4	0,03	Не опр.		0,6	0,15	
	3,8	0,04	0,3	1,0	2,8	1,5	
<1,0	5,3	0,08	0,45	0,15	0,5	0,2	
Не опр.	4,5	0,05			Не определялось		

и колонка сложена неясно выраженными слоями изменчивого механического состава. В самых низах колонки грубозернистость осадка возрастает. По всей видимости, это горизонты нижней пачки.

Проще построена колонка 171: сверху (0–182 см) залегает толща серого песчаного ила с фауной моллюсков, ниже (182–246 см) — песчаный ил без фауны; низы колонки сложены плотным серо-бурым илом без фауны.

Резко контрастируется с колонкой 171 колонка 172, целиком состоящая из крупно-среднезернистого песка с ракушей. Колонка же 173 целиком состоит из ила, а в колонке 174 в верхней части залегает песок, в нижней — ил.

Примечательны резкое различие колонок этого разреза и то обстоятельство, что более грубозернистые осадки залегают в депрессиях (ложбинах) дна, в то время как на гребнях вскрываются мощные толщи ила.

В целом разрез отличается большой фациальной пестротой, однако в нем с достаточной уверенностью могут быть выделены верхняя морская и нижняя ледниково-морская пачки. Для верхней пачки характерны фациальные переходы от заиленных отложений к песчаным. Эти переходы наблюдаются как в сторону берега, так и в сторону зон, где имеются подводные ложбины. Для нижней пачки также отмечен фациальный переход илов в более грубозернистые осадки в направлении о. Соловецкий.

Осредненные гранулометрические характеристики осадков обеих пачек по этому разрезу даны в табл. 20.

Осадки верхней пачки разнообразны в гранулометрическом отношении и в целом (кроме илов) отличаются плохой сортировкой из-за обилия раковинного материала. Осадки нижней пачки более однообразны. Илы очень тонкозернисты, а песчаные отложения из-за присутствия гравия плохо отсортированы. Возрастное расчленение толщ было выполнено на примере колонки 171 с последующим привлечением литологических и геохимических критериев. Пыльцевой анализ показал (данные Е.С. Малясовой), что самые глубокие слои, представленные тонкозернистыми илами ледниково-морской пачки, могут быть датированы аллерэдом (гор. 400–470 см). В пыльцевых спектрах преобладает пыльца березы, представленная здесь древесной (30–40%), кустарниковой и кустарничковой (60–

70%) формами. В составе трав присутствуют виды, произрастающие в настоящее время в различных климатических и эдафических условиях. Тундровые и северобореальные — *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *Vaccinium* sp., *Phyllodoce coerulea*, *Dryas octopetala*; бореальные — *Polygonum bistorta*, *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *Botrychium lunaria*; определена пыльца *Ephedra*. В целом в составе ископаемой флоры преобладают виды, характерные для перигляциального типа растительности, и только присутствие небольшого числа бореальных растений (*Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*) отличает ее от дриасовой.

Над аллерёдскими слоями залегают слои позднедриасового возраста (гор. 335–400 см), также представленные илами нижней пачки. Спектры этих слоев по сравнению с аллерёдскими характеризуются увеличением содержания пыльцы *Betula nana* и *B. sect. Fruticosae* (до 80%), а в общем составе — пыльцы трав. Состав трав отличается большим разнообразием. Абсолютно господствует пыльца полыни (60–80%), представленная несколькими видами. Но здесь же встречаются пыльца и споры тундровых и северобореальных растений, таких как *Botrychium boreale*, *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Vaccinium* sp., *Cassiope tetragonia*, *Phyllodoce coerulea*, *Loiseleuria procumbens*, *Andromeda polytolia*, *Thalictrum alpina*, *Rumex arcticus*, *Saxifraga* spp., *Astragalus* spp. и др. Отмечена пыльца *Ephedra*. Констатированы уменьшение насыщенности осадка пыльцой и спорами и более сильная фоссилизация их. Многие пыльцевые зерна, особенно ели и сосны недоразвиты, размеры их меньше нормы. Все это вместе взятое придает специфичность пыльцевым спектрам молодого дриаса и позволяет коррелировать их с одновозрастными осадками обширной территории северо-запада (Малясова, Спиридонова, 1967).

На отложениях верхнего дриаса залегают отложения пребореального времени, отчетливо выраженные и достаточно мощные. Характерно, что литологически этот горизонт разнороден для колонки 171. Нижняя часть его сложена илами и песчанистыми илами нижней ледниково-морской пачки (183–335 см), в то время как верхняя часть сложена песчанистыми илами верхней морской пачки. На смысле такой разнородности мы остановимся ниже.

Пыльцевые спектры пребореали отражают реакцию растительного покрова на резкое улучшение климатических условий.

Состав флоры отличается богатством слагающих ее видов. Основное ядро флоры составляют бореальные мезофиты, произрастающие и сейчас на этой территории, — *Betula pubescens*, *Pinus sibirica* (обе эти породы являются доминантами), *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *Botrychium lunaria*, *Galema vulgaris*, несколько видов папоротника семейства *Polypodiaceae*. Кроме того, в составе флоры отмечены: а) растения открытых местообитаний и молодых субстратов: *Ephedra*, *Helianthemum* sp., *Hyppophae rhamnoides*, виды *Artemisia*, *Thalictrum* sp., б) тундровые и северобореальные виды: *Botrychium boreale*, *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Selaginella selaginoides*, *Vaccinium* sp., *Valeriana capitata*, *Altragalus* spp., в) термофильные и умеренно-термофильные растения: *Hemus*, *Corylus*, *Tilia*, *Mugophyllum* sp., *Alisma*.

Пыльца тундровых, северобореальных и термофильных растений, как правило, в спектрах присутствует единично, но эти единичные находки указывают на сложный состав растительности берегов. Пыльцевые спектры осадков пребореали Онежской губы вполне сходны со спектрами одновозрастных осадков Карельско-го перешейка (Малясова, 1971).

Верхние 10 см осадка приблизительно датируются, по данным анализа моллюсков, атлантическим временем.

Как отмечалось, несмотря на литологическую и фациальную пестроту разреза, границу между верхней и нижней пачками можно провести довольно уверенно. Характерно, что обе пачки отличаются не только литологически, но и геохимически. Так, в осадках нижней пачки, в целом, по сравнению с верхней пачкой, заметно повышается количество железа, уменьшается количество органического углерода, карбоната кальция и т.д. (см. табл. 20). По вертикали часто эти компоненты также распределяются неравномерно, тяготея к определенным стратиграфическим подразделениям. Это прослеживается как в расчлененной колонке

171, так и во всех остальных колонках разреза, что дает основание использовать литологические и геохимические критерии при стратиграфическом расчленении всего разреза (см. рис. 49, Б) и анализа мощностей.

Мощность нижней пачки осадков проследить не удалось, так как нигде скважины не достигли базального основания. Что же касается мощностей морской пачки, то они сильно колеблются. Осадки верхней пачки, постепенно нарастая в мощности и испытывая обычные фациальные переходы (от песков к песчанистым илам), тянутся от о. Соловецкий в юго-западном направлении. Однако литологический облик их меняется, а мощность резко возрастает в колонке 172, взятой в ложбине дна. Дальше по разрезу они выклиниваются вовсе, и на поверхность дна выходят древние илистые горизонты нижней пачки. В следующей ложбине (колонка 174) илы нижней пачки лишь слегка прикрыты современными песками. Строение осадочной толщи крайне оригинально и может быть расшифровано приблизительно следующим образом.

Осадкообразование в данном районе началось в аллереде или даже, может быть, несколько ранее в связи с деградацией ледника и всплыванием основных ледяных массивов. Нижняя толща образовалась в сравнительно спокойной и обычной для Белого моря обстановке подледного осадконакопления. На больших глубинах возникла мощная толща тонкозернистых илов, а на меньших, вблизи берега о. Соловецкий, — синхронная ей толща мелкозернистых заиленных песков с галькой.

Льды растаяли в середине пребореали, т.е. раньше, чем в северных районах моря. Это привело к радикальным переменам в седиментационной обстановке. Прежде всего резко активизировался гидродинамический режим ввиду того, что данный район является проливом, соединяющим обширную Онежскую губу с центральной частью моря.

Волны и течения эродировали кровлю нижней пачки ледниково-морских осадков. Эрозия, по-видимому, шла выборочно под воздействием отдельных струй течений. Это привело к созданию ложбин в донном рельефе пролива. Становление донного рельефа, соответствующего новой гидродинамической обстановке, произошло, по-видимому, довольно быстро, после чего в условиях голоценовой трансгрессии началось отложение морской (I) пачки осадков, более грубозернистой, фациально пестрой, с фауной моллюсков. Такая последовательность событий может быть легко прослежена при рассмотрении восточной половины разреза. Однако фациальный облик западной части разреза резко отличен. Здесь имеются две ложбины, выработанные в кровле нижней пачки. Одна из них выполнена морским песком (колонка 172), другая практически не заполнена морскими отложениями (колонка 174). По-видимому, обе ложбины являются следствием эродирующего воздействия локальных струй придонных течений. Первая ложбина (ныне выполненная песком) возникла раньше, в середине пребореального времени. Однако струя течения, создавшего эту ложбину, по-видимому, постепенно ослабела, и в ложбине началось отложение песка. Одновременно активизировалась западная ветвь течения, и у Кузовецкого архипелага начала развиваться новая донная ложбина, которая и сейчас является активной, так как по гальвегу ее практически отсутствуют современные морские осадки.

Итак, следующие основные факторы обусловили фациальную пестроту разреза:

- 1) смена обстановки подледного осадконакопления на нормальную обстановку морского седиментогенеза;
- 2) наличие в качестве субстрата морских слоев "подушки" тонкозернистых морских илов;
- 3) изменение гидродинамического режима осадконакопления, в частности, активизация приливных течений;
- 4) послеледниковая трансгрессия океана, с которым Белое море уже имело связь.

Возникает вопрос, что же явилось причиной миграции основной ветви приливного течения с востока на запад? Причины явления не вполне ясны, но, возможно,

связаны с новейшей тектоникой этого участка дна. В целом дно, начиная с пребореального времени, испытывало подъем, на что указывают чрезвычайно малые мощности послепребореальных осадков по линии разреза.

Но подъем, по-видимому, происходил неравномерно. Так, в западной части разреза у Кузовецкого архипелага он был максимальным, вследствие чего здесь оказались смытыми все горизонты морской пачки. В центральной части пролива он был минимальным, а в восточной имел средние значения. Не исключено, что такая разнородность неотектонического режима произошла в результате дифференцированных движений отдельных блоков дна. Дифференцированные блоковые подвижки сопредельных площадей дна могли вызвать отмеченную выше миграцию основной ветви течения и образование современной "живой" донной ложбины в илистом субстрате. Вопрос этот требует дальнейших исследований.

Сейчас же важно подчеркнуть два обстоятельства.

Во-первых, признаки общего подъема дна в зоне указанных островных архипелагов (между Карельским берегом и о. Соловецкий) позволяют сделать предположение о глубинной тектонической природе всей этой зоны, играющей роль своеобразного порога на входе в Онежскую губу. Положительные тектонические движения, по-видимому, носили длительный характер, наличие островов является следствием тектонического подъема, а моренные накопления, имеющиеся на некоторых островах (в частности, на Соловецких), должны рассматриваться как вторичные. Не исключено, что зона подъема между островами Соловецкий и Кузова смыкается с более северной обширной зоной, охватывающей площадь дна, вплоть до о. Олений (район Салма-Луда по И.К. Авилову, 1956).

Во-вторых, процесс становления рассмотренной осадочной толщи привел к отчетливой пространственной весьма своеобразной локализации гранулометрических фаций на заметном удалении от берега, что, как мы увидим ниже, вызвало определенные геохимические последствия.

Теперь рассмотрим разрез, сделанный с другой стороны о. Анзерского и вскрывший толщу между островом и восточным берегом Онежской губы (рис. 47, В). Разрез обеспечен семью скважинами.

Пролив здесь имеет ширину около 40 км, довольно заметные глубины (до 64 м) и отличается сильными приливо-отливными течениями, охватывающими всю толщу вод. Последнее обстоятельство сказалось как на рельефе дна, так и на строении толщи донных отложений. Рельеф дна сложный и характеризуется наличием отдельных, по-видимому, эрозионных ложбин, а донная толща слагается в основном грубо- и среднезернистыми отложениями.

Первая колонка (211), взятая со стороны о. Анзерский, состоит в верхней части из среднезернистого песка с ракушей и галькой. Книзу песок заиляется, переходя в песчаный ил, ракушки становится больше. Особенно много ракушки в среднем прослое (135–300 см).

Колонка 212 довольно однообразна: это песчаный ил (в верхней части колонки количество песка увеличивается) со значительной примесью ракушки. Оригинальна колонка 213, взятая на возвышении дна, разделяющем две ложбины. В средней ее части встречен мощный прослой чисто отмытой ракушки (гор. 60–230 см) — явление редкое для беломорских осадков. В нижней части этой же колонки вскрыт горизонт вязких серых илов без фауны, по-видимому, ледниково-морского генезиса. Кровля этого горизонта носит явные следы размыва. Нижняя часть колонки состоит из разнозернистых песчано-гравийно-галечных отложений.

Резко контрастирует с только что описанной следующая по разрезу колонка — 214. Она вся состоит из песчаного материала с примесью ракушки.

Колонка 215 вскрыла толщу однообразного песчано-алевритистого осадка с раковинами. Этой станцией по существу кончается разрез, так как следующие две станции 209 и 210 располагаются в бухте, примыкающей к м. Летний Орлов. Колонка 209 сложена илом, который фациально переходит в более грубозернистые осадки, вскрытые колонкой 210, расположенной ближе к берегу. Разрез

вскрыл мощную толщу морских фациально разнообразных послеледниковых осадков (I пачка), лишь одна колонка дошла до ледниково-морских отложений (илы II пачки), которые залегают на разнозернистых образованиях.

Гранулометрические характеристики отдельных типов отложений для этого разреза приведены в табл. 20.

Для морской пачки можно отметить постепенное уменьшение крупности отдельных типов осадков от ракушняка до илов. Сортировка осадков очень разнообразна. Наихудшая сортировка отмечена для песчаных илов с ракушей ($S_0 = 4$). Для илов нижней пачки характерна тонкозернистость, а для разнозернистых отложений — плохая сортировка.

Возрастное расчленение толщи выполнено на основании биостратиграфического расчленения колонок 212, 213 (рис. 47, В-II). Вся толща содержит биокомпоненты. Особенно полно охарактеризована колонка 213. Здесь выделены все слои, начиная с верхнего дриаса и кончая субатлантикой. Проведены анализы диатомовых, фораминифер, маркофауны моллюсков.

Общей характерной чертой разреза является значительная мощность осадочной толщи, ее фациальная пестрота и повышенная грубозернистость. Ни одна из колонок не дошла до базального основания. Скважиной, взятой в середине разреза (ст. 213), вскрыты тонкозернистые ледниково-морские илы позднедриасового возраста, переходящие в нижней части в более грубозернистые отложения того же возраста. Значительная мощность осадочных накоплений в этом районе с повышенной гидродинамической активностью свидетельствует об имеющем место тектоническом погружении всего участка дна. Тектонические опускания (или относительная стабильность в условиях голоценовой тринсгрессии) продолжались в течение всего послеледникового времени. По-видимому, режим подледного осадконакопления господствовал здесь в течение второй половины молодого дриаса, а ранее на дне залежали льды, возможно, пронизанные локальными глубинными каналами, по которым циркулировала вода. Свидетельством тому служит нижний горизонт колонки 211, где вскрыты грубозернистые отложения флювиогляциального облика с комплексом фораминифер позднедриасового возраста. В середине пребореали льды растаяли и кровля ледниково-морской пачки была частично размыва; можно предположить, что с самого начала морской фазы в проливе возникли две струи придонного течения — восточная, более мощная, и западная, более слабая. Их воздействие на дно привело к образованию двух краевых ложбин, хорошо видных на разрезе. В дальнейшем, в условиях относительного погружения дна, началось накопление мощной толщи осадков, в восточной ложбине — песчаных, в западной — заиленных. Интенсивное развитие фауны моллюсков в период климатического оптимума (верхи бореали-атлантики) привело в условиях интенсивных течений к локальным накоплениям ракуши (см. колонку 211). В крайней восточной части разреза (в бухте) в течение послеледниковья накапливались илы (колонка 209), а у берега (колонка 210) более грубозернистые осадки. Интенсивный перемыв отложений в сочетании с локализованным накоплением грубозернистых фракций привел, как мы увидим из дальнейшего, к локализации ряда химических и минеральных компонентов.

Высокое содержание фауны моллюсков в донных осадках к югу от о. Анзерский дало возможность провести их комплексное исследование, включая биостратиграфическое расчленение, определение абсолютного возраста по C^{14} и палеотемпературный анализ по изотопно-кислородным данным. В целом по Белому морю определение возраста осадков методами абсолютной геохронологии сильно затруднено, так как осадки почти полностью состоят из обломочного терригенного материала и содержат небольшое количество раковинного материала, который мог бы быть использован для анализов.

Радиоуглеродному анализу подверглись несколько колонок со ст. 245, расположенной к югу от о. Анзерский на глубине около 20 м. Эти колонки незначительно различаются между собой лишь мощностью отдельных горизонтов, степенью их выраженности и насыщенностью фауной. Одна из колонок длиной около

4,5 м литологически представлена песчано-илистыми осадками, четко разделенными на два горизонта. Нижний горизонт (295–450 см) представлен, как и в других колонках этой станции, тонким серым пластичным илом, не содержащим макрофауны. Верхняя часть колонки (0–295 см), состоящая внизу из серого алевроитового ила, переходящего кверху в заиленный песок, насыщена раковинным материалом. Максимальное содержание фауны падает на горизонт 78–165 см. Раковины горизонта крупные преимущественно толстостенные (*Hiatella arctica*, *Astarte elliptica*, *A. borealis*, *Macoma calcarea* и др.). Фауна самой верхней части колонки (0–78 см) представлена в основном ракушечным детритом. Среди раковин встречаются *Surgina islandica*, *Astarte elliptica*, *A. borealis*, *Hiatella arctica*.

Определение фауны моллюсков и биостратиграфическое расчленение одной из колонок было выполнено Л.И. Говберг. Ею выделены осадки от субатлантического до пребореального времени. Раковинный материал горизонта 78–210 см был подвергнут радиоуглеродному анализу в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ. Анализировались образцы из трех уровней. Возраст раковин, отобранных из осадков суббореального времени, определен в 6200 ± 150 лет. Возраст раковин, взятых из осадков атлантического времени, оказался равным 7600 ± 150 лет, а возраст осадков, взятых из промежуточного уровня, определен в 6700 ± 130 лет. Сходные цифры получены и для другой колонки этой же станции (Медведев и др., 1971).

Таким образом, данные биостратиграфического и литологического расчленения донных осадков Белого моря в целом подтверждаются определением их абсолютного возраста для одной из станций. Определения абсолютного возраста для других станций могут не вполне совпадать между собой по сходным климатическим горизонтам, так как палеогеографическая обстановка на Белом море в разных районах в поздне-последледниковое время была различной.

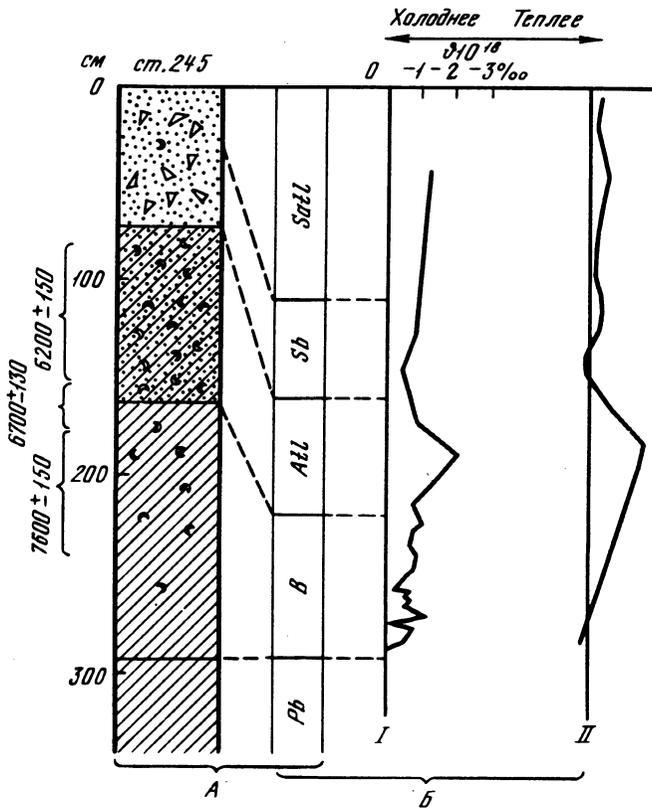
Отобранный из колонок ст. 245 материал был подвергнут в той же лаборатории МГУ палеотемпературному анализу (Николаев и др., 1974). Результаты анализа приведены в табл. 21. По данным этой таблицы составлена кривая изменения температуры воды Белого моря в голоцене (рис. 48).

Анализ вариаций изотопного состава кислорода карбоната раковин моллюсков по длине колонки выявил вариации значений δO^{18} , превышающие 1,5%, что невозможно объяснить изменениями изотопного состава кислорода воды моря. Главная причина изменения концентрации δO^{18} карбоната раковин моллюсков заключается в изменении температуры воды за поздне-последледниковое время. Поскольку истинный ход изменения δO^{18} воды Белого моря не известен, полученные изменения температуры являются качественными.

Т а б л и ц а 21

Изотопный состав кислорода раковин моллюсков из колонок донных осадков со ст. 245 (по С.Д. Николаеву)

Горизонт	Вид моллюсков	δO^{18} (в % от РДВ)	Горизонт	Вид моллюсков	δO^{18} (в % от РДВ)
0–15	<i>Hiatella arctica</i>	-1,2	170–180	<i>Macoma calcarea</i>	-0,7
30–45	<i>Astarte elliptica</i>	-0,8	180–190	"	-0,2
45–60	<i>Macoma calcarea</i>	-0,5	190–195	"	-0,7
60–80	<i>Astarte elliptica</i>	-0,9	195–210	"	-0,5
80–90	То же	-2,1	210–220	<i>Astarte elliptica</i>	-0,7
90–100	"	-0,9	220–230	То же	-0,6
100–110	<i>Hiatella arctica</i>	-0,7	230–240	"	-0,6
110–120	То же	-0,8	240–250	<i>Hiatella arctica</i>	-1,1
120–130	"	-0,9	250–260	То же	-0,1
130–140	"	-1,0	260–270	"	-0,8
140–150	<i>Macoma calcarea</i>	-0,8	270–280	"	-0,5
150–160	<i>Astarte elliptica</i>	-0,7	280–290	<i>Astarte elliptica</i>	0
160–170	<i>Macoma calcarea</i>	-0,9	290–300	<i>Hiatella arctica</i>	-2,6



Р и с. 48. Биостратиграфическое расчленение с определением абсолютного возраста (А) и палеотемпературная характеристика (Б) колонки 245 из Онежской губы Белого моря

I — кривая изменения температуры Белого моря по изотопно-кислородным данным; II — изменение температуры севера Русской равнины по палеоботаническим данным (по С.Д. Николаеву). Остальные условные обозначения см. рис. 38

Наиболее низкие значения температур отмечаются в пребореальный период, наиболее высокие — в атлантический. В суббореальный период вновь фиксируется похолодание, сменившееся относительным потеплением в более позднее время.

Низкие значения δO^{18} в пребореальное время (гор. 290–300 см) свидетельствуют, возможно, о наличии в котловине Белого моря глыбы мертвого льда. Более поздние образцы имеют наивысшие значения δO^{18} , что может свидетельствовать об исчезновении льда к началу бореального времени и установлении в данном районе гидрологического режима, близкого современному.

Наиболее представительный разрез был сделан поперек Онежской губы с востока на запад и прошел через о. Бол. Жужмуй (рис. 47, Г). Общая протяженность разреза более 75 км. Он обеспечен 13-ю скважинами. Рассмотрим поочередно сначала восточную, а потом западную часть разреза.

Восточная часть профиля характеризуется пологим спокойным донным рельефом. Первая колонка, взятая со стороны Онежского берега (ст. 178), вскрыла толщу песчаных отложений, залегающих на буром суглинке. Верхняя часть песков содержит примесь гальки и обломков ракушки. Нижняя более однородна и фауны не содержит. Колонки 179, 180, 181 построены однотипно. Верхняя часть колонок состоит из горизонта серого илистого песка с фауной, незначительной и слабо изменяющейся мощностью. Этот верхний морской слой резко контактирует с нижележащим слоем серого мягкого пластичного ледниково-морского ила, мощность которого уменьшается в западном направлении. Ил залегает на горизонте грубозернистых, плохо сортированных отложений, представляющих собой смесь песка, гравия, гальки с примесью бурого и серого пелита. По-види-

тому, это моренные и, возможно, частью флювиогляциальные образования. Далее к западу располагаются следующие две колонки (ст. 177 и 176), также построенные однообразно. Верхняя часть колонок состоит из заиленного песка с фауной моллюсков, средняя часть из серого морского ила с фауной, а нижняя из серого ледниково-морского ила без фауны. Переходы между отдельными слоями постепенны. Колонка слагается чисто морскими отложениями с фауной. Сверху залегают пески, ниже заиленные пески, еще ниже илы. Границы между слоями довольно отчетливы.

Донный рельеф западной половины профиля от о. Бол. Жужмуй до приустьевой зоны р. Выг отличается несколько большей сложностью: здесь имеется локальное возвышение дна продолговатой формы длиной около 6 км, протягивающееся с северо-запада на юго-восток (ст. 184).

Колонка 182, взятая с западной стороны острова, идентична колонке 175, взятой с его восточной стороны. Она целиком состоит из морских отложений, сверху песков и песчанистых илов, внизу илов. Резко отличаются от этой две последующие колонки 183 и 184. Обе состоят в основном из мягкого пластичного серого ледниково-морского ила без фауны. В верхних частях обеих колонок залегают резко отличный маломощный слой морских осадков — заиленных песков с примесью гальки и раковинами моллюсков. Мощность этого слоя в колонке 184, взятой на возвышении дна, уменьшается до минимума (5 см), в нижней ее части обнаружены грубозернистые, по-видимому-моренные, образования (смесь песка и гравия в глинистом материале).

Колонки 185, 186, 187 состоят целиком из морских серых пластичных илов с редкой фауной моллюсков. Верхние горизонты колонок 185 и 187 содержат примесь песка.

В целом разрез отличается сравнительной простотой фациальных соотношений. Достаточно отчетливо прослеживаются обе основные пачки осадочной толщи: морская и ледниково-морская (рис. 47, Г—II). Несколькими скважинами вскрыты породы базального основания. Гранулометрическая характеристика пород, вскрытых разрезом, дана в табл. 20. Они не отличаются от общих характеристик, приведенных для других разрезов, и поэтому не нуждаются в пояснениях.

Возрастное расчленение толщи осадков было выполнено на основании комплексного биостратиграфического анализа, проведенного для колонок 177, 176, 184, 185, 187. Учитывались также литологические и геохимические критерии.

Анализ вскрыл крайне неоднородные толщи. Мощности горизонтов резко колеблются. В некоторых зонах отдельные горизонты полностью выклиниваются, что свидетельствует о происходивших здесь размывах в определенные периоды исторического развития.

Ледниково-морская нижняя пачка залегают на неровном базальном субстрате, сложенном разнородными флювиогляциальными моренными образованиями. Изменения мощностей этой пачки по разрезу можно хорошо проследить в его восточной половине. Характерным здесь является отчетливое уменьшение мощности в центральной части пролива (ст. 180 и 181).

Мощность верхней морской пачки осадков также сильно колеблется по разрезу. Минимальная мощность отмечается в конце восточной части разреза.

В прибрежной части Бол. Жужмуй мощность морской пачки как с востока, так и с запада сильно возрастает. На возвышенности дна к западу от острова (ст. 184) она падает почти до нуля и снова резко возрастает в приустьевой части р. Выг (ст. 185—187).

Общий литологический характер толщи осадков, вскрытый разрезом, показывает, что осадконакопление на этом участке имело две основных фазы, связанных с режимом морского бассейна. В данном случае мы не касаемся полигенетических осадков базального ложа, возникших в эпоху деградации ледника. Первая из основных фаз осадконакопления — ледниково-морская — охватила время позднего дриаса и частично пребореали. Не исключена возможность, что начало фазы падает на аллерёд. В это время происходило подледное осадконакопление и возникла нижняя пачка тонкозернистых серых илов, покрывшая

флювиогляциальные образования. Морё очистилось ото льдов в пребореальное время, после чего началось образование верхней морской пачки, грубозернистой, с фауной моллюсков и фациально значительно более разнообразной, чем нижняя. В некоторых местах течение этого процесса было довольно плавным, и на осадки нижней пачки налегали без перерыва фациально отличные осадки верхней пачки (колонка 176). В других же местах, по-видимому, имел место некоторый размыв кровли нижней пачки (колонки 177, 178, 179, 180, 181, 183). Размыв был вызван активизацией и перестройкой системы течений в связи с исчезновением покровных плавающих льдов. Размывы кровли нижней пачки, по-видимому, привели к выработке равновесного профиля дна, соответствующего новой гидродинамической обстановке. После этого в условиях голоценовой трансгрессии можно было бы ожидать развития процессов осадконакопления и образования верхней морской пачки с набором всех горизонтов. Однако для всех отмеченных выше точек мы имеем, помимо очень незначительной мощности морской пачки, полное выпадение слоев бореального и атлантического возрастов. По-видимому, в эти периоды здесь имел место интенсивный подъем дна, что препятствовало образованию осадков. В дальнейшем интенсивность подъема несколько ослабла, что привело к образованию маломощных и довольно грубозернистых слоев суббореального и субатлантического возрастов.

Характерно, что по периферии о. Бол. Жужмуй вскрыты мощные морские отложения с набором всех возрастных горизонтов и без следов размывов (колонки 175, 176, 182). В то же время разрез здесь имеет отчетливый регрессивный характер, т.е. грубозернистость осадков увеличивается по колонке снизу вверх от более древних к более молодым слоям. Подобная картина могла возникнуть при относительной тектонической стабильности острова в голоцене или его замедленном подъеме при одновременном расползании периферийного шлейфа грубозернистых осадков, возникающих от абразии берегов.

Особое место как по литологическому характеру разреза, так и по неотектоническим признакам занимает приустьевое пространство р. Выг (ст. 185, 186, 187). Здесь мощность морской пачки резко возрастает. Ни одна из указанных колонок не дошла до кровли ледниково-морской пачки. Этот участок дна является либо стабильным, либо опускающимся. Последнее обстоятельство, так же как аллювиальный вынос со стороны р. Выг, привело к накоплению осадков. Причины некоторого поглубения осадков в верхней части разреза, особенно в колонках 185 и 187, остались невыясненными.

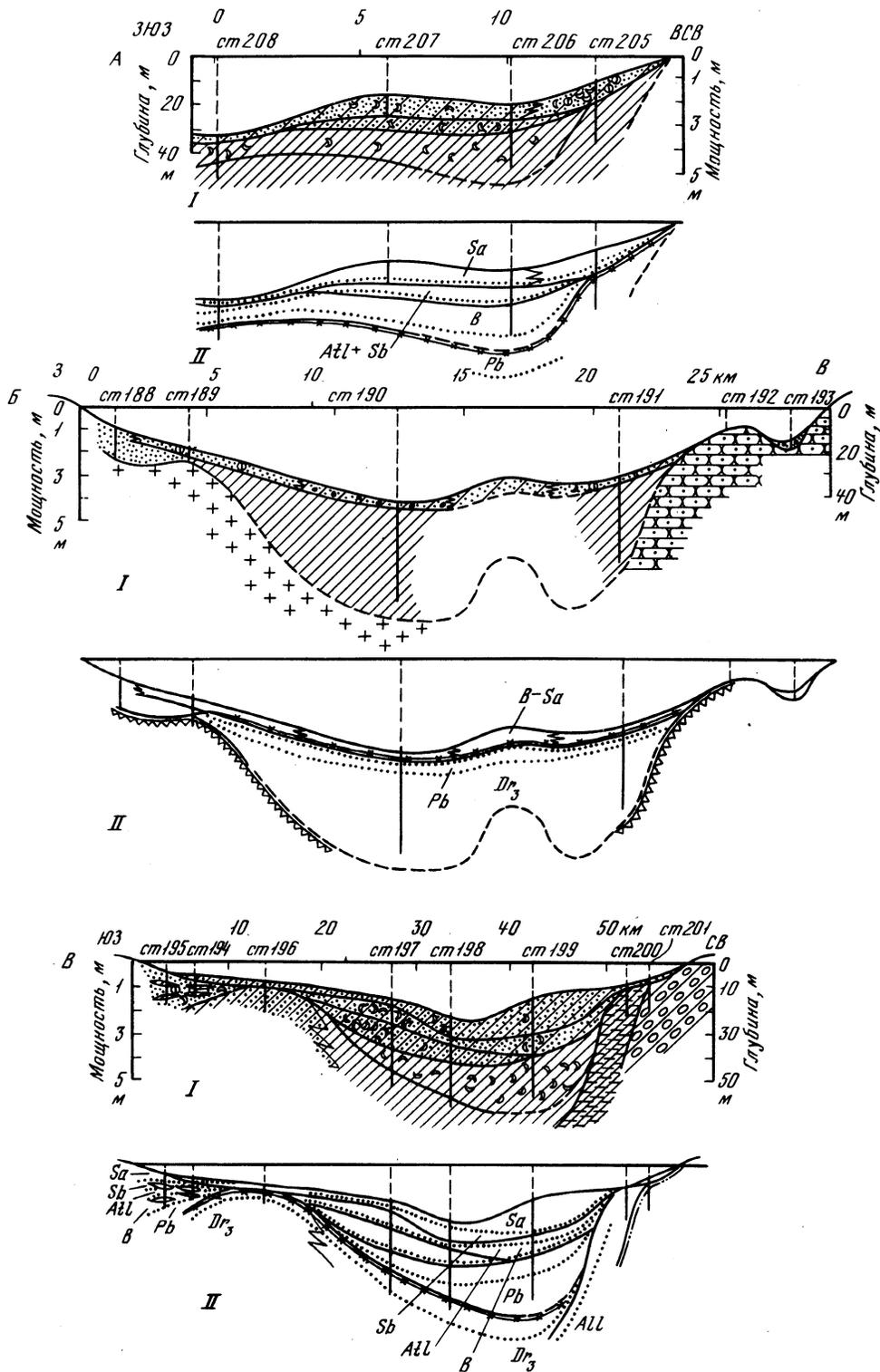
Итак, распределение мощностей по разрезу явилось следствием:

- 1) определенного режима сноса терригенного материала в голоцене;
- 2) коренного и необратимого изменения седиментационного режима в пребореальное время;
- 3) неоднородных и непрерывных неотектонических подвижек дна;
- 4) эвстатических изменений уровня моря.

В целом разрез отражает нарастающую активность неотектонического подъема с запада на восток. Особенно интенсивно подъем проявился, по-видимому, в двух блоковых зонах дна, соответствующих ст. 184 на западе и ст. 181 и 180 на востоке.

Следующий небольшой по протяженности разрез был сделан в районе с. Лямцы (рис. 49, А). Он имеет протяженность более 15 км и обеспечен четырьмя скважинами. Дно здесь отмелое, донный рельеф спокоен. В разрезе фиксируются обе пачки осадков: нижняя, состоящая из серых и бурых илов, и верхняя, фациально более пестрая, с обычными фациальными переходами, связанными с глубиной. Граница между обеими пачками достаточно отчетливая, особенно у берегов, что свидетельствует об имевших место размывах кровли нижней пачки.

Возрастное расчленение профиля было выполнено по данным фораминиферового анализа колонки 206, с привлечением литодинамических и геохимических критериев (рис. 49, А—II). Весьма характерным является то обстоятельство, что верхняя морская пачка имеет отчетливо выраженный регрессивный характер (колонки 206 и 208). Нижние части указанных колонок состоят из



Р и с. 49. Геологическая характеристика донных осадков в южной части Онежской губы

А — разрез в районе пос. Лямцы; Б — разрез между восточным берегом Онежской губы и Кондостровом; В — Южно-Онежский разрез.

I — литолого-фациальная характеристика; II — биостратиграфическое расчленение осадочной толщи

серого ила с фауной моллюсков, верхние части из песчанистого ила и заиленного песка. По-видимому, осадконакопление в данном районе, как и в соседних, распалось на две фазы: ледниково-морскую и морскую. Плавающие льды растаяли в пребореальное время, затем имел место небольшой размыв кровли ледниково-морских илов, а потом в условиях голоценовой трансгрессии началось образование морской пачки. Одновременно происходил некоторый подъем дна, который особенно активизировался начиная с атлантического времени, что вызвало сокращение мощностей отдельных горизонтов и заметное поглубение осадков в верхах морской пачки.

Разрез, располагающийся южнее, был сделан между восточным берегом Онежской губы и Кондостровом. Длина разреза около 28 км. В рельефе дна здесь отмечаются неровности (рис. 49, Б). Как видно из рис. 49, Б, краевые части разреза характеризуются очень малыми мощностями рыхлых осадков, либо даже полным их отсутствием. В центральной части намечается ложбина в породах базального основания. Породы базального основания неоднородны. В восточной части это плотные светлые алевролиты, а западной — кристаллические породы, центральная ложбина выполнена монотонной толщей серого вязкого пластичного ледниково-морского песка (II пачка). Сверху налегает маломощная толща морских осадков с фауной моллюсков. Преимущественно это песок и илистый песок (I пачка). Гранулометрические характеристики всех осадков обычны. Граница между обеими пачками резкая, что свидетельствует об имевших место размывах. Возрастное расчленение было сделано на основании косвенных литолого-геохимических показателей.

По-видимому, нижние горизонты ледниково-морских илов имеют позднедриасовый, а может быть, даже аллерёдский возраст. Верхняя часть илов нижней пачки может условно датироваться как раннепребореальная, однако не исключено, что пребореальные слои здесь отсутствуют вовсе ввиду интенсивного размыва ее кровли. Осадкообразование в этом районе, так же как и в соседних, имело две фазы — ледниково-морскую и морскую. Покров плавающих льдов сошел в пребореальное время. Строение покрытой разрезом толщи — малая мощность морских осадков и их грубозернистость, наличие бенчей — все это свидетельствует об интенсивном неотектоническом подъеме зоны в послеледниковое время (Невеский, Медведев, 1972).

Возникновение центральной ложбины, по-видимому, связано с многими факторами и прежде всего с тектонической неоднородностью и мобильностью этого участка, где кристаллические породы Балтийского щита контактируют с палеозойскими осадочными образованиями Онежского полуострова. Возникнув как тектоническая депрессия, центральная ложбина была в дальнейшем разработана воздействием ледника и талых вод. В послеледниковое время в зоне ложбины совершенно отчетливо проявились положительные тектонические движения. Фациальные и структурные особенности центральной части ложбины, где имеется возвышение дна, вследствие недостаточности фактического материала, остались неосвещенными.

Последний разрез в Онежской губе был сделан в его южной кутовой части и прошел между Онежским и Поморским берегами (рис. 49, В). Длина разреза около 60 км, он обеспечен 8-ю скважинами. Рельеф дна достаточно прост, с максимальным углублением в средней части профиля. Первые две колонки, взятые со стороны Поморского берега (ст. 195 и 194), вскрыли построенную толщу, состоящую из переслаивания маломощных песчаных и илистых слоев с примесью раковин и ракушечного детрита. Сортировка осадка средняя ($S_0 = 2-3$). По-видимому, генетически эти осадки связаны с выносами ряда мелких рек (р. Кушрека, Малошуйка), впадающих здесь в море.

Колонка 106 под очень небольшим слоем илистого песка вскрыла весьма плотный осадок, состоящий из песка, гравия и ила со значительной примесью слюды. Граница между верхним рыхлым слоем и нижним — плотным — очень резкая. Общий характер осадков нижнего слоя, его уплотненность, отсутствие фауны, свидетельствуют о его древности. По-видимому, он возник в леднико-

во-морскую стадию осадконакопления и может рассматриваться как прибрежная фация ледниково-морских илов.

Колонки 197, 198 имеют близкое строение. В нижних частях колонок вскрыты типичные серые пластичные ледниково-морские илы без фауны. Выше, отделяясь четкой границей (в колонке 197) или незаметной (в колонке 198), залегают слой морского ила с фауной, который сверху перекрывается более грубозернистыми отложениями (илистыми песками и песчанистым илом с ракушей). Мощность отдельных горизонтов, как видно из профиля, колеблется. Колонка 199 отличается от вышеописанных тем, что она не дошла до ледниково-морских илов.

Существенно отличается колонка 200, состоящая из однородной толщи микрослоистого бурого ила, переходящего внизу колонки в пластную черную глину. Величина слоев бурого и черного цвета от 1—2 до долей миллиметра. По всем признакам это типичная ленточная глина, по-видимому, образовавшаяся в эпоху ледниково-озерного осадконакопления.

Колонка 201 вскрыла под небольшим слоем современных гравийно-галечных прибрежных отложений бурый суглинок морены.

Разрез в целом фациально достаточно пестрый, в краевых его зонах близко к поверхности дна подступают древние осадочные и моренные образования, в середине фиксируется глубокая ложбина, выполненная мощной толщей ледниково-морских и морских осадков.

Гранулометрические характеристики осадков приведены в табл. 20. Плохая сортировка заиленных морских отложений объясняется присутствием ракушки. Возрастное расчленение толщи (рис. 47, Г) было выполнено с привлечением биостратиграфических (колонки 198 и 199) и литологических данных.

Анализ мощностей отдельных горизонтов показывает, что процесс осадконакопления в данном районе протекал в поздне-последледниковое время крайне неравномерно. В центральной зоне осадки накапливались непрерывно и интенсивно без заметных перерывов. В то же время в краевых зонах профиля фиксируется минимальное осадконакопление с выпадением из разреза ряда горизонтов. Одновременно здесь отмечено наличие на дне значительно более древних горизонтов. Такое положение может быть объяснено неотектоническим подъемом краевых зон при одновременном опускании центрального участка.

Разрезом вскрыты ледниково-озерные отложения (колонка 200), которые возникли, по-видимому, в изолированном озере в древнюю ледниково-озерную фазу (аллерёд) осадконакопления.

В юго-западной части разреза (колонки 195, 194) накапливались осадки, связанные с аллювиальным выносом мелких рек.

Центральная зона разреза носит характер отчетливо выраженной морфологической и структурной депрессии. Происхождение ее и глубина вреза остаются невыясненными, однако, учитывая общие данные по геологическому строению, истории развития и неотектоническим характеристикам этого района, можно предполагать, что она носила первичный тектонический характер и впоследствии была разработана льдами и рекой. В этом районе имело место ледниково-озерное осадконакопление, которое осуществилось в аллереде в локальном приледниковом пресноводном бассейне, затем в период деградации ледника и образования плавучих мертвых полей льдов возник режим подледного осадконакопления, которое продолжалось до первой половины или до середины пребореали. В это время отложились илы, а в мелководной фации песчанистые илы нижней пачки. Морская фаза осадкообразования привела к накоплению мощной верхней пачки, которая выполнила ложбину, почти сnivelировав дно. Невыясненными остались причины некоторого поглубения осадков морской пачки в атлантическое и суббореальное время. Возможно, это связано с усилением твердого и жидкого стока со стороны Онеги в период климатического оптимума.

При сопоставлении всех рассмотренных выше разрезов можно сделать некоторые общие заключения о процессах седиментогенеза и развития района Онежской губы в поздне-последледниковое время.

Так же как в отдельных районах моря, основным фактором, определявшим специфику седиментационного процесса, было длительное существование обстановки подледного осадконакопления. Период деградации ледника ознаменовался образованием флювиогляциальных отложений, которые местами покрыли морену. В это время в небольших приледниковых пресноводных водоемах осаждались ленточные глины. Дальнейшее развитие процесса привело к образованию залива, покрытого обширными полями плавающих и нетающих летом льдов. В районе Соловецких островов залив был соединен подледными протоками с центральной частью беломорского бассейна. К северу от Соловецких островов в глубоких ложбинах длительное время сохранялись донные массивы льда, местами соединенные с поверхностными плавучими льдами вертикальными перемычками. Такова была обстановка подледной седиментации, во время которой на дне накопились мощные толщи безжизненных монотонных ледниково-морских илов. Изучение возраста ледниково-морских илов, налегающих на кровлю моренных и флювиогляциальных образований, показало, что обстановка подледной седиментации возникла для Онежской губы в аллереде, а широко распространялась в позднем дриасе. К северу же от Соловецких островов она возникла, по-видимому, позже (район Салма-Луда) — в пребореали, так как здесь длительное время сохранялись массивы донного льда. Изучение же неразмытой кровли ледниково-морских илов, проведенное в ряде колонок, позволяет утверждать, что окончание режима подледной седиментации для Онежской губы падает на середину пребореали, т.е. поля плавающих льдов растаяли в Онежской губе значительно раньше, чем в северных районах моря. Опять же следует отметить, что к северу от Соловецких островов окончание режима подледной седиментации приурочено к более позднему сроку — к границе бореали и атлантики, так как здесь длительное время сохранялись поля плавающих льдов.

Исчезновение ледовой обстановки коренным образом изменило режим седиментации. До этого чрезвычайно спокойные седиментационные условия, длительное время существовавшие под блокирующим воздействием плавучего ледяного панциря, вели к образованию толстого плаща тонкозернистых илов, равномерно покрывающего все неровности дна. На гранулометрический состав этой илистой подушки почти не оказывали влияния слабые подледные течения и даже изменения глубин, связанные с неотектоническими подвижками отдельных донных блоков. Исчезновение льдов коренным образом изменило положение. Под влиянием возникших энергичных волновых воздействий, а также активизировавшихся и изменивших свой характер течений в заливе начались размывы кровли ледниково-морских осадков, особенно резко проявившиеся в зонах неотектонического подъема. На всех рассмотренных выше профилях отмечены такие зоны. Кровля ледниково-морских отложений здесь размыва, мощность морской пачки минимальная или даже нулевая. Широкое развитие признаков такого рода на площади дна залива показывает, что основной неотектонической тенденцией этой площади в голоцене был подъем, который происходил неравномерно, по-видимому, в связи с блоковым строением коренного субстрата. Лишь в отдельных участках, а именно в приустьевых зонах Онеги и Выга, а также в проливе между о. Анзерский и восточный берегом отмечены признаки неотектонического погружения дна в голоцене.

Отложение осадков морской пачки началось сразу после стаивания плавучих льдов, но не повсеместно. В одних местах оно возникло сразу, и между осадками верхней и нижней пачек нет перерыва (колонки 176, 197). В других местах имеются явные следы размыва и даже выпадение ряда возрастных горизонтов (колонки 180, 181 и др.). В-третьих, морская пачка отсутствует, и на поверхности дна обнажены илы нижней пачки, ныне размываемые (колонка 173). Наконец, в-четвертых, смыто все (как осадки I, так и II пачек), и на дне обнажаются абрадируемые породы базального основания (колонка 255). Такая пестрая картина является в основном результатом неоднородных неотектонических подвижек различных участков дна, происходивших с пребореального времени до наших дней, а также в отдельных случаях в связи с перестройкой

общего плана течений в связи с дегляциацией. Таким образом, мощность слоев верхней морской пачки резко колеблется по площади дна так же, как ее фациальный состав. Максимальных значений накопления верхней пачки достигают в зонах устойчивых неотектонических погружений, а также в приустьевых зонах рек, особенно если эти зоны совпадают, что было отмечено на примере рек Онега и Выг.

В ходе развития седиментогенеза в голоцене первоначальные мощности генетически однородных слоев были сильно искажены, и в толще осадков возникли совершенно неожиданные соотношения. Эти соотношения частично отразились и на поверхности слоев осадка, нарушив обычные представления о приуроченности гранулометрических фаций к рельефу дна. Наиболее ярким примером может служить район разреза между о. Соловецкий и архипелагом островов Кузова, где на поверхности донных валов обнажаются древние гляциально-морские илы, а в соседних ложбинах мощные толщи молодых песчаных отложений. Все это, естественно, отразилось на минералогическом и геохимическом облике осадков. Остановимся на распределении отдельных минералогических и химических компонентов в осадочных толщах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОСНОВНЫХ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Тяжелые минералы. В целом в Онежской губе отсутствуют крупные накопления чистых донных песков. Общее обогащение осадков тяжелым акцессорием вообще незначительное, и наблюдается обычно связь между механическим составом осадка и содержанием тяжелых минералов. Максимальное их количество содержится в мелких песках и крупных алевритах (до 10% и более). В заиленных осадках содержание падает (2–3%), а в илах оно обычно минимально (< 1%), в песках ледниково-морской пачки содержание тяжелых минералов несколько более высокое, чем в осадках морской пачки вследствие лучшей их сортированности и большей мелкозернистости. Там, где кровля песков нижней пачки носит следы размыва, обычно происходит заметное повышение содержания тяжелых минералов (колонка 178 Жужмуйского разреза).

Распределение тяжелых минералов в толщах донных отложений Онежской губы некоторых участков имеет характерные особенности. Остановимся на них более подробно.

Разрез между островами Олений и Анзерский, как отмечалось, характеризуется в западной части наличием ложбин в морене, выполненной флювиогляциальными отложениями. При общей средней насыщенности этих отложений тяжелой компонентой (4–5%) и их размыве накопления тяжелых минералов на дне (в районе ложбины) не происходит вследствие отсутствия аккумуляции донного песка (см. табл. 20). В восточной части разреза о. Анзерский намечается зона слабого обогащения шлейфа прибрежного песка (до 6% и более), хотя условия для сепарации здесь, по-видимому, менее благоприятны, чем на западе разреза. Этот пример лишний раз подтверждает мысль о том, что для донного россыпеобразования прежде всего необходимы условия для накопления значительных масс песка.

Большой интерес представляют собой разрезы, сделанные к западу и к востоку от Соловецких островов.

Западный разрез (о. Соловецкий — архипелаг Кузова) лежит в зоне неотектонического подъема, проявившегося в голоцене. Как было показано выше, история развития этого участка дна привела к образованию в илистом субстрате нижней пачки осадков эрозионной ложбины, а затем к выполнению этой ложбины песчаным материалом.

Распределение тяжелых минералов в песчаных осадках, вскрытых разрезом, имеет следующие особенности (рис. 50, А, см. табл. 20):

1) значительное количество тяжелых минералов содержится и в заиленных песках обеих пачек, прилегающих к о. Соловецкий. Возможно, процессу сепарации способствовало благоприятное сочетание условий питания исходным материалом со стороны острова и неотектонического подъема, происходившего в процессе образования песчаного шлейфа;

2) локально повышаются в количестве тяжелые минералы на гребне донного вала (ст. 171);

3) повышается общее содержание тяжелых минералов в средне-грубозернистых песках, выполняющих упоминавшуюся выше ложбину (ст. 172) — валовые содержания в натуральном осадке до 5%.

Правда, следует отметить, что содержание тяжелой компоненты неравномерно в толще и в сильной степени зависит от содержания ракуши в том или ином слое, но тем не менее самый факт накопления песков и сопутствующих тяжелых минералов в донных эрозионных ложбинах подобного генезиса, в условиях быстрых течений на фоне положительных тектонических движений дна, представляет большой интерес.

Восточный разрез, проведенный от о. Анзерский, пересекает зону неотектонического погружения, тем не менее здесь также возникли эрозионные ложбины, впоследствии выполненные песчаным и песчано-илистым материалом. В песках, выполняющих восточную ложбину, как это можно видеть из рис. 50, Б и табл. 20, локализуются тяжелые минералы (среднее содержание 6—7%, в отдельных прослоях до 12%).

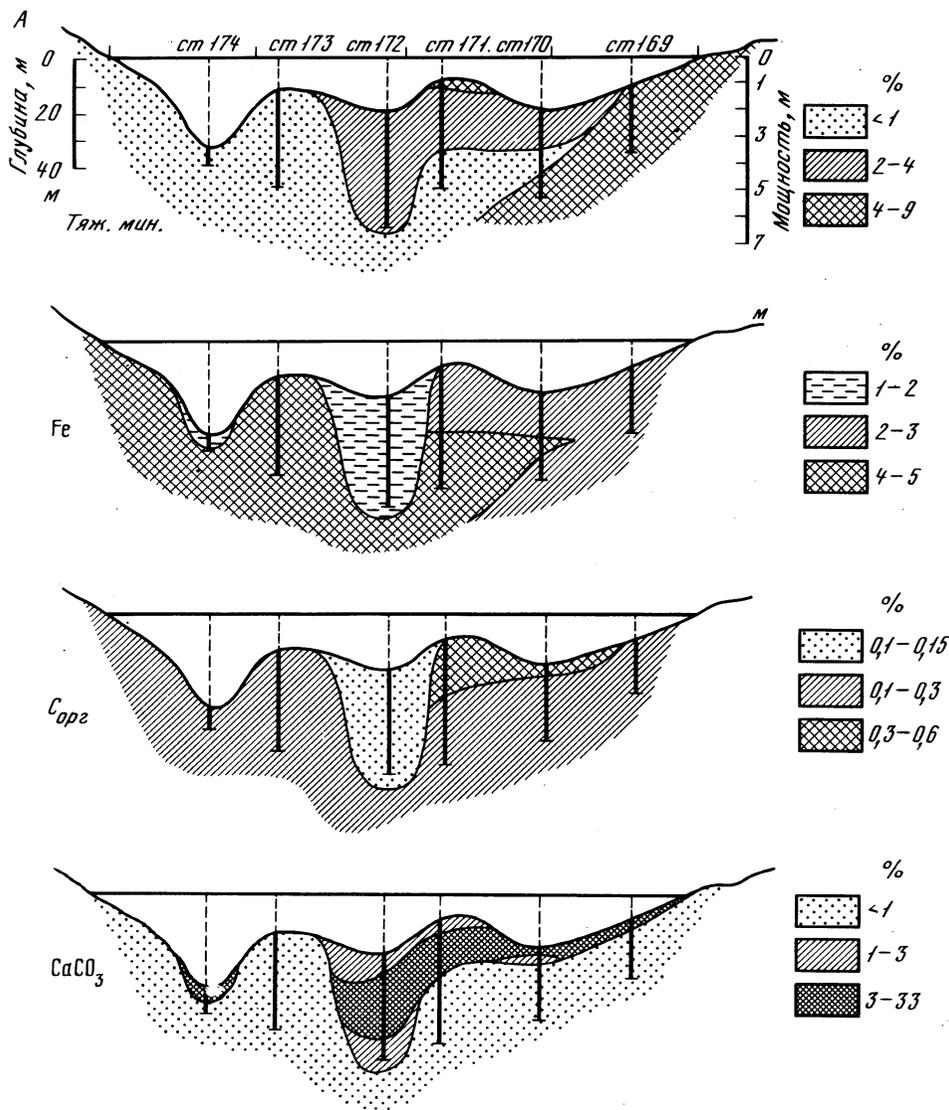
Можно отметить, что ложбины и на востоке и западе разреза возникли в одно и то же время в середине пребореали благодаря одному и тому же событию — стаиванию панциря плавающих льдов. Основным объединяющим моментом была быстрота, с которой они возникли в результате изменившейся гидродинамической обстановки. Последующий процесс выполнения ложбин песком происходил на фоне интенсивных течений, хотя в совершенно отличном геотектоническом плане. Это привело к накоплению песков и тяжелых компонентов как на востоке, так и на западе.

Важно указать, во-первых, на однозначность итога геологического процесса: в обоих случаях возникли локальные песчаные тела, глубоко врезанные в илистый грунт и обогащенные тяжелыми минералами. То, что результаты геологического процесса (строение толщи и локализация компонента) оказались идентичными, несмотря на отличия геотектонического режима в обоих районах, указывает, что ведущими факторами в данном случае были процессы, значительно более быстрые, чем тектонические подвижки. В основе этих факторов лежало общее изменение гидродинамического режима, связанного со стаиванием покровных плавучих льдов.

Во-вторых, подобный процесс образования песчаных тел, обогащенных тяжелыми минералами и локализованных в окружающей толще тонкозернистых отложений, по-видимому, является специфичным для полярных зон вообще и особенно для бассейнов, испытавших последовательные этапы оледенений. Учитывая многократность оледенений в прошлом, можно предполагать наличие подобных образований в современных и ископаемых осадках полярных морей.

В более южных разрезах Онежской губы распределение тяжелых минералов является маловыразительным вследствие скудности песчаного материала.

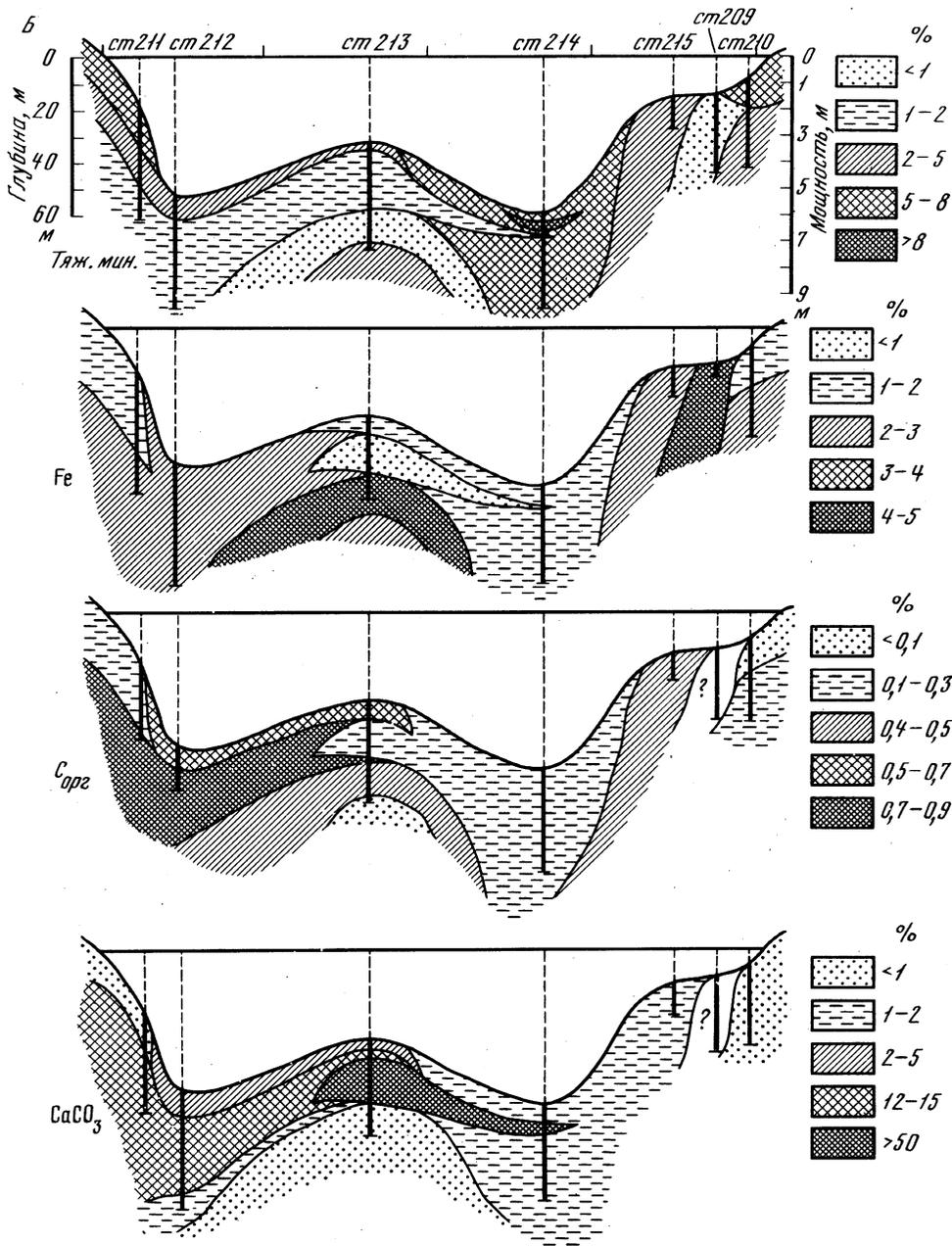
Ж е л е з о, м а р г а н е ц, т и т а н. Распределение кластофильных элементов в толще донных отложений Онежской губы связано в основном с гранулометрическим составом осадка (Страхов и др., 1954). Как правило, в илистых отложениях содержится максимальное количество железа, марганца и титана (Fe до 6—7%). В песчаных илах и заиленных песках количество кластофильных элементов падает (обычно Fe до 3%). В песках, как правило, содержание еще меньше (Fe порядка 1—2%), но иногда повышается в связи с присутствием тяжелых концентратов с железосодержащими минералами (например, верхний горизонт колонки 172— до 4%). В ракушнях содержание железа очень низко (порядка 1%), а содержания марганца и титана колеблются. В морене содержания кластофильных непостоянны (от 2 до 4% для Fe). Общее содержание кластофильных более или



Р и с. 50. Распределение отдельных минеральных и химических компонентов в донных осадках Онежской губы

А — Западно-Соловецкий разрез; Б. — разрез о. Анзерский — бухта Конохова (Литологическая характеристика разреза дана на рис. 47)

менее равномерно для осадочных толщ губы. Исключение составляет приустьевое пространство р. Выг, где содержания повышаются, по-видимому, в связи с аллювиальными выносами реки (Fe до 8%, Mn до 0,08%, Ti до 0,5%). Некоторое увеличение наблюдается также в кутовой зоне залива, возможно, в связи с выносом Онеги. Изолинии содержания в поверхностном слое осадка дают также некоторое повышение к западу от Соловецких островов. Сравнительная картосхема распределения кластофильных элементов в поверхностном слое с распределением в толще можно отметить совпадение основных показателей. Таким образом, намечается определенная унаследованность локализации кластофильных элементов в голоценовых толщах губы, что объясняется постоянством ряда действовавших факторов осадконакопления (схема питания моря терригенным материалом, гидродинамический режим, неотектонический режим, колебания уровня).



Содержание кластофильных элементов имеет свои особенности для обеих геологических пачек толщи осадков. Обычно при сравнении илов максимальные содержания отмечаются для нижней пачки (см. табл. 20). Однако в некоторых случаях разница незаметна, особенно когда в илах верхней пачки много $C_{орг}$ (см. колонки 184 и 185 Жужмуйского разреза). Вообще в ряде мест отмечается связь между распределением кластофильных элементов (кроме Ti) и $C_{орг}$, а также (в меньшей степени) SiO_2 . Для верхней пачки эта связь прямая, т.е. большему количеству Fe в осадке соответствует большое количество $C_{орг}$ (колонка 185). Для нижней пачки связь косвенная. Она выражается в том, что Fe обычно концентрируется в верхах нижней пачки в случае обогащения верхней пачки $C_{орг}$ (колонки 171, 176). По-видимому, это явление объясняется вторичным диагенетическим перерас-

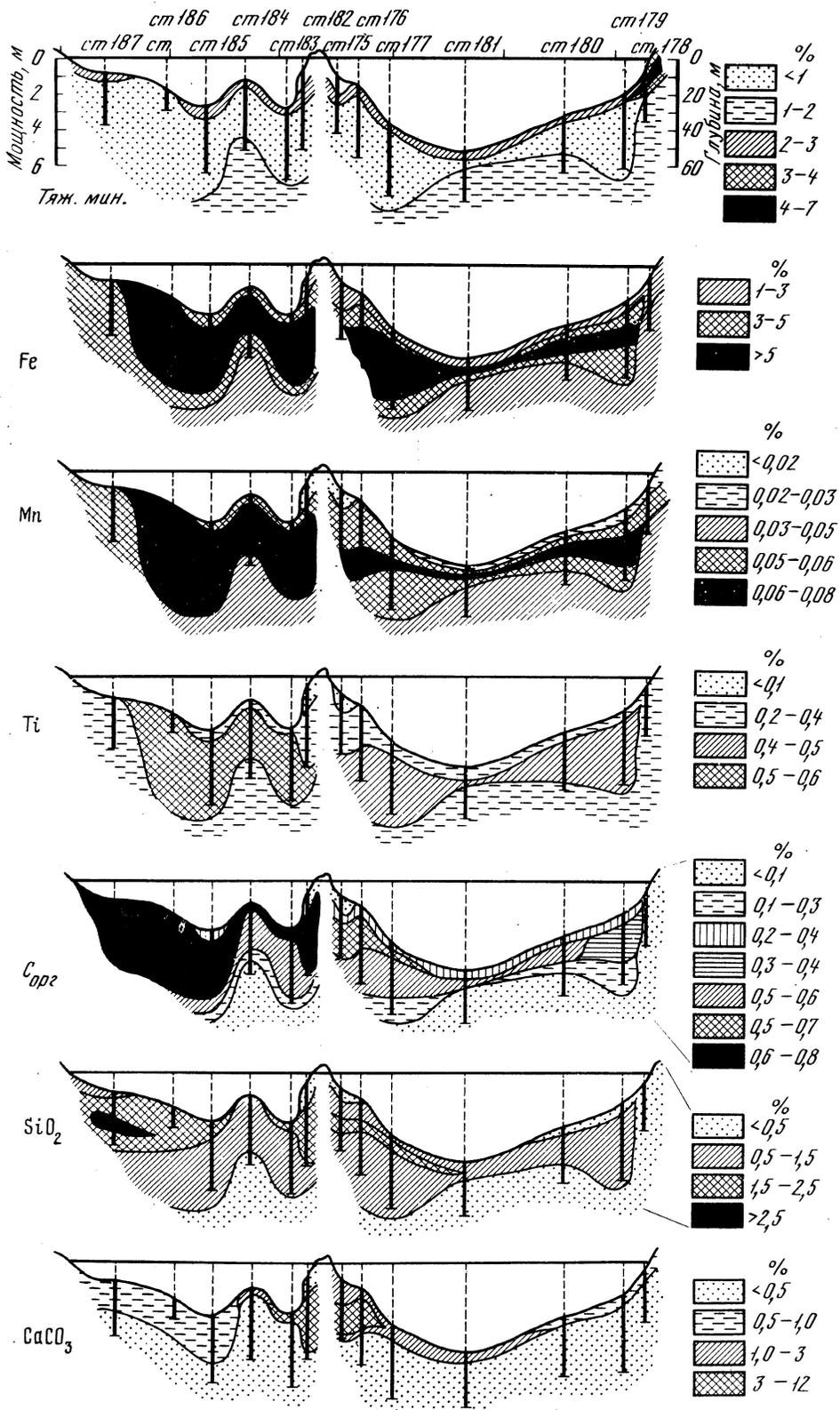


Рис. 51. Распределение отдельных минеральных и химических компонентов в толщах Жужумуйского разреза (литологическая характеристика разреза дана на рис. 47)

пределением Fe в толще. Следует отметить, что подобный характер концентрации связан и со стратиграфией слоев, так как обычно количество $C_{орг}$ в осадке заметно повышается в бореально-атлантическое время в связи с климатическим оптимумом, т.е. и здесь мы сталкиваемся с явлением, уже отмеченным для других районов.

В ряде случаев в разных разрезах отмечены локальные накопления различных кластофильных элементов, обусловленные местными факторами:

1) повышение содержания в песках вследствие сепарации тяжелых минералов (колонка 172, гор. 0–10 см; Fe 4,02, Mn 0,05, Ti 0,31%);

2) повышение содержания в песчано-глинистом осадке на поверхности дна вследствие присутствия конкреций и микроконкреций (колонка 185; Fe 4,75, Mn 0,15, Ti 0,32%);

3) повышение содержания в древних ледниково-озерных осадках, ныне обнажающихся на абрадируемом дне (колонка 200; Fe до 4%);

4) повышение содержания Mn в ракушечном прослое (колонка 213; Mn 0,05%), по-видимому, связано с диагенетическим стяжением Mn к раковинам;

5) повышение содержания в глубоких водных ложбинах на заметном удалении от берега (колонка 244) ввиду чрезвычайной тонкозернистости накапливающихся здесь илистых осадков.

Органический углерод и аморфный кремнезем. Распределение $C_{орг}$ и $SiO_2_{аморфн}$ в толще осадков почти идентично. Эти компоненты отчетливо тяготеют к верхней пачке морских осадков. Содержание их в различных осадках обратно пропорционально медианному диаметру (см. табл. 20). Правда, в некоторых случаях бывают иногда отклонения от этого правила и могут наблюдаться небольшие различия в содержании в одном и том же типе осадка (Южно-Онежский разрез).

В акватории губы имеются два района отчетливого повышения $C_{орг}$ и SiO_2 как в поверхностном слое осадка, так и в толще. Это приустьевые зоны Выга и Онеги. Кроме того, в кутовой части губы значительно повышено содержание в древних (ныне абрадируемых) осадках ледниковых озер. В ряде колонок намечается увеличение содержания $C_{орг}$ и $SiO_2_{аморфн}$ в низах верхней пачки, т.е. в горизонтах, соответствующих бореально-атлантическому времени климатического оптимума (до 1%). В нижней пачке в целом содержание очень невелико, но в верхах пачки обычно выше (0,4–0,5 $C_{орг}$), чем в низах (< 0,1% $C_{орг}$). В породах базального основания содержание минимально (< 0,1% $C_{орг}$). В вертикальном распределении $C_{орг}$, $SiO_2_{аморфн}$ и кластофильных элементов имеется связь, о которой упоминалось в предыдущем разделе.

Карбонат кальция. Карбонат кальция тяготеет к верхней пачке. В нижней и породах базального основания содержание $CaCO_3$ минимально (см. табл. 20). Распределение его по площади губы крайне неравномерно и определяется в основном местами обитания моллюсков, а также гидродинамическим влиянием, приводящим к сепарации ракуши в локальных участках (колонка 213). Содержание $CaCO_3$ в осадке также резко меняется (от 0 до 55%). В некоторых случаях повышенные содержания отмечены как в илах с ракушей (колонка 212), так и в песках (колонка 172), не говоря уже о прослоях ракушняка (колонка 213). Связь между гранулометрией осадка и содержанием $CaCO_3$ отсутствует.

В ряде колонок имеется отмеченная ранее тенденция к накоплению $CaCO_3$ в низах верхней пачки в период, соответствующий климатическому оптимуму (колонки 172, 176, 213).

На рис. 51 даны геохимические профили по Жутмуйскому разрезу, на котором можно проследить большинство отмеченных выше особенностей распределения в толще отдельных химических компонентов.

ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ В ДВИНСКОЙ ГУБЕ

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Обширная Двинская губа располагается в восточной части Белого моря. Ее северной границей будем условно считать линию, проходящую между м. Керещкий на Зимнем берегу и м. Лопшеньгский на Летнем берегу. Губа достаточно приглубая (максимальные глубины в северной части более 100 м). Рельеф дна значительно более спокойный, чем в Онежской губе, однако в ее южной и юго-восточной частях имеется ряд банок различного генезиса. Губа характеризуется четко выраженными приливо-отливными течениями, а также постоянными течениями, направленными к югу вдоль Летнего берега и к северу вдоль Зимнего (Белая, Федоров, 1972). Двинская губа открыта к северу и непосредственно контактирует с областью южного входа в Горло Белого моря. С другой стороны, в кутовой части залива располагается дельта крупнейшей водной артерии, впадающей в Белое море — Сев. Двины. Последние два обстоятельства наложили заметный отпечаток как на общее палеогеографическое развитие губы в поздне-последледниковое время, так и на ход седиментационных процессов.

Питание акватории губы седиментационным материалом в поздне-последледниковую эпоху осуществлялось в основном за счет аллювиального выноса Сев. Двины, годовой твердый сток которой составляет 6,1 млн. т. К этому количеству терригенного аллювиального материала добавлялся терригенный материал, поступающий за счет абразии берегов и дна (Авилов, 1956), а также талассогенный материал преимущественно биогенного происхождения. Берега губы довольно простые по конфигурации (за исключением области дельты) и сложены, как правило, моренными образованиями.

В Двинской губе были сделаны 7 разрезов толщи донных осадков (рис. 52, 53). Рассмотрим их последовательно с севера на юг, начиная с Летнего берега (см. рис. 2).

Первый разрез сделан против м. Лопшеньгский (рис. 52, А—I). Общая протяженность разреза 10 км. Он обеспечен четырьмя скважинами. Берег здесь относительно приглубый. Последняя от берега колонка взята на глубине 60 м. Разрез вскрыл довольно маломощную толщу морских и ледниково-морских отложений, залегающую на породах базального основания. Базальное основание сложено различными моренными образованиями — грубозернистыми песками и щебнем с примесью глины (колонка 216), плотными бурыми глинами (колонка 217), серыми глинами с комками сухой бурой глины, гравием, галькой, щебнем (колонки 227, 228).

На базальном основании залегает линза серого пластичного, очень однообразного ила, по-видимому, ледниково-морского генезиса (II пачка). Мощность линзы около 1 м, она быстро выклинивается как в сторону моря, так и в сторону суши. Выше лежат морские отложения верхней пачки. Мощность верхней пачки очень незначительная, является минимальной в середине профиля (ст. 217) и имеет тенденцию к увеличению как в сторону суши, так и в сторону моря. Фациальные изменения верхней пачки обычные, от песков к илам, причем, по мере увеличения глубин осадок становится более мелкозернистым. Однако в середине профиля в ограниченной зоне (ст. 217) грубозернистость морского

осадка возрастает. Здесь вскрыты разнозернистые отложения (песок, гравий, галька) в жидком илу. В этой же зоне, как отмечалось, отчетливо уменьшаются и мощности всех слоев. Морфологически здесь имеется небольшой перегиб дна. К северо-востоку от ст. 217 морская пачка представлена серым песчаным илом, который на ст. 228 перекрывается тонким слоем серого пластичного ила.

Осредненные гранулометрические характеристики отдельных типов осадков даны в табл. 22. Показатели обычны для основных осадков и донных пород Белого моря. Можно отметить хорошую сортировку прибрежных песков, разнозернистость и плохую сортировку моренных образований, чрезвычайную тонкозернистость илов нижней пачки.

Возрастное расчленение было выполнено ориентировочно, так как биостратиграфические данные для колонок данного разреза не были получены. Учитывались литологические и геохимические критерии, а также данные по биостратиграфическому расчленению из соседних разрезов. По-видимому, нижние горизонты нижней пачки, контактирующие с базальным основанием, могут быть определены как позднедриасовые. Морское осадконакопление в Двинской губе, по данным диатомового анализа, а также по данным, полученным при изучении моллюсков, началось со второй половины пребореали. Таким образом, низы верхней пачки могли бы быть определены как пребореальные, однако, учитывая имевшие место после стаивания ледяных полей размывы дна и перерыв в осадконакоплении, а также общую незначительную мощность морской пачки в этом районе, можно считать, что образование морской пачки началось только в бореальное время. В соответствии с этим в верхней пачке у берега (ст. 216) выделены четыре возрастных горизонта от бореали до субатлантики; горизонты могут быть протянуты в сторону моря, но мощность их будет крайне незначительна (15–20 см для каждого периода). Таким образом, расчленение морской пачки носит условный характер (рис. 52, А–II).

Характерной чертой разреза является малая мощность осадочной толщи, залегающей на породах базального основания, что может являться свидетельством длительного неотектонического подъема этого участка дна.

До верхней пребореали в районе господствовал режим подледного осадконакопления, затем лёд сошел, последовали размывы кровли ледниково-морской пачки, и уже в условиях неотектонического подъема образовалась маломощная морская пачка. Следующий разрез, наиболее протяженный, пересекает губу поперек от м. Яренгский Рог (на Летнем берегу) до м. Зимнегорский (на Зимнем берегу). Общая протяженность разреза более 100 км. Он обеспечен 10 скважинами. Рельеф дна по линии разреза относительно прост. Максимальные глубины (более 100 м) отмечены в середине разреза между ст. 246 и 261 (рис. 52, Б- I).

Первые три колонки (222, 223, 224) в юго-западной части разреза вскрыли толщу песка. Песок, по-видимому, залегает в ложбине, выработанной в морене. Максимальная мощность (4 м) отмечена на ст. 223. В нижней части толщи (колонка 223) песок преимущественно мелкозернистый, хорошо отсортированный, с небольшой примесью гальки и гравия. До гор. 195 см отмечены редкие створки раковин. В самом низу колонки песок уплотняется, слегка заиляется. Верхняя часть толщи состоит из более грубозернистого песка, гравия и гальки. Краевые скважины (ст. 222 и 224) в нижних частях толщи вскрыли серый моренный суглинок с примесью грубозернистого материала.

Колонка 225 состоит из наиболее разнообразных слоев:

	Горизонт, см
Светло-серый полужидкий песчано-алевритовый ил	0–28
Сильно заиленный зеленовато-серый песок с гравием	28–40
Коричневато-серый мягкий пластичный ил с прослоями черного ила и органическими растительными остатками	40–210
Коричневато-серый алевритовый ил с включением песчаных частиц разной крупности	210–300
Коричневато-серый ил с большим количеством песка, гравия, неокатанной гальки	300–417
Морена, представляющая собой коричневато-серый суглинок со щебнем, гравием изверженных и метаморфических пород	417–455

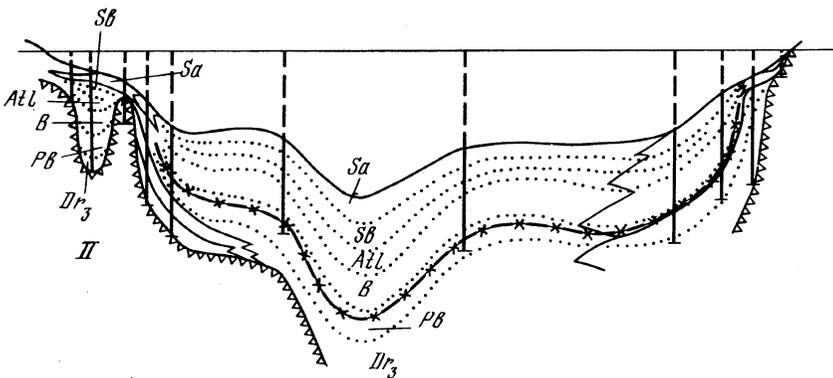
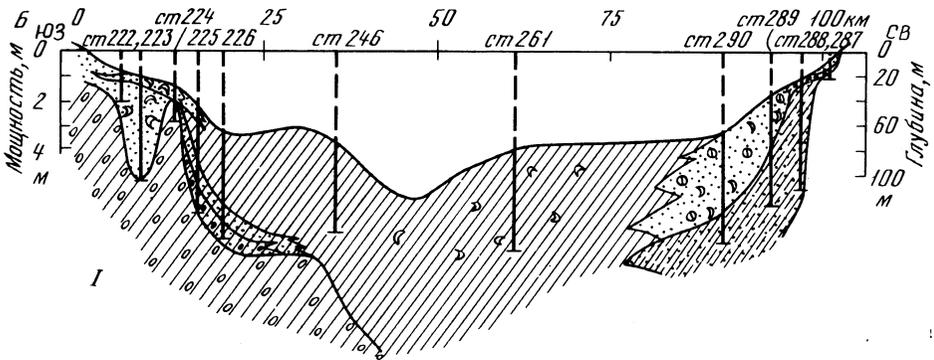
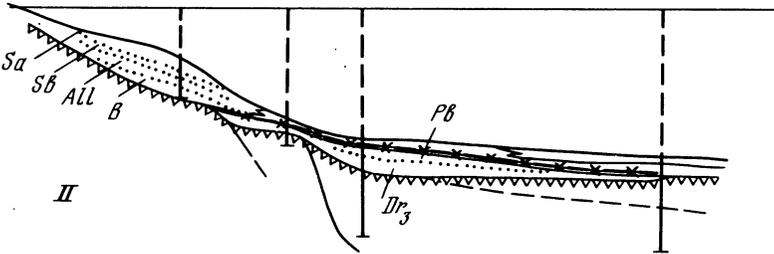
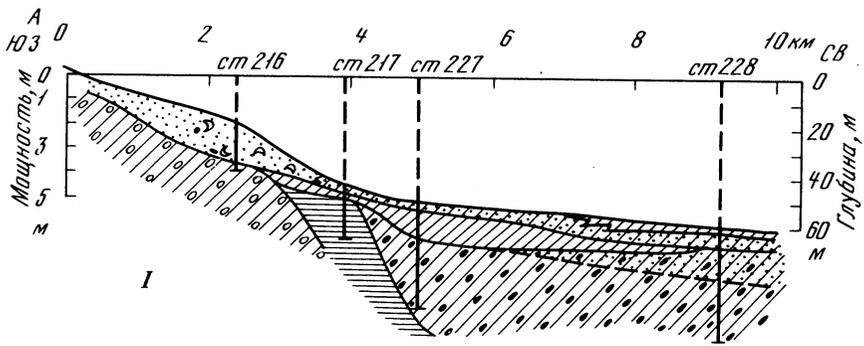
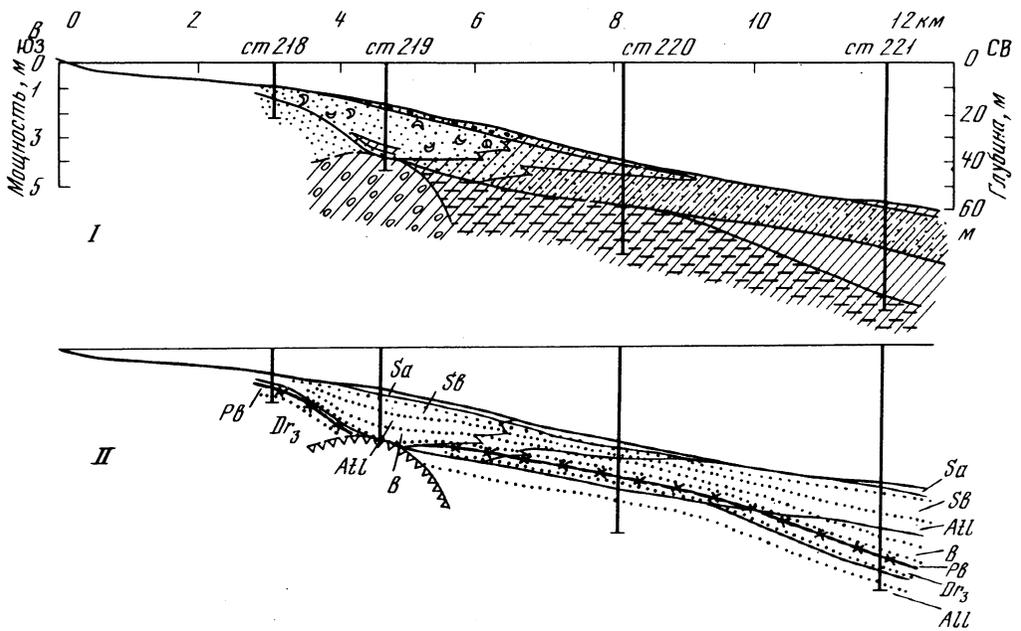


Рис. 52. Геологическая характеристика донных осадков.

I – литологическая характеристика; II – возрастные и генетические границы.

A – разрезы у пос. Лопшеньга; B – разрез пос. Яреньга-м. Зимнегорский; B – разрез у мыс. Красная Гора. Остальные условные обозначения см. рис. 38



Таким образом, в этой точке на морену налегает уже достаточно мощный слой преимущественно илистых осадков.

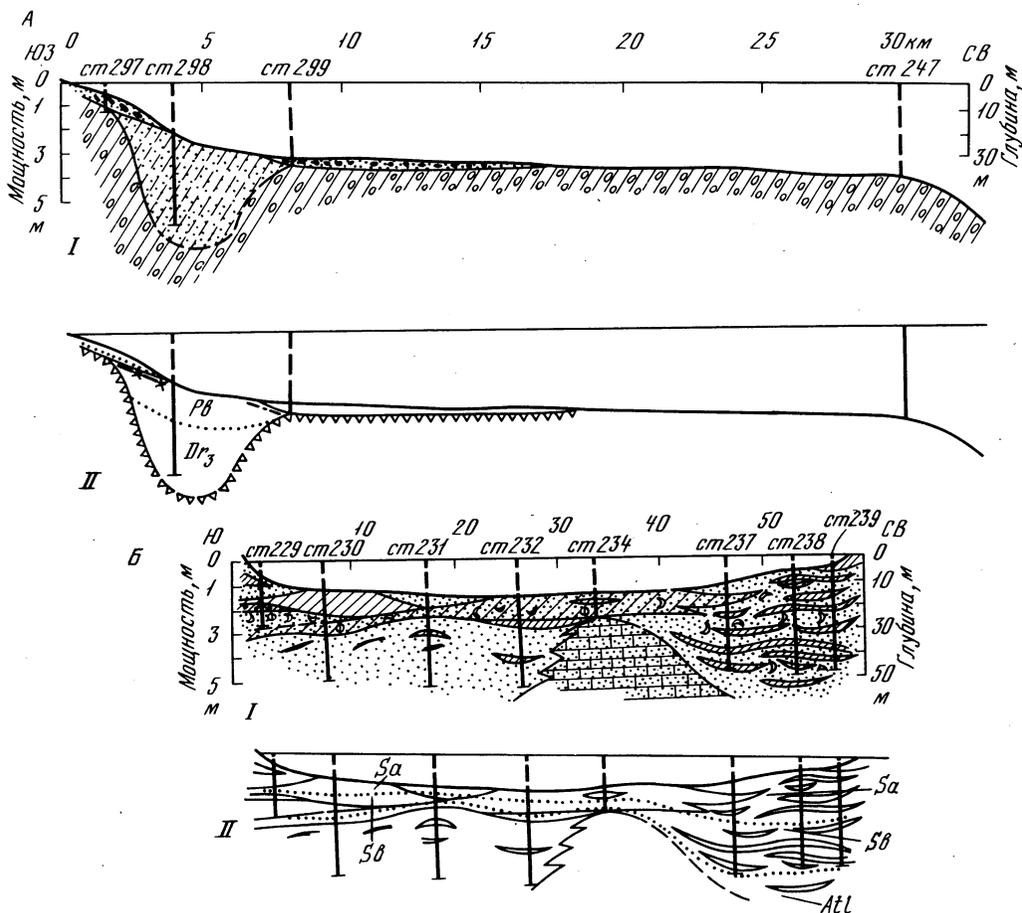
Колонка 226, взятая на глубине 65 м, также состоит преимущественно из ила. Она подвергалась подробному биостратиграфическому анализу. Поэтому приведем ее развернутое литологическое описание (сверху вниз):

	Горизонт, см
Серый полужидкий ил	0—10
Зеленовато-серый мягкий пористый ил с отдельными тонкими прослоями черного ила, по-видимому, обогащенного органикой. Сверху ил слегка песчанистый. Встречены отдельные зерна гравия	10—177
Коричневато-серый пластичный слоистый ил с отдельными более крупными частями вплоть до гальки. Слоистость обусловлена прослоями черного ила. Аналогичен гор. 40—210 колонки 225	177—310
Коричневато-серый с кирпичным оттенком слоистый ил с включением зерен вплоть до гравия	310—375
Коричневато-серый ил с большим количеством несортированного материала: песка, гравия, гальки. Горизонт аналогичен гор. 300—417 колонки 225	375—445

Колонки 246 и 261 почти идентичны. Обе они состоят из серого с оливковым оттенком глинистого ила, более темного в верхних горизонтах колонок. В колонке 261 на гор. 200, 305 и 385 см встречены редкие раковины моллюсков. Характерной чертой обеих колонок является обогащение толщи ила темными прожилками и желваками гидротроилита ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Количество гидротроилита неравномерно по длине колонок. В колонке 246 гидротроилита много, в толще от 0 до 315 см. Ниже его количество заметно уменьшается. В колонке 261 количество гидротроилита соответственно уменьшается с гор. 362 см и ниже.

Резко контрастируют с вышеописанными илистыми колонками следующие две колонки (290 и 289). Они состоят из песка буровато-серого, иногда с зеленоватым оттенком, разномерного, преимущественно тонкозернистого, с редкой ракушей. Есть прослой тяжелых минералов. Нижняя часть обеих колонок принципиально иная: она состоит из толщи тонкозернистого песка с прослоями илистого песка без фауны. Граница между верхней и нижней частями четкая. По-видимому, верхняя часть толщи принадлежит к морской пачке, а нижняя к ледниково-морской.

Колонка 288 также имеет резкие отличия: здесь только верхние 10 см слагаются смесью гравия, гальки, крупнозернистого песка. Ниже, отделяясь резкой границей, залегает сложно построенная толща, состоящая из чередования прослоев мел-



козернистого песка и алевритового ила без фауны. Эта толща возникла либо в условиях подледного осадконакопления, либо при блокаде данного участка побережья аккумулятивной формой, впоследствии размытой.

Последняя колонка длиной всего 40 см вскрыла трансгрессивную осадочную толщу, залегающую на коренных породах (аргиллитах). В нижней части осадочной толщи залегают слои крупной гальки (30–40 см), выше идет среднезернистый песок (15–30 см) и еще выше тонкозернистый, слегка заиленный песок (0–15 см).

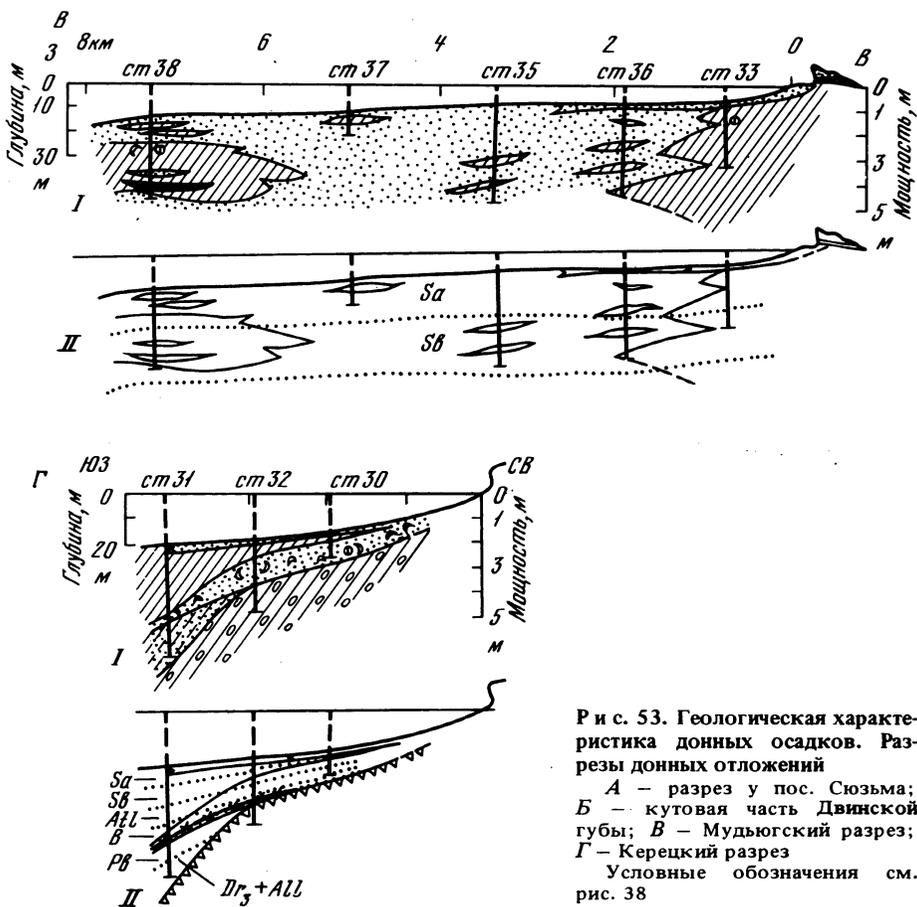
В целом разрез отличается фациальной пестротой и вскрывает генетически различные толщи. В разрезе могут быть выделены две основные пачки осадков: морская и ледниково-морская (рис. 52, Б–II).

Первичное возрастное расчленение толщи сделано на основании спорово-пыльцевого анализа, проведенного Е.С. Малясовой (1971).

При выделении обеих пачек, т.е. при определении границы между ними, был учтен целый ряд данных. Так, при прослеживании свойств осадков (снизу вверх) на границе верхней и нижней пачек изменяются следующие показатели (учтены и другие колонки Двинской губы):

- 1) появляются моллюски (колонки 223, 261, 290);
- 2) илистые отложения обогащаются гидротроилитом (колонки 246, 261);
- 3) осадки обогащаются биогенными компонентами, особенно SiO_2 аморфн (колонка 236);
- 4) в осадке резко возрастает количество диатомовых (колонка 221).

Было установлено, что граница между пачками, выделенная с учетом всех этих критериев, соответствует второй половине (концу?) пребореального времени. Таким образом, плавающие льды растаяли в Двинской губе во второй половине



Р и с. 53. Геологическая характеристика донных осадков. Разрезы донных отложений
 А — разрез у пос. Сюзьма;
 Б — кутовая часть Двинской губы; В — Мудьюгский разрез;
 Г — Керещкий разрез
 Условные обозначения см. рис. 38

пребореали, возможно несколько позже, чем льды в Онежской губе, но явно раньше, чем в северо-западной части моря.

Осредненные гранулометрические показатели различных типов осадков обеих пачек приведены в табл. 22. Они не отличаются по своему характеру от ранее описанных для других разрезов. Средняя крупность осадков нижней пачки меньше, чем осадков верхней, а сортировка выше.

Возрастное расчленение толщи было выполнено Е.С. Малясовой наиболее подробно по колонке 226:

Горизонт, см	Горизонт, см
0-25 — Sa	185-225 — Pb
25-75 — Sb + Atl	225-445 — Dr ₃
75-185 — B	

С привлечением литологических, геохимических и минералогических критериев, данных по диатомову анализу и полученных при биостратиграфическом изучении других территориально близких колонок, было проведено расчленение толщи, вскрытой разрезом.

Характерными чертами строения толщи являются ее литологическая пестрота, колеблющиеся мощности отдельных горизонтов, заметные различия в строении западной и восточной частей.

На юго-западе фиксируется ложбина, выработанная в морене (ст. 223). Ложбина возникла в позднеледниковье и существовала длительное время. Здесь осуществлялось осадкообразование в достаточно изолированных условиях, о чем говорит характер осадка (тонкозернистый, хорошо отсортированный песок).

Характеристика механического и химического состава

Разрез	Пачка, базальное основание	Отложение	Колонка	Md, мм	S ₀
Лопшёнзгский	Морская (I)	Песок	216	0,5	1,8
		Заиленный песок с гравием и галькой	217	0,3	4,0
		Песчанистый ил	227	0,02	
		Ил	228	0,01	
	Ледниково-морская (II) Базальное основание	Моренные образования	Ряд колонок	227	< 0,01
				0,01 0,3	
пос. Ярэнга — м. Зимнегорский	Морская (I)	Песок с галькой и гравием	То же	2,25	4,0
		Песок	”	0,15	1,5
	Ледниково-морская (II)	Песчанистый ил	225	0,1	3,0
		Ил	Ряд колонок	< 0,01	
		Песок	223	0,07	1,4
	Базальное основание	Песчано-алеврито-глинистый осадок	288	0,06	2,0
		Песчанистый ил	226	0,01	4,0
	Ил	Ряд колонок	< 0,01		
	Моренный суглинок	224	0,5	> 4	
К юго-востоку от м. Красногорский Рог	Морская (I)	Песок с гравием	219	2,6	4,7
		Песок	218 } 219 }	0,15	1,7
		Песчанистый ил	220	0,05	3,0
		Алевритовый ил	220	< 0,01	
		Ил	221	< 0,01	
	Ледниково-морская (II)	Песок	218	0,15	1,4
		Ил	221	< 0,01	
		Ледниково-озерные осадки	220 } глины 221 }	< 0,01	
Базальное основание	Моренный суглинок с гравием	219	0,2	Не опред.	
Мульгоский	Морская (I)	Песок	Ряд колонок	0,15	1,5
		Ил	33	0,005	
Круговая часть Двинского залива	Морская (I)	Песок	Ряд колонок	0,2 0,08	1,7 1,4
		Алеврит	”	0,04	1,9
	Лагунные пески и алевриты	Алевритовый ил	”	0,02	
		Лагунные пески и алевриты	”	0,1	1,5

* Примечание См. табл. 16.

осадков по разрезам, сделанным в Двинской губе, %*

Тяжелые минералы, фракция 0,05-0,25	Fe	Mn	Ti	C _{орг}	SiO ₂	CaCO ₃
1,2	2,0	0,03	0,1	0,05	0,6	0,4
Не опр.	3,4	0,04	0,3	Не опр.	1,8	2,7
Не опр.	3,2	0,05	0,3	0,1	0,5	1,2
Не опр.	4,7	0,07	0,4	0,2	0,7	0,8
Не опр.	3,5	0,05	0,3	0,1	0,5	0,7
Не опр.	2,5	0,05	0,06	0,08	0,7	1,5
$\frac{2}{7}$	1,2	0,02	0,1	0,04	0,3	$\frac{0,4}{1,1}$
< 1	4,0	0,07	0,4	0,2	0,8	1,0
< 1	5,6	0,08	0,4	$\frac{1,2}{1,5}$	2,8	1,2
3,0		0,02	0,06	0,06	0,4	1,0
2,0	2,3	0,05	0,2	0,2	Не опр.	2,0
< 1	4,0	0,05	0,4	0,1	0,6	1,1
-	5,7	0,08	0,42	0,9	1,5	1,0
2,5	~ 3,0	0,07		Не определялось		
2,0	2,0	0,03	0,13	0,09	0,41	0,64
3,5	1,1	0,02	1,1	0,08	Не опр.	0,45
			Не определялось			
0,25	4,0	0,04	0,35	$\frac{0,4}{1,0}$	$\frac{1,0}{2,0}$	$\frac{0,7}{2,0}$
Сл.	4,2	0,07	0,38	$\frac{0,48}{0,63}$	0,83	$\frac{1,0}{3,0}$
Сл.	4,3	0,08	0,04	0,5	0,8	3,5
Сл.	4,5	0,08	0,4	0,3	0,6	$\frac{3,0}{5,0}$
Не опр.	3,3	0,07		Не определялось		1,5
$\frac{2,0}{4,5}$	$\frac{1,5}{2,0}$	0,02	0,15	0,07	1,3	1,0
< 1	5,5	0,07	0,4	1,5	1,2	$\frac{4}{6}$
	1,5	0,03	0,2	0,15	0,35	1,5
	2,5	0,05	0,35	0,8	0,5	$\frac{3}{12}$
	4,0	0,06	0,3	1,9	0,7	4,5
	1,3	0,03	0,2	0,2	0,4	$\frac{3}{7}$

Изоляция ложбины, по-видимому, обуславливалась наличием отмелей, которые тянулись от м. Лопшеньгский до устья Унской губы примерно в 1 миле от берега, на глубине нескольких метров. Эти отмели могут быть прослежены в рельефе дна и теперь. Генетически ложбина была, возможно, эрозионно-структурной. Примерно с суббореального времени по ее восточному борту проявились положительные вертикальные движения, что привело к донным размывам, погрубению отложений в верхней части и напознанию шлейфа грубозернистых осадков на тонкозернистые илы (см. фациальные соотношения колонок 223, 224, 225).

Центральная часть профиля характеризуется повышенными мощностями осадков. По данным эхолотных записей, в тальгевой зоне залива мощностью осадочной толщи достигает 10 м. Эта зона, являющаяся юго-восточным окончанием основного Беломорского грабена, по-видимому, характеризуется длительными отрицательными тектоническими движениями, что в сочетании с интенсивным поступлением аллювиального материала привело к накоплению мощной толщи отложений. Характерно, что илы ряда колонок (225, 226) являются слоистыми, что связано, по-видимому, с эпизодическими, особо сильными паводковыми явлениями, происходившими в течение голоцена.

Большой интерес представляет восточная часть разреза. Здесь установлен широкий переход илестых фаций в песчаные, что связано с близостью южного входа в Горло. Резко контрастирует с прибрежными песчаными колонками колонка 288, состоящая из илесто-алевритовой толщи. Эта толща образовалась, по-видимому, в условиях подледного осадконакопления и впоследствии была приподнята тектоническими движениями. Однако в самое последнее время (начиная с суббореали) береговая полоса в этом месте испытала опускания, о чем свидетельствует маломощная, но явно трансгрессивная пачка слоев, вскрытая колонкой 287. Таким образом, для восточной части разреза можно констатировать самое новейшее неотектоническое опускание (Sb-Sa) и возможный подъем прибрежной полосы в предшествующий период.

Следующий разрез был сделан к юго-востоку от м. Красногорский Рог (рис. 52, В-Г). Длина разреза 12 км. Здесь сделаны четыре скважины. Первая со стороны берега колонка (218) вскрыла толщу разнозернистого песка с гравием, обломками ракушки. Нижняя часть колонки также состоит из песка, но песок мелкозернистый, хорошо отсортированный, без фауны. Граница между верхней частью колонки (0-35 см) и нижней (35-125 см) отчетливая.

Колонка 219 вся состоит из морских песчаных отложений — разнозернистых, с фауной моллюсков, иногда с прослоями алеврита. Нижняя часть колонки сложена плотными буровато-серыми суглинками с гравием (морена).

Колонки 220 и 221 близки по строению. В нижних частях обеих колонок залегает глинистый ил, представляющий собою частое переслаивание коричневатосерых и черных прослоев. По характеру осадок близок к "ленточным глинам". На этот слой налегают следующие слои: колонка 220 — коричневатосерый алевритовый ил со слабо выраженной слоистостью (55-180 см), буровато-серый сильно песчаный ил с гравием (10-55 см), серый алевритовый ил (0-10 см), колонка 221 — серый ил со слабо выраженной слоистостью в нижней части слоя (170-360 см), зеленоватосерый алевритовый ил (3-170 см). Таким образом, в верхних частях обеих колонок материал становится более грубозернистым.

В целом разрез по соотношению гранулометрических фаций носит регрессивный характер.

Осредненные гранулометрические показатели для различных типов осадков приведены в табл. 22.

В толще визуально не представляется возможным выделить морскую и гляциально-морскую пачки отложений по крайним северным колонкам (220 и 221), так как они взяты на значительных глубинах. Это исключило возможность размывов кровли нижней пачки и резкой смены фаций при стаивании плавающего ледяного панциря.

Однако данные вертикального распределения кластофильных и биогенных компонентов дают некоторое указание на местоположение этой границы. Для ко-

лонки 220 переходным уровнем является гор. 150 см, а для колонки 221 гор. 300 см. Ниже указанных горизонтов в обеих колонках наблюдается повышение концентраций кластофильных элементов (Fe, Mn, Ti), а выше биогенных ($C_{орг}$, $SiO_2_{аморфн}$). Для колонки 221 выше указанного рубежа отмечено резкое возрастание количества диатомовых в осадке (по данным Р.Н. Джиноридзе).

Для прибрежной колонки 218 также можно предположительно считать, что нижняя часть песчаной толщи (мелкозернистый песок без фауны) относится к нижней пачке.

С учетом приведенных данных проведена граница раздела между пачками. Возрастное расчленение сделано с учетом данных, полученных по колонке 221, которая была подвергнута спорово-пыльцевому и диатомовому анализам (рис. 52, В-II).

По данным Е.С. Малясовой (спорово-пыльцевой анализ), осадки, вскрытые колонкой, делятся следующим образом:

Горизонт, см	Горизонт, см
0-35 - Sa	265-345 - Pb
35-215 - Sb + Atl	345-405 - Dr ₃
215-265 - B	405-430 - All (ленточные глины)

По данным Р.Н. Джиноридзе в колонке 221 выделяются пять диатомовых комплексов (рис. 54).

На гор. 440-370 см найден V сублиторально-неритический арктобореальный комплекс с двумя подкомплексами. Подкомплекс Vб (440-390 см) состоит из эвригалинных диатомей с участием пресноводных холодолюбивых видов: *Rhopalodia gibba*, *Epithemia turgida*, *Opephora marthyi*. В подкомплексе Va увеличивается участие морских и северобореальных видов. По всему слою подкомплекса Va и Vв доминируют *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* и *Chaetoceros holsaticus*. В 1 г осадка от 800 тыс. до 3 млн. створок.

На гор. 370-320 см на смену арктобореальному комплексу приходит сублиторально-северобореальный - IV (Pb) комплекс. Среди доминант встречается северобореальный сублиторальный вид *Hyalodiscus scoticus*. В числе субдоминант встречаются арктобореальные *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. По сравнению с V комплексом IV комплекс отличается мелководностью и более теплолюбивым составом. Численность диатомей в 1 г осадка возрастает до 6 млн. створок. Следующая смена комплексов происходит в интервале 320-220 см, где выделен III диатомовый комплекс. Он слагается из двух подкомплексов.

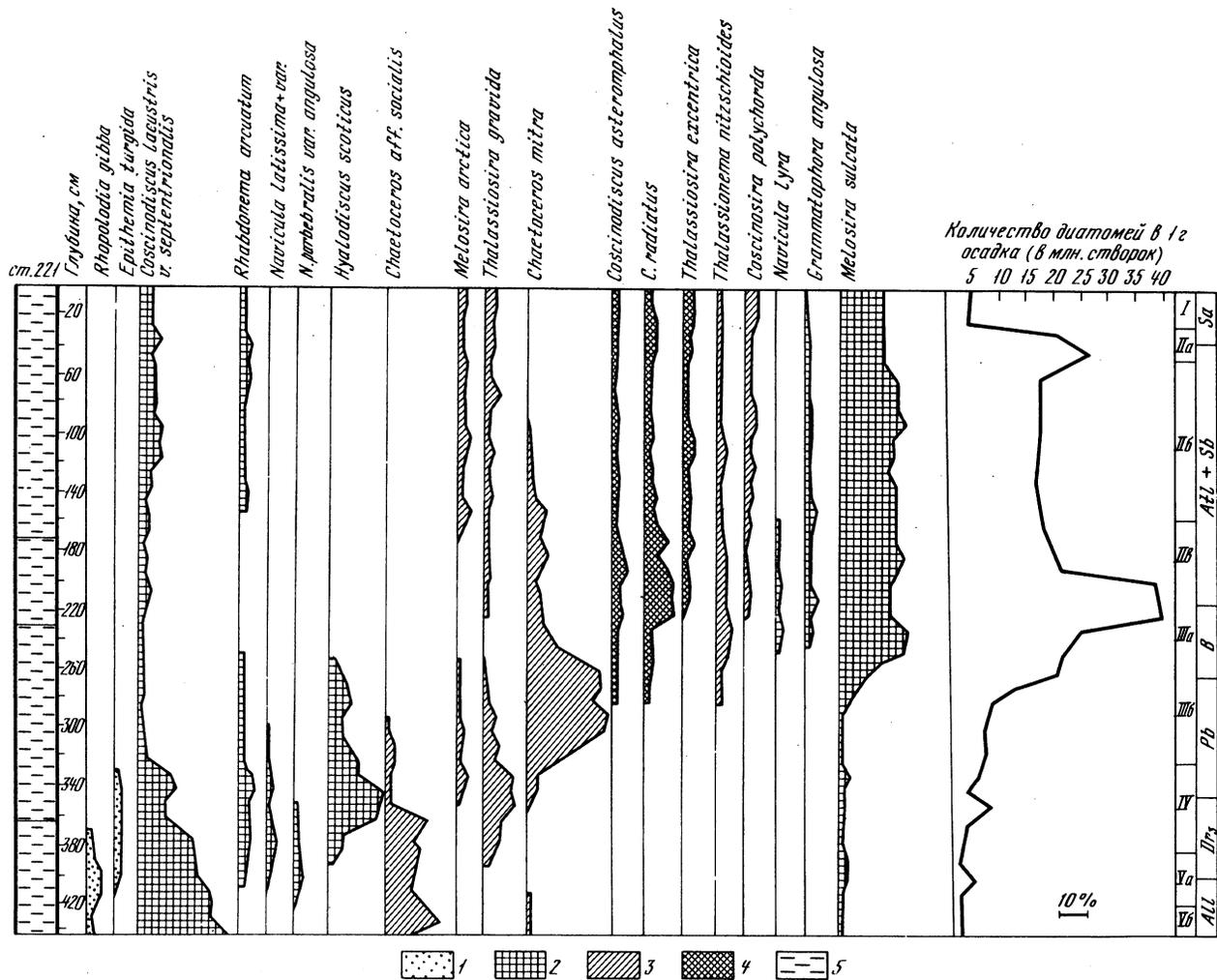
На гор. 320-230 см прослежен состав диатомей, соответствующий подкомплексу IIIб со значительным присутствием неритических арктобореальных элементов (60%). Доминантным видом становится *Chaetoceros mitra*, субдоминантным *Thalassiosira gravinata*, *Hyalodiscus scoticus*.

В верхней части этого слоя (230-220 см) прослеживается подкомплекс IIIа, в котором снижается обилие неритических и арктобореальных видов, но одновременно возрастает роль сублиторальных. Впервые в разрезе появляются южнобореальные виды (2-4%): *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*. В массе отмечаются *Melosira sulcata*.

В числе субдоминант встречается *Thalassionema nitzschioides*. В 1 г осадка насчитывается 6-10 млн. створок.

У гор. 220-20 см установлен II комплекс. По численности диатомей в 1 г осадка и количеству теплолюбивых видов выделяются три подкомплекса.

Экологический смешанный подкомплекс IIв приурочен к гор. 230-160 см. Главная особенность его состоит в участии 30% южнобореальных океанических видов. Остальные группы распределяются следующим образом: северобореальные 40-50%, арктобореальные 20-30%, неритические - 30%, сублиторальные - 40%. В составе доминант - океанический южнобореальный вид *Coscinodiscus radiatus*, сублиторальный *Melosira sulcata*. Среди субдоминант имеются также представители различных экологических групп: южнобореальные - *Coscinodiscus asteromphalus*,



Р и с. 54. Распределение диатомовых в осадочной толще (ст. 221) (по Р.Н. Джиноридзе)

1 – сублиторальные пресноводные; 2 – сублиторальные морские; 3 – неритические; 4 – океанические; 5 – алевро-глинистые илы. Подкомплексы I–Vб см. в тексте

Navicula lyra; северобореальные — *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira excentrica*. Отмечается высокое количество диатомей: в 1 г осадка 35 млн. створок.

Подкомплекс Пб определен в гор. 160—50 см. Особенностью подкомплекса является обилие сублиторальных элементов (до 60%). В группе, отражающей температурные условия, преобладают северобореальные виды (50—60%), арктобореальные — 35%, южнобореальные — 10%. В 1 г осадка насчитывается 16—20 млн. створок.

Подкомплекс Пв со вторичной вспышкой теплолюбивых и океанических видов (до 20%) встречен в гор. 50—20 см. Южнобореальные виды составляют 18—20%, океанические до 30%. В 1 г осадка насчитывается 20—25 млн. створок.

В интервале 20—0 см определен I комплекс диатомовых (Sa). Комплекс (по сравнению с нижележащим) становится сублиторально-неритическим с участием океанических и теплолюбивых видов (до 10%). Отмечена примесь пресноводных форм (до 5%). Массовую встречаемость имеет *Melosira sulcata*. В числе субдоминант присутствуют следующие виды: *Melosira arctica*, *Thalassiosira gravida*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *C. radiatus*, *C. asteronphalus*. Количество створок в 1 г осадка уменьшается до 5 млн. В смене сублиторального комплекса сублиторально-неритическим проявляется, по-видимому, тенденция к некоторому отнительному повышению уровня моря.

Из схемы (рис. 52, B—II) видно, что граница раздела между пачками проходит в пребореальных отложениях, т.е. обстановка подледного осадконакопления сохранилась в этом районе примерно до второй половины (средины?) пребореали. Из строения толщи, соотношений мощностей, данных биостратиграфического анализа и т.д. можно наметить следующие этапы исторического развития района. В аллереде здесь осуществлялось ледниково-озерное осадконакопление в пресноводном приледниковом озере. Об этом свидетельствует наличие ленточных глин с комплексом холодолюбивых пресноводных диатомей. Однако уже в позднем дриасе седиментационная обстановка изменилась и возникли условия подледного осадконакопления. При этом кровля ленточных глин подвергалась небольшому размыву и на нее с эрозийным несогласием налегли ледниково-морские осадки (II пачка). Осадки верхней пачки преимущественно мелкозернистые, маломощные, испытывают фациальные переходы к более грубозернистым разновидностям по направлению к берегу. В середине (или верхней половине?) пребореали, как отмечалось, ледниково-морские условия осадконакопления сменились морскими. Морская пачка более грубозернистая и также маломощная, испытывает обычные фациальные переходы в связи с глубинами моря. В качестве характерных особенностей разреза могут быть указаны пониженные мощности отдельных возрастных горизонтов, несмотря на полный набор их, а также регрессивный характер разреза в целом, о чем свидетельствует развитие более грубозернистых осадков в его верхней части. Подобная серия могла образоваться, вероятней всего, в условиях слабого и непрерывного неотектонического подъема дна в голоцене, по амплитуде незначительно превосходящего эвстатическое повышение уровня моря.

В субатлантическое время наметилась тенденция к замедлению подъема в мористой части разреза, о чем свидетельствует напользание плаща тонкозернистых осадков на более грубозернистые со стороны моря. Интересной особенностью разреза, так же как ряда других по Летнему берегу, является уменьшение мощности осадков и близость коренных пород к поверхности дна в очень локальной узкой зоне, примерно в 5—6 км от берега (ст. 219). На интерпретации этой особенности мы остановимся ниже в обзорной части.

Следующий к югу разрез был сделан в районе пос. Сюзьма между мысами Красногорский Рог и Толстик (рис. 53, A—I). Разрез имеет в длину около 30 км и обеспечен четырьмя скважинами. Три из полученных колонок (297, 299 и 247) вскрыли внизу плотную бурую моренную глину с галькой. Коренной рыхлый слой грубозернистых отложений крайне незначителен, в колонке 247 отсутствует вовсе. Колонка 298 отличается от вышеописанных: она вся состоит из однообразного заиленного крупного зеленовато-серого алеврита ($Md = 0,06$ мм; $S_0 = 1,7$).

Эта толща генетически, по-видимому, относится к прибрежным фациям нижней пачки осадков (рис. 53, А-II). Ее локализация обусловлена тем, что в период подледного осадконакопления алевритами была выполнена узкая ложбина, существовавшая в моренном основании. Разрез недостаточно обеспечен скважинами, особенно велик разрыв между станциями 299 и 247. Однако, учитывая, что в данном участке рельеф дна ровный, можно предположить об отсутствии здесь современных отложений. Общий характер разреза свидетельствует о том, что на этом участке происходил в голоцене и происходит ныне интенсивный неотектонический подъем дна. Трудно сказать, в какой период времени этот подъем был наиболее интенсивным, однако самый факт подъема не вызывает сомнений, так как все рыхлые осадки смыты, и лишь в древней, по-видимому, эрозивной ложбине сохранилась толща гляциально-морских алевритов, кровля которых в настоящее время также размывается. Блок подъема имеет ограниченную площадь и со всех сторон окружен зонами морского дна, где преобладали отрицательные движения.

Следующий разрез пересек авандельту Зап. Двины (рис. 53, Б-I). Длина разреза около 60 км, он обеспечен 8-ю скважинами. Рельеф дна по линии разреза ровный, глубины не превышают 15–20 м. Рассматривая внутреннее строение осадочной толщи, можно разделить разрез на две части: юго-западную и северо-восточную. Точкой раздела следует считать ст. 234, где при бурении в нижней части толщи были вскрыты сцементированные алевриты, настолько уплотненные, что колонковая труба могла проникнуть в них только на 10 см. Длина колонки 234 всего 115 см.

К югу от ст. 234 вскрытая бурением осадочная толща может быть подразделена на две части: верхнюю и нижнюю. Верхняя часть обладает сложным строением, главной чертой которого является четко выраженная слоистость. Здесь имеет место частое переслаивание алевритового песка с алевритовым илом. Количество и мощность илистых и песчаных прослоев непостоянны. Мощность первых изменяется от нескольких сантиметров до метра, а вторых — в пределах 5–50 см. Указанная слоистость, типичная для приустьевых пространств рек, по всей видимости, есть результат многолетних пульсаций в подаче материала. Илы обогащены органикой, часто попадаются слабо разложившиеся растительные остатки. Характерной чертой илов является наличие микрослоистости, что связано, по-видимому, с сезонными пульсациями в подаче материала. Мощность микрослойков составляет 0,2–0,3 мм. Пара таких слойков может рассматриваться как выражение элементарного ритма, соответствующего одному годовому циклу. По длине разреза верхняя толща характеризуется фациальной пестротой. Осадки обогащены морской фауной (раковины моллюсков). Отдельные горизонты, непостоянные по мощности, быстро выклиниваются, сменяя друг друга. Такая картина характерна для авандельтовых пространств с непостоянной гидродинамической обстановкой. Нижняя часть толщи, отделенная от верхней резкой границей со следами размыва, носит совершенно иной характер. Это мощное скопление тонких, хорошо отсортированных алевритов и песков, иногда попадаются тонкие прослойки заиленного материала, обломки древесины. Фауна отсутствует. По-видимому, низ колонки 234 (сцементированный алеврит), о котором упоминалось выше, также может быть отнесен к нижней части описываемой толщи, но здесь песок подвергнулся литификации и уплотнился. Таков общий характер южной части разреза. Остановимся теперь на восточной его части.

В восточной части разреза (ст. 237, 238, 239) была вскрыта только верхняя часть толщи, описанной для западной части. Это частое переслаивание песка, алеврита и алевритового ила, в котором в большем или меньшем количестве встречается морская фауна, однако общая мощность этой толщи резко увеличивается по сравнению с западной частью разреза. Характерно также, что толщина микрослойков в илистых горизонтах также увеличивается и становится равной 1,25–1,9 мм. Таким образом, верхняя часть толщи, описанной для западной половины разреза, по существу распространяется на весь разрез, но мощность ее отчетливо увеличивается на востоке. Эта толща слагается типично морскими осадками

верхней пачки, распространенной по всему Белому морю. Нижняя часть толщи, вскрытая в южной половине разреза, также относится к верхней пачке, однако образовалась она, по-видимому, не в открытом море, а в полузамкнутой опресненной, очень мелководной приустьевой акватории в лагуне, окруженной островами и отмелями. Мы рассматриваем эту толщу как часть дельты палео-Двины, погруженной под уровень моря (Невеский, Щербаков, 1971). Гранулометрическая характеристика описанных выше осадков (осредненные данные) дана в табл. 22. Можно отметить, что ширина гранулометрического спектра для лагунных песков меньше, чем для морских.

Возрастное расчленение толщи было выполнено с учетом следующих данных. Согласно фораминиферовому анализу, морская толща, слагающая восточную половину разреза, имеет возраст не старше суббореального. Таким образом, это весьма молодые осадки, накопившиеся в позднем голоцене с большой интенсивностью вследствие обильного привноса аллювиального материала, поступавшего из главного активного (восточного) русла реки. Показателем большой скорости осадконакопления служит значительная толщина микрослойков в горизонтах ила, о чем упоминалось выше.

В южной половине разреза общая мощность морской (верхней) части осадков резко сокращается так же, как толщина отдельных микрослойков. На этом участке, связанном с второстепенными рукавами Сев. Двины, осадконакопление шло менее интенсивно. Сопоставляя толщину микрослойков на западе и востоке, можно ориентировочно провести возрастную границу вдоль всего разреза (рис. 53, Б-П).

Учитывая вышеизложенное, можно представить себе систематически историю развития этого участка следующим образом: по-видимому, в доатлантическое время здесь существовало два очага осадконакопления. На востоке осадки интенсивно накапливались в передней части аванделты. Сложные фациальные взаимоотношения определяла неустойчивая гидролитодинамическая обстановка приустьевой зоны. Одновременно здесь, по-видимому, происходил интенсивный прогиб морского дна, что способствовало ускоренному осадконакоплению. В это же время на юго-западе существовала обширная пресноводная акватория, почти отчлененная от моря, осложненная островами, отмелями и т.д. и питаемая второстепенными рукавами реки. Здесь накопление осадков шло медленнее, что, возможно, свидетельствует о менее интенсивных отрицательных тектонических движениях, и происходило в условиях более спокойного гидролитодинамического режима. Пограничная (с востока) часть этой акватории находилась в особом гидролитодинамическом режиме, определяемом контактом с открытым взморьем аванделты, что, по-видимому, повлекло за собой литификацию алевро-песков. Не исключено, что здесь смыкались воды двух течений: главного (идущего от восточной части дельты вдоль Зимнего берега на север) и западного (слабого, идущего вдоль Летнего берега на юг).

В атлантическое время, возможно в связи с некоторым ускорением трансгрессии, произошло частичное затопление дельты палео-Двины. Западная лагуна соединилась с морем в условиях продолжающихся опусканий и затихающей трансгрессии, все предыдущие отложения перекрыл морской слой (рис. 55).

Следующий разрез был сделан вблизи от северной оконечности о. Мудьюг (рис. 53, В-И). Берег здесь аккумулятивный, ровный. Участок берега, от которого начался разрез, выступает в виде небольшой остаточной косы. К югу от этой косы тянется отмель, непосредственно переходящая в аккумулятивный остров — Мудьюгский. По-видимому, раньше остров соединялся в этом месте с берегом и был типичной косой. Подводный склон по галсу разреза весьма пологий, рельеф ровный, глубины не превышают 15—18 м. Разрез обеспечен 5-ю скважинами.

Колонка 33, первая от берега, вскрыла (под небольшим верхним горизонтом (0—16 см) серо-желтоватого, хорошо отсортированного среднезернистого песка с раковинами моллюсков) большую толщу мощного плотного черного тонкозернистого ила с неясно выраженной слоистостью, редкими растительными остатками и единичными раковинами моллюсков.

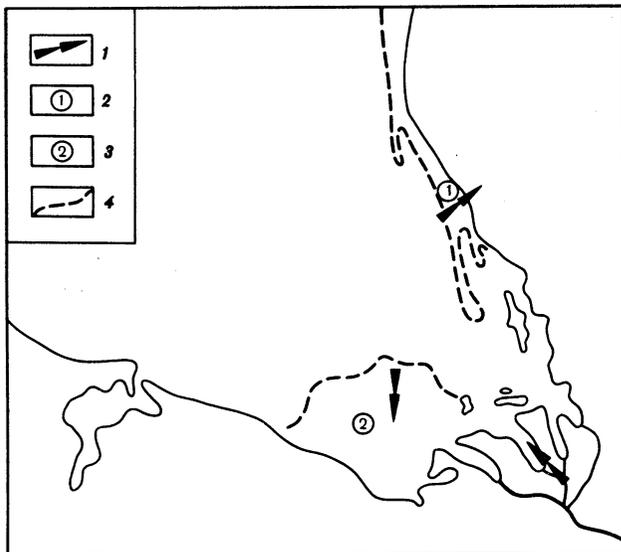


Рис. 55. Палеогеографическая схема, отражающая изменения контура береговой линии

1 — общие направления смещения контура береговой линии; 2 — зона развития аккумулятивных форм, существовавших в суббореальное и раннесубатлантическое время и позже затопленных в итоге неравномерных тектонических опусканий; 3 — зона поледельты, затопленная в начале атлантического периода в итоге интенсивного повышения уровня моря; 4 — ориентировочные контуры древних береговых линий

Колонки 36, 35, 37 состоят преимущественно из песка различной крупности, с редкими обломками ракуши, иногда с прослоями заиленного материала.

Крайняя западная колонка 38 разреза снова содержит преимущественно илистый материал, который сосредоточен в основном в ее нижней части. В илу отмечены прослой с примесью песчано-алевритового материала и прослой торфа. В верхней части колонки преобладает песок. Таким образом, в толще, вскрытой разрезом, выявлено наличие двух крупных достаточно локальных илистых линз: бережной, более тонкозернистой и мощной (колонка 33), и мористой, менее мощной и более песчанистой (колонка 38). Между ними залегают преимущественно пески.

Наличие фауны в осадках говорит о молодости этой толщи. Вся она относится к верхней пачке осадков морского генезиса.

Гранулометрические характеристики встреченных типов отложений приведены в табл. 22.-

Возрастное расчленение было выполнено по данным диатомового и фораминиферового анализов, которые показали, что вскрытая толща имеет возраст не старше суббореали (рис. 53, В-II).

Основываясь на приведенных фактических данных по разрезу, можно высказать некоторые соображения по истории развития этого участка побережья в голоцене.

Как отмечалось выше, разрез сделан на участке аккумулятивного берега с интенсивным накоплением наносов. Наличие двух захороненных линз лагунного ила в толще отложений и современной лагуны, расположенной с тыльной стороны аккумулятивного острова Мудьюг, свидетельствует о том, что на данном участке побережья в позднем голоцене интенсивно развивался абразионно-аккумулятивный процесс с нарастанием и разрывом кос, отчленением лагун и т.д. При анализе разреза намечаются две генерации аккумулятивного тела (косы) с отчлененными от моря лагунами. Первая генерация находилась западнее ст. 38 и на разрезе не показана. Лагунные отложения, связанные с этой генерацией, вскрыты колонкой 38. Вторая генерация косы образовалась к востоку от ст. 38, и ее реликт вскрыт колонками 35, 36, 37. Она отчленила лагуну, в которой образовались илы, вскрытые колонкой 33, и постепенно сдвинулась до своего современного положения. Линза лагунных илов при этом была захоронена и перекрыта песчаными отложениями.

Такова общая схема развития данного участка побережья. Приняв такую схему, можно сделать следующие выводы:

1) хорошая сохранность осадочной толщи, значительная мощность и молодой возраст свидетельствуют о том, что эволюция побережья на данном участке проходила на фоне неотектонического погружения при интенсивном питании и быстром отступании коренного берега;

2) двухкратное нарастание косы с образованием лагун и последующими размывами свидетельствует о неравномерном развитии абразионного процесса (косы питались в основном за счет абразии побережья, расположенного севернее). Последнее могло быть связано с неравномерными тектоническими опусканиями всего побережья;

3) если приближенно считать суммарную продолжительность суббореального и субатлантического времени равной 3000 лет и построить палеогеографическую схему расположения двух генераций кос, примыкающих к коренному берегу (см. рис. 55), то можно увидеть, что участок побережья между разрезом и м. Керецкий в позднем голоцене отступал на севере со скоростью примерно 0,6 и на юге до 1,3 м/год. При этом можно рассчитать (принимая высоту берегового обрыва, сложенного мореной, равной 20 м), что за счет абразии в море поступило около 100 млн. м³ терригенного материала.

Остановимся вкратце на небольшом разрезе, сделанном на траверзе м. Керецкий (рис. 53, Г-А). Как видно из рис. 53, Г-А, разрезом вскрыты обе основные пачки осадков — морская и ледниково-морская. Возрастное расчленение, выполненное на основании данных фораминиферового анализа по колонке 31, позволило установить, что начиная с аллерёда в течение дриаса и пребореали в этом районе осуществилось подледное осадконакопление в довольно изменчивых гидродинамических условиях, итогом которого было образование сложно переслаивающейся толщи, состоящей из прослоев ила, алевроита, иногда мелкого алевро-песка. В начале бореали лед сошел, и после некоторого периода, во время которого имели место размывы кровли нижней пачки, началось отложение морских песков с фауной моллюсков. Накоплению песков способствовало, по-видимому, слабое относительное погружение этого участка. Одновременно осуществлялся абразионный срез берега. Возрастное расчленение позволило установить, что с бореального периода, т.е. за последние 7—8 тыс. лет берег в этом месте отступил примерно на 4,5 км. Таким образом, скорость абразионного среза берега составляла около 0,5 м/год.

Во время морского осадконакопления, т.е. с конца пребореали и до современной эпохи, на данном участке кратковременно осуществлялось накопление илов. Илистый прослой хорошо виден на разрезе. Илообразование имело место на границе суббореального и субатлантического периодов, и, судя по мощности илистого прослоя, происходило в течение нескольких сотен лет. Не исключено, что ил возник в полузамкнутой акватории, отчлененной от моря небольшой аккумулятивной формой (косой), протягивающейся с севера и блокировавшей участок, где был сделан Керецкий разрез. Реликтовыми отложениями палео-Керецкой косы можно считать пески, вскрытые у Зимнегорского мыса (ст. 287, 288, 289) (рис. 52, Б-1). Существование палео-Керецкой косы было кратковременным: в начале субатлантики она была размыта. Берег по всему фронту между мысами Зимнегорский и Керецкий отступил. По-видимому, в это же время, как было показано выше, погрузились под уровень моря палеокосы, существовавшие перед фронтом современного о. Мудьюгский.

Все это свидетельствует о том, что вся полоса Летнего берега испытала новейшее, довольно интенсивное тектоническое неравномерное погружение в течение суббореали и субатлантики.

Схема происшедших палеогеографических изменений контура берега дана на рис. 55.

Суммируя весь изложенный выше материал, можно восстановить некоторые черты палеогеографического развития Двинской губы в голоцене, а также особенности седиментационного процесса.

Главными факторами, определившими палеогеографический седиментационный процесс в голоцене, были.

а) активный и неоднородный неотектонический режим дна и берегов залива;
б) интенсивное питание акватории залива терригенным (в основном аллювиальным) материалом, поставляемым Сев. Двиной;

в) радикальная смена общей обстановки осадконакопления с ледниково-морской на морскую в конце пребореали.

Мы располагаем достоверными данными о процессах осадкообразования начиная с аллерёда. Как отмечалось выше, слои этого возраста были обнаружены в нижней части колонки 221 (ленточные глины). Низы колонки 31, по данным фораминиферового анализа, имеют возраст аллерёд-поздний дриас. Осадок представляет здесь сложное переслаивание алевро-песков и илов.

Как отмечалось в предыдущих работах (Медведев, Невеский, 1971а), мы выделяем для поздне-последледникового развития Белого моря четыре седиментационных этапа. В течение аллерёда в Двинской губе так же, как во всем море, был осуществлен первый этап.

Осадконакопление было ограниченным: осадки накапливались в отдельных пресноводных приледниковых водоемах, по-видимому, под покровом плавающих льдов, в виде ленточных глин. Подтверждением этого служат ленточные глины, вскрытые колонкой 221, характеризующиеся наличием пресноводных холоднолюбивых диатомей — *Rhopalodia gibba*, *Epithemia*, *Turgida*, *Opephora*, *Marthyi* (по Р.Н. Джиноридзе). По-видимому, в районе нынешней Унской губы и прилегающих участков моря в течение аллерёда¹ располагалось большое приледниковое озеро. Назовем его условно Палеоунское озеро.

Однако осадки, вскрытые колонкой 31, по строению не являются ленточными глинами, а скорее, напоминают отложения приустьевых зон. Они, по-видимому, связаны со стоком Сев. Двины, русло которой проходило в пределах восточной части современной Двинской губы и далее через Горло к океану.

В позднем дриасе после всплытия основной массы льдов и проникновения в бассейн Белого моря океанских вод в Двинской губе установился режим подледного осадконакопления (второй седиментационный этап). Палеоунское озеро поглощается водами залива, и ленточные глины перекрываются илами гляциально-морской пачки донных осадков. Устье Сев. Двины отступает к своему исходному положению в глубине губы, и начинается рост дельты. Все дно губы покрывается широким плащом ледниково-морских осадков. Однако эти осадки в силу ряда обстоятельств оказались неоднородными: во-первых, сказалось влияние речного стока. Основная масса речных вод и влекомых ими наносов перемещалась, по-видимому, вблизи от Зимнего берега. Сезонные и многолетние пульсации в подаче материала наиболее отчетливо сказывались именно здесь, что привело к образованию пестрой слоистой толщи изменчивого гранулометрического состава (см. данные по ст. 31). В других районах губы откладывались более монотонные тонкозернистые осадки. Во-вторых, сказалось влияние разнородных тектонических подвижек. Наибольшие мощности отложений возникли, по-видимому, в центральной гальвевой части залива, а также в юго-восточной части, где имели место отрицательные тектонические движения. По западному побережью мощности сильно колебались ввиду неоднородности тектонических движений. В целом здесь превалировал подъем, что привело к образованию маломощных горизонтов. В некоторых районах (зона к западу от Унской губы, разрез в районе Сюзьма) интенсивность подъема была высокой, что особенно деформировало слои и частично привело к их полному выклиниванию. В-третьих, сказалось влияние первичного рельефа базального субстрата. Повышение мощностей в гальвевой части залива было вызвано не только неотектоническими опусканиями, как отмечалось выше, но и тем, что эта зона уже тогда представляла собою глубокую впадину, улавливавшую наносы. По юго-западному побережью во время второго седиментационного этапа констатировано заполнение рыхлыми осадками первичных ложбин в моренном субстрате. Одна из этих ложбин фиксируется к востоку от Унской губы (ст. 218, 298), другая

¹ По последним данным Е.С. Малясовой, начиная со среднего дриаса.

к западу (ст. 223). Не исключено, что эти ложбины, простирающие которых совпадает с простираем основных тектонических линий региона, имеют структурное происхождение.

Все указанные факторы определили литологическую неоднородность нижней ледниково-морской пачки осадков Двинской губы и заметные колебания ее мощности.

Во второй половине пребореального времени начинается деградация плавающего ледяного покрова, и к концу пребореали почти вся акватория Двинской губы, по-видимому, очистилась ото льда. Исключение составляли отдельные участки на севере, в частности, в районе м. Керещкий, где ледяные поля задержались до начала бореали. Весь этот период деградации и схода плавающего ледяного панциря рассматривается нами как третий (переходный) седиментационный этап.

Во время этого этапа продолжалось накопление осадков и ледниково-морская пачка была перекрыта верхней морской. На больших глубинах эта смена пачек оказалась малозаметной, на малых же часто сопровождалась размывами кровли нижней пачки из-за активизировавшегося гидродинамического режима. Накопление осадков происходило на фоне унаследованных тектонических подвижек, что привело к образованию повышенных мощностей в северо-восточной части губы и пониженных мощностей в большей части юго-западного побережья.

В связи с разрушением ледяных плавающих полей и активизацией волнений усилились береговые процессы. Начиная с бореали в пределах Двинской губы воцарился морской режим (четвертый седиментационный этап). Из приведенных выше фактических данных следует, что в бореальное время усиленно нарастала дельта Сев. Двины. В частности, она выдвинулась в море в юго-западной части. Здесь возникли обширные отмели и полузамкнутые лагуны, где накапливались пески и алевриты. Продолжалось усиленное накопление аллювиальных отложений в восточной части авандельты. Пониженным было осадконакопление по юго-западному побережью (возможно, за исключением района Унской губы) вследствие продолжающегося неотектонического подъема. Северо-восточные берега усиленно размывались и отступали в связи с доминирующими отрицательными тектоническими движениями. По-видимому, здесь своеобразно развивался абразионно-аккумулятивный процесс, однако вследствие больших мощностей в осадочной толще скважины не дошли до соответствующих горизонтов, и не представляется возможным детализировать этот процесс.

В атлантическое время, вероятно, в связи с убыстренным подъемом уровня моря в период климатического оптимума западная часть палеodelьты Двины была затоплена (см. рис. 55). Позже, в суббореальный и субатлантический периоды нами констатировано общее отступление северо-восточного побережья с неоднократным нарастанием и отмиранием аккумулятивных форм и отчленением полузамкнутых лагун. В это время, по-видимому, снова активизировался рост дельты Сев. Двины.

В результате четвертого (морского) седиментационного этапа возникла литологическая петрая, непостоянная по мощности верхняя пачка. В центральных частях губы эта пачка характеризуется повышенными мощностями и состоит в основном из тонкозернистых илов. В зоне дельты Сев. Двины она также имеет значительную мощность и представляет собой частое переслаивание отдельных гранулометрически разнородных слоев. По северо-восточному побережью мощность верхней пачки также велика. Здесь она представлена горизонтами различного гранулометрического состава. В толще отмечены реликты древних песчаных аккумулятивных тел и линзы лагунных илов. Наконец, на юго-западном побережье верхняя пачка имеет резко колеблющуюся, преимущественно незначительную мощность, иногда выклинивается совсем. Она представлена различными и часто крупно- и среднезернистыми осадками.

Все геологические события минувших тысячелетий нашли свое отражение в толще осадков, выстилающих дно Двинской губы. Распределение отдельных минералогических и химических компонентов в толще находится в прямой зависимости от ее строения и истории возникновения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОСНОВНЫХ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Тяжелые минералы. Распределение тяжелых минералов в осадочной толще Двинской губы имеет ряд особенностей. Прежде всего надо отметить, что максимальное количество тяжелых минералов содержится в хорошо отсортированных песках и алевритах оптимальной крупности (обычно $Md = 0,05-0,2$). В донных осадках такого типа содержание тяжелой компоненты в ряде случаев повышается до 8–9%, в пляжевых же песках отмечены тяжеломинеральные концентраты. Отчетливое снижение процентного содержания тяжелых минералов в песках наблюдается в случае обилия ракуши и ее обломков.

В заиленных отложениях содержание тяжелых минералов снижается, а в илах оно менее 1%. В Двинской губе повышение содержания тяжелых компонентов отмечено как в морской, так и в гляциально-морской пачках осадков, но в первой содержания обычно непостоянны и резко колеблются, что связано с литологической пестротой морской пачки. В гляциально-морской пачке содержания более постоянные.

Тяжелые минералы концентрируются обычно вдоль берегов, так как здесь развиты песчаные разности осадков. Таким образом, Двинская губа охвачена как бы полукольцом, в котором сосредоточены тяжелые минералы. Но в отдельных участках их распределение носит определенную специфику. Рассмотрим особенности концентрации тяжелых минералов в отдельных участках побережья.

Разрез у Лопшеньги вскрыл толщу довольно крупнозернистых песков у берега (см. табл. 22). Концентрация тяжелых минералов сравнительно невелика, очевидно, вследствие повышенной крупности песка и неблагоприятных условий питания.

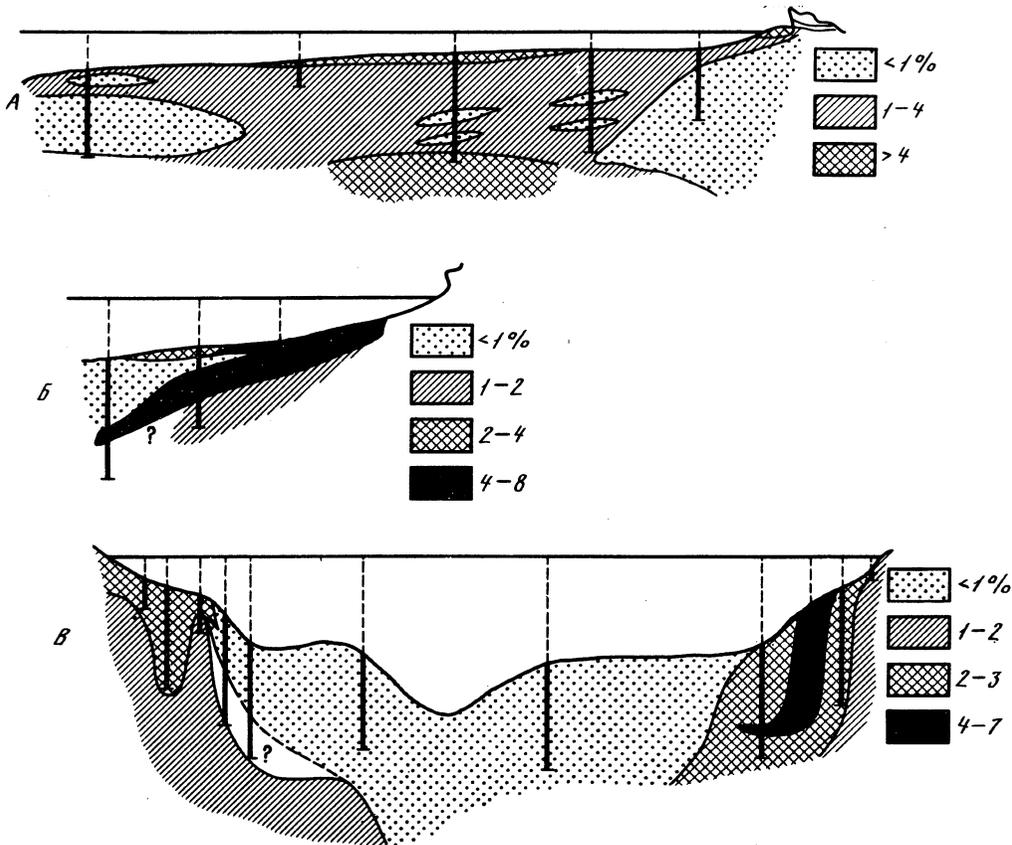
Для разреза Яреньга–Зимнегорский характерно (в его западной бережной части) наличие эрозионно-структурной ложбины в коренном субстрате, выполненной алевро-песчаными отложениями. Здесь отмечены повышенные концентрации тяжелых минералов в отдельных горизонтах. Таким образом, ложбина в определенных условиях исторического развития явилась не только зоной сосредоточения песчаного материала, но и местом концентрации тяжелых компонентов. Эту же ложбину можно проследить в разрезах у м. Красногорский Рог и у Сюзьмы (см. рис. 52, 53). Повышение концентраций тяжелых минералов наблюдается в обоих случаях, особенно у Сюзьмы. По-видимому, это связано не только с благоприятными условиями отмыва и накопления алевро-песков в ложбине, но и с более благоприятным режимом питания. В район Сюзьмы в эпоху заполнения ложбины песком активно проникал аллювиальный материал Сев. Двины, обогащенный тяжелыми минералами. Об обогащенности аллювиальных песков, выносимых рекой, свидетельствуют повышенные содержания тяжелой фракции, обнаруженные в ряде песчаных образцов, взятых в пределах современной авандельты. Содержания тяжелых минералов в них достигают 6–8%.

Таким образом, рассмотрев вкратце характер распределения тяжелых минералов вдоль юго-западного берега Двинской губы, можно констатировать следующее:

1. Процентные содержания минералов в алевро-песчаных отложениях непрерывно растут по направлению к дельте: Лопшеньга – 1,4, Яреньга – 2,9, Красногорский Рог – 3,5, Сюзьма – 5,9, авандельта Сев. Двины – 7,5%. Такое увеличение содержания является следствием влияния аллювия реки, обогащенного тяжелыми минералами.

Среднее содержание тяжелых минералов повышается в алевро-песках, сосредоточенных в своеобразных ловушках песчаного материала – древних ложбинах коренного ложа. Подобные районы шельфа с депрессиями в коренном ложе, выполненными песчаным материалом, являются перспективными при поисках россыпных месторождений.

Весьма своеобразен район о. Мудьюг (рис. 56, А). Здесь наблюдается локализация тяжелых минералов в современных аккумулятивных телах. Примером может служить о. Мудьюг, в песках которого отмечены повышенные количества



Р и с. 56. Распределение тяжелых минералов в осадочных толщах

А – Мудьюгский разрез; Б – Керецкий разрез; В – разрез пос. Яреньга – м. Зимнегорский

тяжелой фракции вплоть до концентратов с содержанием шпиха до 70–80%. Кроме того, повышенные концентрации наблюдаются в реликтах древних генераций кос, ныне затопленных и перекрытых донными осадками. Характерно, что колонки (35 и 36) Мудьюгского разреза, вскрывшие такой реликт, показывают неодинаковое содержание тяжелых компонентов. В колонке (35), прошедшей через центральную часть косы, среднее содержание тяжелых минералов 4%, в колонке же, прошедшей через тыльную часть реликта косы (ст. 36), среднее содержание 2,5%.

Приведенные данные показывают, что данный район перспективен для процессов россыпеобразования. Зоны обогащения четко локализованы и расположены в толще параллельными рядами в соответствии с ритмом морфодинамического развития этого участка побережья в прошлом. Вторичная же локализация тяжелых минералов в пределах каждого отдельного аккумулятивного тела или реликта сложна и определяется динамикой его питания, роста и размыва.

Следующий участок, на котором мы остановимся, – м. Керецкий (рис. 56, Б). Во вскрытой толще песков отмечено отчетливое обогащение тяжелой компонентой. Как отмечалось, накопление песков в этом районе началось с бореали после схода плавучих льдов. Накопление происходило на участке высокой гидродинамической активности (здесь активно проявляются сточное и приливотливное течения) при абразии берегов и неотектоническом погружении. Сочетание этих факторов способствовало отмыву и накоплению тяжелой фракции в массе песка.

На профиле пос. Яреньга – м. Зимнегорский (рис. 56, В) отмечается явная концентрация тяжелых минералов у восточного конца. Здесь у м. Зимнегорский

накопились значительные массы песка, что является следствием высокой гидродинамической активности при неотектонических опусканиях дна и обилии песчаного материала. Песчаная зона, вскрытая разрезом, является краевой частью обширного песчаного шлейфа, приуроченного к южному выходу из Горла (Медведев, Невесский, 1971а). Тяжелые минералы сосредоточены в центральной части этой зоны (ст. 289), где крупность песка является наиболее благоприятной ($Md = 0,21$ мм). Помимо этого, отмечается некоторое увеличение содержания выше границы, разделяющей верхнюю и нижнюю пачки осадков. На причину этого явления мы останавливались неоднократно (Невесский, Медведев, 1972).

Перечислим кратко упомянутые примеры локализации и накопления тяжелой минеральной подфракции в мелководных донных осадках:

- 1) в депрессиях коренного ложа дна при накоплении в них алевро-песков;
- 2) в зоне авандельты в связи с обогащенностью аллювия реки тяжелыми компонентами и благоприятными условиями отмыва;
- 3) в современных аккумулятивных телах и в реликтах их древних генераций, захороненных в толще донных осадков;
- 4) в зоне активно абрадиrowавшегося берега, испытавшего неотектоническое погружение, что вело к накоплению хорошо переработанного волнами песка;
- 5) на дне водоема в зоне высокой гидродинамической активности придонного слоя при обилии песчаного материала и отрицательных тектонических движениях. Механизм образования повышенных концентраций тяжелых минералов и локализации их в толще достаточно сложен, многообразен и неразрывно связан со всеми аспектами палеогеографического развития данного участка прибрежно-шельфовой зоны.

Железо, марганец, титан. Распределение кластофильных элементов в осадочных толщах Двинской губы связано, как и в других районах, в основном, с гранулометрическим составом отложений. Обычно максимальные количества железа, марганца и титана содержатся в илистых осадках (Fe до 5–6%). В заиленных песках и песчанистых илах содержание кластофильных элементов снижается (Fe 3–4%), а в песках снижается еще больше (Fe 1–2%). Содержание в морене близко к содержанию в заиленных песках, и для железа составляет примерно 3% (см. табл. 22). При просмотре табл. 22 можно отметить и некоторую особенность, заключающуюся в том, что в ряде участков (разрезы пос. Яреньга — м. Зимнегорский и Красногорский) содержание кластофильных компонентов повышается в мелководных грубозернистых осадках (песок с галькой и гравием) по сравнению с более глубоководными песками. Это отмечалось для осадков Белого моря (Калиненко, Невесский, 1971) и связано с тем, что в грубозернистых осадках присутствуют обломки пород, обогащенных данными компонентами.

Кроме того, отмечено, что среди илов наиболее обогащены кластофильными элементами ледниково-озерные, затем идут ледниково-морские и на последнем месте стоят морские илы (см. табл. 22), что связано, по-видимому, как с возрастающей (от морских илов через ледниково-морские к озерным) мелкозернистостью осадка (Николаев, 1962), так и с вторичными диагенетическими процессами, ведущими к накоплению железа в более глубоких слоях. Однако вопрос о диагенетических перераспределениях требует для данного района дополнительных исследований.

Общий план распределения железа для поверхностного слоя осадков Двинской губы приведен на рис. 30. Из схемы видно, что количество железа в осадках возрастает в центральных частях губы (до 5–6%) на максимальных глубинах, там где развиты илистые отложения. В прибрежных частях количество его уменьшается до 1–2% в связи с погрубением осадка. Несколько более прихотливо железо распределяется в районе авандельты Сев. Двины и против Унской губы в связи со сложностью донного рельефа и пестротой донных отложений. Против Унской губы на дне имеется ложбина, подступающая близко к берегу. Соответственно здесь повышается процент железа в осадке. В юго-западной части авандельты, по-видимому, в связи с местными особенностями гидродинамического режима имеется небольшой островок илов на дне (ст. 230). Здесь содержание

железа также повышается. Широкое поле песков в северо-восточной части авандельты совпадает с зоной малого содержания железа (1–2%). Близким к железу, но не идентичным является распределение титана и марганца в поверхностном слое.

Распределение кластофильных элементов в толще осадков губы в грубых чертах напоминает распределение по поверхности. Кластофильные элементы в целом тяготеют к центральным зонам, где преобладают илистые отложения. В этом проявляется некоторая унаследованность локализации кластофильных элементов в голоценовых толщах губы, что объясняется постоянством ряда действовавших факторов (сравнительное постоянство): а) конфигурации и объема конечного водоема стока, б) схемы питания бассейна седиментационным материалом, в) гидродинамического режима, г) неотектонического режима и т.д. Однако в деталях для отдельных районов распределение кластофильных элементов имеет некоторые отличия. Так, для разреза у Лопшеньги (см. рис. 52) кластофильные элементы в основном сосредоточены в линзе ледниково-морских илов нижней пачки, захороненных под слоями морских осадков, а в пределах верхней пачки эти элементы сосредотачиваются в самой мористой части разреза, где начинаются глинистые илы. Для разреза характерным является также повышенное содержание кластофильных элементов в морене, подстилающей донные отложения, по-видимому, из-за значительной глинистости морены.

Для разреза пос. Яреньга – м. Зимнегорский в распределении кластофильных элементов отчетливо прослеживается обратнопропорциональная связь с крупностью осадка. Характерным является повышение содержания марганца в поверхностном слое, что особенно отчетливо проявляется на ст. 261 (рис. 57) и связано с присутствием конкреций.

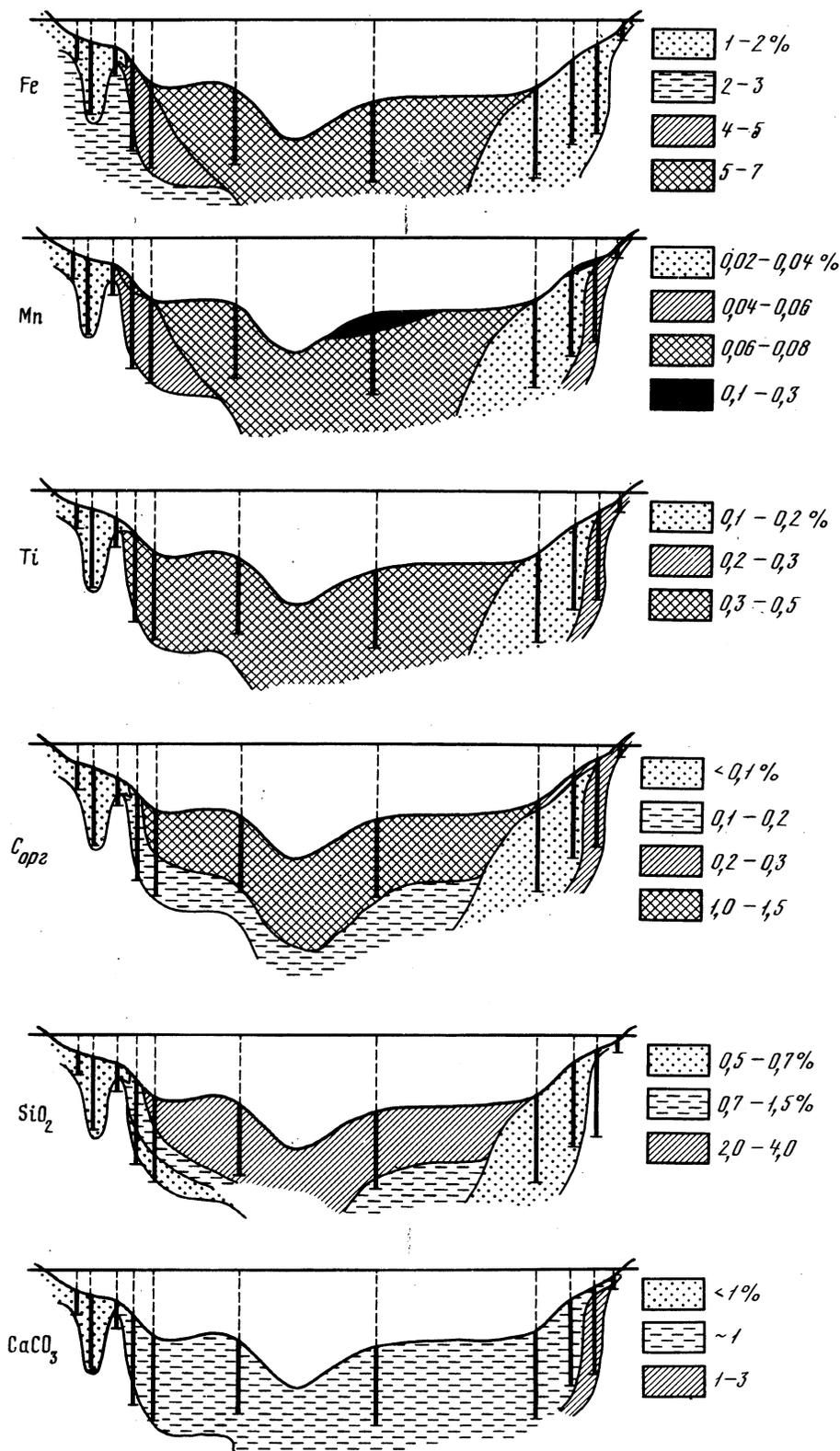
Для Красногорского разреза (см. рис. 52) характерна неравномерность распределения кластофильных элементов по длине илистых колонок (220, 221). Максимум наблюдается ниже границы раздела обеих пачек, т.е. в кровле нижней пачки. Такая закономерность уже отмечалась нами при рассмотрении материала по Онежской губе и Терскому берегу. Для железа и марганца это связано с диагенетическим стяжением в указанной зоне, поскольку выше, в морских осадках, имеет место концентрация органического углерода (Невесский, Медведев, 1972). Для титана это обусловлено усиленным поступлением минеральных взвесей с континента в связи с улучшением климата (Виноградов, 1967).

Разрез через авандельту Сев. Двины (см. рис. 53) весьма пестр в литологическом отношении. Содержание железа и марганца фрагментарно в соответствии со сложной слоистостью толщи. Как правило, железо и марганец тяготеют к илистым прослоям. В редких случаях можно сопоставить увеличение содержания железа в песках с увеличением содержания тяжелых минералов, но обычно такая связь отсутствует. В целом железа больше в восточной части разреза, где более обильные илистые прослои.

В распределении титана есть также свои особенности, выражающиеся в том, что титан приурочен в равной мере к илам и к илистым пескам, а также в том, что пески в восточной части разреза больше обогащены титаном, чем пески в западной части. Объяснить такое явление можно более активным гидродинамическим режимом в восточной части разреза, обусловившим отмыв тяжелых титаносодержащих минералов.

В Мудьюгском разрезе, вскрывшим ритмично построенную аккумулятивную толщу, распределение кластофильных элементов находится в связи с гранулометрическим составом толщ. Железо, марганец и титан тяготеют к илистым зонам, однако для железа отмечены локальные концентрации в теле реликта песчаной косы, обусловленные наличием прослоев тяжелых минералов (ст. 36, 37). Для марганца отмечено также повышение содержания в поверхностном слое осадков, что объясняется присутствием конкреций (ст. 37, 38). Таким образом, локальные условия, ведущие к накоплению кластофильных компонентов в толщах, сводятся к следующему:

- 1) повышению содержания в песках вследствие сепарации тяжелых минералов;



Р и с. 57. Распределение отдельных химических компонентов в толще разреза пос. Яреньг м. Зимнегорский

2) повышению содержания в поверхностных, в основном песчано-глинистых осадках вследствие присутствия конкреций;

3) повышению содержания в кровле нижней пачки осадков вследствие диагенетического стяжения.

Органический углерод и аморфный кремнезем. Распределение $C_{орг}$ и SiO_2 в толще осадков почти идентично. Содержание этих компонентов в осадках различного гранулометрического типа, как правило, обратно пропорционально медианному диаметру (см. табл. 22). Оба компонента тяготеют к верхней морской пачке осадков. Наиболее ярко это проявляется в разрезах пос. Яреньга — м. Зимнегорский и Красногорский. Для поверхностного слоя осадков содержание $C_{орг}$ и SiO_2 аморфн максимально в центральной, наиболее глубоководной части губы, причем максимум $C_{орг}$ несколько смещен на север, а максимум SiO_2 на юг.

В ряде колонок намечается увеличение обоих компонентов в бореально-атлантическое время, т.е. в период климатического оптимума голоцена (например, колонки 220, 221 Красногорского разреза).

В нижней пачке количество обоих компонентов распределено неравномерно, максимум обычно приходится на ее кровлю. Максимальные, но строго локальные количества $C_{орг}$ в пределах губы зафиксированы в отдельных прослоях черных илов авандельты Сев. Двины (до 8%). Между вертикальным распределением $C_{орг}$ и SiO_2 и кластофильных элементов имеется связь, о которой упоминалось выше.

Карбонат кальция тяготеет к верхней морской пачке осадков. Распределение в разных типах осадков не дает четкой картины. Все зависит от содержания ракушки. Как правило, наиболее карбонатны заиленные осадки с ракушкой (до 12%). В песках обычно $CaCO_3$ мало (1–2%), в илах довольно много (до 5–6%). Но иногда эти обычные нормы резко нарушаются, и количество $CaCO_3$ может увеличиваться или уменьшаться в любом типе осадка. Связи между содержанием $CaCO_3$ и другими компонентами не отмечено. Характерной и не вполне выясненной особенностью являются колебания содержания $CaCO_3$ в илах обеих пачек — морской и ледниково-морской. Так, в илах верхней пачки содержание колеблется от 1–2% (ст. 261) до 5–6% (ст. 33). В илах нижней пачки содержание обычно не превышает 1%, но в отдельных случаях в верхних частях этой пачки (см. Красногорский разрез, ст. 220, 221) достигает 3–5%. Содержание $CaCO_3$ в илах нижней пачки увеличивается за счет пелитоморфного аллотигенного карбоната кальция и, возможно, частично за счет органогенного, появившегося в период таяния льдов. Именно последним обстоятельством объясняется, по-видимому, обогащение верхних зон нижней пачки. Максимальные содержания (до 12%) $CaCO_3$ в пределах губы отмечены в осадках авандельты Сев. Двины (ст. 232). Карбонат кальция органического происхождения (ракушняк).

ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ (БАССЕЙНА)

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Центральной частью моря мы будем условно считать наиболее глубоководный район, который протягивается от устья Кандалакшского залива на юго-восток к Двинской губе. Эта обширная область продолговатой формы характеризуется глубинами более 300 м (максимальные до 350 м) и сложным донным рельефом. В структурно-тектоническом отношении вся центральная часть является крупным грабеном, заложенным еще в протерозое (Николаев, 1962).

Донный рельеф котловины (см. рис. 4) отличается, во-первых, наличием отдельных достаточно локальных возвышенностей на дне и, во-вторых, значительными неровностями в периферийных частях. Свал в центральную котловину повсеместно крут, что подчеркивает его тектонический характер. Его резкая расчлененность, отчетливо проявляющаяся вдоль Карельского, Кандалакшского и Терского берегов, по-видимому, также следствие тектонических смещений. По аналогии с норвежским шельфом (Николаев, 1966) можно предполагать, что здесь имеется система поперечных сбросов, расчленивших склон на блоки, испытывающие дифференцированные движения. Отдельные возвышенности на дне имеют, как показало бурение, в основании морену, однако не исключено, что морена покрывает локальные, тектонически подвижные и воздымающиеся блоки коренного субстрата.

На площади основного грабена, протягивающегося от Кандалакшского залива к Двинской губе, могут быть выделены три котловины меньших размеров. Первая из них располагается в пределах Кандалакшского залива (глубина до 158 м). Затем в юго-восточном направлении отмечается возвышение дна, своеобразный узкий порог, проходящий между о. Великий и губой Порья. Далее следует резкий свал на максимальные глубины во вторую впадину. В меридиональной полосе, проходящей между устьем Варзуги и Соловецкими островами намечается второй порог сложной конфигурации, состоящий из ряда отдельных возвышений на дне. К юго-востоку от него располагается третья донная впадина, входящая в устье Двинской губы. Здесь дно также осложнено отдельными возвышенностями. Предполагая структурную неоднородность всей зоны основного грабена и наличие сложной сети разломов (Николаев, 1966), можно считать, что указанные особенности донного рельефа обусловлены преимущественно тектоническими причинами. По-видимому, основной грабен выполнен четвертичной осадочной толщей ледниково-морского генезиса, в кровле которой располагается морена последнего (валдайского) оледенения. Не исключено, что базальный субстрат дна помимо морены слагают частично древние осадочные и кристаллические породы. На этом сложном базальном субстрате залегают толща, состоящая главным образом из тонкозернистых илов значительной, но непостоянной мощности. Прибрежные, более мелководные зоны и заливы, окаймляющие центральную часть моря, охарактеризованы нами ранее, поэтому мы сейчас остановимся только на трех разрезах, пересекающих центральную часть.

Первый из них, наиболее представительный, прошел от губы Порья (на северо-западе) через все море вплоть до устья Сев. Двины (на юго-востоке). Общая протяженность разреза более 360 км. Он составлен по данным 14 скважин,

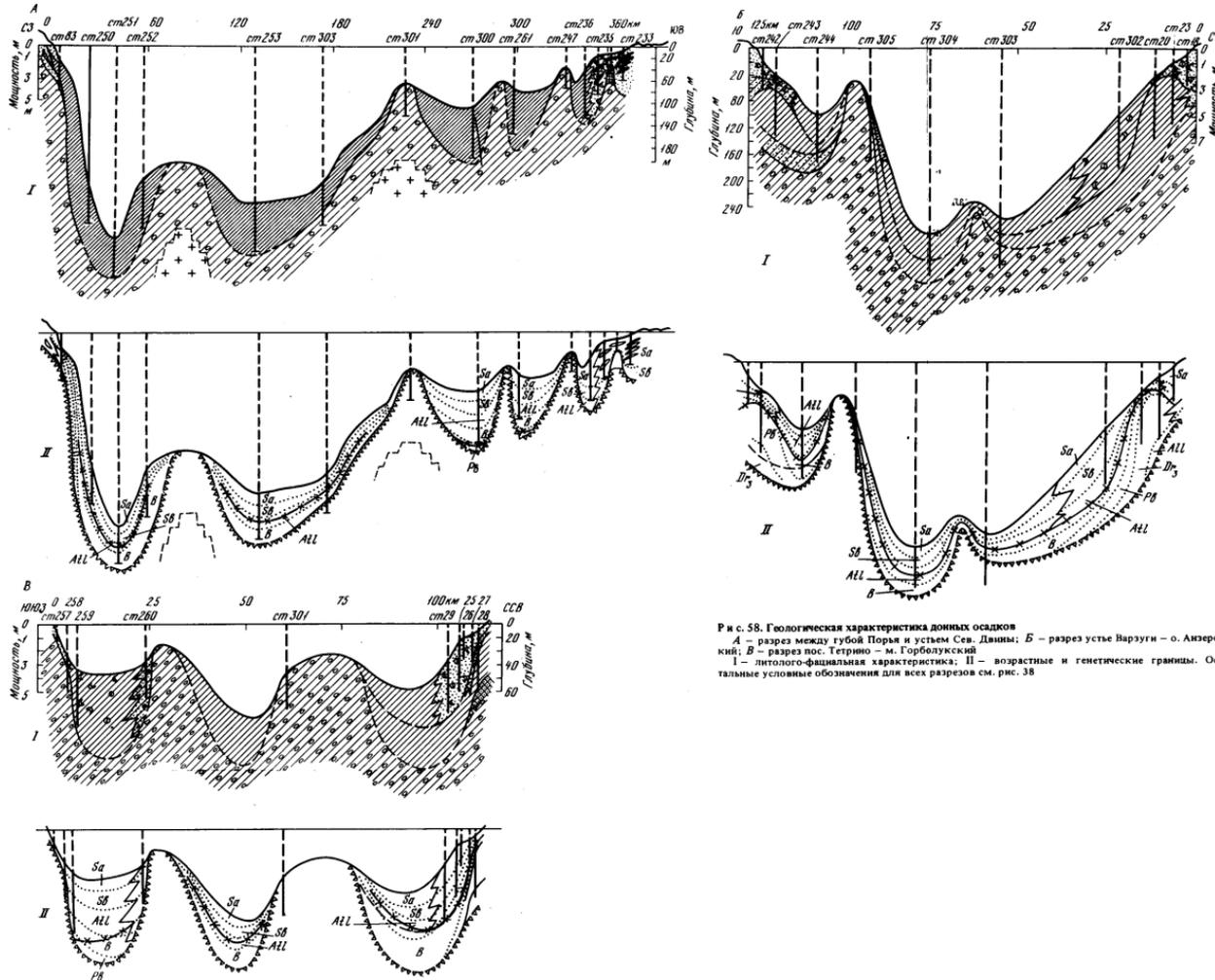
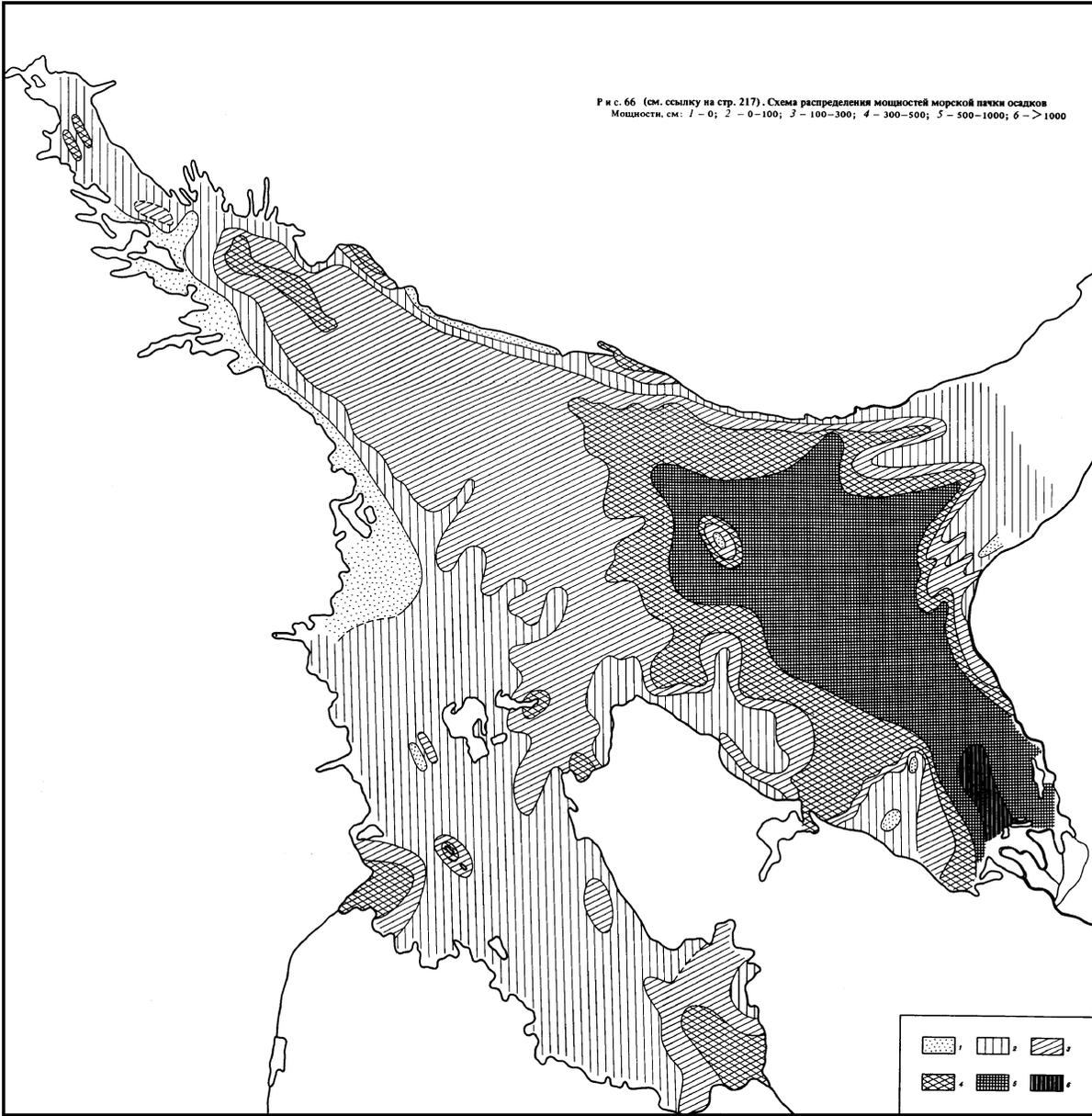


Рис. 58. Геологическая характеристика донных осадков
 А – разрез между губой Порья и устьем Сев. Двины; Б – разрез устье Варзуги – о. Амерзинкий; В – разрез пос. Тетрино – м. Горбуловский
 I – литолого-фациальная характеристика; II – возрастные и генетические границы. Остальные условные обозначения для всех разрезов см. рис. 38

Р и с. 66 (см. ссылку на стр. 217). Схема распределения мощностей морской ледяной осадки
Мощности, см: 1 - 0; 2 - 0-100; 3 - 100-300; 4 - 300-500; 5 - 500-1000; 6 - >1000



которые расположены более или менее равномерно по его длине. Обе основные литологические пачки, характерные для осадочной толщи Белого моря — ледниково-морская и морская, были установлены в рассматриваемом разрезе.

Первая колонка (рис. 58), взятая на северо-западе в губе Порья (ст. 83), вскрыла сложно построенную толщу. Сверху располагается горизонт среднезернистого морского песка с гравием, галькой и обломками ракушки (0–30 см). Ниже, отделяясь резкой границей, залегает довольно мощный слой чистого зеленоватосерого ила без фауны (30–226 см), по-видимому, ледниково-морского генезиса. В нижней его части появляются прослой тонкозернистых песков. В самом низу колонки, опять отделяясь резкой границей, залегают пески с гравием, галькой и тонким белым пелитовым материалом. По-видимому, это верхний дезинтегрированный слой морены, возможно, с примесью флювиогляциального материала. Колонка, как это отмечалось ранее, взята в зоне длительного тектонического подъема дна. В строении толщи отражен в основном этап ледниково-морского осадконакопления. Кровля ледниково-морской пачки размыта и, по-видимому, имеет достаточно древний возраст (пребореаль или молодой дриас). Выше залегает очень маломощный слой грубозернистых морских осадков. По-видимому, до настоящего момента из-за тектонического подъема происходит размыв кровли нижней пачки, проявляющийся во время сильных штормов.

Следующие 4 колонки (250, 251, 252, 253) взяты в глубоководной котловине дна. Колонка 251 взята на максимальной глубине 350 м. Все упомянутые четыре колонки состоят из серого глинистого ила. Иногда книзу ил приобретает шоколадный оттенок. Сверху имеется очень незначительный (3–5 мм) окисный слой ила бурого цвета. Плотность ила во всех колонках увеличивается книзу. Характерной особенностью всех колонок является обогащение гидротроилитом, представленным в виде прослоек и сгустков черного цвета. Распределение гидротроилита по вертикали неравномерно, и обычно максимум наблюдается в средних частях колонок, что по времени соответствует примерно верхнеатлантическому и суббореальному периодам.

Большой интерес представляет последняя глубоководная колонка 303, взятая по разрезу еще дальше на восток на глубине 258 м. В нижней ее части вскрыта типичная глинистая морена, состоящая из плотной бурой глины со щебнем и песком. Остальная часть колонки состоит из тонкого серого с зеленоватым оттенком ила с прожилками и пятнами гидротроилита. Количество гидротроилита неравномерно по длине колонки. Максимум наблюдается в средней ее части, что во времени соответствует суббореали—атлантике. Сверху отмечен полужидкий бурый слой мощностью до 10 мм. По возрасту илы, непосредственно налегающие на морену, по данным пыльцевого и диатомового анализов, относятся к верхам бореали. Таким образом, осадконакопление в данной точке началось только в поздней бореали, а до этого, по-видимому, на дне залегал массив мертвого льда — своеобразный реликт вюрмского ледника, мешавший осадконакоплению (Медведев, Невесский, 1971б). По-видимому, массив донного льда занимал площадь всей глубоководной котловины Белого моря и сохранялся здесь вплоть до позднебореального времени.

Колонка 301 была взята на вершине подводной возвышенности (глуб. 70 м), локально возвышающейся над дном восточной части глубоководной ложбины. Здесь на дне обнажается морена, представляющая собою плотную бурую глину, насыщенную обломками грубозернистого материала (песок, гравий, щебень кристаллических пород). Отсутствие современных осадков, по-видимому, обусловлено повышенной гидродинамической активностью придонного слоя.

Остальные колонки взяты в более мелководной части моря. На ст. 300 и 261 вскрыты мощные толщи серо-зеленоватого пластичного ила с примазками и пятнами гидротроилита, количество которого возрастает в средних частях колонок, соответствующих атлантическому и суббореальному периодам. Между этими двумя станциями на дне имеется возвышение (глуб. 63 м), на котором по аналогии с другими станциями (301 и 247) можно предполагать отсутствие донных осадков и обнажение морены.

Колонка 247, взятая на резком повышении дна, показала наличие глинистой морены и полное отсутствие донных осадочных накоплений.

На ст. 236, отобранной у основания авандельты Сев. Двины, была вскрыта мощная толща темно-серых илов молодого возраста (атлантико-субатлантика). В нижней части колонки отмечены немногочисленные раковины моллюсков.

Колонка 235 вскрыла молодые песчаные отложения авандельты Сев. Двины с древесными остатками, редкими раковинами моллюсков. Колонка 234 (см. главу X) вскрыла песчано-илистую, сложно переслаивавшуюся толщу, типичную для приустьевых пространств рек. В нижней части зафиксирована частичная литификация тонкозернистых алевро-песков (Невесский, Щербаков, 1971). Колонка 233 целиком состоит из часто переслаивающихся слоев песка и ила приустьевого типа.

Первое, что бросается в глаза при взгляде на разрез в целом, это сложность пересеченного донного рельефа. Поверхность дна неровная. Основная котловина делится как бы на ряд вторичных ванн, каждая из которых выполнена илистым материалом, а барьеры (возвышения) между ними обнажены от осадков.

Фациальные соотношения разреза просты. В центральных его частях развиты илы, а на краях в связи с близостью к берегу и малыми глубинами доминирует песчаная фация, на западе обычная, а на востоке приустьевого типа.

Возрастное расчленение осадочной толщи, вскрытой разрезом, было проведено на основании комплексного биостратиграфического анализа (пыльцевой, диатомовый, фораминиферовый анализы, а также изучение фауны моллюсков). Расчленение велось на основе климато-стратиграфического принципа, как и раньше. Всего было проанализировано 7 колонок разреза (251, 252, 253, 303, 300, 261, 236). Результаты экстраполированы на весь разрез. Наиболее древние горизонты обнаружены на северо-западе у берега (ст. 83), где нижние слои ледниково-морских илов датируются поздним дриасом. В центральной впадине ни одна из колонок не вышла за пределы бореального времени, а на ст. 303 было обнаружено, как отмечалось выше, что позднебореальные илы залегают непосредственно на морене.

Е.С. Малясова, проанализировавшая колонки 252, 300 и 303, дает следующее заключение о возрастных характеристиках толщи, покрывающей дно центральной котловины. Пыльцевые диаграммы колонок характеризуются ровным ходом кривых, отсутствием резко выраженных максимумов и минимумов пыльцы отдельных растений. В общем составе абсолютно господствует пыльца древесных пород (80–98%). Пыльца травянистых встречается единично. Споры составляют 10–20%. Среди древесных абсолютно господствует пыльца *Pinus silvestris* (75–95%), непрерывные кривые образуют *Picea* (2–20%) и *Betula* (1–6%). Спорадически встречалась пыльца *Alnus Larix*, *Picea Obovata*. В составе споровых преобладают *Sphagnum* (от 5 до 75%), *Polypodiaceae* (от 7 до 65%) и в отдельных образцах *Lycopodium* (до 50%).

По результатам общего анализа можно сделать три вывода:

1. По преобладанию в спектрах пыльцы умеренно термофильных видов и единичным находкам пыльцы широколиственных пород возраст осадков центральной части Белого моря определяется как послеледниковый.

2. Спектры глубоководных осадков по сравнению с прибрежными являются очень осредненными. Здесь представлена в основном пыльца и споры, обладающие хорошими флотационными свойствами.

3. На основании анализа состава флоры и количественных соотношений элементов возраст осадков определяется от бореального до современного.

Отличительными признаками спектров бореальных отложений является господство пыльцы *Pinus silvestris* (80–96%), спор *Polypodiaceae* (50–65) и лесных видов плаунов (*L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago* (30–40%). Единично в спектрах всех образцов определена пыльца *Alnus*, *Betula* sect. *Albae*, в отдельных образцах пыльца *Vernus*, тундровые и северобореальные элементы флоры представлены единичными находками пыльцы и спор *Betula nana*, *Lycopodium alpinum*, *L. pungeus*, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*. Спектры осадков

атлантического и суббореального времени отличаются от бореальных увеличением содержания пыльцы ели от 1 до 20% и спор *Sphagnum* 0,5 до 75%. Во всех образцах встречаются единичные зерна дуба, вяза, липы и лещины. Тундровые и северобореальные элементы представлены теми же видами.

Спектры отложений субатлантического времени отличаются от атлантического-суббореальных отсутствием пыльцы широколиственных пород.

Среди колонок, расположенных в восточной части разреза, биостратиграфическому изучению подверглись № 300, 261 и 236. В колонках 300 и 261 выделены все горизонты вплоть до бореального. Приведем данные диатомового анализа (по Р.Н. Джиноридзе) для колонки 300.

Гор. 450–440 см. – Установлен сублиторально-неритический комплекс, преимущественно северобореальный с участием арктобореальных видов (до 20%). Присутствие вида *Chaetoceros mitra* в количестве 20% позволяет зафиксировать подкомплекс IIIб (бореальное время; Медведев и др., 1970).

Гор. 440–400 см. – Состав диатомей соответствует подкомплексу IIIа с участием сублиторальных видов (до 50%) и южнобореальных (до 5%). Появляются южнобореальные *Coscinodiscus radiatus*, *C. perforatus*, *Rhizosolenia styliformis*, *Coscinodiscus asteromphalus*. Доминируют виды: *Thalassionema nitzschioides* и *Melosira sulcata*. В качестве субдоминант присутствуют: *Raphoneis surirella*, *Actinophythchus undulatus*, *Grammatophora angulosa*, *Navicula distans*, *Thalassiosira gravida*, *Coscinosira polychorda*.

Гор. 400–60 см. – Состав диатомей соответствует II комплексу (бореаль-атлантика). Тепловодность этого комплекса выражена слабее, чем в других разрезах. В интервале 400–380 отмечен пик южнобореальных океанических видов (20%). Комплекс имеет преимущественно северобореальную природу. По аналогии с другими разрезами он отнесен к подкомплексу IIв.

В следующем интервале 380–340 наблюдается переотложение сублиторальных видов (до 50%). Вдвое сокращается содержание южнобореальных видов. Состав диатомовых позволяет отнести их к подкомплексу IIб.

Мощная толща осадков (гор. 340–60) охарактеризована единым неритическо-океаническим комплексом с участием сублиторальных видов (до 30%). Южнобореальные диатомей составляют не более 27%. Отмечены пики численности диатомей на 1 г осадка: на глубине 70 см – 20 млн. створок, на глуб. 270 см – 18 млн. створок. В числе доминант присутствуют южнобореальные океанические виды: *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, северобореальные – *Thalassiosira excentrica* var. *minor* и *Thalassionema nitzschioides*. Субдоминанты имеют пестрый экологический состав: *Coscinodiscus perforatus*, *Rhizosolenia stiliformis*, *Coscinodiscus curvatus*, *Thalassiosira gravida*, *Melosira arctica*, *Chaetoceros furcellatus*, *Coscinosira polychorda*, *Melosira sulcata*.

Гор. 60–0 см. – Развита I комплекс (суббореаль-субатлантика). Количество теплолюбивых видов снижается до 10–15%. Океанические виды составляют 10–20%. Господствуют неритические виды (более 60%). Подкомплекс Iв отличается несколько большим количеством южнобореальных видов по сравнению с подкомплексом Ia. В подкомплексе Ia на глуб. 0–20 см отмечается обилие северобореальных видов, и в первую очередь *Thalassionema nitzschioides*. Южнобореальные диатомей составляют не более 10%, вдвое увеличивается процентное содержание сублиторальных видов (28%). Среди субдоминант присутствуют: *Melosira arctica*, *Coscinosira polychorda*. Общими по всему слою доминантами являются: *Melosira sulcata*, *Chaetoceros furcellatus*, *Thalassiosira gravida*, *Navicula distans*.

В колонке 236 выделены только два верхних горизонта – субатлантический и суббореальный. Нижняя часть колонки состоит из верхов атлантического горизонта.

Таким образом, в целом удалось расчленить осадочную толщу вдоль всего разреза на возрастные горизонты, но, как можно заметить, в разных частях разреза происходит выпадение отдельных горизонтов. В западной части целиком отсутствуют верхние горизонты вплоть до пребореали. В центральной части разреза отсутствуют нижние горизонты, и на коренном субстрате залегают осадки только начиная с позднебореальных и выше. Наконец, на востоке, по-видимому, имеется полный набор возрастных подразделений в толще осадка.

Обратимся теперь к вопросу о разделении всей осадочной толщи на две основные литолого-генетические пачки – морскую и ледниково-морскую, свойственные Белому морю.

На западе (ст. 83) удастся без труда выделить обе литолого-генетические пачки: верхняя морская – песчаная, очень маломощная, по-видимому современная, нижняя ледниково-морская – илистая, начинающаяся с позднего дриаса. Здесь, как отмечалось, имел место размыв кровли нижней пачки. Вообще же

граница между пачками проходит в этом районе в самых верхах пребореали, а для некоторых зон, по-видимому, в низах бореали.

На востоке из-за возросших мощностей осадочной толщи колонки (236 и более восточные) вскрыли только морскую пачку, дойдя до бореальных слоев. Здесь граница между пачками проходит, как это уже отмечалось, при описании осадков Двинской губы, в пребореальных отложениях.

В центральной части разреза граница между обеими пачками выражена неотчетливо (ввиду отсутствия макрофауны и однородного литологического состава), но ее можно провести по ряду косвенных соображений.

Рассмотрим эти соображения:

1. При описании Терского берега Кольского полуострова нами отмечалось, что покров плавающих льдов длительное время существовал здесь на некотором расстоянии от берега, и лед растаял только в атлантическом периоде в связи с климатическим оптимумом голоцена (Забелина, 1969). В колонках 20 и 21 отчетливо по литологическим признакам можно выделить верхнюю и нижнюю пачки. Верхи нижней пачки датируются атлантикой, исключение составляла только узкая полоса прибрежных вод. Она освободилась ото льда раньше в самом конце пребореали или на границе пребореального и бореального времени. Это подтверждается данными по колонке 14 в Кандалакшском заливе (Говберг, 1970). В колонке 14 моллюски обнаружены в самых верхах пребореали. Следовательно, в это время уже существовала узкая прибрежная полоса свободных ото льда вод, тянущаяся вдоль Терского берега. Но немного южнее море покрывали плавучие льды. Можно полагать, что поля реликтовых плавающих льдов протягивались от терского побережья на юг в центральные глубоководные области моря и просуществовали в этих областях также до атлантического периода. Этому способствовало длительное существование в глубоководной котловине глыбы донного реликтового льда, что создавало благоприятный температурный режим.

2. По данным диатомового анализа (Р.Н. Джиноридзе), в центральной части моря охлаждающее влияние льдов сказывалось на диатомовых комплексах вплоть до конца бореали — начала атлантики. По-видимому, это было влияние плавающих и донных льдов. В атлантическом периоде резко возрастает общее количество диатомовых в осадке (до атлантики в 1 г осадка среднее содержание 8–12 млн. створок, в атлантическое время возрастает до 20–24 млн. створок, в субатлантике снова отмечено уменьшение). Отмечены отчетливые изменения видового состава диатомей, выразившиеся в возрастании роли южнобореальных и океанических видов.

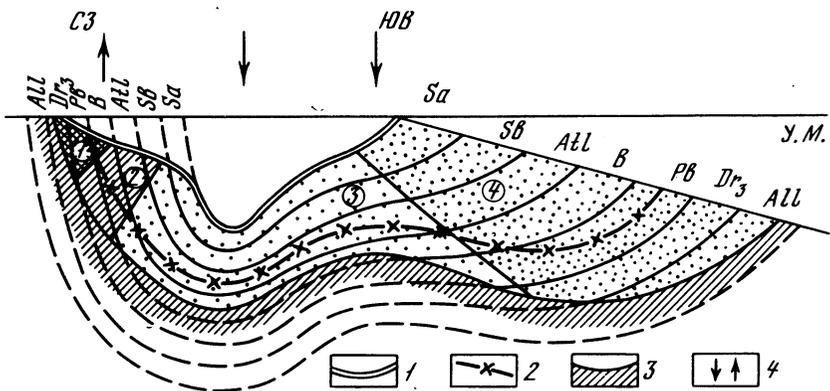
Все это может служить косвенным доказательством того, что плавучие реликтовые льды сохранились в центральной части моря вплоть до атлантического времени.

3. Данные распределения биогенных элементов по 4 колонкам центральной части моря (251, 252, 253, 303) показывают, что содержания в толще осадков $C_{орг}$ и SiO_2 отчетливо возрастают в атлантическом периоде по сравнению с бореалью. Это, по-видимому, можно увязать с общим улучшением климатической

Т а б л и ц а 23

Распределение биогенных компонентов в колонках

Горизонт, см	Возраст	Колонка 251		Горизонт, см	Возраст	Колонка 253	
		SiO_2 аморфн	$C_{орг}$			SiO_2 аморфн	$C_{орг}$
0–10	Sa	3,83	1,73	0–10		2,6	2,2
100–110	Sb	4,79	1,90	70–80	Sa	3,2	1,7
				100–110		4,5	1,6
160–170	Atl	5,00	1,80	140–150	Sb	4,3	1,5
200–210		4,87	1,50	180–190		4,4	1,34
250–260	B	3,35	1,40	270–280	Atl	3,4	1,4
300–310		3,00	1,30	350–360	B	2,4	1,2



Р и с. 59. Схема строения толщи донных отложений по разрезу губа Порья – устье Сев. Двины

1 – поверхность дна; 2 – граница между верхней и нижней пачками; 3 – поверхность коренного субстрата; 4 – направление неотектонических смещений в голоцене. В кружочках: 1 – зона дна, покрытая нижними горизонтами осадочной толщи малой мощности; 2 – зона дна, покрытая средними горизонтами малой мощности; 3 – зона дна, покрытая верхними горизонтами малой мощности; 4 – зона дна, покрытая полным набором горизонтов повышенной мощности

обстановки и стаиванием панциря плавающих льдов (табл. 23). Одновременно под атлантическими горизонтами, обогащенными биогенными компонентами, происходит некоторое увеличение концентрации железа, что связано со вторичными постседиментационными диагенетическими явлениями и отмечалось для других районов моря.

4. Максимальное количество гидротроилита отмечено для верхов атлантических слоев и нижней половины суббореальных (250, 251, 252, 253), что можно увязать с общим потеплением.

Таким образом, ряд данных свидетельствует о том, что реликтовые плавающие льды сохранялись в центральной части моря вплоть до атлантики и растаяли только в период климатического оптимума голоцена. В связи с этим есть основания провести границу между двумя основными литолого-генетическими пачками Белого моря (I и II) в его центральной части по атлантическим слоям (рис. 58, А–II).

В целом можно констатировать своеобразную картину возрастной изменчивости подошвы и кровли вскрытой разрезом нижней ледниково-морской пачки. По краям разреза на западе и востоке подошва слагается более древними слоями, в центре разреза – более молодыми. Это результат длительного существования в центральной части моря глыбы донного реликтового льда. Кровля нижней пачки по краям разреза также является более древней, что, очевидно, произошло в результате длительного существования полей плавучих льдов, постепенно сокращавшихся от периферии к центру моря и окончательное исчезнувших только в связи с климатическим оптимумом голоцена.

На рис. 59 дано схематическое изображение разреза, анализируя который, можно сделать следующие выводы. Мощность осадочной толщи, вскрытой разрезом, сильно колеблется. Как правило, в котловинах она повышена, а на возвышенностях дна минимальна, либо осадки отсутствуют. Однако в целом мощности всех горизонтов отчетливо возрастают с запада на восток на всех глубинах, как на больших, так и малых. Последнее обстоятельство может трактоваться как свидетельство неотектонического погружения восточной части разреза, усилению питаемой терригенным материалом, привносимым Сев. Двиной. Только при тектоническом погружении на всем спектре глубин мог возникнуть полный и не деформированный набор всех возрастных горизонтов повышенной мощности.

Центральная часть разреза также приурочена к погружающейся зоне, о чем свидетельствует, помимо морфологии, состав диатомовых. По данным Р.Н. Джи-

норидзе, состав диатомовых показывает, что центральная часть моря была относительно мелководной после освобождения ото льда в бореально-атлантическое время. Однако мощности отдельных горизонтов здесь вследствие ослабленного питания уменьшены по сравнению с восточной частью разреза.

И только самая западная часть разреза носит следы неотектонического подъема в среднем и позднем голоцене. Это подчеркивается характерной морфологией (наличие мелководного порога) и абразионным срезом древних осадочных толщ, покрывающих дно.

Таким образом, центральная котловина Белого моря испытывала в целом опускание в среднем и верхнем голоцене, но, по-видимому, на фоне этого общего интенсивного опускания отдельные блоки дна погружались медленнее, либо были стабильными, либо даже испытывали слабый подъем, о чем говорит общая морфология дна, резкие уступы, наличие порогов, возвышенностей и пиков с отчетливым понижением на них мощностей осадочного покрова или даже полным его отсутствием.

Гранулометрические характеристики различных осадков, слагающих морскую и ледниково-морскую пачки, а также пород коренного субстрата можно видеть в табл. 24. Эти характеристики обычны для Белого моря и подробно рассмотрены при описании других районов.

Второй разрез, на котором мы остановимся, прошел в меридиональном направлении от устья Варзуги к о. Анзерский (из группы Соловецких островов) (рис. 58, Б-I). Протяженность его 125 км, он обеспечен десятью скважинами. Разрез прошел в зоне второго морфологического порога, упоминавшегося выше, что обусловило сложность самого профиля как в отношении его конфигурации, так и в фаціальном отношении. Осадочная толща подвергалась биостратиграфическому расчленению по колонкам 20, 21 и 303, и результаты с привлечением геоморфологических, литологических и геохимических критериев были распространены на весь разрез (рис. 58, Б-II).

Прибрежные колонки (20, 23, 18) были взяты на севере вблизи от устья р. Варзуга и уже описывались нами ранее. Поэтому ограничимся напоминанием основных выводов. Колонка 18 вскрыла толщу среднезернистых песков, генетически связанных с выносами Варзуги. Колонки 23 и 20 вскрыли мощную толщу ледниково-морских илов нижней пачки, лишь в незначительной степени прикрытых позднейшими морскими отложениями (заиленные пески с раковинами моллюсков). Кровля нижней пачки в этой зоне размыта. В возрастном отношении илы относятся в основном к позднему дриасу. Самые верхи илов могут быть отнесены к пребореали, бореали и частично атлантике, а самые низы условно к аллерёду (Забелина, 1969). В целом упомянутые колонки вскрыли довольно мощную толщу прибрежных осадков, накопившихся в голоцене. Как было показано в предыдущих работах (Медведев и др., 1968), этот район был относительно тектонически стабилен или даже испытывал некоторое погружение, что в сочетании с усиленным привносом терригенного материала обусловило повышенное осадконакопление. Начало осадконакопления, совпадающее с аллерёдом, по-видимому, можно увязать с существованием в этом районе локального приледникового пресноводного бассейна. Осадконакопление распалось на две фазы: ледниково-морскую и морскую, и привело к образованию мощной толщи осадков. Однако средние ее горизонты подвергались в эпоху разрушения ледяного покрова частичному размыву. По-видимому, льды сошли окончательно в этом районе только в связи с климатическим оптимумом голоцена.

Колонка 302 целиком состоит из очень однообразного зеленовато-серого глинистого ила с прожилками гидротроилита и редкими раковинами моллюсков, что свидетельствует об относительной молодости осадков (начиная с атлантики и моложе). Эта полоса дна, находящаяся недалеко от берега, в районе усиленного поступления аллювиального материала и вне волновых воздействий, может рассматриваться как зона интенсивного осадконакопления ныне и в прошлом.

На колонке 303 мы останавливались при описании разреза губа Порья—устье Сев. Двины. Характерная ее особенность в том, что она вскрыла маломощную

и молодую (начиная с верхов бореали и моложе) толщу илов, залегающую непосредственно на морене. Имеющееся возвышение дна к югу характеризуется еще меньшей мощностью осадков.

Колонка 304 также целиком состоит из ила с прослойками гидротроилита, причем довольно молодого возраста, на что указывают остатки водорослей, обнаруженные в нижней половине колонки (гор. 240 см). В средней части колонки количество гидротроилита увеличивается.

Колонка 305, взятая на склоне подводной возвышенности, близка по строению к колонке 303. Здесь также маломощный, преимущественно илистый осадочный слой налегает на морену, представляющую собой серую супесь с гравием и галькой. Далее к югу снова фиксируется подводная возвышенность, по-видимому (по аналогии со ст. 301 и др.), сложенная мореной и лишенная осадков.

Следующие колонки (244, 243 и 242) взяты на подводном склоне о. Анзерский и описывались нами ранее (см. главу VIII). Строение осадочной толщи, залегающей на южном окончании профиля, очень близко к строению толщи, залегающей на его северном конце (колонки 18, 23, 20).

Колонка ст. 242 (наиболее близкая к берегу) целиком состоит из песчаных морских отложений. Шлейф песка был, по-видимому, снесен при абразии с о. Анзерский.

Колонка 243 вскрыла мощную толщу илов нижней пачки с размытой кровлей, на которую налегает маломощная морская толща заиленных песков. Анализ ряда колонок (см. гл. IX) показал, что в Онежской губе лед сошел в пребореали. Принимая это положение, можно отнести верхи илистого слоя нижней пачки к пребореали. Что касается низов этой пачки, то не исключен наиболее древний их возраст, в частности позднедриасовый. После схода льда в пребореали произошел частичный размыв кровли нижней пачки, и в условиях относительной тектонической стабильности этого участка (или незначительного воздымания) и подъема уровня моря образовался морской слой заиленных песков, перекрывающих нижнюю пачку.

Илистая колонка 244 взята в относительно глубоководной ложбине, где, по-видимому, осуществлялось непрерывное осадконакопление в голоcene. Однако, учитывая, что указанная ложбина морфологически связана с близлежащими глубоководными котловинами, где вплоть до верхней бореали существовал донный лед (ст. 303), можно предположить, что донный лед существовал до этого времени и в ложбине. Тогда возраст толщи, вскрытой колонкой 244, не превышает бореальный. Подтверждению этому положению служит тот факт, что в нижней половине колонки (гор. 200–250 см) отчетливо возрастает содержание биогенных компонентов, что характерно для атлантического времени. Что касается границы между верхней и нижней пачками, то она на данном участке, так же как и на другом конце профиля, пересекает ряд возрастных горизонтов. Это связано с направлением стаивания полей плавающих реликтовых льдов, кромка которых перемещалась при стаивании на данном участке с юга на север, в интервале времени от пребореали до верхов бореали.

Гранулометрические характеристики отдельных типов отложений для верхней и нижней пачек отражены в табл. 24. Можно отметить разнообразие крупностей и особенно хорошую сортировку морских отложений, мелкозернистость и хорошую сортировку ледниково-морских отложений, плохую сортировку пород базального основания.

Общий анализ строения осадочной толщи по разрезу приводит к следующим выводам: отчетливо проявляется возрастное непостоянство подошвы и кровли ледниково-морской пачки. И подошва и кровля более древние в краевых частях разреза. Это, как уже было показано, является следствием существования глыбы донного льда и реликтовых полей плавучих льдов и постепенного их сокращения от периферии к центру. На схематическом рис. 60 показаны эти особенности разреза. По краям разреза отмечены явные следы размыва кровли нижней пачки, что является итогом схода плавучих льдов и активизации гидродинамической активности придонного слоя воды прибрежного мелководья. Анализ мощностей осадков и морфологии дна по линии профиля показывает, что краевые зоны были относитель-

Таблица 24

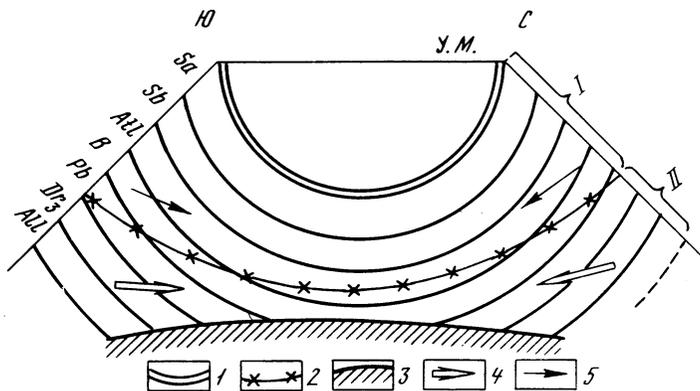
Характеристика механического и химического состава осадков

Наименование разреза	Пачка, базальное основание	Отложение	Колонка	Md, мм	S _o
1	2	3	4	5	6
Губа Порья — устье С. Двины	Морская (I)	Песок	83	0,1	1,5
			233		
	Заиленный песок	234	0,05	2,0	
		235			
		233			
		234			
		Ил	Ряд колонок	< 0,01	2,0
			Ледниково-морская (II)	Песок	83
		Ил	Ряд колонок	< 0,01	
			Базальное основание	Флювиогляциальные отложения Морена	83
			Ряд колонок	0,3	6,0
Пос. Тетрино — мыс. Горболукский	Морская (I)	Песок	25	0,15	1,5
			26		
		Заиленный песок	257		
			260	0,03	
		Ил	258	< 0,01	
			Ледниково-морская (II)	Заиленный песок	28
		Ил	28	0,01	
			Базальное основание	Заиленный песок Морена	28
			301	0,04	6,0
Устье Варзуги — о. Анзерский	Морская (I)	Песок	242	0,15	1,8
			18		
	Заиленный песок	243	0,1	2,3	
		20			
		23			
		Ил	Ряд колонок	< 0,01	
			Ледниково-морская (II)	Песчанистый ил	244
	Ил	Ряд колонок	< 0,01		
		Базальное основание	Морена	303	0,8

* Примечание. См. табл. 16.

по разрезам, сделанным в центральной части моря, %*

Тяжелые минералы, фракция 0,05-0,25	Fe	Mn	Ti	C _{орг}	SiO ₂ аморфн	CaCO ₃
7	8	9	10	11	12	13
$\frac{3}{7}$	$\frac{1}{4}$	0,03	0,2	$\frac{0,06}{1,0}$	0,8	$\frac{1}{2}$
Не опр.	0,7	0,05	0,2	$\frac{0,3}{1,0}$	1,0	3,2
Сл.	5,7	$\frac{0,1}{0,5}$	0,4	$\frac{1,6}{2,0}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{1}{3}$
?	3,5	0,05	0,3	0,08	0,7	0,3
Сл.	5,7	0,3	0,4	0,9	2,0	1,5
5,3						
~3,0'	2,5	0,05	0,3	0,05	0,7	$\frac{0,4}{3,0}$
<hr/>						
$\frac{4}{6}$	1,7	0,02	0,14	0,2	0,8	$\frac{1}{4}$
1,2	3,5	0,06	0,3	$\frac{0,12}{0,5}$	0,7	1,3
Сл.	4,5	0,06	0,36	1,0	до 4	1,0
2,0	3,5	0,05		0,2	0,6	1,5
Сл.	4,0	0,06	0,2	0,1	0,7	1,6
1,5	3,4	0,05			Не определялось	
2,0						
<hr/>						
$\frac{4}{14}$	2,4	0,04	0,2	0,2	1,0	$\frac{0,1}{5,0}$
4,0	3,2	0,04	0,3	0,4	1,5	0,7
(на севере)						
0,08	5,4	$\frac{0,05}{1,2}$	0,4	$\frac{1}{2}$	3,0	$\frac{0,4}{2,0}$
	4,0	0,06	0,4	0,1	0,8	0,1
0,1	5,0	$\frac{0,1}{0,3}$	0,4	0,9	1,5	2,0
Не опр.	2,7	0,05	0,2	0,05	0,7	до 3



Р и с. 60. Схема строения донных отложений по разрезу устье Варзуги – о. Анзерский

1 – поверхность дна; 2 – граница между морской (I) и ледниково-морской (II) пачками осадков; 3 – породы коренного ложа; 4 – направление наползания плаща ледниково-морских отложений на породы коренного ложа; 5 – направления наползания плаща морских осадков на кровлю ледниково-морских отложений

но тектонически подвижны в голоцене. Возможно, что северная зона испытала слабое погружение, а южная – слабый подъем. Центральная же зона, как это отмечалось при рассмотрении предыдущего профиля, испытывала активное погружение, на фоне которого отдельные блоки были более стабильными, т.е. отставали в погружении или даже испытывали слабый подъем. Увеличение мощностей осадочной толщи в северной части профиля на свале в центральную котловину, по-видимому, связано с аллювиальным привносом от Варзуги.

Последний разрез, который мы рассмотрим, прошел также в направлении, близком к меридиональному, от пос. Тетрино на севере к м. Горболукский на юге (рис. 58, В–I). Длина разреза более 100 км, он обеспечен десятью скважинами. Морфология профиля подчеркивает сложность донного рельефа восточной котловины, о которой упоминалось в начале главы. В центре котловины имеется крупная донная возвышенность (колонка 301), на юге донный рельеф также является неровным. В итоге профиль пересекает как бы ряд ванн, выполненных донными осадками. На подводных возвышенностях, разделяющих ванны, осадки отсутствуют, и на дне обнажается морена последнего оледенения.

Пять колонок, взятых в северной части разреза, вскрыли мощную песчаную толщу. Песок преимущественно мелко-среднезернистый с фауной моллюсков. Эти пески поступили со стороны устья Горла Белого моря, где они накапливались в результате деятельности приливно-отливных течений. По-видимому, вскрытые пески составляют краевую часть обширного песчаного шлейфа, тянущегося со стороны Горла в центральную часть моря и образующего своеобразную подводную песчаную дельту сложной морфологии.

Ближайшая к берегу скважина (ст. 28) вскрыла под песками более сложно построенную толщу. В нижней ее части залегают плохо отсортированные, слегка заиленные флювиогляциальные отложения. Выше залегают толща зернистого ила шоколадного цвета, переходящая в верхней части в более песчанистые отложения с прослоями того же ила. По-видимому, это ледниково-морские отложения. Еще выше, отделяясь отчетливой границей, залегают толща морского средне-мелкозернистого песка с раковинами моллюсков, и, наконец, в самом верху колонки песок становится более грубозернистым с примесью гальки и гравия. Эта колонка наиболее разнообразная, отражает три стадии седиментогенеза, которые имели место на этом участке побережья в течение голоцена: флювиогляциальную, ледниково-морскую и морскую.

Южнее рассмотренных колонок профиль пересекает впадину дна (ванну), и есть все основания полагать, что песчаная фация морской пачки переходит в илстую в центре впадины. Ниже залегают илы ледниково-морской пачки. Исходя из предположения, что в этой впадине, являющейся частью основной котловины моря,

вплоть до бореали существовал донный лед, а панцирь плавающих льдов исчез только в атлантике, учитывая также биологические, литологические критерии и данные по сопредельным районам, можно условно провести возрастные границы, а также границу между верхней и нижней пачками осадков (рис. 58, В–II). Однако не исключено, что последняя граница (между I и II пачками) лежит для этого района несколько глубже, захватывая бореальные слои, а в глубине осадочной толщи в середине ванны в большей мере, чем это изображено на рисунке, представлены пребореальные слои. Для уточнения вопроса, связанного со временем исчезновения донных и плавучих льдов, необходимы дополнительные исследования.

Строение осадочной толщи и ее стратиграфия в следующей донной впадине (между от 301 и 260), по-видимому, аналогично только что описанной.

Колонка 260 вскрыла илистую толщу с заметной примесью песка и гравия, что является следствием близости моренного выступа на дне. Фауна отсутствует.

Колонка 259 вскрыла мощную толщу молодых илов с фауной не старше бореального возраста.

Колонки 258 и 257 вскрыли маломощные и более грубозернистые осадки, залегающие непосредственно на морене. В колонке 257 это пески, в колонке 278 – песчано-алевритовые илы с галькой.

Анализируя возрастные и генетические границы осадочной толщи, можно отметить их принципиальное сходство с границами предыдущего разреза (устье Варзуги – о. Анзерский). На данном разрезе, так же как и на предыдущем, можно констатировать постепенное "омолаживание" слоев, слагающих подошву и кровлю нижней пачки к центру разреза, и "старение" их в его краевых частях. Это, как уже отмечалось, следствие более раннего схода донного и плавучего льда в краевых прибрежных зонах как на юге, так и на севере.

Мощность осадочной толщи по профилю резко колеблется. В ваннах она повышена (вследствие усиленного привноса терригенного материала, главным образом со стороны Сев. Двины, а также тектонических опусканий). На возвышенностях дна осадки отсутствуют, что, возможно, связано с замедленным опусканием, тектонической стабильностью или даже некоторым подъемом отдельных блоков дна.

Северная прибрежная часть профиля характеризуется наличием мощной осадочной толщи, включающей в себя все горизонты. По-видимому, это следствие тектонических опусканий, имевших здесь место в голоцене. Однако в новейшее время здесь превалировал подъем, что продуцировало образование грубозернистого горизонта мощностью около 20–30 см в самых верхах толщи.

Южная прибрежная часть профиля характеризуется крайне маломощной и грубозернистой осадочной толщей, лежащей непосредственно на морене. Это связано с новейшим тектоническим подъемом. Этот вывод подтверждается и литературными источниками (Победоносцев, Розанов, 1971).

Сопоставляя данные по всем трем разрезам, можно сделать некоторые выводы, касающиеся седиментогенеза и истории развития центральной части Белого моря в поздне–последледниковое время. Основными факторами, определявшими это развитие, были следующие.

1. Активное неотектоническое погружение всей центральной впадины моря в целом в течение голоцена.
2. Активные неотектонические дифференцированные подвижки отдельных блоков, как по периферии впадины, так и на ее дне, что вызывало повсеместную деформацию мощностей возникающих осадочных горизонтов, влияло на их гранулометрический состав, а в ряде случаев влекло за собой полное исчезновение осадков с отдельных участков дна.
3. Длительное существование и неравномерное таяние: а) глыбы донного льда, залегавшей в наиболее глубоководной части впадины, б) полей реликтовых плавающих льдов, покрывавших большую часть моря.
4. Неодинаковые условия питания терригенным материалом, существовавшие в западной и восточной частях центральной котловины.

Началом процесса осадкообразования можно считать аллерёд, а по некоторым литературным данным (Алявдин и др., 1972) – средний дриас, когда в периферий-

ных частях возникли отдельные приледниковые пресноводные озерные бассейны. В этих бассейнах, в основном перекрытых плавающими льдами, откладывались преимущественно тонкие безжизненные илы.

Поздний дриас характеризовался проникновением в котловину Белого моря океанических вод и возникновением обширного бассейна. Часть льдов всплыла, образовав мощный ледяной плавающий покров, а в наиболее глубоководных впадинах центральной котловины сохранилась глыба донного реликтового льда последнего оледенения. По-видимому, между полями плавающих льдов и глыбой донного льда существовали вначале перемычки, окончательно исчезнувшие лишь в поздней бореали в связи с потеплением климата и общей деградацией ледяных массивов.

В течение всего дриаса повсеместно в море осуществлялось подледное осадконакопление. Лишь летом вдоль берегов образовывались узкие полосы свободных ото льда вод. Под водяной панцирь с водами тающего ледника поступало огромное количество минеральной взвеси, которая, осаждаясь, давала начало тонкозернистым, лишенным органических остатков, илам нижней пачки. У самых берегов илы фашиально замещались алевро-песчаными отложениями.

Период, захвативший пребореальное и частично бореальное время, характеризовался постепенным разрушением плавающих и донных льдов. Сокращение ледяных полей происходило от периферии к центру моря и преимущественно с юга на север. При этом поля плавающих льдов сокращались быстрее, чем массивы донных льдов.

В течение этого длительного переходного периода процесс развивался по двум направлениям: во-первых, при таянии глыбы донного льда происходило напользание ледниково-морских илов на базальный субстрат. Этот процесс завершился в центре моря в поздней бореали. Во-вторых, илистые горизонты нижней пачки, возникшие под покровом плавающих льдов, в свою очередь, постепенно перекрывались разнородными осадками морской пачки, причем плащ этих морских осадков, возникнув вначале по периферии моря в виде узкой каймы, постепенно расширяясь, напользал на илы верхней пачки со всех сторон, вслед за отступающими плавающими льдами, и окончательно перекрыл нижнюю пачку в центральной части, по-видимому, лишь в атлантическое время. Этот процесс сопровождался целым рядом явлений. Прежде всего в связи со сходом плавающих льдов активизировался гидродинамический режим, что в прибрежных частях вызывало повсеместные размывы кровли нижней пачки, и лишь по достижении динамической стабильности профиля, в условиях развивающейся голоценовой трансгрессии, начиналось отложение осадков. Следы подобных размывов отмечались нами на всех трех рассмотренных профилях.

Далее процесс шел в условиях активных дифференцированных тектонических подвижек, что вносило свои коррективы в седиментогенез. В центральных частях моря на отдельных более стабильных или испытывающих относительное воздымание блоках дна откладывались более грубозернистые осадки пониженной мощности или даже осадконакопление отсутствовало. С другой стороны, зоны, испытывавшие опускание, перекрывались более мощными слоями осадка. Ввиду сложности рельефа дна и отчетливому проявлению активной блоковой тектоники вся площадь дна оказалась расчлененной на отдельные ванны с повышенными мощностями осадка и барьеры между ними с пониженными мощностями осадка или полными отсутствием такового.

Еще более отчетливо это проявилось в прибрежных районах, где при сходе льдов в участках тектонического вздымания происходил особенно отчетливый срез кровли нижней пачки или даже возникали обширные бенчи, а в участках тектонических опусканий продолжалось накопление осадков, и морские слои без заметной деформации мощностей перекрывали нижележащие ледниково-морские горизонты.

Большое влияние на литологический характер возникающей осадочной толщи и на ее мощности оказывало помимо тектоники неоднородное питание центральной части моря седиментационным материалом. Установлено общее повышение мощностей всех горизонтов в восточной части котловины, что явно связано с влия-

нием выносов Сев. Двины. Отмечено местное увеличение мощностей около устьев других рек (например, Варзуги).

В течение большей части атлантики, суббореали и субатлантики в центральной части моря господствовало нормальное морское осадконакопление. При этом образовывались осадки верхней пачки, значительно более пестрые в отношении гранулометрии и вещественного состава, чем осадки нижней пачки. Влияние неотектоники и питания моря седиментационным материалом в общем плане мало изменилось по сравнению с предыдущими периодами. Лишь в некоторых случаях были констатированы новейшие изменения знака тектонических смещений, повлекших изменения в характере напластований (например, северная краевая зона разреза устья Варзуги — о. Анзерский). Мощности возникающих осадков были непостоянными по площади моря, но в восточной половине котловины, о чем говорилось выше, накапливались более мощные толщи.

Большое значение во время морского осадконакопления приобрели чисто прибрежные процессы, связанные с размывом берегов, перемещением и аккумуляцией в определенных зонах рыхлых наносов. Однако эти процессы проявились больше в других районах, чем в центральной части моря.

Рассмотрим теперь распределение отдельных химико-минералогических компонентов в осадочной толще центрального района моря в связи с историей ее образования.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОСНОВНЫХ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Тяжелые минералы. Тяжеломинеральная фракция в осадках центральной части Белого моря распространена ограниченно вследствие преимущественного развития илистых отложений. Обычно в илах отмечены лишь следы тяжелых минералов, во всяком случае не более 1%, и лишь по периферии района вблизи берегов, где развиты пески, количество тяжелых минералов увеличивается.

В толщах, вскрытых основным продольным разрезом, прошедшим от губы Порья к Двинской губе, повышенные количества тяжелых минералов отмечены по краям разреза в песчаных осадках. На западе суммарный процент тяжелой компоненты во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,25 мм несколько меньше (3–5%), чем на востоке (до 8%), что, по-видимому, связано с обилием на востоке аллювиального материала Сев. Двины, обогащенного тяжелыми минералами. В морене, подстилающей толщи морских и ледниково-морских осадков, количество тяжелых минералов колеблется в пределах 2–3%.

Осадочная толща, рассеченная двумя меридиональными разрезами, прошедшими через центральную котловину (устье Варзуги — о. Анзерский и пос. Тетрино — м. Горболукский), также обогащена тяжелыми минералами в краевых частях на мелководье, где развиты песчаные осадки.

Особенно обильным (9–15%) является обогащение в северной части первого из упомянутых разрезов, что связано с выносами Варзуги. Так как вопрос этот подробно разбирался ранее (см. главу VIII), отмечим лишь, что повышенные концентрации тяжелых минералов связаны с оптимальной глубиной (10–12 м), сортировкой песка ($S_0 = 1,2$), крупностью ($Md = 0,08$ мм) и наблюдаются несколько ниже поверхности дна (ст. 18, гор. 60 см — 14,45%). Уже на глубинах более 15 м сортировка песка ухудшается, и обогащение падает. В сторону берега (на валах, осушке и пляже) обогащение остается в целом высоким. В южной краевой части этого разреза мелководные пески (возраст $Sb-Sa$) также обогащены тяжелой компонентой, причем обогащение наблюдается здесь значительно глубже (ст. 243, гл. 42 м, алевро-песок — 6,58%). Это связано, по-видимому, с благоприятным гидродинамическим режимом придонных слоев воды.

Второй из упомянутых разрезов в северной своей части пересекает мощные песчаные накопления, связанные с южным устьем Горла Белого моря. Все эти пески в массе заметно обогащены тяжелыми минералами (до 5–7%). Обогащение по поверхности неравномерное. Повышено оно на глубине 12–20 м, а максимальным

является на перегибе песчаного профиля (ст. 25–26), где сепарирующий эффект придонного слоя воды, по-видимому, является наибольшим. Обогащение по толще также неравномерное. Зафиксированы два плотиковых горизонта, возникших вследствие особых условий, существовавших в отдельные периоды образований этой толщи. Нижний плотиковый горизонт приурочен к поверхности ледниково-морских отложений, которые являются здесь более грубозернистыми в связи с близостью берега. Процесс частичного размыва кровли нижней пачки после таяния ледяного покрова и последующее отложение морских горизонтов привели, по-видимому, к концентрации тяжелых минералов. Второй (верхний) плотиковый горизонт совпадает с зоной поверхностного размыва дна, обусловленного, как это отмечалось выше, новейшим тектоническим подъемом.

В южной части профиля пос. Тетрино — м. Горболукский, в узкой полосе мало-мощных прибрежных песков также наблюдается заметное обогащение. Это, по-видимому, можно увязать с имеющим здесь место неотектоническим подъемом, благоприятствующим интенсивному отмыву тяжелой фракции.

Говоря о распределении тяжелых минералов в осадках центральной части моря, можно указать, что максимальные их количества, по-видимому, тяготеют к северной (терское побережье) и северо-восточной (южное устье Горла) частям района, где в прибрежной области имеются обширные и мощные накопления чистых песков, генетически связанных с породами Кольского полуострова.

Железо, марганец, титан. Распределение железа, марганца и титана в толще осадков имеет ряд общих черт (см. табл. 24). Все эти компоненты тяготеют, за некоторым исключением, к мелкозернистым осадкам. В песках, как правило, содержание железа не превышает 1–2%. Однако в некоторых случаях концентрация повышается до 4–5% и более за счет содержания тяжелых железосодержащих минералов. Содержание марганца в песках относительно стабильное, а титана иногда повышено из-за присутствия титаносодержащих минералов (например, в песках южной прибрежной части разреза устье Варзуги — о. Анзерский, № ст. 242).

В заиленных отложениях содержание кластофильных компонентов, как правило, повышается по сравнению с песками. Однако, если в осадке много ракуши, процент кластофильных компонентов несколько падает за счет разбавляющего влияния карбоната кальция.

Содержание кластофильных элементов в морене обычно среднее (см. табл. 24 и рис. 61, 62). Однако в двух случаях для железа отмечено несколько повышенное содержание в моренных отложениях, обнажающихся на дне в восточной половине центральной котловины (ст. 301 и 247).

Наибольший интерес представляет распределение кластофильных элементов в илистых толщах. На карте распределения железа (см. рис. 30) видно, что повышенные его содержания приурочены к центральной, наиболее глубоководной впадине (5–6%). По толще илов, выполняющих впадину, железо распределяется довольно равномерно (обычно 5,6–6,0%). В ряде колонок заметно некоторое повышение содержания (6,0–6,5%) в поверхностном слое (ст. 252, 253, 300, 303), что связано, по-видимому, с наличием конкреционных микро- и макростяжений. В самой толще в некоторых колонках заметно очень незначительное повышение в горизонтах, соответствующих верхам нижней пачки. В илах восточной части разреза губа Порья—устье Сев. Двины отмечается некоторое падение содержания железа (~4%), что, по-видимому, связано с относительным увеличением содержания в осадке карбоната кальция (ст. 236).

Значительный интерес представляет распределение марганца. Как это видно из табл. 24 и рис. 62, имеют следующие особенности в распределении.

Марганец явно тяготеет к поверхностным слоям илистых отложений. В ряде образцов (ст. 250, 252, 303 и др.) содержание повышается до 1–2% и более. Как и для железа, это, очевидно, связано с наличием конкреционных образований, залегающих на поверхности грунта.

Содержание марганца совершенно отчетливо увеличивается в наиболее глубоководных западных областях центральной части моря, и не только в поверхност-

ных слоях, но и в толще осадка, прослеживаясь до горизонтов более 2,3 м, чего не отмечается в мелководных районах. Прослеживая распределение марганца по толще более детально, можно отметить и еще некоторые особенности (табл. 25).

Из табл. 25 видно, что содержание марганца, максимальное для поверхностных слоев, уменьшается в самой толще, хотя в общем продолжает оставаться высоким. Новое, хотя и незначительное увеличение содержания намечается в зоне контакта обеих пачек, точнее, непосредственно под разделяющей их границей (граница отмечена в таблице крестиками). Еще глубже, в нижней половине нижней пачки, содержание вновь уменьшается. Подобное явление, неоднократно отмечавшееся нами ранее, по-видимому, связано с диагенетическими процессами и вторичным стяжением марганца под слоями верхней морской пачки, обогащенной (в особенности в ее нижней половине, возникшей в период климатического оптимума голоцена) органическим углеродом (см. рис. 61, 62).

Таким образом, тяготение марганца к морской пачке наиболее глубоководных зон объясняется максимальной тонкозернистостью этих осадков, а также присутствием в них повышенного количества органического углерода, что, по-видимому, при диагенезе способствовало концентрации по всей толще этого элемента, обладающего высокой геохимической подвижностью.

Распределение титана также имеет свои особенности. Из табл. 26 можно видеть, что резких колебаний в содержании титана для различных типов осадков не наблюдается.

Максимальные содержания (порядка 0,4%) отмечены для илов. Однако при внимательном рассмотрении распределения титана по отдельным колонкам можно заметить одну особенность. Максимальные содержания титана приурочены в основном к горизонтам, имеющим позднебореальный и атлантический возраст. Как известно, титан и его соединения геохимически мало подвижны в морских осадках и входят в состав чисто литогенных компонентов. Соединения титана в виде титано-содержащих минералов непосредственно транспортируются с континента, обычно при обилии на последнем основных пород (Виноградов, 1967). Поэтому повышенное содержание титана в горизонтах, соответствующих резкому потеплению климата, следует увязывать именно с этим обстоятельством. Потепление климата повысило интенсивность терригенного выноса и усиленное поступление тонких взвесей с титано-содержащими минералами в центральную часть моря.

Органический углерод и аморфный кремнезем. Распределение $C_{орг}$ и SiO_2 аморфн в толще осадков (для поверхностного слоя) центральной части моря очень близко по характеру. Обычно содержание обоих компонентов обратно пропорционально медианному диаметру осадка (см. табл. 24). В песках органического углерода мало (0,1–0,2%), но иногда в песчаных отложениях, образующихся вблизи устьев рек, по-видимому, в связи с аллювиальным привносом органики, содержание $C_{орг}$ несколько повышается (см. рис. 61, ст. 233 и 234).

Содержание аморфного кремнезема также незначительно в песках, но в мелководной полосе может заметно колебаться в пределах 0,6–1,2% (см. рис. 62). В заиленных осадках количество обоих компонентов увеличивается: для органического углерода до 0,3–0,4% и соответственно для аутигенного кремнезема примерно до 1%. В илистых осадках поверхностного слоя содержание обоих биогенных компонентов резко возрастает. При этом содержание органического углерода практически не зависит от глубины и не увеличивается в центральной глубоководной котловине, в то время как содержание SiO_2 отчетливо увеличивается, что особенно хорошо видно на разрезе губа Порья – устье Сев. Двины (для восточной половины разреза среднее содержание $SiO_2 = 1,5–2,0\%$, для более глубоководной западной 2,5–3,5%). По-видимому, это связано с более благоприятными условиями существования диатомовых в западной части центральной части моря.

Для верхней пачки осадков характерно максимальное содержание обоих компонентов, как это можно видеть из приведенных таблиц и графиков. Однако распределение неравномерно и имеет свои особенности. Для $C_{орг}$ содержания максимальны на поверхности. В глубь осадка они падают, но где-то в низах верхней

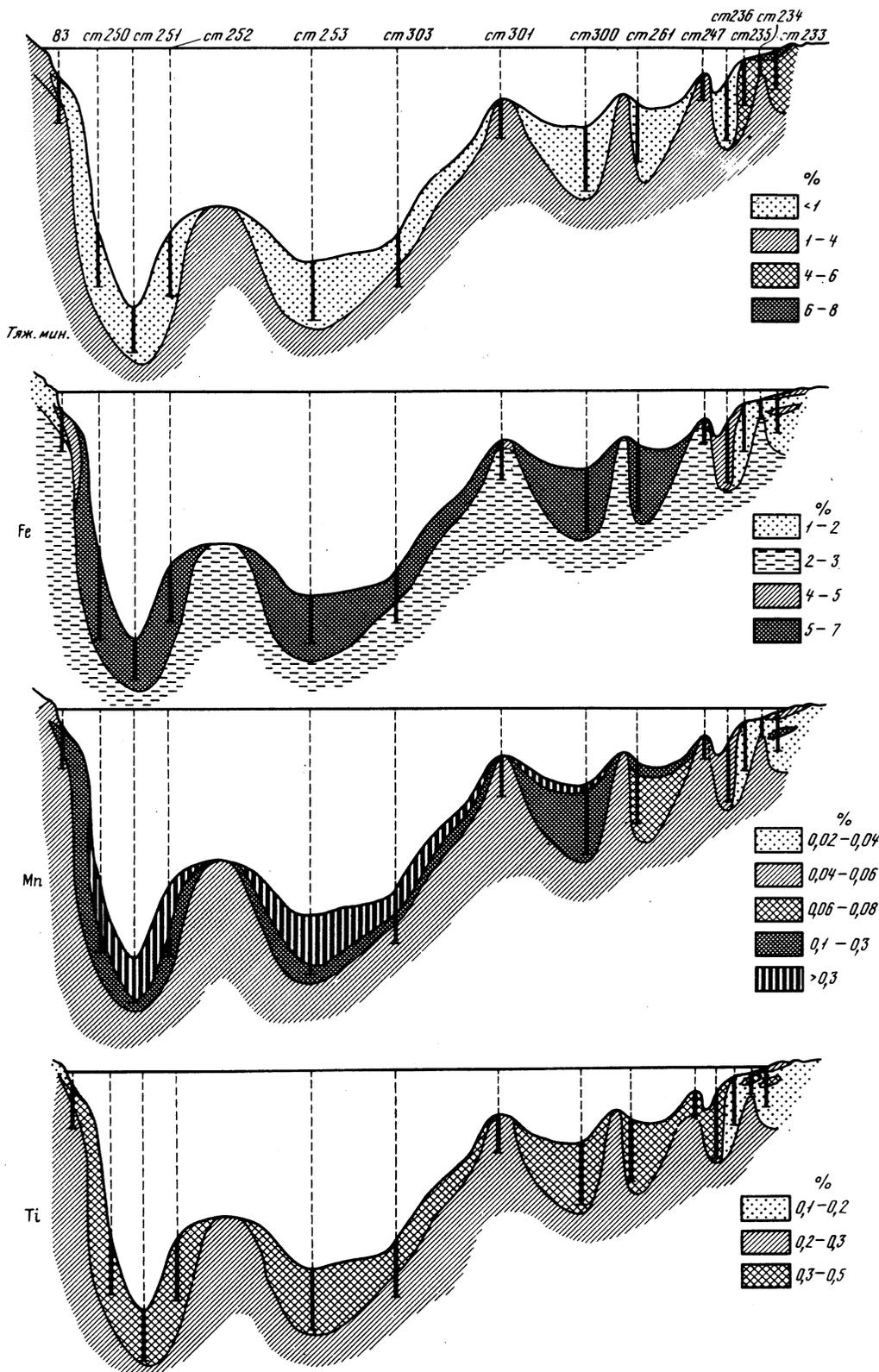
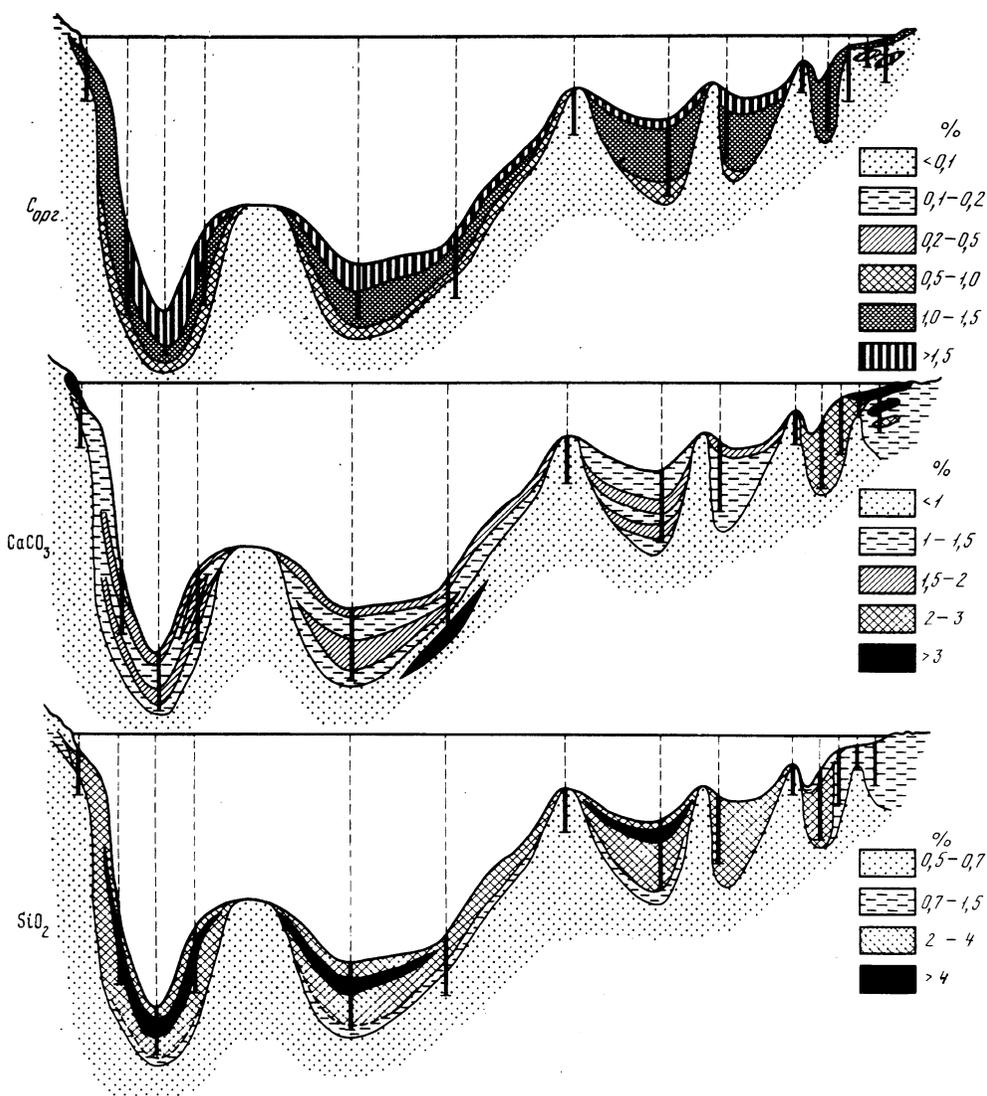


Рис. 61. Распределение отдельных компонентов осадка в толще разреза губы Порья – устье Сев. Двины

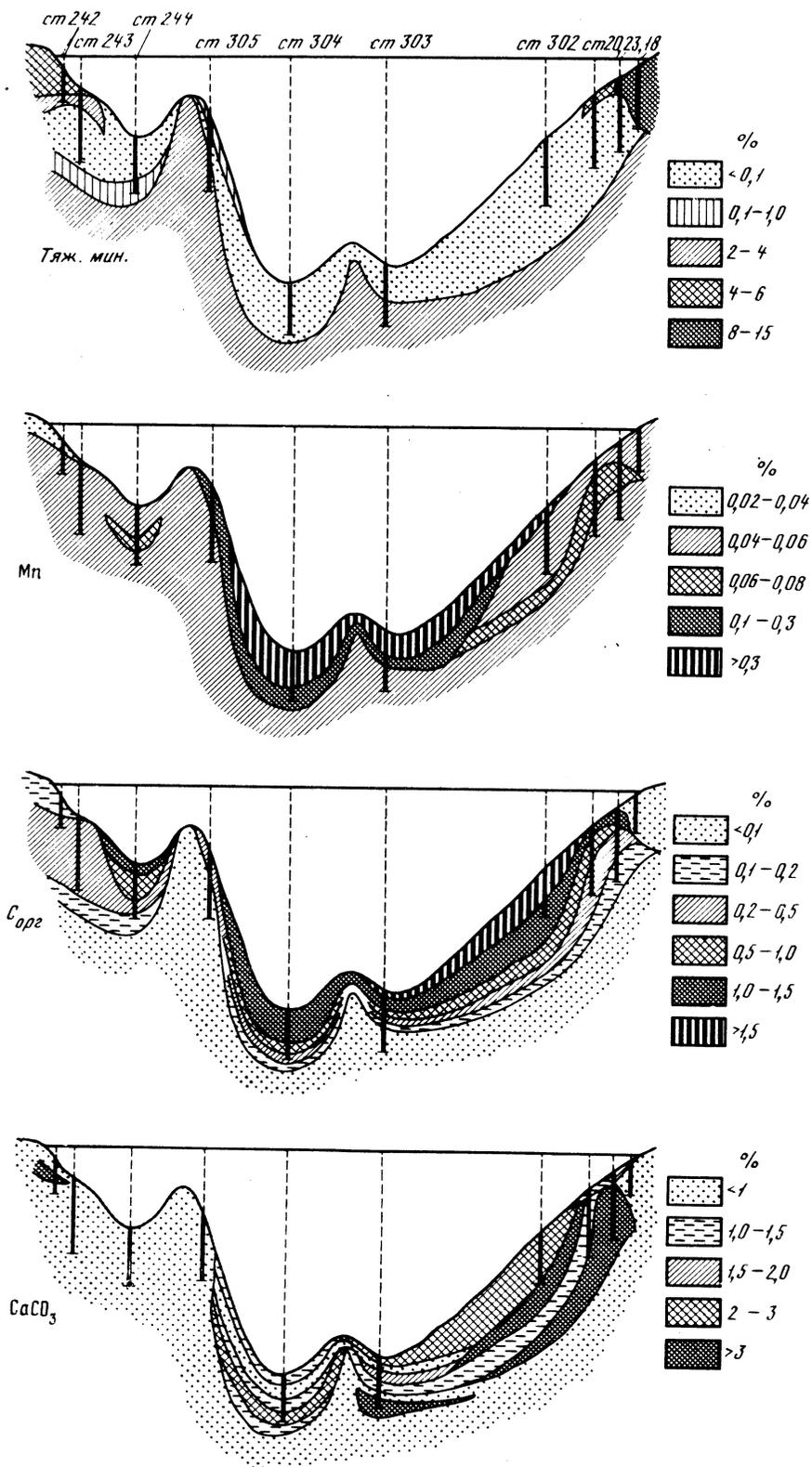


Окончание р и с. 61

пачки отмечается новое эпизодическое увеличение содержания. Этот промежуточный горизонт с увеличенным содержанием совпадает обычно с атлантическим периодом, т.е. с первой половиной климатического оптимума голоцена. В табл. 27 показаны осредненные данные для западной половины разреза, где это выражено наиболее отчетливо.

Характерна также и сравнительно высокая насыщенность органическим углеродом осадочной толщи в центральной котловине — примерно на 2 м в глубину осадка. По-видимому, это связано с обильным поступлением с суши вместе с водами многочисленных рек и водотоков органики. Наличие глубоководной котловины способствовало улавливанию и накоплению мелкозернистого $C_{орг}$ в осадках. Особенно отчетливо демонстрируется влияние речного выноса на накопление $C_{орг}$ при рассмотрении разреза устья Варзуги — о. Анзерский, где шлейф обогащенных осадков тянется от устья Варзуги вниз по склону.

При рассмотрении верхней пачки в центральной котловине отмечаются зоны обогащения SiO_2 и $C_{орг}$ (см. рис. 61, 62), однако первые смещены несколько вверх по разрезу и приходятся в основном на суббореаль—низы субатлантики, что, по-видимому, могло быть обусловлено расцветом в это время диатомовой флоры, в



Р и с. 62. Распределение отдельных компонентов осадка в толще разреза устье Варзуги - о. Анзерский

Т а б л и ц а 25

Содержание марганца по колонкам, %

ст. 250		ст. 251		ст. 252		ст. 253	
Горизонт	Содержание	Горизонт	Содержание	Горизонт	Содержание	Горизонт	Содержание
0-10	0,97	0-10	0,55	0-10	2,4	0-10	0,96
30-40	0,22	50-60	0,62	10-20	1,56	10-20	0,45
70-80	0,22	100-110	0,65	70-80	0,37	30-40	0,47
100-110	0,29	160-170	0,66	90-100	0,42	70-80	0,62
154-164	0,39	180-190	0,42	104-114	0,55	90-100	0,56
200-210	0,31	200-210	0,35	120-130	0,36	100-110	0,68
217-227	0,29	xxxxxxxxxxxxxxxx		140-150	0,31	140-150	0,36
280-290	0,29	250-200	0,39	xxxxxxxxxxxxxxxx		163-173	0,45
300-310	0,22	270-280	0,36	200-210	0,38	180-190	0,36
xxxxxxxxxxxxxxxx		300-310	0,49	224-234	0,31	233-243	0,42
330-340	0,31			240-250	0,41	270-280	0,40
				300-310	0,29	xxxxxxxxxxxxxxxx	
				320-330	0,28	320-330	0,46
				340-350	0,26	350-360	0,88
				390-400	0,14	390-400	0,22

Примечание. Крестиками обозначена граница, разделяющая верхнюю и нижнюю пачки осадков.

Т а б л и ц а 26

Максимальные содержания титана по колонкам

Колонка	Горизонт	Возраст	Содержание
251	300	В (верх.)	0,4
252	340	В (верх.)	0,44
253	163	Atl	0,44
303	200	В (верх.)	0,46
300	440	В	0,42

Т а б л и ц а 27

Распределение $C_{орг}$ в толще осадка

Горизонт, время	Номера колонок			
	250	251	252	253
Поверхностный	1,87	1,73	1,93	2,02
Sa	1,7	1,87	1,6	1,65
Sb	1,7	1,87	1,5	1,34
Atl	1,9	1,9	1,7	1,4
	xxxx	xxxx	xxxxx	xxxxx
В	1,2	1,3	0,9	1,2

* Крестиками в таблице показана граница между верхней и нижней пачками.

связи с задержкой таяния льдов. Оба компонента содержатся в заметном количестве в кровле и в верхах II пачки ($C_{\text{орг}} - 1,2\%$, SiO_2 аморфн $- 3\%$), однако в низах ее содержание резко падает ($C_{\text{орг}} - 0,4$, $\text{SiO}_2 - 0,7\%$).

Можно отметить связь, существующую между распределением биогенных и кластофильных компонентов, которая наиболее отчетлива для марганца и $C_{\text{орг}}$. Зоны накопления обоих компонентов на схемах почти идентичны, однако зоны накопления марганца опущены в глубину илистых толщ больше, что соответствует известным закономерностям диагенетического стяжения вещества (Страхов и др., 1954).

Карбонат кальция. Распределение CaCO_3 в толще осадков имеет ряд характерных и своеобразных черт и заметно отличается от распределения других биогенных компонентов. Первое, что можно отметить — это явное тяготение карбоната кальция к поверхностному слою осадков, что особенно отчетливо можно проследить, рассматривая разрез губа Порья—устье Сев. Двины. Как правило, в песках CaCO_3 мало (менее 1%), однако в ряде случаев, когда в песке появляется отсепарированная волнами ракуша, содержание возрастает до 5% и более. Такое положение в общем случае справедливо и для заиленных осадков.

В илах верхней пачки содержание CaCO_3 обычно колеблется в пределах 1–2%. В ряде колонок были отмечены некоторые закономерные изменения содержаний. Наиболее отчетливо это проявляется в колонках западной половины большого разреза (губа Порья — устье Сев. Двины). На поверхности обычно содержится 1,5–2,0%, вглубь несколько падает (1–1,5%), в период климатического оптимума (атлантика—бореаль) несколько повышается (1,5–2,0%). По-видимому, это пелитоморфный, частью органогенный CaCO_3 , и увеличение его содержания в период климатического оптимума вполне обосновано. В восточной части этого разреза общее содержание CaCO_3 увеличивается по всей толще в связи с более благоприятными условиями для обитания моллюсков. Такое увеличение в массе осадка в целом ведет к относительному уменьшению роли других компонентов, что отмечалось выше.

В илах нижней пачки также отмечаются довольно заметные колебания содержания CaCO_3 , обычно от менее 1% (ст. 303) до 1,5–2,0%.

На содержание CaCO_3 в обеих пачках может заметное влияние оказывать речной вынос, что особенно видно на разрезе устье Варзуги — о. Анзерский (см. рис. 62). В северной части этого разреза содержание CaCO_3 возрастает по всей толще, что связано, по-видимому, с аллювиальным привносом. Содержание CaCO_3 в нижней пачке повышается до 3% и более. На этом общем повышенном фоне содержания могут быть отдельные пики, связанные с потеплениями климата, которые активизировали поступление в осадок как органогенного, так и терригенного CaCO_3 , например, в слоях, соответствующих аллерёду (нижняя линза), бореали и атлантике (верхняя линза).

Морена обычно содержит мало карбонатного материала (менее 1% — ст. 305, 301). Однако иногда содержание повышается до 3% и более (ст. 303).

Никакой заметной связи между распределением карбоната кальция и других компонентов не отмечено.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРСКОГО БАССЕЙНА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БЕЛОГО МОРЯ

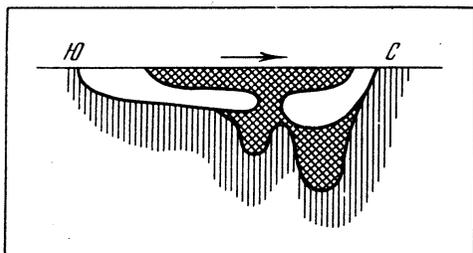
Изложенный выше материал, касающийся истории развития отдельных районов Белого моря в голоцене, дает основание утверждать, что во время последнего валдайского оледенения вся котловина Беломорского бассейна была заполнена льдом. Однако уже в аллерёде, по последним данным, несколько ранее (Алявдин и др., 1972), по периферии котловины возникают отдельные пресноводные разрозненные бассейны. Эти озера, по-видимому, частично, а иногда и полностью были перекрыты плавающими льдами, в них впадали временные водотоки, текущие от тающих ледников, и образовывались осадки типа ленточных глин. Основные водные артерии, несущие свои воды с юга (Сев. Двина и Онега), пробивались сквозь льды; не исключена возможность частичного слияния их русел в зоне нынешней Унской депрессии. Как отмечалось выше, низы ряда колонок аллерёдского возраста, в частности в северо-восточной части Двинской губы, сложены флювиальными отложениями.

По мере потепления отдельные периферийные озера расширялись и все в большей и большей степени соединялись между собой. Из наиболее крупных озерных бассейнов можно отметить упоминавшееся Палеоунское озеро, озеро в кутовой части Онежской губы, озеро в районе Варзугинской депрессии и Кандалакшского залива. Время их возникновения и развития было несколько отличным и, по-видимому, для юга несколько более ранним, чем для севера. Не исключено, что озерно-ледниковый период тянулся значительную часть позднеледникового периода, т.е. в течение нескольких тысячелетий. Однако седиментационный эффект этого периода в целом для Беломорского региона был значителен и выразился в образовании по его периферии локальных накоплений преимущественно тонкозернистых осадков.

В конце аллерёда в связи с общим потеплением началось интенсивное разрушение ледовой обстановки, которое прежде всего сказалось в южных частях Беломорского региона. В Онежской губе уже в аллерёде массы донного льда всплыли, образовалось обширное пресноводное озеро, покрытое полями плавучих льдов. Оно, однако, просуществовало недолго, так как уже в позднем дриасе массовое всплытие донных льдов отмечено для большинства районов Белого моря. В это же время в море проникают океанские воды и устанавливается связь между всеми его основными районами и заливами. Таким образом, в позднем дриасе фактически по всей акватории Белого моря устанавливается режим подледного осадконакопления. Весь бассейн покрывали поля многолетних плавучих нетающих льдов. Лишь летом вдоль берегов образовывались узкие полосы свободных ото льда вод. Под водяной панцирь с водами тающего ледника поступало огромное количество минеральной взвеси, которая, осаждаясь, давала начало тонкозернистым, лишенным органических остатков, илам II пачки. У берегов эти илы фациально замещались алевро-песчаными отложениями, иногда с примесью более грубозернистого материала. Такая обстановка господствовала во всех районах моря за исключением основной глубоководной северной котловины, где в верхнем дриасе и в более позднее

время сохранялась глыба донного реликтового льда последнего оледенения. По-видимому, между полями плавучих льдов и глыбой донного льда существовали вначале перемычки, окончательно исчезнувшие лишь в поздней бореали в связи с дальнейшим потеплением климата и окончательной деградацией ледяных массивов (рис. 63).

Нижняя ледниково-морская пачка осадков, как отмечалось в предыдущих главах, прослеживается на площади дна всего Белого моря. В общем она



Р и с. 63. Схематический меридиональный разрез через Центральную часть Белого моря в период подледного осадконакопления. Косой штриховкой обозначены ледяные массивы, вертикальной – коренные породы, стрелка показывает преимущественное направление таяния плавучих ледяных полей

достаточно однообразна. Это преимущественно мелкозернистые хорошо отсортированные осадки. Плащ этих осадков залегает на коренном первичном субстрате, отличающимся подчас сложным рельефом и довольно разнообразным в генетическом и петрографическом плане. Как отмечалось при описании отдельных районов, это и разнообразные кристаллические породы коренного фундамента, древние осадочные породы, морена и различные флювиогляциальные, а иногда и ледниково-озерные образования. Из-за сложности рельефа базального основания, на которое была отложена нижняя пачка осадков, и вследствие ряда других факторов первичные мощности ее, по-видимому, испытывали заметные колебания. Это констатировано: для Кандалакшского залива и Терского берега, где основным фактором, определившим изменчивость мощностей, было наличие структурных впадин: для Онежской, Двинской губ и районов Горла, где мощность нижней пачки в ряде случаев локально повышалась при заполнении эрозионных ложбин; для приустьевых районов крупных рек, где на мощность нижней пачки влиял аллювиальный вынос.

Период, захвативший пребореальное и частично бореальное время, характеризовался постепенным разрушением плавучих и донных льдов. Исследованиями установлено, что осадки пребореали, налегающие на верхний дриас, разнородны литологически для разных районов моря. В то время как на севере (Кандалакшский залив, область вблизи западной части Терского берега, западная половина центральной части моря) это еще ледниково-морские илы нижней пачки, на юге (Онежская губа, большая часть Двинской губы) это уже более грубозернистые и фаунистически охарактеризованные морские осадки верхней пачки. Сказанное свидетельствует о неодновременности схода полей плавучих льдов с площади моря (см. табл.15).

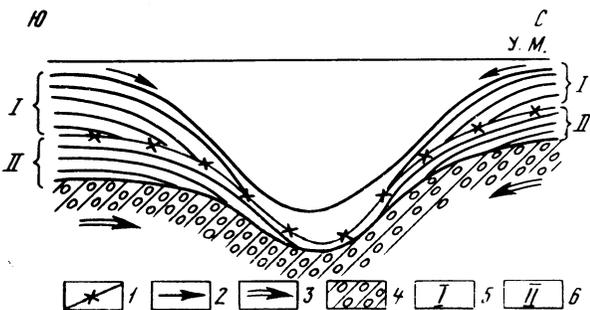
Сокращение ледяных полей происходило от периферии к центру моря, преимущественно с юга на север. При этом поля плавучих льдов сокращались быстрее, чем массивы донных льдов. Седиментационный процесс при этом развивался по двум направлениям. Во-первых, при таянии глыбы донного льда происходило наполнение ледниково-морских илов на базальный субстрат: процесс завершился в центре моря в поздней бореали. Во-вторых, илстые горизонты нижней пачки, возникшие под покровом плавучих льдов, в свою очередь, постепенно перекрывались разнородными осадками верхней морской пачки (I): плащ этих морских осадков, возникнув вначале в виде узкой каймы по периферии моря, постепенно расширяясь, наползал на илы нижней пачки со всех сторон, вслед за тающими и отступающими полями плавучих льдов и, по-видимому, окончательно перекрыл II пачку в центральной части моря лишь в

атлантическое время. В разрезах, пересекающих море, особенно в меридиональном разрезе, при этом возникло своеобразное веерное строение осадочной толщи (рис.64).

Однако реально описанный процесс осложнялся целым рядом побочных явлений, которые подчас оказывали весьма существенное влияние на седиментацию. Прежде всего со сходом плавающих ледяных полей активизировался гидродинамический режим. Он не только активизировался в

Рис. 64. Схематический меридиональный разрез через толщу осадков, выстилающих котловину Белого моря

I — граница между морской (I) и ледниково-морской (II) пачками осадков; 2 — направления стаивания плавающих льдов; 3 — направления стаивания глыбы донного льда; 4 — породы коренного субстрата; 5 — верхняя морская пачка осадков; 6 — нижняя ледниково-морская пачка осадков



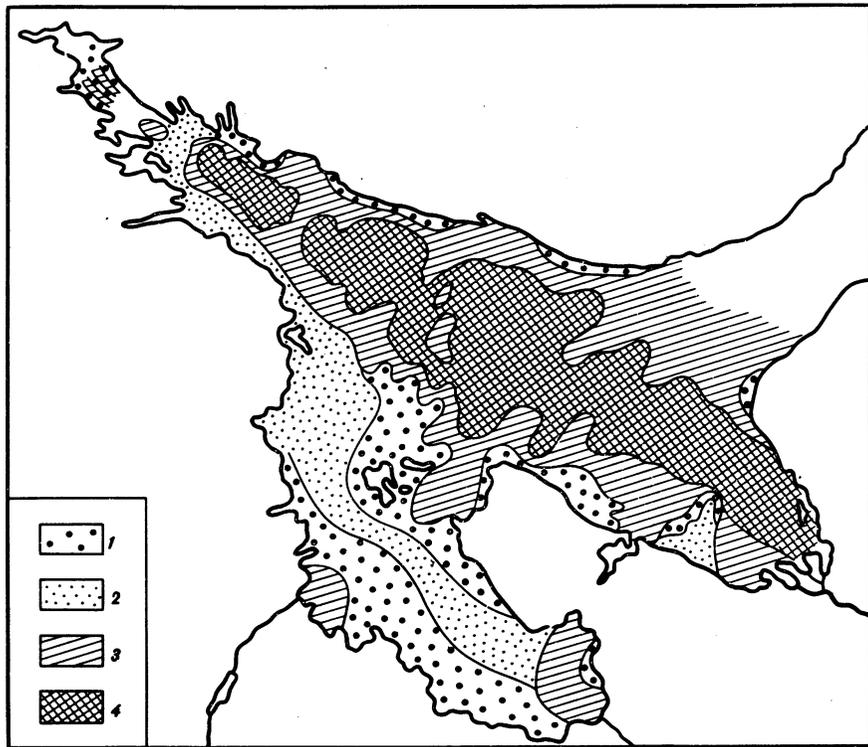
целом, но и приобретал иной характер (интенсификация волнового режима и сопутствующих ему гидродинамических явлений, интенсификация и частичная перестройка общего плана течений ит.д.). В прибрежных и мелководных частях бассейна это почти повсеместно вызывало размывы кровли нижней пачки, что отмечалось нами выше при рассмотрении отдельных районов. Лишь по достижении динамической (для новых условий) стабильности берегового профиля в прибрежных участках, в условиях голоценовой трансгрессии, начиналось отложение осадков.

Далее процесс шел в условиях чрезвычайно сложных дифференцированных тектонических подвижек, столь свойственных Беломорскому региону. И это оказывало заметное, а иногда и решающее влияние на процесс седиментогенеза. На рис. 65 дана общая неотектоническая схема дна Беломорского бассейна. Она была составлена с учетом ряда критериев, из которых главными были следующие:

- 1) общее структурно-тектоническое понижение региона Белого моря;
- 2) данные о глубинной тектонике коренных пород;
- 3) рельеф дна;
- 4) мощность осадочного чехла, включая ледниково-озерные, ледниково-морские и морские горизонты;
- 5) фациальный состав осадочного чехла, включая ледниковые, флювиогляциальные, ледниково-озерные, ледниково-морские и морские горизонты;
- 6) стратиграфия осадочной толщи, уровни и глубины залегания отдельных стратиграфически охарактеризованных горизонтов (в особенности уровни залегания кровли нижней пачки), перерывы в разрезе;
- 7) морфология, динамика и развитие в поздне — послеледниковое время прибрежной зоны моря;
- 8) данные о новейших движениях берегов, полученные комплексными методами (геоморфологические наблюдения, уровнемерные данные и др.).

Критерии для выделения неотектонических движений рассматривались на фоне действия всех факторов морфолитогенеза, активно действовавших в позднем плейстоцене и голоцене. Это позволило сопоставить возможные варианты развития палеогеографического процесса и сделать выводы о наиболее вероятном неотектоническом режиме отдельных участков дна и всего моря в целом. Однако схема верна лишь в первом приближении и не претендует на детальность.

При рассмотрении схемы, а также конкретного материала по районам становится очевидным огромное разнообразие местных неотектонических условий для Беломорского региона. Все дно Белого моря представляет собой мозаику блоков, испытывающих активные и часто разнородные подвижки. Ясно



Р и с. 65. Сводная картосхема тектонических движений дна Белого моря в поздне-последнее ледниковое время

1 – зоны слабого подъема; 2 – зоны интенсивного подъема; 3 – зоны слабого опускания; 4 – зоны интенсивного опускания

выраженные положительные тектонические движения были отмечены для структурных донных гряд Кандалакшского залива, а также на структурном пороге (западнее губы Порья), отделяющем его от глубоководной центральной впадины, для отдельных блоков Терского берега, в районе Салма-Луда и почти по всей площади Онежской губы, в западной части Двинской губы, в отдельных приподнятых зонах центральной котловины. Отрицательные движения констатированы для структурных ванн Кандалакшского залива, отдельных блоков Терского побережья, приустьевых пространств рек Онеги и Выга, а также в районе к востоку от Соловецких островов, в Онежской губе, в восточной части Двинской губы, в глубоководных впадинах Центральной части моря и т.д. Как правило, на отдельных, более стабильных или испытывающих воздымание блоках дна откладывались грубозернистые осадки пониженной мощности, имели место размывы, или даже осадконакопление отсутствовало. С другой стороны, зоны, испытывающие опускание, перекрывались более мощными слоями мелкозернистых осадков без заметных перерывов.

Существенное влияние на литологический характер возникающей осадочной толщи и на ее мощности оказывало неоднородное питание различных частей бассейна седиментационным материалом. Это относится прежде всего к приустьевым пространствам крупных речных артерий, впадающих в Белое море. Как отмечалось, установлено общее повышение мощностей всех горизонтов в восточной части центральной котловины и в Двинской губе, что связано с выносами наиболее мощной реки – Сев. Двины. Подобное явление, но меньшего масштаба, зафиксировано для приустьевых зон рек Онеги, Выга, Варзуги и др.

В процессе перекрытия нижележащей ледниково-морской пачки верхней морской пачкой в результате взаимодействия всех упомянутых выше факторов мощности нижней пачки были в ряде мест сильно нарушены. Наиболее ярким

примером для Онежской губы служит разрез, выполненный к западу от Соловецких островов. Здесь были обнаружены глубокие ложбины в кровле илистых отложений нижней пачки, которые образовались в итоге изменения системы течений, по-видимому, в период смены ледниково-морской обстановки осадкообразования на морскую. В дальнейшем эти ложбины были выполнены песком уже в период морского осадконакопления. Кровля нижней пачки носит следы размыва, т.е. первоначальные мощности ледниково-морских осадков нарушены. Такие же нарушения мы наблюдаем почти по всей периферии Беломорского бассейна в мелководной прибрежной зоне. В центральных частях моря следов перерывов в толще почти нет: здесь осадкообразование развивалось непрерывно.

Таким образом, процесс дегляциации Беломорского бассейна, охвативший пребореальное — бореальное время и окончательно закончившийся лишь в начале атлантического времени, в седиментационном плане выразился в образовании очень сложной осадочной толщи, пестрой литологически, разнородной в генетическом и возрастном отношении для разных частей моря.

Во время этого переходного периода, характеризовавшегося постепенным сходом льдов, все больше активизировались различные береговые процессы. Так, например, для Двинской губы был отмечен интенсивный рост дельты Сев. Двины. Северо-западные берега той же губы, по-видимому, активно абрадировались, возникали аккумулятивные формы в южном устье Горла и т.д. Фактический материал для полной расшифровки этих процессов к настоящему времени недостаточен.

После окончательного схода льдов, как донных, так и плавучих, на Белом море начался последний седиментационный этап — чисто морской. При этом по площади дна всего моря без исключения возникли осадки верхней пачки, значительно более пестрые в отношении гранулометрии и вещественного состава, чем осадки нижележащей нижней пачки.

При образовании морской пачки осадков влияние неотектоники и питания моря седиментационным материалом в общем плане мало изменилось по сравнению с предыдущим этапом. Лишь в отдельных случаях были констатированы новейшие изменения знака тектонических движений, что отразилось на характере самых верхних слоев осадка (например, бережная часть разреза VI на Терском побережье, южная краевая зона разреза устья Варзуги — о. Анзерский, разрез у м. Керещкий и т.д.). Большое значение приобрел гидродинамический фактор, включающий в себя как энергичные волновые воздействия на мелководьях, так и новую структуру и интенсивность течений. Именно воздействие этого фактора обусловило в основном литологическую пестроту осадков I пачки в мелководных районах. Новым в осадкообразовании явился также биологический фактор, выразившийся в интенсивном развитии бентосных организмов и образовании в осадочной толще ракушечных прослоев.

На рис. 66 (см. стр. 192, вклейку), дана схематическая карта мощностей верхнего морского слоя (I пачка). В основу ее легли конкретные цифры по колонкам, а также анализ рельефа дна, рельефа коренного субстрата, анализ интенсивности поступления терригенного материала и т.д. Некоторые промежуточные изолинии на карте в отдельных районах опущены для упрощения общей картины.

При рассмотрении карты можно заметить, что мощности морской пачки отражают целый ряд процессов и условий литогенеза, имевших место в поздне — послеледниковое время: 1) режим питания моря седиментационным материалом, 2) рельеф дна, 3) режим схода плавучих льдов, 4) характерные донные лотодинамические процессы, происходившие в переходный период, 5) приливо-отливный режим моря, 6) береговые процессы в голоцене.

Можно выделить районы и зоны, где эти процессы и условия привели к возникновению на дне бассейна неодинаковых мощностей морской пачки. В частности, соблюдая последовательность перечисленных выше процессов и условий, можно указать на соответственные случаи повышения мощностей I пачки: 1) в приустьевых пространствах Сев. Двины, Онеги, Выга, Варзуги и др.,

2) в резко выраженных донных котловинах (ст.250 и др.), 3) в зонах, прилегающих к некоторым берегам, где льды сошли быстрее (по периферии островов Анзерский, Жужмуй и др.), 4) в ложбинах кровли ледниково-морской пачки к западу от о.Соловецкого (ст. 172), 5) в узкостях акватории с активным формированием донных песчаных валов (Горло Белого моря), 6) в прибрежной полосе, в зонах волновой аккумуляции наносов (район о. Мудьюг и др.).

С другой стороны, отчетливое влияние на распределение мощностей оказал неотектонический режим дна. Неотектоника всюду накладывала на процессы накопления морской пачки свой отпечаток, сдвигая их в ту или другую сторону. Это было повсеместное, фоновое влияние. В зонах положительных тектонических движений мощности оказались понижены (Онежская губа, Салма-Луда, Красногорский выступ и др.), а в зонах отрицательных движений (центральная часть моря, приустьевые пространства рек Онега, Выг и др.) — повышены. При сопоставлении неотектонической схемы и схемы мощностей верхней пачки (см. рис. 65 и 66) это видно вполне отчетливо для основных районов моря. Однако в целом ряде мест наблюдались отклонения от этой общей ситуации. Они были индуцированы рядом местных, упомянутых выше процессов, которые наложили свои коррективы. Часто осуществлялось благоприятное для накопления осадков пересечение неотектонических и литогенетических тенденций, и тогда мощность морской пачки интенсивно возрастала. Это, например, имело место в приустьевых пространствах ряда рек, где сочеталось тектоническое опускание с накоплением терригенного материала (реки Сев. Двина, Онега, Выг и др.).

Также можно отметить благоприятное сочетание вдольбереговых и донных миграций наносов (привнос) и тектонического режима (опускание) в районе о.Мудьюг и южной части Горла, что привело к образованию больших локализованных мощностей морской пачки.

В других случаях пересечение тектонических и литогенетических тенденций было сугубо неблагоприятным для осадконакопления, что вызывало резкое сокращение мощностей морской пачки. Примером может служить зона подъема дна между губой Порья и о.Великий поперек Кандалакшского залива (ст. 84—88), слабо питаемая обломочным терригенным материалом.

Иногда пересечение тектонических и литогенетических тенденций было неопределенным, что, в зависимости от силы воздействия того или иного фактора, могло давать положительный или отрицательный эффект.

Диапазон таких сочетаний очень велик, а сами сочетания могли быть весьма разнообразными в разных районах в зависимости от действия местных факторов. Так, например, в Двинской губе недалеко от устья Сев. Двины, несмотря на усиленное питание этого участка седиментационным материалом, из-за тектонического подъема возникла зона с минимальными мощностями морской пачки (Красногорский выступ). К западу от Соловецких островов в зоне тектонического подъема возникли локальные увеличения морской пачки из-за особенностей литодинамического режима в переходный период. В восточной части центральной котловины, несмотря на региональное опускание и усиленный привнос терригенного материала в некоторых участках дна, где имелись выступы рельефа, мощности резко сокращались (ст. 301) и т.д.

Таким образом, можно констатировать сложное переплетение морфологических, литодинамических, седиментационных и тектонических факторов в процессе формирования морской пачки, что и нашло свое отражение на приведенной карте распределения мощностей. Общим фоном на этой карте служит неотектонический режим, который является доминирующим. Это обуславливает сходимость неотектонической схемы и схемы мощностей пачки (рис. 65,66) в главных чертах. Но закономерные связи между тектоникой и мощностями в ряде мест нарушаются и замаскированы отличными соотношениями. Конечное распределение мощностей в отдельном районе определяет не один фактор, а оптимальность их сочетаний во времени и

пространстве. Этот вывод, по-видимому, может быть распространен на прибрежно-шельфовый литогенез в целом и не только в отношении мощностей осадочной толщи, но и в отношении распределения в ней отдельных химико-минералогических компонентов.

Отчетливое выражение для некоторых районов приобрели в период морского осадконакопления чисто береговые процессы, включающие сложные миграции наносов под влиянием волновых воздействий с образованием аккумулятивных накоплений, с отчленением полузамкнутых акваторий и т. д. Это было констатировано для района м.Керецкого в Двинской губе, для района устья Варзуги и т. д. В районе о.Мудьюг имел место ритмичный процесс с неоднократным нарастанием и отмиранием аккумулятивных форм, отчленением лагун и т. д., при общем интенсивном сдвиге береговой линии в северо-восточном направлении. В отдельных случаях развитие прибрежного морфолитогенеза приобретало местную специфику, как, например, затопление юго-западной части дельты Сев. Двины в период климатического оптимума голоцена. Характерное развитие в последний этап седиментогенеза получило образование донных аккумулятивных форм — гряд, валов и ложбин выполнения, особенно усиленно развивавшихся в районе соловецких проливов и южной части Горла Белого моря.

Итак, в процессе поздне — послеледникового седиментогенеза на Белом море могут быть выделены четыре основных этапа:

I ледниково-озерный этап (аллерёд), который, по-видимому, был связан с наличием на территории моря нескольких пресноводно-озерных водоемов, возникших в результате таяния льдов последнего оледенения.

II ледниково-морской этап (поздний дриас), связанный с наличием обширного бассейна, покрытого панцирем плавучих реликтовых льдов, под которыми формировалась преимущественно толща однородных илов.

III переходный этап (пребореальный и бореальный периоды), явившийся переходным к обычному морскому режиму осадконакопления.

IV морской этап (средний и поздний голоцен), характеризовавшийся развитием чисто морского осадконакопления.

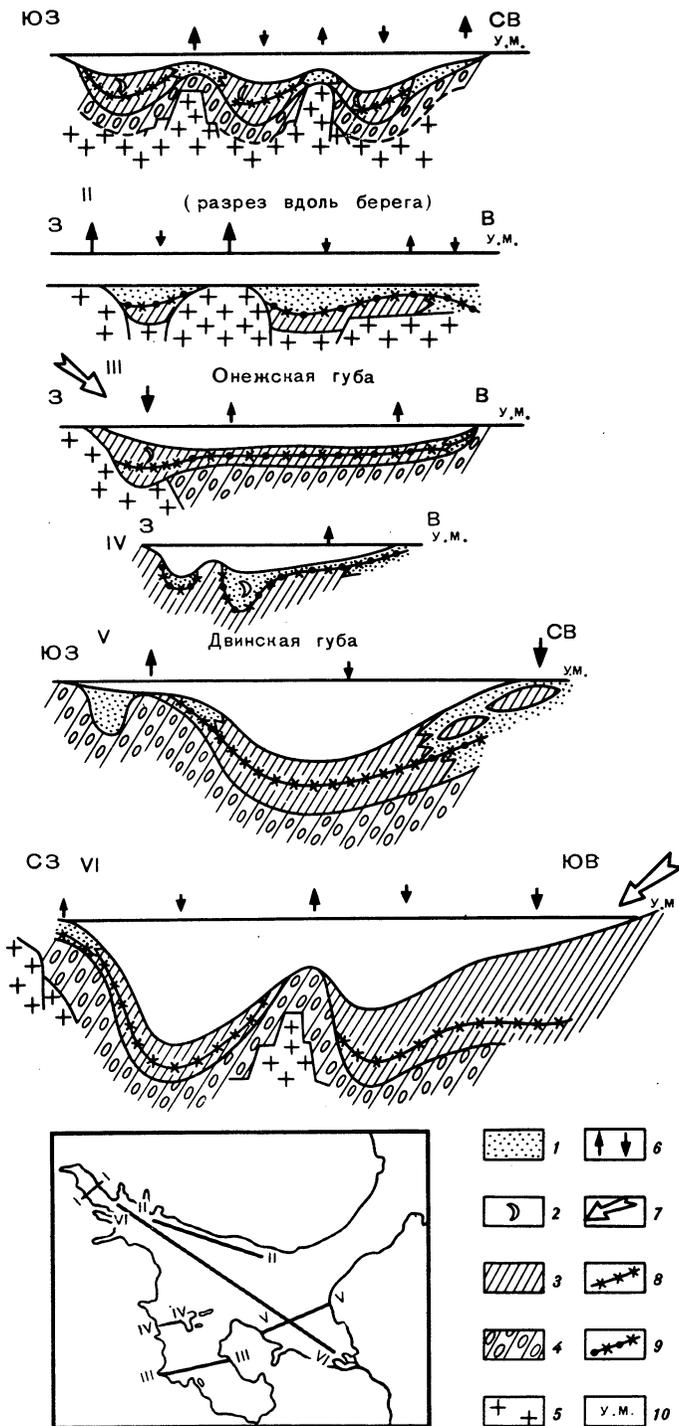
В целом процесс седиментогенеза не был однообразным и носил определенную специфику для каждого из основных выделенных седиментационных районов. В каждом из этих районов в результате длительного процесса осадконакопления возникла осадочная толща, носящая характерные для данного района черты. На приведенных генерализованных профилях, составленных для каждого из районов, сделана попытка выделить главные из этих черт (рис. 67).

1. Для Кандалакшского залива характерно наличие локальных продольных оси залива структурных ванн, выполненных преимущественно илистными отложениями.

2. Для Терского берега характерно наличие структурных впадин, расположенных на подводном береговом склоне, разделенных блоками подъема. Во впадинах аккумулярован преимущественно песчаный материал (Невесский, 1975).

3. Для Онежской губы характерны маломощные слои осадков, развитые на большей части площади его дна в связи с преимущественным неотектоническим подъемом. Характерны размывы как в толще, так и на поверхности, вплоть до полного абразионного смыва осадочных образований. На отдельных участках отмечаются повышения мощностей в связи с тектоническими опусканиями и усиленным поступлением материала, а также локальные заполнения эрозионных ложбин, выработанных в кровле II пачки песчаным материалом.

4. Для Двинской губы характерны структурно-эрозионные ложбины в базальном субстрате, выполненные песчаным материалом, значительное увеличение мощностей осадочной толщи в осевой зоне залива в связи с аллювиальным привносом и тектоническим опусканием, наличие ритмично построенной осадочной толщи по северо-восточному подводному береговому склону.



Р и с. 67. Генерализованные профили для основных седиментационных районов

1 – пески; 2 – ракушка; 3 – илы; 4 – осадочные породы базального основания, подстилающие толщу донных осадков; 5 – кристаллические породы базального основания; 6 – преимущественные направления тектонических смещений дна; 7 – основное поступление терригенного материала; 8 – границы между морской и ледниково-морской пачками (без перерыва); 9 – границы между морской и ледниково-морской пачками (с перерывами)

I – Кандалакшский залив; II – Терское побережье; III – Онежская губа; IV – Двинская губа; V – Центральный район

5. Для центра южной части моря характерно наличие крупных глубоководных структурных впадин, разделенных барьерами. Впадины, характеризующиеся режимом длительного тектонического погружения, являются аккумуляторами тонкозернистых илов, мощность которых увеличивается в юго-восточном направлении в связи с усилением аллювиального привноса.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОТДЕЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Выше с достаточной подробностью был рассмотрен вопрос о распределении химико-минералогических компонентов в осадочных толщах для отдельных районов Беломорского бассейна. Остановимся теперь на особенностях распределения в толще компонентов применительно к бассейну в целом.

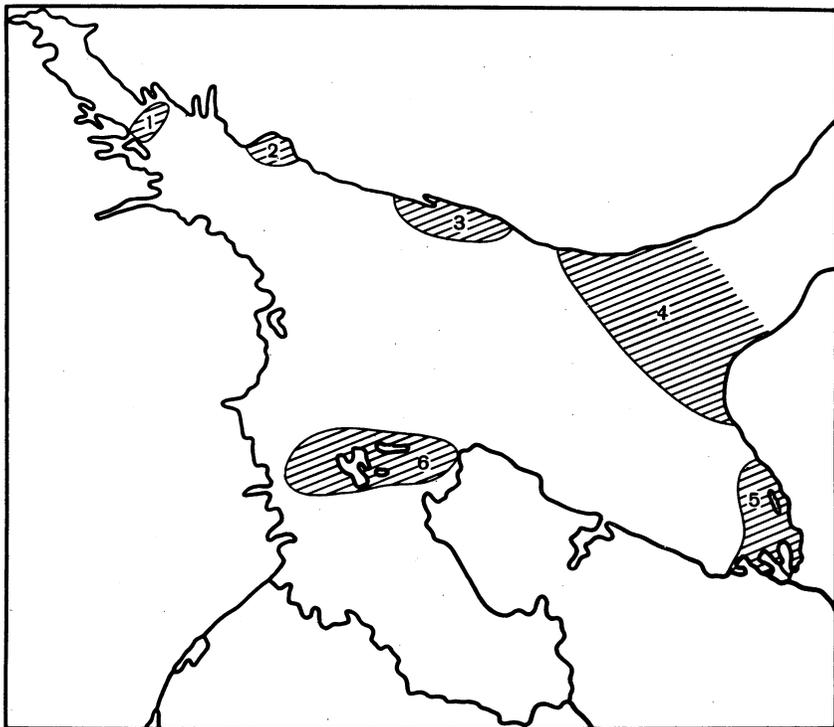
Тяжелые минералы. Распределение минералов в осадочных толщах бассейна отличается крайней неравномерностью. Тяготее к пескам, тяжелые минералы в основном сосредотачиваются в пляжевых отложениях в современных и погребенных аккумулятивных формах, тяготеющих к побережьям, а также в песчаных разностях флювиогляциальных отложений в нижних горизонтах осадочной толщи. Наиболее широкие поля сосредоточения тяжелых минералов установлены для Горла и Воронки, где в массе преобладают грубозернистые разности осадков. Оптимальная крупность песка при этом выражается коэффициентом $Md=0,1$ мм при очень хорошей сортировке ($S_0=1,2$). Как правило, тяжелые минералы сосредоточены по периферии моря в соответствии с распределением песчаных толщ, однако в ряде случаев были отмечены очаги вне береговой зоны, тяготеющие к проливам с повышенной гидродинамической активностью придонного слоя вод. Примером могут служить накопления, обнаруженные в песчаных отложениях, покрывающих дно Горла Белого моря, очаги в проливах к востоку и западу от Соловецких островов, а также зона в средней суженной части Кандалакшского залива (о. Великий — губа Порья).

Значительное воздействие на общий план распределения тяжелых минералов по дну моря оказывает аллювиальный вынос. Отчетливым примером могут служить приустьевые пространства таких рек, как Варзуга, Кузрека, а также (хотя и в меньшей степени) Сев. Двина. Во всех этих районах общее содержание тяжелых минералов в песках относительно повышенное.

На содержание тяжелой фракции в прибрежных песках в масштабе всего бассейна оказывает также заметное влияние геологическое сложение отдельных крупных регионов побережья и петрографический облик развитых здесь пород. Так, например, общее массовое увеличение содержания тяжелой компоненты в песках отмечено для южного побережья Кольского полуострова, где терригенный материал, возникающий в итоге разрушения древних кристаллических пород сложного состава и поступающий с суши различными путями, в целом обогащен тяжелым аксессуаром.

Сравнительный материал по всем разрезам позволяет в первом приближении наметить на площади всего бассейна шесть зон, где общее содержание в толще донных и пляжевых песков тяжелой подфракции является относительно повышенным (рис. 68, зоны 1, 2, 3, 4, 5, 6). В среднем это содержание доходит до 6–8%, в отдельных горизонтах до 12–15%, а в пляжевых концентратах до 70–80%. Однако распределение в толще крайне неравномерно, и в каждом районе имеются свои особенности. Обогащение в зонах 2 и 3 связано в основном с аллювиальным выносом рек Кузрека и Варзуга, обогащение в зонах 1, 4 и 6 обусловлено особенностями гидродинамики, обогащение зоны 5 носит промежуточный характер.

Все остальные отложения Белого моря, в той или иной степени заиленные, с примесью биогенных компонентов и т.д., как правило, обеднены тяжелой компонентой.



Р и с. 68. Зоны обогащения пляжевых и донных отложений Белого моря тяжелыми минералами (заштрихованы)

Общей чертой в распределении тяжелых минералов по толще можно считать отмеченную неоднократно обогащенность зоны перехода между верхней морской (I) и нижней ледниково-морской (II) пачками осадков. Это явление отмечается в мелководных районах моря, там, где имели место размывы кровли нижней пачки после стаивания полей плавучих льдов, что вызвало радикальное изменение всего режима осадконакопления. Обогащенность является, как правило, следствием усиленного механического перемыва с сепарационным эффектом, при этом сепарируются тяжелые минералы. С такими примерами мы встречались в ряде разрезов района Терского берега, в Онежской и Двинской губах, в районах Горла и т. д. Однако в некоторых случаях обогащенность достигается за счет хемогенного процесса, а именно, образования аутигенного пирита в итоге диагенетических перераспределений, особенно отчетливых для зоны перехода, где резко контрастируют содержания органического вещества (Страхов, 1963).

Флювиогляциальные отложения и переходные песчаные разности между флювиогляциальными и лежащими выше ледниково-морскими также бывают обогащены тяжелой компонентой.

Для открытых побережий, помимо пляжевых концентратов, характерна отчетливая обогащенность песков на глубинах 10–12 м, при этом максимальные содержания наблюдаются не на поверхности дна, а в глубине песчаной толщи, примерно на 75–100 см ниже поверхности дна. Это явление особенно отчетливо выражено у Терского берега.

В качестве частного случая для Белого моря следует отметить концентрацию тяжелых компонентов в древних ложбинах, выработанных в кровле илистых отложений нижней пачки. Эти ложбины возникли, как отмечалось, либо в конце ледниково-морской стадии осадконакопления, либо в переходном периоде и были затем в период морской стадии заполнены песками, при этом одновременно осуществлялись отмыв и концентрация в отдельных прослоях

тяжелых минералов. В результате в илстых толщах возникали крупные продолговатые песчаные тела, в той или иной степени обогащенные тяжелой минеральной фракцией. Наиболее яркие примеры подобного рода отмечались нами при рассмотрении разрезов, выполненных к западу и востоку от Соловецких островов. Своеобразие подобных песчаных тел, являющихся как бы зеркальным отражением обычных аккумулятивных форм, возвышающихся над дном, чрезвычайно примечательно. Эти "обращенные" формы — есть следствие характерного развития поздне-последнедевического седиментогенеза на Белом море и в частности — радикальной смены обстановок осадконакопления при стаивании многолетних покровных льдов. По-видимому, подобные формы вообще свойственны субполярным бассейнам типа Беломорского и могут быть встречены как в новейших, так и в древних осадочных толщах. Характерным частным случаем может явиться также концентрация тяжелых минералов в древних эрозионных (или эрозионно-тектонических) ложбинах, выработанных в коренном субстрате при более низком стоянии уровня моря и заполненных впоследствии (при повышении уровня моря) песками. Такие ложбины особенно характерны для северо-восточной части Беломорского бассейна и зафиксированы в Двинской губе, в районе Горла и т.д.

Достаточно редким для Белого моря случаем является концентрация тяжелых минералов в современных косах и реликтах их древних генераций, захороненных в толще древних осадков (район о.Мудьюг в Двинской губе).

Активная роль в процессе отмыва и концентрации тяжелых минералов принадлежит неотектоническим движениям. В ряде случаев положительные тектонические подвижки, обуславливая прогрессирующее обмеление у побережья, интенсифицируют гидродинамический режим придонного слоя и тем самым способствуют усиленной дифференциации песчаного материала, его сортировке и сепарации тяжелых минералов. Такие примеры мы видели у Терского берега (разрез VI), в Онежской губе (Западно-Соловецкий разрез) и др. Однако в других случаях участки с повышенными концентрациями, наоборот, образуются в районах, где преобладали отрицательные тектонические движения. Наиболее отчетливый пример — повышенные концентрации в донных песках у м.Керец (Двинская губа). Здесь при отрицательных подвижках происходила активная абразия, и низменный берег, сложенный рыхлыми породами, интенсивно отступал. Благоприятное сочетание определенных темпов неотектонического опускания и смещения береговой линии при активных гидродинамических воздействиях (приливо-отливные течения и волнения) привело к концентрации и накоплению тяжелой минеральной фракции. По-видимому, в данном случае сыграла свою роль и высокая первичная обогащенность абрадируемого материала тяжелыми компонентами, хотя мы не располагаем в этом отношении конкретными данными.

В зонах отрицательных тектонических движений в прибрежной полосе часто образуются скопления песчаного материала. В целом это благоприятно для процессов рассыпеобразования, так как предопределяет возникновение больших масс полезного компонента. Однако при этом доминирующую роль в самом процессе сепарации должны играть другие факторы. При рассмотрении отдельных районов мы встречались с целым рядом примеров, иллюстрирующих подобное положение. Так, например, в районе Варзугинской депрессии (Терский берег) возникновение мощных концентратов по поверхности и в толще обусловлено благоприятным питанием данного района терригенным материалом со стороны реки и волновым отмывом, особенно интенсивным на этом открытом побережье. Скопление обогащенных песков в донной ложбине, вскрытой разрезом бухта Конюхова — о.Анзерский (Онежская губа), обусловлено локализацией струи донного течения в данном районе в определенные периоды его исторического развития и последующими седиментационными преобразованиями. Концентрация тяжелых минералов в донных песках Горла, где доминируют опускания, определяется в основном интенсивностью гидродинамического режима.

Итак, сам по себе неотектонический фактор не может быть определяющим для процесса россыпеобразования в прибрежной зоне и на шельфе. Но он может играть существенную роль в сочетании с другими факторами.

Таким образом, для каждого района важны следующие основные факторы:

- 1) оптимальный тектонический режим;
- 2) оптимальный характер исходного терригенного материала, поступающего в море (его крупность, сортированность);
- 3) интенсивность поступления терригенного материала в бассейн;
- 4) оптимальный гидродинамический режим.

При благоприятном сочетании этих факторов они могут обусловить:

- 1) накопление больших масс песка;
- 2) оптимальную крупность и сортированность песков, возникающую в процессе их переработки;
- 3) сепарацию тяжелых минералов и локализацию их в определенных зонах.

При этом чем выше первичная насыщенность исходного терригенного материала тяжелой компонентой, тем активнее протекает процесс россыпеобразования в прибрежно-шельфовой зоне. Наиболее эффективное его выражение — образование рудных тел в толще осадков.

В заключение следует отметить, что особенность распределения тяжело-минеральной фракции в осадочных толщах Белого моря во многом определяется характером его исторического развития в поздне — послеледниковую эпоху. Можно считать, что ряд черт является специфичным для полярных зон вообще и для бассейнов, испытавших последовательные этапы оледенений. Учитывая многократность оледенений, можно предполагать наличие подобных особенностей и в ископаемых осадках полярных бассейнов прошлого.

Железо, марганец, титан. Распределение кластофильных элементов в осадочных толщах Белого моря контролируется прежде всего гранулометрическим составом отложений. Как правило, содержание железа, марганца и титана обратно пропорционально среднему мидианному диаметру осадка. Однако, как это отмечалось в предыдущих главах, для периферийных частей бассейна, там, где широко развиты грубозернистые, резко полимиктовые отложения, указанная закономерность нарушается, и количество кластофильных элементов снова возрастает за счет большого их содержания в многочисленных обломках магматогенных пород. Минимальное их количество приходится на чисто перемытые пески, однако и здесь встречаются исключения, в случае наличия в песках концентратов тяжелых рудных минералов.

Общий план распределения железа, марганца и титана по территории дна Белого моря подчеркивает приуроченность этих элементов к центральной наиболее глубоководной впадине, где развиты илы (см. рис. 26, 30, 32, 33). Некоторое локальное увеличение содержания отмечается для приустьевых зон рек Выга и Онеги в Онежской губе, что обусловлено общим измельчением осадка в этих зонах, а также, возможно, и благоприятным аллювиальным привносом. В отдельных западинах дна, на больших глубинах, на большом удалении от берега в связи с измельчением осадков содержание кластофильных элементов неизменно возрастает. Иногда это возрастание (для железа и марганца) носит скачкообразный характер и отмечается даже на более грубозернистых осадках, что связано с наличием макро- и микроконкреций в поверхностном слое. Эти явления были отмечены в Двинской губе и в центральной части бассейна. Иногда содержание даже в илах падает обычно при наличии общей высокой карбонатности осадка (см. восточную часть разреза губа Порья — устье Сев. Двины).

Распределение кластофильных элементов в толще осадков, выстилающих котловину Белого моря, в общих чертах совпадает с распределением по поверхности. Это относится к обеим пачкам осадочной толщи — верхней и нижней. Таким образом, намечается унаследованность распределения элементов в поздне — послеледниковых толщах, что объясняется постоянством ряда действовавших факторов осадконакопления (схема питания бассейна

терригенным материалом, морфометрия, неотектонический режим, колебания уровня). Однако мы вправе говорить лишь о самой грубой схеме совпадения, потому что в деталях имеется много особенностей в распределении кластофильных элементов по толще осадков.

Средние цифры содержания отдельных компонентов в толще осадков мало отличаются от цифр, приведенных при рассмотрении их поверхностного слоя (см. главу V), поэтому мы не будем на них вторично останавливаться, а сосредоточим внимание только на отмеченных выше особенностях.

Прежде всего следует указать, что в большинстве периферийных районов моря отмечается некоторое увеличение содержания кластофильных элементов в нижней ледниково-морской пачке отложений. Это было констатировано в Кандалакшском заливе, Двинской и Онежской губах, а также вдоль Терского берега при сравнении илов верхней и нижней пачек в ряде колонок. По-видимому, это связано с относительно большей мелкозернистостью илов нижней пачки. В центральной части моря такого увеличения не наблюдается, либо оно намечается в очень слабой степени. Это связано с тем, что илы обеих пачек в этом районе по механическому составу совершенно равноценны.

Далее следует отметить, что для илов верхней пачки наблюдается прямопропорциональная связь между содержанием кластофильных элементов и органического углерода, в то время как для илов нижней пачки такая связь отсутствует. Количество $C_{орг}$ на границе обеих пачек резко уменьшается и довольно быстро сходит до минимума, который и выдерживается по толще нижней пачки более или менее постоянно. Таким образом, переходная зона между пачками в литологическом отношении является наиболее контрастной прежде всего из-за резких перепадов в содержании $C_{орг}$. В соответствии с известными закономерностями диагенетического перераспределения веществ ниже этой границы почти повсеместно наблюдается увеличение содержания железа и марганца.

Таким образом, по вертикали, в общем случае, констатируются две более или менее постоянные зоны обогащения железом и марганцем — поверхностная мощностью 5–10 см (см. главу V) и нижняя, располагающаяся под контактом морской и ледниково-морской пачек осадков.

Как отмечалось выше, план распределения кластофильных элементов по поверхности выдерживается и в толще осадков на широких пространствах дна. Однако для отдельных участков, в особенности в непосредственной близости от берегов, распределение отдельных компонентов может быть очень пестрым по толще, в зависимости от ее литологического строения, определенного всем процессом палеогеографического развития. Это отмечалось при подробном рассмотрении большинства выполненных разрезов.

Интересные особенности были отмечены в распределении по толще марганца и титана для центрального глубоководного района моря. Марганец отчетливо тяготеет к наиболее глубоководным западным частям центрального района. Обогащены не только поверхностные слои, но и толща мощностью 2–3 м и более; содержания Mn превосходят обычный кларк. Это молодые морские слои, не позже чем бореального возраста. Значительное их обогащение марганцем связано с их высокой тонкозернистостью и присутствием большого количества органического углерода, что способствовало при диагенезе концентрации во всей толще этого элемента, обладающего морской геохимической подвижностью.

Для титана в центральной части моря при общем более или менее равномерном распределении по толще были отмечены несколько повышенные содержания в горизонтах, имеющих позднебореальный и атлантический возраст. Так как титан и его соединения малоподвижны, увеличение его содержания в горизонтах, соответствующих климатическому оптимуму, по-видимому, следует связывать с интенсификацией в этот период терригенного выноса и усиленным поступлением тонких взвесей с титаносодержащими минералами в центральную котловину моря.

Органический углерод и аморфный кремнезем. Распределение $C_{орг}$ и $SiO_2_{аморфн}$ почти идентично. Так же как и для рассмотренных кластофильных элементов, оно контролируется в первую очередь гранулометрическим составом осадочных толщ. Обычно содержание указанных компонентов обратно пропорционально среднему медианному диаметру осадков. Общий план распределения $C_{орг}$ и SiO_2 по поверхности напоминает распределение железа и других кластофильных элементов (см. рис. 30,34). Отклонений, установленных для группы кластофильных элементов и заключающихся в некотором увеличении процентного содержания в грубых песчано-гравийных отложениях, для $C_{орг}$ и SiO_2 не наблюдается. Максимальные содержания в поверхностном слое наблюдаются в центральной глубоководной котловине, где широко представлены тонкозернистые илистые осадки. Локальные увеличения в осадках рассматриваемых биогенных компонентов отмечены для приустьевых пространств большинства крупных рек (Онега, Выг, Сев.Двина и др.), что связано, во-первых, с благоприятным аллювиальным выносом и во-вторых, с общим измельчением осадка. Распределение $C_{орг}$ и $SiO_2_{аморфн}$ по площади дна не вполне идентично. Часто намечаются смещения максимальных содержаний одного компонента относительно другого, что связано с их генетическими различиями. Так, максимумы $C_{орг}$ обычно смещены ближе к устьям, что объясняется преимущественным поступлением $C_{орг}$ в море вместе с речным аллювием. Аутигенный кремнезем, генерируемый в основном в самом морском бассейне, образует поля максимальных содержаний в зависимости от распределения районов, наиболее благоприятных для обитания фитопланктона. На распределение обоих компонентов оказывает влияние также система бассейновых течений. Некоторое увеличение содержаний аморфного кремнезема в западной половине центрального глубоководного района, по-видимому, является следствием воздействия обеих причин. Оба компонента тяготеют также к заливам типа фиардов.

Распределение обоих рассматриваемых биогенных компонентов в толще отложений во многом совпадает с распределением по поверхности (см. главу V). Однако это касается только верхней морской пачки отложений. Таким образом, унаследованность в распределении была осуществлена только в течение морской фазы осадконакопления, после того как в результате происшедшего потепления море и окружающая суша очистились ото льда, что представляется вполне закономерным, так как до этого события и поступление в бассейн, и регенерация в самом бассейне обоих компонентов были минимальными.

Несмотря на близость общего плана распределения органического углерода и аморфного кремнезема по поверхности и в верхней пачке, для отдельных районов имеются характерные отклонения, разобранные в соответствующих главах и вызванные спецификой палеогеографического развития каждого района.

Однако для всего бассейна имеются общие черты распределения по вертикали рассматриваемых компонентов. Наиболее отчетливо они проявляются в зонах с развитием илистых осадков по всей толще. Как правило, максимальное количество $C_{орг}$ наблюдается в поверхностных горизонтах. Глубже по толще содержание $C_{орг}$ падает, но в низах верхней пачки оно снова возрастает. Обычно это повторное увеличение содержания отмечается в бо-реально-атлантических слоях и увязывается с климатическим оптимумом голоцена. Для Онежской и Двинской губ этот второй пик несколько смещен вниз по разрезу, а для центрального района — вверх в связи с более поздней дегляциацией.

Ниже границы раздела пачек содержание $C_{орг}$ и $SiO_2_{аморфн}$ довольно интенсивно, но не сразу уменьшается, что отражает быстрое, но не внезапное изменение климатических условий. В то же время содержание кластофильных компонентов, как отмечалось выше, продолжает оставаться высоким. Для некоторых разрезов (Терский берег и др.) первичное заметное увеличение $C_{орг}$ отмечается для нижней пачки в начале пребореали, что связывается с общим

Таблица 28

Распределение абсолютных масс железа и органического углерода в толще осадков, г/см²

Район	Колонка	Железо, г/см ²		С _{орг} , г/см ²	
		первая половина (II пачка)	вторая половина (I пачка)	первая половина (II пачка)	вторая половина (I пачка)
Кандалакшский залив	6	3,82	3,32	0,29	1,42
Терский берег	69	3,60	2,75	0,20	0,58
Онежская губа	176	5,80	3,62	0,45	0,56
	177	2,10	0	0,18	0
Центральная часть моря	250	0	5,45	0	1,79
	251	0	6,18	0	2,14
Двинская губа	236	9,2	8,3	1,4	1,6

улучшением климатических условий. В целом же нижняя пачка по площади моря характеризуется монотонным и низким содержанием С_{орг} и SiO₂.

Характерной особенностью для центральной части моря является высокая насыщенность С_{орг} осадочной толщи в Центральной котловине примерно на два метра в глубину осадка. По-видимому, глубоководная котловина способствовала улавливанию и накоплению в осадках I пачки органического углерода, обильно поступавшего в бассейн с водами рек и водотоков в период морской седиментации.

Особенности распределения отдельных компонентов в толще, индуцированные спецификой седиментационного процесса в голоцене, могут получить дополнительное освещение при использовании метода абсолютных масс. В табл. 28 приведены данные о распределении абсолютных масс железа и органического углерода, подсчитанных для двух примерно равных (порядка одной тысячи лет) отрезков времени голоценовой истории моря: первой половины пребореального периода, когда на преобладающей части площади бассейна господствовал режим подледного осадконакопления, и второй половины атлантического периода с повсеместным развитием режима морского осадконакопления. Для подсчета выбраны колонки, не имеющие стратиграфических перерывов (исключение составляет колонка 177, где атлантические слои отсутствуют), достаточно полно охарактеризованные в геохимическом отношении и расположенные в разных частях моря. На основании данных табл. 28 можно сделать следующие заключения.

1. Осаждение обоих компонентов было крайне неравномерно по площади дна, но темпы их накопления для отмеченных отрезков времени являются сопоставимыми.

2. В наиболее глубоководных частях центральной котловины (ст. 250 и 251) в пребореальное время осадконакопление отсутствовало, что свидетельствует о наличии в этих зонах массивов донных льдов.

3. Абсолютные массы железа достигают максимальных величин в ледниково-морских илах пребореального возраста, что обусловлено, как отмечалось, высокой дисперсностью осадка и диагенетическими процессами.

4. В восточной части моря абсолютные массы обоих компонентов возрастают, что обусловлено стойким и обильным привносом осадочного материала со стороны Сев. Двины.

5. Резкие контрасты между содержанием органического углерода в верхней и нижней пачках наблюдаются в отложениях Кандалакшского залива и Терского берега, в то время как в отложениях Онежской и Двинской губ контрасты сглажены. По-видимому, это связано с большей длительностью существования и стойкостью ледяного покрова для Кандалакшского залива и Терского берега, в то время как в более южных заливах ледяные поля растаяли быстрее, а со стороны суши более стабильно и в большем количестве поставлялся седиментационный материал с органической составляющей. Особенно отчетливо это проявилось в пребореальное время, что и создало указанный эффект.

6. Абсолютные массы обоих компонентов способны резко колебаться по площади бассейна в зависимости от питания, литодинамических процессов и неотектонического режима. Резкие отличия могут иметь место на незначительном расстоянии друг от друга, на соседних станциях, разделенных интервалами в несколько километров. В качестве примера приведены величины абсолютных масс для ст. 176 и 177, расстояние между которыми составляет 6 км. Абсолютные массы обоих компонентов для атлантического времени возрастают в западной наиболее глубоководной части центральной котловины (ст. 250 и 251).

7. Происходит это не столько за счет возрастания мощности толщи, сколько за счет повышения процентного содержания обоих компонентов в осадке, что в свою очередь обусловлено накоплением в указанной зоне весьма тонкодисперсированного осадочного материала.

Касаясь общих условий локализации указанных компонентов в осадочной толще, можно отметить, что в целом однообразие условий осадконакопления не способствовало локализации повышенных концентраций. Наоборот, резкая смена условий осадконакопления была в этом отношении более благоприятной.

Благоприятные изменения и сочетания условий могли возникать спорадически в разных частях моря в течение голоцена в связи с разным темпом дегляциации, вариациям литодинамических процессов, изменениям берегов и т.д. Региональное влияние оказывал неотектонический режим, привнос аллювиального материала крупными реками и пр.

Повышенные концентрации компонента возникали и фиксировались в осадочной толще в тех зонах, где благоприятно сочетался во времени и пространстве ряд оптимальных для этого тенденций седиментогенеза.

Таким образом, самый предварительный анализ распределения абсолютных масс отдельных компонентов в осадках дает дополнительное освещение особенностей седиментационного процесса на Белом море и во многом подтверждает сделанные ранее выводы.

Характерной для седиментогенеза в центральной котловине моря является, как отмечалось в главе V, особенность, заключающаяся в зональном распределении ряда химических компонентов в поверхностном слое осадка. Так, Fe, P, C_{орг}, SiO₂ аморфн тяготеют к депрессиям по оси центральной котловины, Mn дает высокий фон содержания по всей площади котловины, а фоновое распределение Ti сходно с Mn, но помимо этого повышенные содержания Ti наблюдаются на склонах котловины. Подобная зональность объясняется, как было отмечено, разной геохимической подвижностью указанных элементов.

Попытка проследить эту закономерность в глубь осадочной толщи показала, что отмеченные соотношения хорошо сохраняются для Fe, Mn и Ti по всему разрезу, включающему морскую и гляциально-морскую пачки осадков. Особенно отчетливо это проявилось при анализе данных по колонкам разрезов пос. Тетрино — о. Анзерский и губа Порья — устье Сев. Двины. Различия очень тонкие, но достаточно устойчивые. Так, например, среднее содержание Fe для всей толщи в депрессии по осевой части впадины составляет от 5,5 до 6,0%, в то время как на ее склонах — от 4,5 до 5,5%. Соответственно для Ti наблюдается обратное соотношение: в депрессии 0,3–0,4%, а на склонах 0,4–0,5%.

Что касается биогенных компонентов, то зональность распределения может быть прослежена лишь для морской пачки осадков, а далее в глубь толщи она загущивается в связи с резким сокращением процентных содержаний обоих компонентов в осадке.

Зональное распределение отдельных компонентов, прослеженное в толще, свидетельствует об устойчивости основных условий седиментогенеза в голоцене, особенно для морского этапа осадконакопления.

Карбонат кальция. Распределения CaCO₃ по площади дна Беломорского бассейна отличаются значительной неравномерностью и мало зависят от гранулометрического состава осадков. Как отмечалось в разделе, посвященном описанию поверхностного слоя осадков, наиболее высокая концентрация наблюда-

ется для грубозернистых разностей осадка, насыщенных ракушей и раковинным детритом, а также для чистых ракушняков. Такие раковинные скопления тяготеют к прибрежным частям и особенно многочисленны в мелководной Онежской губе. Скопления могут носить характер биоценозов, но чаще это танатоценозы, локализованные как на поверхности, так и в толще отложений в итоге сложных гидродинамических воздействий. Высоким содержанием карбоната кальция могут отличаться также заиленные осадки и илы. Во многом это связано с районами, в большей или меньшей степени благоприятными для обитания моллюсков. Примером может служить увеличение содержания органического карбоната в восточной части разреза (губа Порья—устье Сев. Двины), что, по-видимому, связано с лучшими условиями для обитания моллюсков в данной зоне моря. Таким образом, относительно высокое содержание карбоната кальция может быть свойственно любому гранулометрическому типу осадков. В некоторых случаях повышение карбоната кальция в осадках связано, по-видимому, с аллювиальным привносом, что отмечалось, например, для Варзуги и Сев. Двины. Характерной чертой распределения CaCO_3 как на поверхности, так и по толще, являются резкие колебания процентного содержания, возможные для каждого района.

При рассмотрении распределения карбоната кальция по толще отложений можно отметить преимущественное тяготение этого компонента к верхней морской пачке, что вполне оправдано появлением и развитием моллюсков во время морской фазы осадконакопления. Общее содержание CaCO_3 в осадках Белого моря очень невелико и (за исключением упоминавшихся выше случаев) определяется первыми процентами. В вертикальном распределении имеется закономерность, заключающаяся в некотором увеличении содержания в горизонтах, соответствующих климатическому оптимуму. В нижней пачке содержания карбоната кальция минимальны, однако в некоторых случаях они колеблются и несколько повышаются, по-видимому, в связи с неравномерностью терригенного привноса в фазу ледниково-морского осадконакопления.

В заключение необходимо отметить следующее:

Развитие седиментогенеза на Белом море в поздне—последлединиковое время и морфогенез самого бассейна несут весьма характерные черты. Наиболее общим крупномасштабным фактором седиментогенеза, определившим весь ход осадконакопления и в конечном итоге распределение химико-минералогических компонентов, явилось длительное существование и последовательная смена двух радикально отличных обстановок осадконакопления — ледниково-морской и морской. Наиболее характерным седиментационным этапом, обусловившим перестройку всего седиментационного процесса, явился третий этап, во время которого осуществилась дегляциация бассейна. Вся фациальная структура осадочной толщи в том виде, в котором она фиксируется сейчас при исследовательских работах, является отражением и следствием последовательных фаз историко-генетического развития.

Особенности осадкообразования и распределения отдельных компонентов, установленные для одного района, частично повторяются в других районах, приобретаая таким образом значимость региональных закономерностей. При рассмотрении материала становится также очевидным, что понять эти закономерности в динамике их развития и утверждения невозможно без детальных и комплексных исследований всего палеогеографического процесса в целом с учетом максимального числа общих и местных факторов. Можно с достаточной уверенностью утверждать, что многие из закономерностей, установленные для Белого моря, свойственны только ему и не встречаются в окраинных моря СССР на других широтах и другого типа, таких, как Черное, Азовское, Балтийское, дальневосточные моря и т.д.

Однако с такой же уверенностью можно утверждать, что в сравнительно-литологической, а тем более в геологической перспективе поздне — последлединовый морфолитогенез на Белом море является типичным для субполярных внутриматинентальных бассейнов. Ряд его черт, связанных с процессом дегляциации, по-видимому, может быть прослежен в осадках многих современных субполярных бассейнов как северных, так и южных широт. Широкие перспективы открываются и при исследовании древних осадочных толщ, возникших при аналогичных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилос И.К.* Мощность современных осадков и последледниковая история Белого моря. — "Труды Гос. океаногр. ин-та", вып. 31, 1956.
- Аксенов А.А.* О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., "Наука", 1972.
- Алявдин Ф.А., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Эйхгорн Г.Л.* Новые данные по четвертичной геологии северо-западной части Белого моря. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973.
- Андросова В.П.* Лайда как характерный элемент ландшафта берегов северных морей, сложенных рыхлыми осадочными породами. — "Труды Всесоюз. геогр. съезда", вып. 3, 1934.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Башмаков П.И.* Изменяются ли глубины и очертания берегов северных морей. — "Советская Арктика", 1938, № 2.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", т.32, 1960.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", т. 32, 1960.
- Белая Т.И., Федоров В.Д.* Гидродинамические и гидрохимические особенности Белого моря как условия, определяющие уровень его первичной продукции. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, №3, Изд-во МГУ, 1972.
- Белинский Н.А., Истошин Ю.В.* Моря, омывающие берега Советского Союза. М., Военное издательство Министерства обороны СССР, 1956.
- Бискэ Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959.
- Бискэ Г.С.* Карельская АССР. — В сб.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР (к VIII конгрессу JNQUA). М., "Наука", 1969.
- Бискэ Г.С., Девятова Э.И.* Плейстоценовые трансгрессии на севере Европы. — В сб.: Антропогенный период в Арктике и субарктике. М., "Недра", 1965.
- Борисов А.А.* Климаты СССР. М., Учпедгиз, 1948.
- Буданов В.И.* Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М., "Наука", 1964.
- Буданов В.И., Медведев В.С.* Микроформы донного рельефа береговой зоны приливного моря. — "Труды Океаногр. комисс", т. XII, 1961.
- Введенский Л.И.* Рельеф южной части Кольского полуострова. — "Изв. геогр. об-ва", 1934, т. 66, вып. 6.
- Введенский Л.И.* Рельеф южной части Кольского полуострова. — Изв. геогр. об-ва", 1934, т.66, вып.6.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М., "Наука", 1967.
- Волков П.А.* Экспериментальные исследования механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. — "Труды Ин-та океанолог. АН СССР", т.76, 1965.
- Войтович В.С.* О глубинном надвиге зоны сочленения Свенофении и Карелии. — "Докл. АН СССР, 1973", т.211, № 2.
- Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. — "Труды ГИН АН СССР", вып.85, 1963.
- Геология СССР, т. II, ч. I. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Геологическая изученность СССР, т. I. Мурманская обл. Периоды 1929–1940; 1951–1955 и 1956–1960. Л., "Наука", 1964; 1966 и 1968.
- Говберг Л.И.* Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Онежского залива. — "Океанология", 1968, т. VIII, вып. 4.
- Говберг Л.И.* Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря. — "Океанология", 1970, т. 10, вып. 5.
- Говберг Л.И., Медведев В.С., Невеский Е.Н.* К вопросу о биостратиграфическом расчленении осадочных толщ Белого моря и основных этапах развития бассейна в голоцене. — "Бюлл. МОИП, отд. геол", 1974, т.49, №2.

- Голикова Г.С., Кривоносова Н.М., Медведев В.С., Назеева Р.А. Диатомовые водоросли во взвеси северной части Белого моря. — В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
- Горецкий Г.И. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения. — "Изв. Всесоюз. геогр. об-ва", 1951, т.83, №2.
- Горшко ва Т.И. Химико-минералогические исследования Баренцова и Белого морей. — "Труды Гос. океаногр. ин-та", вып. 2-3, 1931.
- Горшкова Т.И. Органическое вещество и карбонаты в осадках Белого моря. — "Материалы по комплексному изучению Белого моря", вып.1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Девятова Э.И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р.Онеги. Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Девятова Э.И. Архангельская область. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., "Наука", 1969.
- Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р.Мезени. Л., "Наука", 1964.
- Дерюгин К.М. Фауна Белого моря и условия ее существования. — Исследование морей СССР, вып. 7-9. Л., Изд. гос. Океанограф. ин-та, 1928.
- Джиноридзе Р.Н. Результаты применения диатомового анализа для донных осадков Белого моря. — Тезисы докладов совещания "Вопросы геоморфологии и геологии антропогена севера Европейской части СССР". Апатиты, 1972.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М., "Мысль", 1965.
- Емельянов Е.М. Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского п-ва Куршской косы (Балтийское море). — "Океанол. исслед.", №18, 1968.
- Забелина Э.К. Диатомы в осадках северной части Белого моря. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах и морях. М., "Наука", 1969.
- Зекель Я.Д. О пропущении Беломорско-Кулойского уступа (Беломорская гряда). — "Изв. геогр. об-ва", 1934, т.66, вып. 3.
- Зекель Я.Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейне Кулая и низовьев Мезени. — "Труды Сев. геол. управ.", вып.3, 1939.
- Земляков Б.Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936.
- Зенкович В.П. Промысловые карты грунтов губ Княжей, Вороньей, Белой. — "Труды ВНИРО", №5, 1938.
- Зенкович В.П. О размыве дна и берегов Мезенского залива. — Природа, 1939, № 4.
- Зенкович В.П. Берега Мезенского залива. — "Ученые зап. МГУ", 1941, вып.48, т. III.
- Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов, ч.I. Волновые процессы. — "Морской транспорт", 1946.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В.П. Потоки илистых наносов вдоль морских берегов. — "Изв. АН СССР, сер. геогр.", 1963, №6.
- Зенкович В.П., Ионин А.С., Каплин П.А. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", т.76, 1965.
- Изолкина Н.С. О возрасте песчано-глинистых пород Зимнего берега Белого моря. — "Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия", вып. 14. Госгеолтехиздат, 1956.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Некоторые результаты региональных исследований на побережьях морей Советского Союза. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", т.48, 1961.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Подводные исследования прибрежных осадков шхерного района. — В кн.: Развитие морских подводных исследований. М., "Наука", 1965.
- Калиненко В.В. Некоторые черты распределения химических элементов в осадках Белого моря. — "Докл. АН СССР", 1973, т.208, № 4.
- Калиненко В.В. Железо в осадках Белого моря. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Калиненко В.В., Морозов Н.П. Литий, калий, рубидий, цезий в осадках Белого моря. — "Докл. АН СССР", 1974, т.216, №1.
- Калиненко В.В., Невеский Е.Н. Железо, марганец, титан и другие элементы в мелководных осадках Белого моря. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
- Калиненко В.В., Невеский Е.Н., Гризик Л.Г. Формы железа в осадках Белого моря. — В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
- Калиненко В.В., Ратеев М.А., Хейров М.Б., Шевченко А.Я. Глинистые минералы в осадках Белого моря. — "Литология и полезные ископаемые", 1974, №4.
- Кальберг Э.А. Геологическое описание Онежского полуострова Л.-М., Гостоптехиздат, 1940.
- Каплин Т.Н. История многолетней мерзлоты Мезенского севера. — "Изв. АН СССР, сер. геогр.", 1969, № 2.
- Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Под редакцией Ю.А. Мещерякова. 1971.
- Кириченко Е.А. Распределение фораминифер в донных отложениях Белого моря.

- Тезисы докладов совещания "Вопросы геоморфологии и геологии антропогена севера Европейской части СССР". Апатиты, 1972.
- Кленова М.В.** Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кошечкин Б.И.** Голоценовые тектонические движения Кольского полуострова. — В кн.: Современные движения земной коры, № 4. М., 1968.
- Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первуни-ская И.А., Самсонова И.Я.** Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова. Л., "Наука", 1971.
- Кривоносова Н.М., Медведев В.С., Рате-ев М.А., Хейров М.Б.** Глинистые минералы во взвзях прибрежной зоны Белого моря. — "Изв. Высш. учебных заведений. Геология и разведка", 1974, №3.
- Лаврова М.А.** К геологии Онежского полуострова Белого моря. — "Труды геол. музея АН СССР", т. VIII, 1931.
- Лаврова М.А.** К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. — "Труды Геол. ин-та АН СССР", т. 3, 1933.
- Лаврова М.В.** О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины. — "Труды сов. секции Международной ассоциации по изучению четвертич. периода", т. I, 1937.
- Лаврова М.А.** Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврова М.А.** Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения западной Сибири. М., "Наука", 1968.
- Легкова В.Г.** К стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Сев. Двины. — "Материалы по четвертичной геолог. и геоморфологии СССР", вып. 42, № 3. Л., 1961.
- Лопатин Г.В.** Эрозия и сток наносов в Европейской части СССР и Сев. Кавказа. — "Изв. Всесоюз. геогр. об-ва", 1949, № 5.
- Лопатин Г.В.** Зоны мутности рек СССР. — "Вопр. геогр.", сб. 26. М., Географгиз, 1951.
- Лопатин Г.В.** Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.
- Лисицын А.П.** Методы сбора и исследований водной взвеси для геологических целей. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", т. 19, 1956.
- Люткевич Е.М.** Геология Канина полуострова. М.-Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Макиевский С.Н., Гуревич В.И., Николае-ва К.А., Яковлева Т.В.** К вопросу о геологическом строении дна Белого моря и шельфа южной части Баренцева моря. — В кн.: Геогр. аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей Л., Изд. Геогр. об-ва СССР, 1974.
- Малясова Е.С.** О стратиграфии донных осадков Белого моря (по палинологическим данным). — В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969.
- Малясова Е.С.** Палинология донных осадков Белого моря и ее стратиграфическое значение. — В кн.: Палинология голоцена. Л., 1971.
- Малясова Е.С., Спиридонова Е.А.** Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных осадков озер). — В кн.: История озер северо-запада. Л., 1967.
- Манько М.А.** Деградирует ли "вечная" мерзлота в районе г. Мезени? — "Изв. АН СССР", сер. геогр., 1958, №3.
- Марков К.К.** Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. — "Изв. геогр. об-ва", 1933, т. 65, вып. 5.
- Марков К.К.** Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. — "Изв. геогр. об-ва", 1935, т. 67, вып. 1.
- Максимов И.В.** О постоянных течениях в Горле Белого моря. — "Проблемы Арктики", 1938, вып. 2.
- Медведев В.С.** Краткий очерк динамики и морфологии западного побережья Белого моря. — "Труды Океаногр. комисс.", т. II, 1957.
- Медведев В.С.** Остаточные формы размыва рыхлых отложений на берегах Белого моря. — "Изв. АН СССР., сер. геогр.", 1959, №3.
- Медведев В.С.** Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны. — "Океанология", 1964, т. IV, вып. 2.
- Медведев В.С.** Вопросы динамики прибрежной зоны Мезенского залива Белого моря в связи с проектированием приливных электростанций. — В кн.: Геоморфология и литрология береговой зоны морей и др. крупных водоемов. М., "Наука", 1971а.
- Медведев В.С.** Подводные гряды Белого моря, их происхождение и роль в балансе песчаных наносов. — Тезисы докладов. XII научная конференция по изучению морских берегов. Вильнюс, 1971б.
- **Медведев В.С.** Схема литодинамики и баланс наносов северной части Белого моря. — В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
- Медведев В.С.** О темпе абразии берегов Белого моря в голоцене. — В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М., "Наука", 1976.
- Медведев В.С., Кривоносова Н.М.** Изучение количественного распределения взвеси в прибрежных водах Белого моря. — "Океанология", 1968, т. VIII, вып. 6.
- Медведев В.С., Кривоносова Н.М.** Распределение взвешенного вещества в Белом море. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и др. крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н.** Основные этапы осадкообразования в Белом море в верхнечетвертичное время. — В кн.: Гео-

- морфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971а.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н.* Новые данные об осадкообразовании в Белом море в поздне-последлениковое время. — Докл. АН СССР", 1971, т.200, № 16.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н.* О развитии осадкообразования в поздне-последлениковое время на Белом море — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., "Наука", 1971в.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н.* История развития бассейна Белого моря в поздне-последлениковое время. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- **Медведев В.С., Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А., Павлидис Ю.А.* Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова. — "Океанология", 1968, т.VIII, вып.2.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н., Говберг Л.И., Маласова Е.С., Джиноридзе Р.Н., Кириенко Е.А.* О строении и стратиграфическом расчленении донных отложений Белого моря. — В кн.: Сев. Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометиздат, 1970.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н., Говберг Л.И., Гракова И.В., Парунин О.Б.* Условия накопления и возраст донных отложений Белого моря. — Проблемы кореняции новейших отложений севера Евразии (Материалы симпозиума, Ленинград, март 1971). Л., 1971.
- Международная тектоническая карта Европы, 1964.
- Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
- Невесский Е.Н.* Условия образования повышенных концентраций полезных компонентов и их накопление в осадках прибрежно-шельфовой зоны моря. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны моря и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
- Невесский Е.Н.* Процессы морского седиментогенеза в голоцене у Терского побережья Кольского полуострова. — В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М., "Наука", 1976.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С.* Осадконакопление в Кандалакшском заливе в поздне-последлениковое время. — В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
- Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А.* Особенности накопления и распределения железа в осадках Кандалакшского залива и сопредельных участков Белого моря. — "Океанология", 1969, №4.
- Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А.* Особенности литологии и распределения осадков в авандельте Сев.Двины. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны моря и др. крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н.И.* Новейшие вертикальные движения Фенноскандии и динамики морских берегов. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений морской коры. Таллин, "Валгус", 1966.
- Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии Кольского полуострова и Карелии. — Бюлл. МОИП., отд. геол., 1967, №1.
- Николаев С.Д., Николаев В.И., Говберг Л.И.* Характер изменения температуры Белого моря в голоцене по изотопно-кислородным данным. — Тезисы докл.V Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов, ч.1. М., 1974.
- Никонов А.А.* Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и в смежных с ним районах. — "Изв. АН СССР, серия геогр.", 1965, № 6.
- Никонов А.А., Панасенко Г.Д.* О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. — В кн.: Современные движения земной коры. №1. 1963.
- Остроумов Э.А.* Железо в донных отложениях Охотского моря. — "Докл. АН СССР". 1955, т.102, № 1.
- Остроумов Э.А.* Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1955, № 5.
- Остроумов Э.А.* Распределение титана в отложениях Охотского моря. — "Геохимия", 1956, № 1.
- Паленичко З.Г.* Жизнь Белого моря. Петрозаводск. 1968.
- Плешивцева Э.С., Гриб В.П.* К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р.Северной Двины. — Докл. по геоморфологии и палеогеографии северо-запада Европейской части СССР. Л., 1965.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л.* Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей (по уровнемерным данным). — "Геоморфология", 1971, № 3.
- Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандианавского кристаллического щита. — "Труды 17 сессии междунар. геол. конгр.". т.2. 1939.
- Попов Б.А.* Формирование профиля подвального склона в условиях умеренных приливов. — "Труды Океаногр. комисс". т.XII, 1961.
- Постма Х.* Вещенное вещество в прибрежных морях и океанах. — "Труды Междунар. океаногр. конгр. (тезисы докл.)". М., "Наука", 1966.
- Рождественский А.Н.* Некоторые данные о приливо-отливных течениях в Горле Белого моря. — "Записки по гидрографии", 1931, т.66.

- Рейнке М.Ф. Гидрографическое описание северного берега России. СПб., 1849.
- Скопинцев Б.А., Крылова Л.П. Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза. — "Докл. АН СССР", 1955, т.105, №4.
- Спиридонова Е.А., Эйхгорн Г.Л. Новые данные по четвертичной геологии северо-западной части Белого моря. Тезисы докладов совещания "Вопросы геоморфологии и геологии антропогена севера Европейской части СССР". Апатиты, 1972.
- Справочные данные по режиму ветров и волнения на морях, омывающих берега СССР. Л., "Морской транспорт", 1962.
- Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. — "Изв.АН СССР", 1953, № 3.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Спиридонов М.А., Яковлев С.В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канина и бассейна р. Пензы. — "Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР", № 3. Л., 1961.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева А.Н. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — "Труды Геол. ин-та АН СССР", вып.23, 1959.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калининко В.В., Тихомирова Е.С., Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., "Наука", 1968.
- Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Под ред. Д.В. Наливкина. М., 1963.
- Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Под ред. Д.В.Наливкина. М., "Недра", 1965.
- Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. М.-Л., ГОНТИ, 1939.
- Тектоническая карта Евразии. М., "Наука", 1966.
- Тимонов В.В. К вопросу о гидрологическом режиме Горла Белого моря. — "Исследования русских морей", вып.1. Л., 1925.
- Тимонов В.В. Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождения его глубинных вод. — "Труды Гос. океаногр. ин-та", вып. 1/13, 1947.
- Толстихины Н.И. и М.М. Материалы к геоморфологии Онежско-Двинского междуречья. — "Изв. геогр. об-ва", 1935, т.67, вып.3.
- Чухотин П.С., Лонгинов В.В., Медведев В.С. Песчаные гряды и волны на шельфе приливных морей. — "Океанология", 1972, т. XII, №3.
- Чувардинский В.Г. О роли припайных льдов в образовании валунных отложений на примере Кандалакшского залива Белого моря. — В кн.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1966.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1946, №1.
- Щербаков Ф.А., Невеский Е.Н., Глаголева З.А. Литология прибрежно-морских песков юго-западного и южного побережья Кольского полуострова. — "Комплексные исследования природы океана", вып.3. Изд-во МГУ, 1972.
- Шостакович В.Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря. — "Изв. Всесоюз. геогр. об-ва", 1944, т.76, вып.4.
- Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — "Советская геология". 1966, №5.
- Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., "Наука", 1973.
- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968.
- Яковлев С.А. К вопросу о Иольдиевом море в Балтике и соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. — "Изв. геогр. об-ва", 1934, т.66, вып.2.
- Яковлев С.А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. — "Бюлл. АН СССР", 1947, №9.
- Biscaye P.E. Mineralogy and Sedimentation of the Deep-Sea Sediment Fine Fraction in the Atlantik Ocean and Adjacent Seas and Oceans. — Geochemistry Techn. Report 8, Dep. Geol. Yale Univ., 1964.
- Bubnoff S.W. Fennosarmatia. Berlin, 1952.
- Gregory I.W. The Nature and Origin of Fiords. London, 1913.
- Kääriäinen E. Land uplift in Finland computed by the aid of precise levellings. — "Fennia", 1964, v. 89, N 1.
- Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. — "Fennia", 1898, Bd. 16, N 1.
- Ramsay W. Beiträge zur Geologia der rezenten und pleistozänen Bildungen der Halbinsel Kainin. — "Fennia", 1904, Bd. 21, N 7.
- Sauramo M. The Mode of the Land Upheaval in Fennoscandia during Late Quaternary. — Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande, 1939, N 13.
- Smith F.D. Geomorfology of Sand Ridge. — J. Geol., v. 77, N 1, 1969.
- Stride A.H. Current — Swept Sea Floors Near the Southern Half of Great Britain. — J. Geol. Soc. London, v. 119, 1963.
- Off F. Rhythmic Linear Sand Bodies Couased by Tidal Currents. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 47, N 2, 1963.
- Sudo T., Oimma K., Kobayashi K. Mineralogical Problems Concerning Clay Mineral Analysis of Sedimentary Rocks. — Acta Univ. Carolinae. Praha, 1961.
- Weaver C.E. Geologic Interpretation of Argillaceous Sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, 1958.
- Schulz L.G. Quantitative Evaluation of the Kaolinite and Illite in Underclays. — Proc. 7th Nat. Conf. Clay Minerals. London, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава I</i>	
Общая физико-географическая характеристика и геологическое строение Беломорского региона	6
Положение, морфометрия, рельеф дна, глубины	—
Особенности климата и гидрологического режима	8
Тектонические структуры и дочетвертичная геология	11
Четвертичные отложения	12
Характер новейших и современных тектонических движений	16
<i>Глава II</i>	
Роль морфо- и литодинамических процессов прибрежной зоны и шельфа в седиментогенезе	19
Типы и характер берегов Белого моря	—
Абразия берегов как один из основных источников поступления терригенного обломочного материала в Белое море	27
Роль материкового стока в питании Белого моря терригенным материалом	36
Схема литодинамики и баланс наносов прибрежной зоны и шельфа	38
Количественное распределение минеральной взвеси	44
<i>Глава III</i>	
Литологическая характеристика современных осадков	52
Группы осадков	—
Распределение гранулометрических фракций осадков	58
Распределение глинистых минералов в осадках	62
<i>Глава IV</i>	
Фациально-генетическая характеристика осадков	68
Фации осадконакопления	—
Некоторые данные об особенностях формирования современных осадков	74
<i>Глава V</i>	
Геохимическая характеристика современных осадков	77
Распределение концентраций элементов по литологическим группам осадков	—
Компоненты органического происхождения в литологических группах осадков	82
Изменение содержаний химических элементов и органогенных компонентов осадков на площади дна моря	84
Некоторые результаты геохимического изучения осадков	99
<i>Глава VI</i>	
Биостратиграфическое расчленение осадочных толщ Белого моря	103
Общие данные о литологии осадочных толщ	—
Комплексный биостратиграфический анализ колонок	104
<i>Глава VII</i>	
Осадки и условия их накопления в Кандалакшском заливе	113
Строение осадочной толщи и история развития Кандалакшского залива	114
Распределение в осадочных толщах основных химико-минералогических компонентов	124

Глава VIII

Осадки и условия их накопления в районе Терского берега 126
Строение осадочной толщи и верхнечетвертичная история побережья —
Распределение в осадочной толще основных химико-минералогических компонентов . . 136

Глава IX

Осадки и условия их накопления в Онежской губе 142
Строение осадочной толщи и история развития района —
Распределение в осадочной толще основных химико-минералогических компонентов . . 162

Глава X

Осадки и условия их накопления в Двинской губе 168
Строение осадочной толщи и история развития района —
Распределение в осадочной толще основных химико-минералогических компонентов . . 186

Глава XI

Осадки и условия их накопления в центральной части моря (Бассейна) 192
Строение осадочной толщи и история развития Бассейна —
Распределение в осадочной толще основных химико-минералогических компонентов . . 205

Глава XII

Общие черты развития Беломорского бассейна и осадкообразование в поздне – после-
ледниковое время. 213
История развития Белого моря. —
Закономерности распределения в осадочной толще отдельных компонентов 221
Литература 230

**Евгений Николаевич Невесский, Владимир Сергеевич Медведев,
Валерий Васильевич Калининко**

БЕЛОЕ МОРЕ

Седиментогенез и история развития в голоцене

Утверждено к печати Институтом океанологии АН СССР

Редактор *Л.Г. Васютинская*. Художник *Г.Г. Михайчев*

Художественный редактор *Н.Н. Власик*. Технический редактор *Н.А. Посканная*

Подписано к печати 26/1–77 г. Т–03817. Усл.печ.л. 20,7 + 0,8 вкл. Уч.-изд.л. 23,7. Формат 70 x 108 1/16
Бумага офсетная № 1. Тираж 650 экз. Тип.зак. 1635. Цена 2 р. 52 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12
