

В.П.МЕЛЬНИКОВ В.И.СПЕСИВЦЕВ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА  
БАРЕНЦЕВА  
И  
КАРСКОГО  
МОРЕЙ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В.П. МЕЛЬНИКОВ В.И. СПЕСИВЦЕВ

ИНЖЕНЕРНО-  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА  
БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО  
МОРЁЙ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
*Н.М. Давиденко*



НОВОСИБИРСК  
“НАУКА”  
СИБИРСКАЯ ИЗДАТЕЛЬСКАЯ ФИРМА РАН  
1995

УДК 551.343  
ББК 18.4.8  
М48

Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. — Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1995. — 198 с. [1,5] л. вкл.  
ISBN 5—02—031193—6.

В монографии предложен детальный анализ и сделано первое обобщение оригинальных данных, полученных в 1982—1995 гг., о закономерностях распространения, составе, строении и эволюции многолетнемерзлых пород Баренцево-Карского шельфа. Даны подробная характеристика криолитозоны наиболее перспективных нефтегазовых месторождений. Приведены новые данные о происхождении крупных ледяных массивов, залегающих вблизи поверхности морского дна. Рассмотрены палеогеографические особенности региона в верхнем плейстоцене.

Книга рассчитана на специалистов в области разведки и эксплуатации нефтегазовых месторождений, а также геокриологов, морских геологов, океанологов и студентов вузов.

Табл. 13. Ил. 66. Библиогр.: 208 назв.

In the monography detailed study is offered and first generalization of original data about regularities of permafrost distribution, structure, composition and evolution of the Barents-Kara shelf is made.

Detailed characteristics of the most perspective oil and gas deposits of cryolitozone is given. New data of the origin of large ice arrays, occurring near to a surface of marine bottom are adduced. Paleogeographical peculiarities of the region in upper Pleistocene are considered.

The book is intended for the experts in the field of investigation and maintenance of oil and gas deposits, geocryologists, marine geologists, oceanologists, students.

Утверждено к печати  
Институтом криосферы Земли СО РАН

Р е ц е н з е н т ы  
кандидат геолого-минералогических наук Л.П. Беляков  
кандидат географических наук В.Л. Телицын

Книга издана при финансовой поддержке  
Сибирского отделения РАН

М 2503010100—022 127—96 I полугодие  
042(02)—95

ISBN 5—02—031193—6

© В.П. Мельников,  
В.И. Спесивцев, 1995  
© Российской Академии  
наук, 1995

Памяти академика  
Павла Ивановича Мельникова

## Введение

Шельф Баренцева и Карского морей вызывает все возрастающий интерес и становится объектом международного сотрудничества в силу ряда обстоятельств, в частности наличие крупных нефтегазовых месторождений — Штокмановского, Русановского, Харасавйского и др. Продолжаются работы по выявлению новых нефтегазовых структур в различных районах этих морей. Начинаются поисково-разведочные работы на шельфе в морях восточного сектора Арктики России.

В пределах арктических морей развита криолитозона сложного строения, представленная многолетнеохлажденными (несцементированными льдом) и многолетнемерзлыми породами, часто очень листистыми, неглубоко залегающими от поверхности морского дна.

Распространение, мощность, состав, криогенное строение и температура криогенных пород на Баренцево-Карском шельфе изучены недостаточно. Имеющиеся литературные сведения о криолитозоне шельфа базируются в основном на косвенных и расчетных данных и носят прогнозный характер.

Изучение криолитозоны арктического шельфа имеет не только важное научное значение с точки зрения общих и частных закономерностей ее эволюции при взаимодействии с оксигеном, но и большую практическую значимость.

Субаквальная криолитозона определяет инженерно-геологические условия, знание которых необходимо для технико-экономического обоснования, проектирования, строительства и эксплуатации инженерных объектов нефтегазового комплекса.

Познание закономерностей строения и развития криолитозоны в прибрежной зоне необходимо для объяснения тех или иных процессов и явлений, протекающих в субаквальной мерзлой толще, и их прогноза. Кроме того, мерзлые породы, обладающие высокими сейсмическими скоростями, искажают спектральную волновую картину сейсмограмм, при интерпретации которых могут быть выделены ложные положительные структуры, поэтому учет криогенного фактора позволит исключить постановку на них поисково-разведочного бурения.

Проведение глубокого разведочного бурения, предстоящее обустройство нефтегазовых месторождений, проектирование протяженных подводных трубопроводов и других инженерных объектов предопределили постановку и проведение морских инженерно-геологических работ как непосредственно на нефтегазовых площадках, так и в районах, которые будут вовлечены в сферу хозяйственной деятельности.

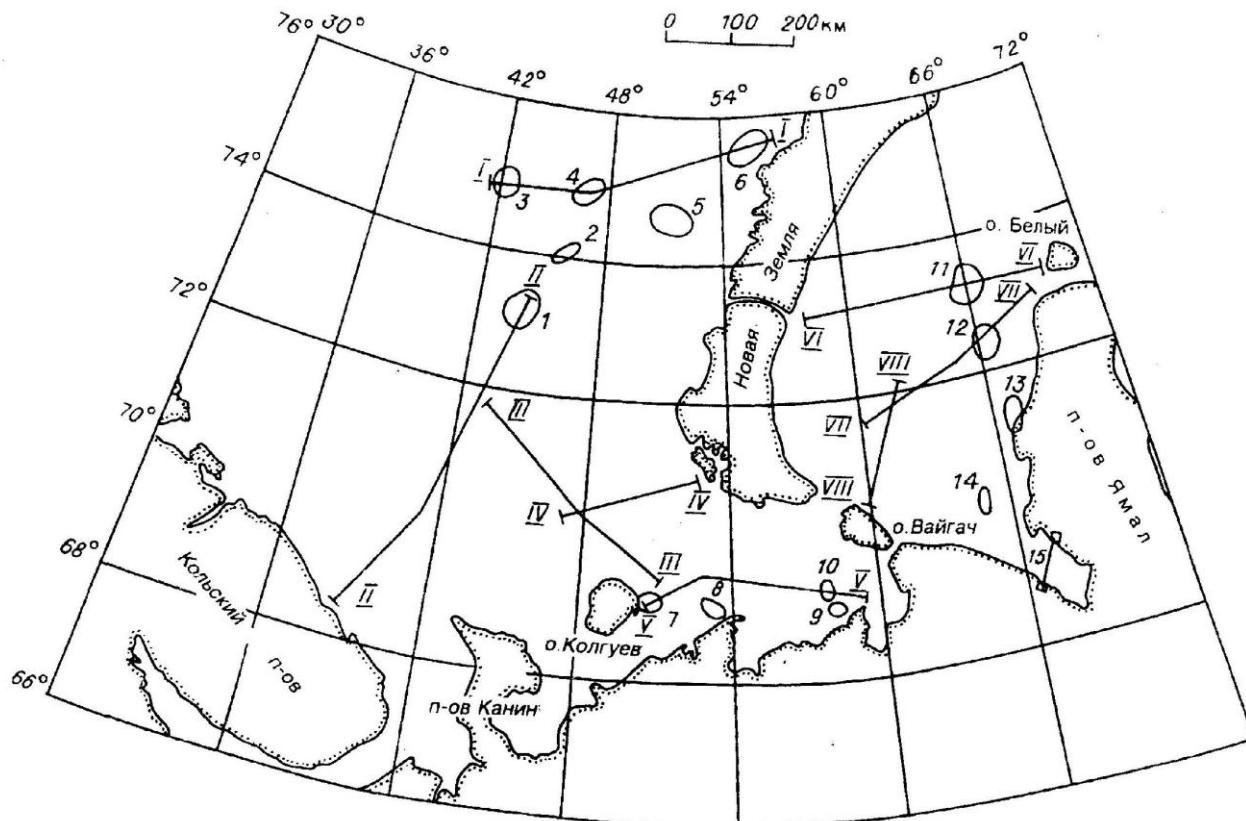


Рис. 0.1. Схематическая карта местоположения региональных сейсмоакустических профилей (показаны римскими цифрами) и основных нефтегазоносных площадей.

1—14 — площади: 1 — Штокмановская, 2 — Ледовая, 3 — Ферсмановская, 4 — Лудловская, 5 — Крестовая, 6 — Адмиралтейская, 7 — Восточно-Колгуевская, 8 — Поморская, 9 — Варандейская, 10 — Приразломная, 11 — Русановская, 12 — Ленинградская, 13 — Харасавэйская, 14 — Западно-Шараповская; 15 — трасса проектируемого газопровода.

Для выполнения поставленных задач в 1980 г. в г. Мурманске была организована Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция (АМИГЭ), которая в течение 15 лет проводит исследования в различных районах Баренцева и Карского морей. Основная задача этих работ — изучение инженерно-геологических условий нефтегазоносных площадей, подготавливаемых к глубокому бурению и обустройству. При исследованиях применяется комплекс методов, включающий бурение инженерно-геологических скважин с полным отбором керна, пробоотбор донных грунтов легкими техническими средствами (ЛТС), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидролокацию бокового обзора (ГЛБО), геотехнические исследования в скважинах, лабораторные испытания грунтов. Проводятся также гидрометрологические и литодинамические работы. Большое внимание уделяется строению четвертичных отложений и их прочностных и водно-физических свойств. Геокриологические исследования имеют в основном попутный характер. Несмотря на установленные многолетнемерзлые породы в пределах ряда нефтегазоносных площадей Баренцево-Карского шельфа, изучение криолитозоны фактически ограничивается визуальной констатацией состояния грунта (талос, мерзлос), а полученные материалы о криолитозоне не находят должного отражения в технических отчетах и литературе.

В настоящей работе предложено первое, в какой-то мере предварительное, обобщение полевых и фоновых материалов, проливающих свет на инженерно-геологические и геокриологические условия региона. Они получены в различных районах шельфа (рис. 0.1). На ключевых участках проведены исследования, детально характеризующие закономерности строения и эволюции криолитозоны.

В книге главы 4 и 5 написаны совместно с С.И. Рокосом, разделы 6.2, 6.3 — с А.Г. Дlugачем, 7.1.4 — с С.Н. Куликовым.

Авторы отдают себе отчет в том, что создание настоящей книги было бы невозможным без поддержки Российского фонда фундаментальных исследований и содействия руководства Арктической морской инженерно-геологической экспедиции в лице ее директора кандидата геолого-минералогических наук И.И. Гриценко, главного геолога В.Н. Бондарева, начальника геофизической партии С.М. Клещина и плодотворного сотрудничества с коллегами по экспедиции.

Особо благодарны авторы доктору геолого-минералогических наук Н.М. Давиденко, взявшему на себя труд по научному редактированию монографии.

## Инженерно-геологическая изученность региона

Состояние изученности криолитозоны шельфа достаточно полно освещено А.И. Фартышевым [1993], поэтому мы коснемся лишь основных ее положений, спроектированных на регион.

Первые представления о субаквальной криолитозоне базировались на теоретических построениях [Blak, 1954], хотя еще в прошлом веке появились, по существу, прямые доказательства наличия субаквальных многолетнемерзлых пород — упоминания об участках “мерзлого морского дна” [Раггу, 1821]. Исследователи полагали, что массивы многолетнемерзлых пород мощностью до первых сотен метров в Арктике достаточно вероятны даже на удалении от берега в десятки километров.

Более надежные сведения о донных осадках морей западной части Арктики получены сотрудниками организованного в 1921 г. Плавучего морского института. Со временем они пополнялись и уточнялись экспедиционными работами прежде всего Научно-исследовательского института геологии Арктики, а также Гидрографического отдела Северного флота, подразделений Гидрометеослужбы СССР, Биологического института Кольского филиала АН СССР и других организаций [Сакс, 1953; Назинцев, 1964; Жигарев, 1984; Никифорова и др., 1969; Чеховский, 1972; Дибнер, 1973; Захаров, 1976; Погребицкий, 1976; Судальский, 1976; Такки, Буйваленко, 1976].

До 1964 г. самые общие геокриологические сведения фиксировались при среднемасштабном геологическом картировании, которым были охвачены о-ва Новая Земля, Вайгач, Пай-Хой и п-ов Таймыр. Об остальных районах шельфа и прилегающей суши приходилось судить по материалам мелкомасштабных геолого-съемочных работ, содержащих лишь общеклиматические данные.

Значительным импульсом повышенного интереса геологов к шельфу Арктики послужило развертывание Соединенными Штатами Америки и Канадой поисково-разведочного бурения на нефть и газ у берегов Аляски.

Кроме того, в 1967 г. в нашей стране на п-ове Ямал геолого-разведочными работами НПО “Главтюменьгеология” установлена промышленная нефтегазоносность меловых (валанжин-сеноманских) и юрских отложений. Со временем в этом районе разведаны крупные месторождения, такие как Харасавэйское, Бованенковское и др. Параллельно были получены обнадеживающие результаты и на акватории Баренцева моря.

Все это стимулировало начало принципиально нового этапа геологических и сопутствующих им исследований на шельфе Арктики. Он ознаменовался

постановкой Министерством геологии и охраны недр СССР, а также Министерством нефтяной и газовой промышленности СССР систематических геофизических работ (грави-, сейсмо-, магниторазведка и др.) и организацией глубокого нефтегазопоискового бурения. Одновременно Министерством геологии и охраны недр СССР в ряде областей Арктики проводились научно-исследовательские и морские геолого-геофизические поисково-съемочные работы на золото, олово и другие полезные ископаемые. В процессе их выполнения накапливались инженерно-геологические и геокриологические сведения.

Главным исполнителем непосредственно инженерно-геологических (в том числе и геокриологических) исследований региона стала организованная в 1972 г. Комплексная морская арктическая экспедиция научно-производственного объединения "Севморгео". Полученные ею и другими организациями, в сущности, рекогносцировочные данные о рельефе дна, специфике донных отложений и других особенностях Баренцево-Карского шельфа в 1973—1974 гг. обобщены Ю.Г. Самойловичем, Ю.В. Кириловым и др.

Значимым событием явилось обнаружение в 1975 г. в результате геолого-геофизических работ НПО "Севморгео" в юго-западной части Карского моря положительных структур (Русановской и Ленинградской), находящихся на продолжении нефтегазоносных площадей Ямальского полуострова. С этого времени силами "Севморгео" систематически проводятся геологические исследования площадей, перспективных (по геолого-геофизическим данным) на нефтегазовые месторождения. Они включают эколотирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, донное опробование.

В 1976 г. сотрудниками "Севморгео" и "ВНИИморгео" проведены достаточно детальные инженерно-геологические работы в створе дюкерного перехода проектируемого через Байдарацкую губу газопровода Ямал — Центр.

Первые геокриологические исследования в регионе выполнены в 1978—1981 гг. под руководством Н.Ф. Григорьева отрядом Игарской мерзлотной станции Института мерзлотоведения СО АН СССР. Н.Ф. Григорьев [1982, 1987] предложил выделять (на шельфе Карского моря) два типа субаквальных многолетнемерзлых пород: континентально-абразионный и континентально-погруженный.

С 1980 г. Комплексная морская инженерно-геологическая экспедиция (позже переименованная в Мурманскую арктическую геологическую экспедицию — МАГЭ) "Севморгео" выполнила геологическую съемку листов R-36, -37, -38; S-39, -40; T-39, -40 в масштабе 1:1 000 000. Силами этой экспедиции в 1981—1982 гг. в береговой зоне п-ова Ямал на Харасавэйской нефтегазоносной площади пробурен ряд неглубоких скважин.

Одновременно на приморской суше Харасавэйской площади Лобнинской геолого-разведочной экспедицией пройдена скв. КТС-8 глубиной 270 м со сплошным отбором керна на детальные исследования (гранулометрические, определение физико-химических свойств грунтов, геохимические анализы, микрофаунистические определения и т.п.). Полученные материалы послужили основой для стратиграфических построений и последующей интерпретации сейсмоакустических материалов.

В 1982—1985 гг. силами объединения "Союзморинженергеология" проводилось рекогносцировочное геолого-геофизическое изучение шельфа Карского моря с детализацией на площадях проектируемых буровых работ. Исследования базировались главным образом на сейсмоакустическом профилировании, эколотировании и опробовании донных отложений легкими техническими средствами (ЛТС) по профилям через 10—20 км. Пробы

донных осадков подвергались лабораторным исследованиям, включавшим изучение физико-механических свойств грунтов, анализ водных вытяжек, химического и минералогического состава воды и льдов, определение содержания органики, микрофаунистические и другие исследования. В итоге были составлены карты инженерно-геологических условий и районирования шельфа юго-западной части Карского моря масштаба 1:1 000 000.

В 1983 г. Арктический нефтегазоразведочной экспедицией ПГО "Архангельскгеология" на о. Белый пробурена скв. 1 глубиной 3500 м. Она вскрыла мощную толщу меловых отложений (на глубине 350—3500 м) с притоком нефти.

В 1985 г. ВМНПО "Союзморгео" проведены детальные сейсморазведочные работы на Русановской площади с целью подготовки площадки для глубокого морского бурения. Результаты этих исследований позволили построить схематические структурные карты масштаба 1:100 000 по основным отражающим горизонтам.

С организацией в 1980 г. в г. Мурманске Арктической морской инженерно-геологической экспедиции (АМИГЭ) начался существенно новый этап в изучении инженерно-геологических условий Баренцево-Карского шельфа. В 1980—1986 гг. этой экспедицией проведена инженерно-геологическая съемка Ленинградской (масштаба 1:100 000) и Русановской (1:50 000) нефтегазоносных площадей. Параллельно детально исследованы площадки (3×3 км) Русановская-1 и Русановская-2, где выделено соответственно три и два сейсмостратиграфических комплекса. Между этими площадками выполнены инженерно-геологические исследования по региональным профилям с эхолотированием, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и донным опробованием грунтов и их загазованностью.

В процессе инженерно-геологических изысканий, проводившихся в 1981—1988 гг. на перспективных площадях Харасавэйской, Ленинградской, Русановской и в контурах трассы проектируемого газопровода в Байдарацкой губе, в ряде случаев бурением обнаружены мерзлые грунты, включающие залежи пресных подземных льдов. Кроме того, геофизическими работами установлены признаки широкого распространения изменений разреза, обусловленных процессами промерзания-протаивания грунтов и их загазованностью.

В 1986 г. инженерно-геологические исследования на шельфе были подкреплены бурением скважин со специализированного судна "Бавенит" и многоканальным сейсмоакустическим профилированием с целью определения скоростных характеристик разреза, необходимых при прогнозировании физико-механических свойств грунтов. В этом же году для обнаружения субаквальных многолетнемерзлых пород широко применялся метод непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП).

В 1987 г. ПО "Арктикоморнефтегазразведка" в восточной части Русановской площади была пробурена первая поисковая скважина. Она достигла глубины 2550 м и вскрыла аптские отложения. Все вскрытые в разрезе коллекторы водонасыщены, кроме 8-метрового горизонта песков в кровле сеномана на глубине 1253—1261 м. Вторая поисковая скважина, пробуренная в 1988 г. на участке северного купола Русановской структуры, достигла глубины 2373 м и остановлена в нижнемеловой толще (аптском ярусе). Этой скважиной вскрыты: один продуктивный пласт сеноманского возраста (на глубине 1273—1288 м), десять продуктивных пластов аптского возраста и четыре предположительно продуктивных пласта (глубина 1592—1710 м) в альбской толще.

На основании данных, полученных по этим скважинам, с учетом геологической информации о нефтегазоносности п-ова Ямал сделан вывод о том, что на Русановской структуре в сеноман-аптской толще локализовано крупное газоконденсатное месторождение с запасами порядка 4—5 трлн м<sup>3</sup>.

В 1990 г. Арктической морской инженерно-геологической экспедицией проведены изыскания на площадках скважин глубокого бурения Русановская-5 и Русановская-6. Они включали акустические методы, бурение с геотехническими исследованиями грунтов в естественных условиях залегания и с отбором керна с последующими традиционными лабораторными анализаами.

Таким образом, в настоящее время инженерно-геологические и мерзлотные исследования Баренцево-Карского шельфа необходимы как для проведения поисково-разведочного бурения, так и для подготовки к эксплуатации перспективных нефтегазовых месторождений, к которым в Баренцевом море относятся Штокмановское, Приразломное, Варандейское, Поморское и др.

К важнейшим на шельфе Карского моря принадлежат Русановское, Ленинградское, Харасавэйское и другие газоконденсатные месторождения со значительными запасами газоконденсата. Первые два находятся на удалении более 100 км от западного берега п-ова Ямал. Глубина моря в их пределах от 75 до 150 м.

Для оценки геокриологических условий отмеченных месторождений и прилегающих к ним районов, кроме инженерно-геологических изысканий, важное значение имеют выполненные исследования теплового потока [Цибуля, Левашевич, 1992], результаты которых свидетельствуют, что северо-запад п-ова Ямал и прилегающая к нему акватория Карского моря характеризуются повышенными тепловыми потоками (>70 мВт/м<sup>2</sup>). Еще более высокие тепловые потоки (до 80 мВт/м<sup>2</sup>) установлены в Южно-Баренцевской впадине.

Метеорологическая изученность региона обеспечивается функционированием береговых гидрометстанций, а также систематическими наблюдениями специализированных судов и попутными наблюдениями с различных плавсредств. Узловыми береговыми метеостанциями являются: "Маре-Сале" и "Харасавэй", основанные в 1953 г., а также действующая с 1933 г. метеостанция на о. Белый. Показатель пространственной освещенности между этими станциями по большинству метеорологических элементов невысок.

За ледовым режимом, кроме береговых гидрометеорологических станций, ведут наблюдения судовые гидрометеорологические экспедиции, ледоколы и транспортные суда, а также специальная авиация и космические спутники.

Надо иметь в виду, что инструментальные наблюдения за течениями в Карском море начаты в 1899 г. До 1917 г. произведено несколько десятков суточных и полусуточных станций в основном гидрографической экспедиций Северного Ледовитого океана с судов "Таймыр" и "Вайгач". Течения изменились только в слое 0—2 м. С 1931 по 1940 гг. применялись автономные буйковые станции. Но основное количество станций имели продолжительность около 1—5 сут, что совершенно недостаточно для надежного определения скорости и направления течений [Назинцев, 1964; Захаров, 1976; Аксенов, Дунаев, 1987].

Биологические исследования края начаты лишь в последнее время и главным образом применительно к проблемам рыбного хозяйства [Экология..., 1989]. Большим достижением в этом отношении является создание в 1994 г. на севере Берингова моря и архипелага Земля Франца-Иосифа природного заказника федерального значения. Куже обстоит дело с эко-

логическими исследованиями, которые фактически не проводились. В этой связи большой интерес представляют результаты Международной морской экспедиции, проведенной 1993 г. в Карском море на научно-исследовательском судне "Дмитрий Менделеев" [Лисицын, Виноградов, 1994]. Было установлено, что в Карском море выделяются восточная и западная фациальные области. Для первой из них главным источником осадочного материала служит вынос рек Оби, Енисея и других водотоков. В донных осадках влияние речных вод отмечается до бровки шельфа ( $76^{\circ}$  с.ш.). Западная же фациальная зона характеризуется накоплением материала, мобилизованного береговой абразией, особенно интенсивной в Байдарацкой губе.

А.П. Лисицын и М.Е. Виноградов, обобщая предварительные результаты, полученные этой экспедицией, подчеркивают, что в морях Карском и Лаптевых берет свое начало трансарктическая ветвь дрейфа льдов через Северный полюс к берегам Гренландии и Северной Америки. В этой связи следует отметить, что загрязнение арктических морей России может влиять на экологическую обстановку в глобальном масштабе [Лисицын, Виноградов, 1994].

Согласно данным, полученными Международной морской экспедицией, область смешивания морских и речных вод представляет собой так называемый маргинальный фильтр. Он обуславливает лавинное осаждение выносимого реками материала. В пределах маргинального фильтра Карского моря откладывается 90–95 % взвешенных и 20–40 % растворенных в воде веществ [Лисицын, Виноградов, 1994].

Кроме того, материалы экспедиции указывают на довольно высокую способность Новоземельского желоба и других подобных прогибов "удерживать" и захоронять попадающий в их контуры материал, в том числе и радиоактивных отходов. Данный вопрос заслуживает дальнейших уточнений и особого внимания экологов.

Надо иметь в виду и то обстоятельство, что в атмосферных водах и атмосферных взвесях в этом регионе зафиксированы кислотные дожди с высоким содержанием тяжелых металлов, присущих рудам Норильского горно-обогатительного комбината.

Таким образом, накопленные к настоящему времени фактические данные свидетельствуют об исключительной актуальности дальнейших комплексных исследований шельфа Баренцева и Карского морей. Они не только позволяют рационально осваивать перспективные месторождения углеводородов региона, но и будут иметь большое значение для успешной координации международных исследований, необходимых для решения глобальных экологических проблем.

## Глава 2

---

### Методика выполнения анализируемых исследований

Проводившиеся в регионе морские геолого-геофизические работы охватывали предполевые обобщения геолого-географических и других материалов по приморской суше и островам, а также специализированный анализ морских карт с предварительным районированием морского дна по морфологии и глубинам его залегания.

Комплекс непосредственно морских геолого-геофизических исследований включал:

- непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), частично сопровождавшееся многоканальными скоростными зондированиями;
- инженерно-геологическое бурение и геотехнические испытания в скважинах, а также геокриологические исследования;
- опробование верхней части разреза легкими техническими средствами;
- гидрометеорологические и литодинамические работы.

#### 2.1. Бурение инженерно-геологических скважин и техника отбора проб

Бурение осуществлялось со специализированного судна "Бавенит", оборудованного буровой установкой фирмы "Вирт" (ФРГ) с компенсатором вертикальной качки и системой динамической стабилизации судна в точке бурения.

Бурение по мягким грунтам производилось с помощью вдавливаемого пробоотборника, представляющего собой тонкостенный стальной стакан длиной 1 м и диаметром 70 мм.

Проходка по тугопластичным, твердым и щебнистым грунтам осуществлялась вращательным колонковым способом. В качестве породоразрушающего инструмента служило твердосплавное долото. При бурении колонковым способом забой скважин промывался морской водой. Применяемые способы бурения позволяли получать керн с не нарушенной структурой.

## 2.2. Акустические исследования

На Русановской и Ленинградской площадях, а также на некоторых других участках выполнены модификации акустического профилирования. Главная из них — одноканальное профилирование. Оно обеспечивалось аппаратурой САК-2 (до 1988 г.), а позже САК-3, представляющими собой последовательные и в значительной степени однотипные разработки сейсмоакустической станции СКБ «Союзморинженергеология» (г. Рига). Эта аппаратура имела электроискровое излучение («спаркер»), два приемных канала и буферную память, позволяющую, помимо аналоговой обработки, осуществлять некоторые простейшие процедуры цифровой обработки в реальном времени. Информация регистрировалась в виде временных разрезов на электрохимической бумаге факсимильным аппаратом.

Акустические работы на детальных площадках выполнялись в высокочастотном (1—1,5 кГц) варианте с глубоким буксированием излучателя и приемного устройства, что позволяло добиться разрешения по глубине разреза грунта 1,4—1,5 м. Глубина освещения разреза в этом варианте, как правило, не превышала величины заглубления сейсмической ксы, например на площадке разведочной скв. 103 глубина воды 60—70 м, глубина освещения разреза 25—30 м, а на Русановской детальной площадке № 3 — около 40 м. Иногда качество изображений заметно снижалось из-за нестабильности глубины буксирования излучателя (из-за плавающих льдов) и близости ее к половине глубины воды (из-за недостаточной глубины воды), что приводило к наложению на полезную часть изображения реверберационных волн от поверхности воды.

Применялся также низкочастотный вариант с приповерхностной буксировкой излучателя и приемного устройства, позволивший достичь глубинности освещения разреза до 100 м, при разрешении 2—3 м. В качестве примера на рис. 2.1 показаны фрагменты временных разрезов, полученные при разных частотах излучения.

Анализ сейсмоакустических исследований показал, что, несмотря на высокое качество временных разрезов (НСП), их трудно интерпретировать вследствие сложного рисунка записи. На временных разрезах, в частности Русановской и Ленинградской площадей, в плейстоценовых и палеогеновых породах наблюдаются ярко выраженные отражающие горизонты в виде слоистой записи, которые по латерали резко обрываются, формируя своеобразные «окна». Такую форму записи называют зонами отсутствия сейсмической корреляции. Рисунок записи в них крапчатый либо осветленный, с отдельными фрагментами выпуклых прерывистых отражающих границ. В таких зонах также отмечаются группы мелких и крупных антиклинальных складок, вершины которых подходят к подошве верхнеплейстоцен-голоценовых осадков. Поверхность морского дна над такими участками как бы всучена на 3—5 м.

Другим важным элементом рисунков сейсмограмм НСП являются *V*-образные замкнутые, заполненные осадками «палеоврезы» и плоские озеро-подобные котловины, хорошо выраженные на морском дне. Сейсмозапись в пределах этих форм также в основном осветленная и крапчатая. Над отдельными «палеоврезами» поверхность всучена на 2—3 м. В бортах котловин наблюдаются резкий изгиб отражающих границ вверх и прослеживаются мелкие группы антиклинальных складочек.

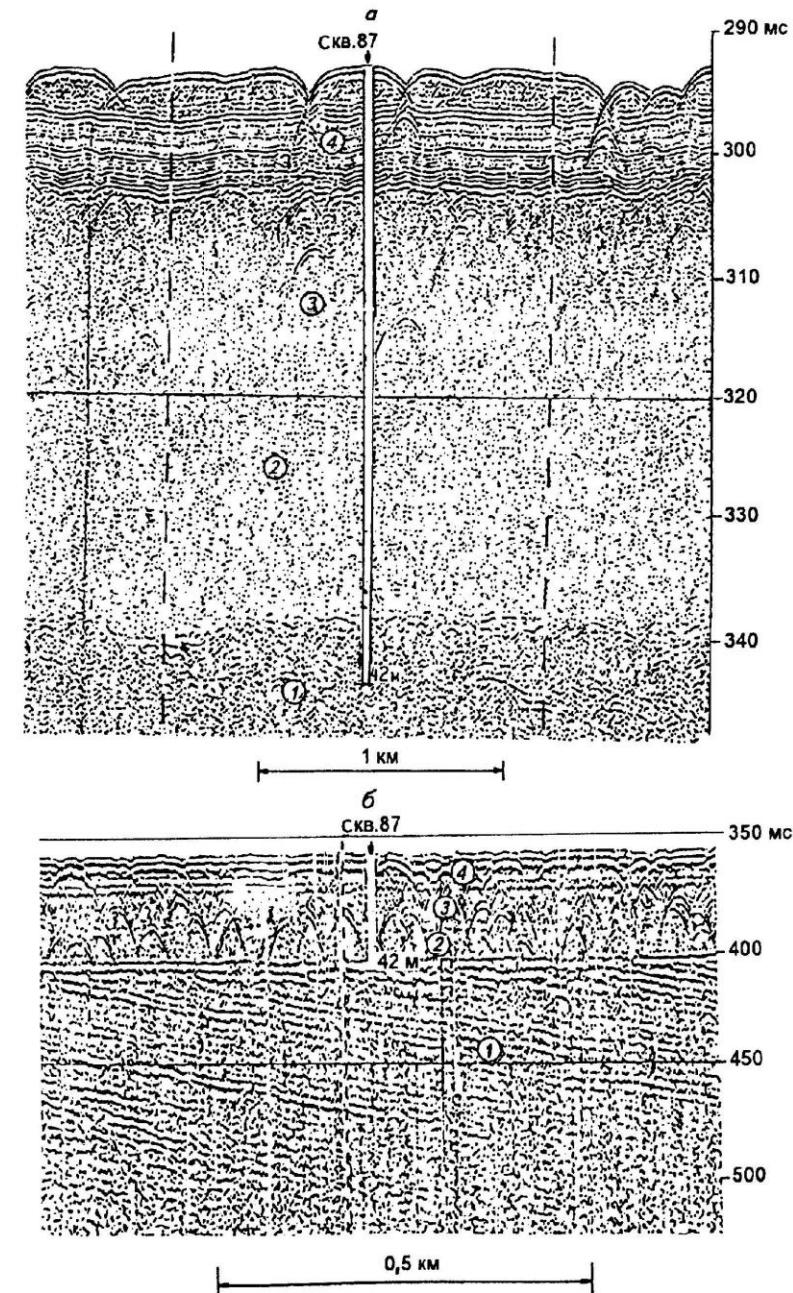


Рис. 2.1. Характер отражения на временных разрезах (НСП) сейсмоакустических комплексов в низко- (а) и высокочастотном (б) вариантах.  
1—4 (в кружках) — соответственно сейсмостратиграфические комплексы меловых, нижне-, средне- и верхнеплейстоценовых пород.

Отмеченные особенности сейсмограмм нами предположительно обосновывались криогенными факторами, наложившими глубокий отпечаток на все свойства пород как в субаэральных, так и в субаквальных условиях, т.е. породы претерпели криогенные преобразования, которые отразились на их сейсмоакустических свойствах, а следовательно, и на рисунках временных разрезов. Позже эта оценка была подтверждена бурением инженерно-геологических скважин, вскрывших на Русановской и Харасавейской площадях льдистые многолетнемерзлые породы и пластовые льды.

Таким образом, при тщательном анализе сейсмограмм НСП можно достаточно вероятно выявлять участки распространения криогенных и посткриогенных пород, а также правильно подходить к оценке форм и генезиса палеорельефа, преобразованного в субаквальных условиях.

### 2.3. Геокриологические исследования

Работы данного профиля базировались на традиционном криолитологическом анализе керна скважин и проб донных грунтов с обязательными температурными измерениями в скважинах и использованием ряда критериев, освещенных отечественными и зарубежными авторами [Мельников, 1964; Катасонов, 1962; Катасонов, Пудов, 1972; Некрасов, 1976; Кудрявцев и др., 1978; Ершов, 1979, 1982; Трофимов и др., 1980; Попов, 1984; Каменский и др., 1987; Томирдиаро, Черненький, 1987; Балобаев, 1991].

Геокриологические исследования включали бурение скважин на сушу и с припайного льда, термометрические наблюдения в скважинах. Выполнялись лабораторные анализы грунтов.

Скважины бурились станками УРБ-2А-2 вращательным способом, твердосплавными коронками, укороченными рейсами (не более 1 м) с целью сохранности керна в мерзлом состоянии. Проходка талых песчаных, плавунных грунтов и горизонтов с криопэгами осуществлялась с помощью опережающей обсадки скважин трубами большего диаметра. Скважины для термометрических наблюдений обсаживались на всю глубину стальными трубами. Температура грунтов измерялась терморезисторами и заленивленными термометрами.

Применяемая техника и методика работ позволили получить фактические данные хорошего качества по мерзлым и тальным грунтам.

Температура в скважинах на море измерялась датчиком, вмонтированным в пенетрационный зонд. Для достоверности получаемых данных определялась температура придонной воды с помощью опрокидывающегося термометра в батометре.

При работах на одном из ключевых участков, каким является Байдарацкая губа (в скв. 242, 243, 245), использован стандартный зонд фирмы "Фурго", внутрь которого помещен датчик температуры (термосопротивление), концы которого выведены на свободные жилы шлангкабеля; на поверхности измеряется непосредственно сопротивление датчика.

В скв. 247 и 249 использовался экспериментальный зонд, изготовленный СКБ "Геотехника". Он имел датчик для измерения температуры грунта, расположенный снаружи зонда в непосредственном контакте с грунтом. В этом случае температура регистрировалась напрерывно (в движении и на остановках) аналоговым регистратором.

В качестве измерителя сопротивлений при калибровке и в скважинах применялся цифровой комбинированный прибор Щ-300 с пределом допускаемой основной погрешности в используемом диапазоне около 0,15 % (по паспорту); сопротивление 500-метровой измерительной линии (шлангкабель) составляло 37 Ом.

При измерениях в скважинах оператор снимал отсчет сопротивления с цифрового табло прибора сразу после остановки зонда, а второй отсчет делал после 20—40-минутной выдержки. В первом случае датчик фиксирует температуру зонда, разогретого при вдавливании, а во втором — остывшего до температуры окружающего грунта.

На точность определения температуры грунта влияют следующие факторы:

- положение датчика внутри зонда;
- время выдержки после завершения вдавливания зонда;
- точность калибровки;
- точность работы измерительной аппаратуры и др.

Необходимая длительность выдержки после вдавливания зонда может изменяться от нуля (в илах и льдосодержащих грунтах) до 10 мин и больше (в плотных глинах).

Высокая точность прогноза температуры (до сотых долей градуса) требуется главным образом для оценки градиента температуры на малой базе (3 м). В этом случае погрешность калибровки мало сказывается, но она определяет в основном абсолютную точность оценок температуры. В интервале температур 0—3 °C точность измерений составляла 0,1°.

Заметим, что в мелководной зоне шельфа бурение производилось с припайного льда. При этом температура грунта измерялась заленивленными термометрами и термодатчиками в специально оборудованных скважинах. В некоторых скважинах в процессе их бурения температурные измерения выполнялись с помощью термозонда, задавливаемого буровым снарядом на 0,5—1,0 м ниже забоя скважины.

Полученные результаты непосредственного комплексного изучения керна, определения температуры грунтов репрезентативны, позволяют достоверно судить о геокриологических условиях по разрезу и латерали различных районов шельфа, а также прибрежной суши. На этой основе выделяются различные типы криогенных толщ, закономерности распространения которых, как уже отмечено, четко отражаются в специфике записей сейсмоакустических профилей. Эта специфика и рассматривается нами в качестве доказательства наличия многолетнемерзлых пород или криогенно деформированных осадков между скважинами исследуемых профилей и на некотором удалении от них.

### 2.4. Лабораторные анализы

Лабораторными исследованиями грунтов определялись водно-физические и физико-механические характеристики, необходимые для расчета несущей способности грунтового основания.

Лабораторные работы включали также химические палеонтологические исследования.

Определения водно-физических свойств, а также компрессионные и свиغовые испытания грунтов выполнялись в лаборатории АМИГЭ согласно

ГОСТам. В судовой лаборатории определялись плотность и природная влажность.

Трехосные испытания грунтов производились на стабилометрах "Контролс" (Италия).

Засоленность пород и содержание органического вещества в них выполнялись в лаборатории экспедиции ПО "Арктикоморнефтегазразведка". Основной объем минералогических, микрофаунистических, спорово-пыльцевых, диатомовых определений выполнен в лабораториях ВНИИМоргео (Латвия, г. Рига).

## Глава 3

---

### Физико-географическая характеристика региона

Баренцево-Карский шельф представляет собой две смежные области современного прогибания, имеющие тесное генетическое родство с северными окраинами Западно-Сибирской низменности и обрамляющими ее с запада горными грядами [Сакс, 1953; Советская Арктика..., 1970; Дибнер, 1973; Сузальский, 1976; Такки, Буйваленко, 1976; Аксенов, Дунаев, 1987; Зархидзе, 1985; Крапивнер, 1988; Карта..., 1989].

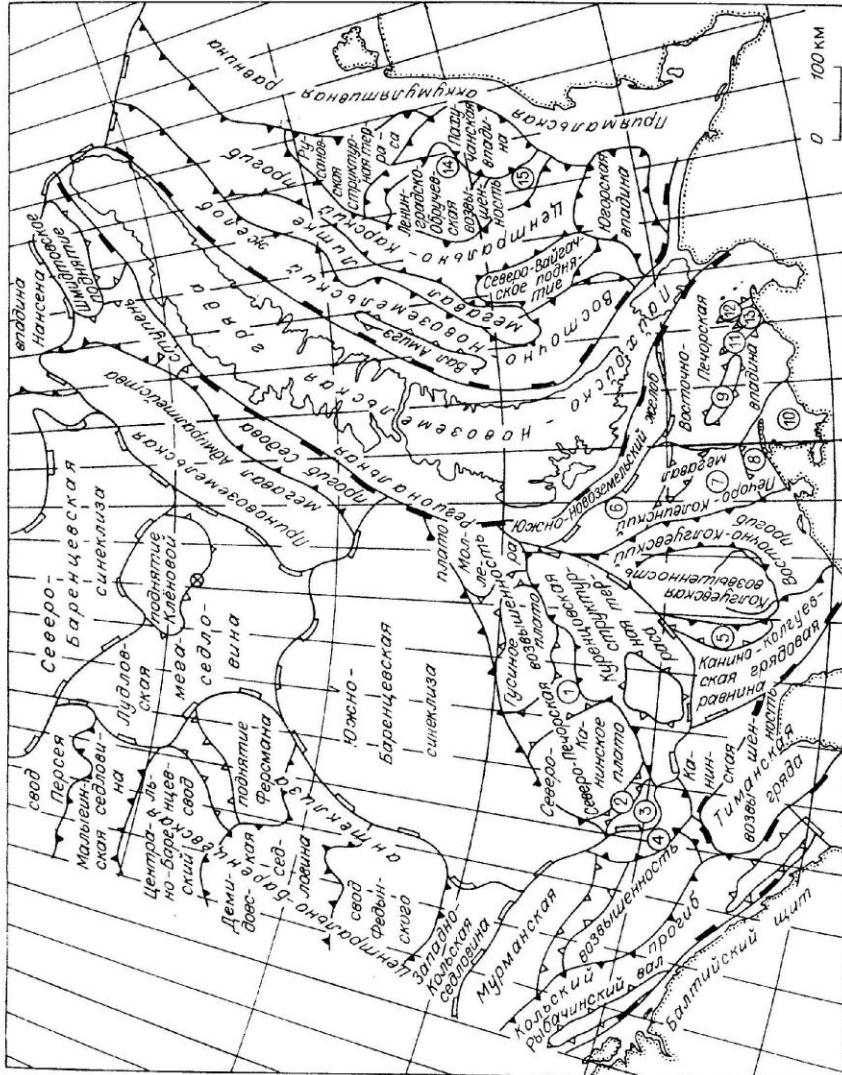
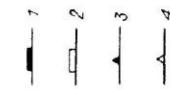
Большое влияние на особенности рассматриваемого шельфа оказывает то обстоятельство, что в Карское море впадают Обь и Енисей, устья которых представляют собой длинные эстуарии. Благодаря этому пресные воды проникают в море на сотни километров и образуют огромную область смешивания пресных и морских вод, которая 8—9 мес в году покрыта льдом. В эстуариях этих рек четко выделяются поверхностный слой распесчаниенных вод и залегающий ниже "клип" морской воды [Лисицын, Виноградов, 1994].

#### 3.1. Особенности рельефа прибрежной суши и морского дна

Приморская суша региона находится в пределах двух геоморфологических областей [Соколов, 1960]. Первая из них представляет собой морскую межледниковую аккумулятивную равнину, поверхность которой интенсивно переработана процессами эрозии, нивации и солифлюкции. К этой области принадлежат северо- и юго-западные районы Гыданского полуострова и северные п-ова Ямал.

Вторая геоморфологическая область характеризуется доминированием рельефа, сформированного за счет ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции времени Сартанского оледенения. В пределах морской аккумулятивной равнины, прежде всего на большей части севера п-ова Ямал, а также на западном и северо-восточном побережьях Гыданского полуострова и на водораздельных пространствах северо-западной его части, рельефу свойственно сильное эрозионное расчленение. Вместе с тем на п-ове Мамонта и в депрессиях севера п-ова Ямал доминирует слабо расчлененный рельеф.

Кроме того, на водораздельных равнинах севера п-ова Ямал проявлена четкая зависимость специфики расчлененности от литологического состава



пород. Здесь участки, разрезы которых в своей верхней части в основном глинистые, имеют пологосклонную расчлененность вследствие значительного влияния нивации и солифлюкции. В то же время для участков с существенно песчаным разрезом (в верхней части) свойственна крутосклонная расчлененность [Соколов, 1960].

Примечательно, что на территории озерно-холмистых равнин, прилегающих к Полярному Уралу и Среднесибирскому плоскогорью, довольно многочисленны ледниковые формы рельефа. На юге п-ова Ямал тоже отмечаются ледниковые аккумулятивные формы рельефа [Соколов, 1960].

В рельефе дна юго-западной части Карского моря четко выделяется полигональная аккумулятивная равнина, субазральная поверхность которой снивелирована в процессе последней трансгрессии моря. Она имеет небольшой уклон ( $<1^{\circ}$ ) в сторону океана [Дибнер, 1973; Такки, 1976; Зархида, 1985]. Для известных нефтегазоносных районов шельфа характерны зоны линейных и системы ареальных форм рельефа.

Важнейшими элементами рельефа морского дна рассматриваемых морей являются гряды разнообразных возвышенностей, находящихся на продолжении положительных морфоструктурных элементов суши. Четко выделяются протяженные долины на продолжении эстуариев крупных рек.

Примечательно, что по результатам замеров глубин в пределах субгоризонтальных площадей различных морфоструктурных элементов морского дна намечаются следующие батиметрические уровни: 20—30, 60—70, 100—110, 170—180, 270—280 и 300—310 м.

На основе "Батиметрической карты Баренцево-Карского шельфа" масштаба 1:1 000 000, а также карт типов поверхности морского дна, мощности новейших отложений, схематической карты новейшей тектоники, выделены морфоструктуры. Приведем их краткую характеристику.

**Баренцевоморской шельф.** В пределах характеризуемого шельфа определены морфоструктуры разного порядка (рис. 3.1). Рассмотрим главные из них.

**Канинская возвышенность** расположена к северо-западу от п-ова Канин и отделяется от Мурманской возвышенности отрогом желоба Нордьюпет шириной 10—20 км, глубиной 150—200 м. Поверхность возвышенности (в пределах изобат 30—100 м) плоская и пологоволнистая. На антиклинали мысов Канин Камень и Лудоватых фиксируются гряды высотой 10—15 м. Здесь развиты цокольные террасы — бенчи, приуроченные к прибрежной полосе.

По строению осадочного чехла юго-западная часть возвышенности соответствует Тиманской гряде, а северо-восточная — Кольско-Канинской моноклизе.

Новейшие движения свидетельствуют о том, что положительные деформации поверхности выравнивания приурочены к морскому продолжению Тиманской гряды, где они представлены антиклиналями мысов Канин Камень и Лудоватых.

**Кольский прогиб** и **Мурманская возвышенность** расположены на Кольско-Канинской моноклизе. Если Кольский

Рис. 3.1. Морфоструктурная схема шельфа (составил В.В. Назимов).  
1—4 — морфоструктуры первого—четвертого порядков. Цифры на схеме: 1 — Гусиный желоб, 2 — Канинский желоб, 3 — Южно-Кандинское поднятие, 4 — желоб Нордьюпет; 5 — Колтуевская депрессия, 6 — Западно-Новоземельское поднятие, 7 — Русское поднятие, 8 — Малоземельская депрессия, 9 — Гуляевский вал, 10 — Усть-Печорская депрессия, 11 — вал Сорокина, 12 — вал Сорокина, 13 — Мореюсская депрессия, 14 — Ленинградское поднятие, 15 — Обручевское поднятие.

прогиб — область современного опускания, компенсирующего подъем Балтийского щита, то Мурманская возвышенность — современная инверсионная неоструктура, деформации поверхности выравнивания которой составляют 60—70 м.

Кольский прогиб с глубинами 70—250 м отделяется от Кольского полуострова серией сбросовых уступов — разлом Карпинского. Параллельно этим уступам простирается цепь узких гряд высотой 50—150 м с вершинами на глубинах 70—120 м. Одной из самых высоких и протяженных является гряда, называемая Рыбачинским валом. Этот вал представляет собой куэсту с крутым (2—4°) юго-западным склоном. Вершина ее находится на глубинах 120—150 м. В осадочном чехле по палеозойским отложениям выделяется одноименный вал.

Мурманская возвышенность — одна из крупных (950×80 км) структурно-денудационных форм рельефа дна с глубинами 90—200 м. Ее поверхность погружается к северо-западу. Склон, обращенный к Кольскому желобу, наиболее крутой (1—3°) и расчленен неглубокими (до 20 м) ложбинами.

Цепь Центрально-Баренцевских седловых поднятий и разделяющих их седловин соответствует в осадочном чехле Центрально-Баренцевской антиклизии. Это с воды Федынского, Центрально-Баренцевский, Демидовская, Малыгинская. В современном рельефе седловинам отвечают структурно-денудационные возвышенности, расположенные на глубинах 100—200 м, а также седловины и желоба с глубинами 250—300 м. Вершины возвышенностей и днища желобов осложнены холмами высотой 30—50 м. Некоторые из этих холмов (в желобах) по своему строению сопоставимы с Финмаркенскими банками, отвечающими Октябрьской соляно-купольной структуре. Слоны возвышенностей расчленены долинами с глубинами вреза до 60 м.

Наибольшими (до 50 м) положительными деформациями характеризуются седловины Федынского и Персея. Амплитуда новейших движений на Центрально-Баренцевском поднятии +40 м. В седловинах, разделяющих седловины, деформация поверхности близка к нулю.

Новейшими структурами Южно-Баренцевской синеклизы являются Куренцовская структурная терраса, Северо-Печорская возвышенность и Центральная впадина.

Куренцовская структурная терраса в рельефе дна разделяется на два участка, различающиеся глубиной расположения и ориентировкой форм рельефа. На юго-западе (глубины 70—110 м) выделяются несколько плосковершинных поднятий северо-восточного простириания, разделенных неглубокими долинами. Северо-восточный участок расположен на глубинах 110—200 м. Здесь берет начало Гусиный желоб. Деформации поверхности выравнивания на Куренцовской структурной террасе изменяются от +10 до -70 м. В зону опускания "втянут" северо-восточный участок. В осадочном чехле структурной террасы соответствует бортовая зона Южно-Баренцевской синеклизы.

Цепь новообразованных структурных плато Южно- и Северо-Канинские, Гусиное и Моллерово характеру их строения объединена в Северо-Печорскую возвышенность. Для всех плато характерны субгоризонтальные вершинные поверхности, расположенные на разных батиметрических уровнях (от 55 до 110 м), что определено различной степенью их неотектонической активизации. Положительные деформации на Южно-Канинском плато 20—30 м, на Северо-Канинском и Гусином около 50 м, а плато Моллера находится в относительно нейтральном положении. Наблюда-

ется общая тенденция к увеличению амплитуд новейших поднятий с юго-запада на северо-восток. Время активизации тектонических движений предположительно относится к концу плиоцена — началу плейстоцена.

Желoba, разделяющие плато, простираются на северо-запад. Их холмистое дно на глубинах 250—300 м осложнено узкими врезами. Слоны имеют крутизну 2—3°, на отдельных участках достигают 10°. Контрастность рельефа в желобах указывает на некомпенсированность их осадконакоплением.

В осадочном чехле структурные плато соответствуют структурным ступеням и выступам, выделяемым в днище Южно-Баренцевской синеклизы.

Центральная впадина Южно-Баренцевской синеклизы (500×300 км) — наиболее погруженная новейшая структура. В ее днище выделяется несколько пологоволнистых котловин с глубинами 330—380 м, разделенных грядами высотой 20—50 м. Здесь обнаружено наибольшее количество локальных структур в осадочном чехле и находится крупное Штокмановское газовое месторождение.

Одной из своеобразных морфоструктур на Баренцевском мегапрогибе является Лудловская мегаседловина, разделяющая Южно- и Северо-Баренцевскую синеклизы. Здесь выделены крупное (150×150 км) поднятие Кленовой, юго-восточная часть которого отвечает в осадочном чехле Лунинской и Лудловской структурам. Поднятие Кленовой расположено на глубинах 170—250 м, склоны его расчленены долинами глубиной вреза 50—70 м. Лудловское валообразное поднятие меридионального простириания вздымается до глубин 145 м и отделено от мегавала Адмиралтейства глубоким (до 300 м) желобом. В пределах Лудловской седловины расположены две котловины третьего порядка глубиной более 300 м, примыкающие к Центрально-Баренцевской антиклизии.

В структуре осадочного чехла по верхнеюрским отложениям Лудловская мегаседловина расположена между Южно- и Северо-Баренцевской синеклизами.

Северо-Баренцевская синеклиза в пределах характеризуемого района представлена лишь южной частью и состоит из нескольких котловин с глубинами 300—400 м и отдельных поднятий, вздымающихся до глубин 190—200 м. Наиболее крупные поднятия находятся между 46—49° в.д., севернее поднятия Кленовой.

Мегавал Адмиралтейства — это крупная (260×120 км) морфоструктура с эрозионно-денудационным и холмисто-грядовым рельефом. Вершина его расположена на глубинах 70—170 м и наклонена к юго-западу. Слоны мегавала расчленены V-образными долинами с глубиной вреза до 70 м. На его южном склоне выделяются крутые уступы высотой до 40 м. Относительные амплитуды новейших деформаций в пределах мегавала от -20 до +90 м. Наибольшие их значения приходятся на район Пахтусовской локальной структуры.

Мегавал Адмиралтейства от Пайхойско-Новоземельской гряды отделен прогибом Седова шириной 30—50 км и глубиной 180—300 м. На дне прогиба распространены холмы и гряды высотой 30—50 м с крутыми склонами. Суммарные амплитуды новейших опусканий за неоген-четверичное время в прогибе составляют 250—300 м.

В северной части Приновоземельской региональной ступени выделено Шmidtovskoe поднятие, состоящее из двух возвышений, расположенных на глубинах 80—150 м и отделенных от Новой Земли желобом глубиной 200—230 м и шириной до 30 км.

**Южно-Новоземельский желоб** ( $350 \times 50$  км) — наложенная отрицательная морфоструктура, проявившаяся в новейшем структурном плане со среднепозднего плиоцена. Глубины в желобе 150—200 м; склоны, прилегающие к Приновоземельской цокольной равнине, крутые, расчлененные. В структуре чехла желоб представлен Южно-Новоземельской впадиной.

**Прибрежно-Новоземельская цокольная денудационная равнина** расположена на глубинах 60—100 м и протягивается узкой полосой вдоль Новой Земли. Основными элементами рельефа служат долины, являющиеся продолжением на шельф заливов и фьордов, а также невысокие гряды, расположенные на продолжении структурных элементов суши.

В целом на общем фоне погружения Приновоземельский шельф испытал дифференцированные неотектонические движения, в результате которых образовались относительно приподнятые зоны — мегавал Адмиралтейства, Шмидтовское поднятие, плато Моллера, а также опущенные прогиб Седова и Южно-Новоземельский желоб. Границы морфоструктур контролируются разломными зонами, а сами они расчленены разрывными нарушениями.

Для характеристики морфоструктурных элементов юго-восточной части Баренцевоморского шельфа, расположенной в пределах Печорской синеклизы на глубинах до 100—120 м, использована структурная карта по отражающему сейсмоакустическому горизонту "Д" (подошва новейших отложений), поскольку рельеф дна из-за интенсивности его выравнивания малоинформативен, хотя на отдельных участках можно найти факторы, определяющие неотектонические движения.

Отражающий сейсмоакустический горизонт "Д" представляет собой поверхность несогласия между новейшими (неоген-четвертичными) и подстилающими разновозрастными отложениями. Эта поверхность прослеживается по всему Баренцеву морю, а также в пределах сухопутной части Тимано-Печорской провинции, где ее гипсометрическое положение используется для оценки суммарных тектонических движений за новейшее время.

Рассматриваемая поверхность несогласия сформировалась за длительный промежуток времени (позднемеловой—палеогеновый) и к миоцен-плиоцену представляла собой поверхность выравнивания.

В строении поверхности подошвы новейших отложений акваториального продолжения Печорской синеклизы выделяются несколько участков, отличающихся друг от друга глубиной и пространственным расположением структурных элементов.

**Канино-Колгуевская грядовая равнина** находится на глубинах до 70 м и характеризуется в целом наличием невысоких гряд северо-западного простирания. Здесь же по подошве новейших отложений выделена Западно-Колгуевская депрессия субмеридионального простирания, примыкающая к Колгуевской возвышенности.

**Колгуевская возвышенность** ( $200 \times 100$  км) объединяет о. Колгуев и расположенный к северу мелководный (до 70 м) участок. Суммарные амплитуды новейших движений изменяются от +60 (центральная часть о. Колгуев) до -100 м (северная часть возвышенности).

**Восточно-Колгуевский прогиб** хорошо выражен по подошве новейших отложений и в современном рельефе и, по существу, является областью новейшего опускания, окаймляющей вместе с Западно-Колгуевской депрессией поднимающуюся Колгуевскую возвышенность. Амплитуда опускания за неоген-четвертичное время оценивается в 100—120 м.

К востоку от Восточно-Колгуевского прогиба субмеридионально простирается цепь невысоких (20—30 м) поднятий, разделенных неглубокими депрессиями. Это **Печорско-Колвинский мегавал**, в котором выделены (с юга на север) Малоземельская депрессия, Русское и Западно-Новоземельское поднятие. Наименьшее (до 40—60 м) погружение испытала Русское поднятие, наибольшее (до 120—130 м) — Малоземельская депрессия.

**Восточно-Печорская впадина** выделяется на глубинах 0—60 м и имеет ровный рельеф с отдельными поднятиями, расположенными на продолжении валов Медынского и Сорокина. Характер неотектонических движений во впадине из-за отсутствия данных о строении новейших отложений и малой информативности сейсмоакустических материалов установить невозможно. Однако замечено, что материал инженерно-геологических скважин, пробуренных на различных нефтегазоносных структурах, отличается друг от друга и позволяет выделить Гуляевское поднятие, валы Сорокина, Медынского и Мореускую депрессию. Усть-Печорская депрессия выделена по скважинам, пробуренным на суше.

**Южно-Карский шельф.** В рельефе дна южной части Карского моря выделяются крупнейшие зоны распространения линейных и ареальных морфоструктур. Зона линейных дугообразных морфоструктур Пайхойско-Новоземельского простирания занимает западную часть шельфа. В восточной его части, примыкающей к мелководью п-ова Ямал, расположена зона ареальных морфоструктур.

Наиболее крупной из линейных морфоструктур является **Восточно-Новоземельский желоб**, простирающийся вдоль Новой Земли на 900 км при ширине от 40 до 100 км. Днище желоба находится на глубине 300—440 м и характеризуется пологим (до  $0,2^\circ$ ) волнистым рельефом в южной части и слаборасчлененным (10—30 м) — в северной. Склоны желоба крутизной  $1-2^\circ$  до глубины 250—300 м осложнены долинами глубиной вреза 20—30 м. На восточном склоне вдоль его простирания прослеживается вал высотой 20—70 м, длиной 200 км. Вершина вала глубиной 250—300 м имеет слабый уклон к юго-западу. Судя по единичным сейсмоакустическим профилям, интенсивное прогибание желоба началось в среднечетвертичное время.

В южной части Карского моря на сочленении Восточно-Новоземельского желоба и Центрально-Карского прогиба расположена Югорская впадина с шириной 130—150 км и глубиной 230—240 м. Дно впадины глубиной 150—240 м характеризуется пологим слаборасчлененным (5—10 м) рельефом. Наиболее крутым (до  $1,5^\circ$ ) является склон, примыкающий к проливу Югорский Шар. Восточный склон совпадает с уступом, ограничивающим Приямальскую аккумулятивную равнину. Судя по мощности четвертичных отложений (50—100 м), Югорская впадина — это зона современного прогибания.

Обширная территория, расположенная между Приямальской аккумулятивной равниной и Восточно-Новоземельским желобом, имеет холмисто-грядовый рельеф. В западной части выделяется **мегавал Литке**, состоящий из небольших поднятий глубиной 50—120 м, разделенных подводными долинами глубиной вреза 30—50 м, обрывающимися в Восточно-Новоземельском желобе. Наиболее крупные поднятия находятся на северной и южной окраинах мегавала. **Северо-Вайгачское поднятие** ( $180 \times 60$  км) глубиной 80—120 м и относительной высотой до 40 м примыкает к юго-восточной части мегавала Литке. Склоны пологие, слаборасчлененные. С юга на север, повторяя очертания Восточно-Новоземельского

желоба, простирается Центрально-Карский прогиб, состоящий из отдельных депрессий, расположенных на глубине 130—200 м. Расчлененность дна и крутизна склонов прогиба увеличиваются к северу.

Из ареальных морфоструктур в восточной части Карского моря выделяется Ленинградско-Обручевская возвышенность (200×100 км), объединяющая Ленинградское и Обручевское поднятия глубиной 60—100 м. Восточнее ее на глубине 100—180 м выделяется Пахучанская впадина. Северный склон впадины расчленен двумя долинами глубиной вреза до 30 м.

Вдоль западного берега п-ва Ямал до глубины 40—50 м простирается зона прибрежного мелководного шельфа — Приямальская акумулятивная равнина шириной от 30 до 200 км с ровным дном. С запада равнина ограничена уступом высотой 40—50 м. Мощность новейших отложений в пределах равнины изменяется от 40 до 70 м. Эта зона в настоящее время испытывает опускание, за исключением участка, расположенного на продолжении Нурминского мегавала (Харасавейская площадь), где идут размыв отложений и подъем территории. На широте о. Белый к Приямальской аккумулятивной равнине примыкает Рusanовская структура равнинная терраса, расположенная на глубинах 40—100 м. На поверхности террасы наблюдаются невысокие (до 20 м) гряды и холмы с обрывистыми склонами.

Вдоль восточного побережья Новой Земли до глубин 150—200 м простирается зона прибрежного шельфа, представляющая собой цокольную наклонную равнину, расчлененную долинами глубиной вреза 30—50 м. Углы склонов, обращенных к Восточно-Новоземельскому желобу, изменяются от 30' до 3°.

Специальных исследований для выявления новейших движений на Южно-Карском шельфе не проводилось, однако, исходя из планового расположения положительных и отрицательных морфоструктур и мощности четвертичных отложений, можно констатировать, что региональные зоны поднятий и опусканий имеют дугообразную зональность и согласуются с простирианием Пайхайско-Новоземельской гряды. Это следующие зоны: 1 — устойчивых опусканий, включающая Восточно-Новоземельский желоб и Югорскую впадину, ограниченная на сочленении с цокольной главным глубинным разломом; 2 — устойчивых поднятий (мегавал Литке и Северо-Вайгачское поднятие); 3 — прерывистых опусканий Центрально-Карского прогиба; 4 — прерывистых поднятий Ленинградско-Обручевской возвышенности и Рusanовской структурной террасы; 5 — устойчивых опусканий Пахучанской впадины и Приямальской аккумулятивной равнины.

Часто рельеф морского дна осложнен своеобразными замкнутыми западинами с ровным днищем и относительной их глубиной около 5—10 м при поперечных сечениях от нескольких сот метров до первых километров. Отмечаются и холмообразные поднятия, природа которых, как и вышеотмеченных западин, возможно, связана с криогенными процессами.

Кроме того, на мелководье в донных осадках нередко хорошо выражены ровоподобные углубления. Они ориентированы преимущественно под острым углом к береговой линии и прослеживаются на сотни и тысячи метров. Образование этих углублений, вероятнее всего, обусловлено вспахивающим воздействием морских льдов.

Берега рассматриваемых морей в основном низкие, аккумулятивные, но иногда с обилием следов интенсивного развития термоабразии.

В прибрежной зоне региона с типично тундровыми ландшафтами обширные пространства занимают приморские равнины, осложненные холмистым и холмисто-увалистым рельефом различной степени заозеренности. Они сложены льдистыми и сильнольдистыми (в логах) породами. Достаточно широкое распространение имеют II морские террасы. Около 50 % их площади представляют собой слабодренированные, сильнозаозеренные озерно-котловинные, озерно-болотные местности с линзами и пластами льда в толщах, сложенных не только прибрежно-морскими, но и озерными, болотными и проловиальными отложениями (торфяники, пески, спеси, суглинки).

Незначительно развиты в регионе и элементы более низких морских террас и лайд. Они образованы льдистыми песчано-суглинистыми засоленными грунтами и сильно заозерены (фото 3.1\*). Кроме того, около 14 % площади занимают поймы рек, сложенные льдистыми песками и супесями.

По направлению к южной окраине зоны арктической тундры и прилегающей к ней полосе лесотундры отмечается усложнение ландшафтов и строения многолетнемерзлых толщ. Широко распространенные здесь холмистые приморские равнины характеризуются значительной расчлененностью и относительно слабой заозеренностью. В восточном направлении возрастает роль поверхностей с рельефом линейно-грядового типа, сложенных многолетнемерзлыми супесчано-суглинистыми породами. Прерывистость многолетнемерзлых пород (ММП) отмечается лишь за счет таликов под значительными водоемами.

В Таз-Хетско-Енисейской области достаточно хорошо выражены ледниковые и водно-ледниковые формы ландшафта с преобладанием местности холмисто-увалистого типа. В строении их доминирует гравийно-галечный материал (нередко с отдельными валунами), слагающий многолетнемерзлые толщи (различной степени льдистости) сплошного распространения.

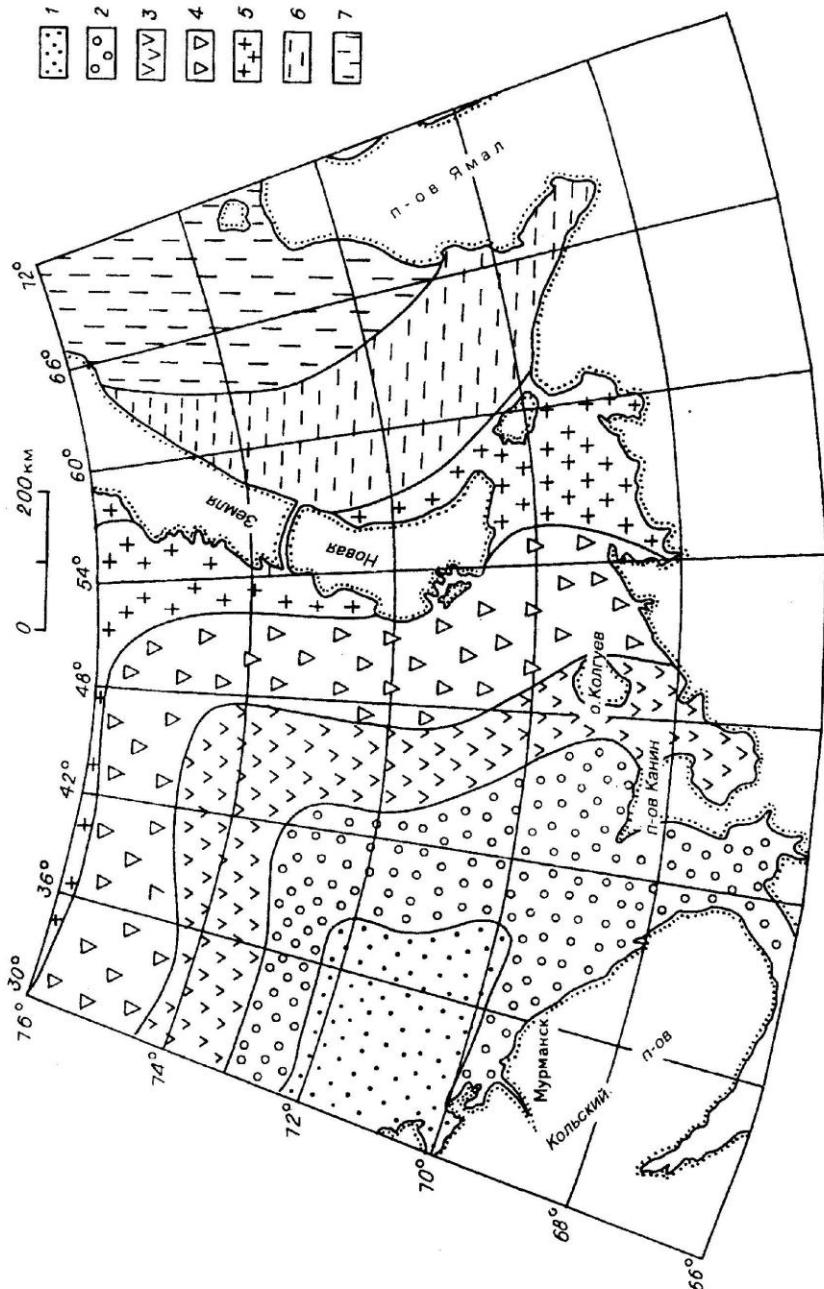
Примечательно, что вдоль западного побережья п-ва Ямал и в присибирской части Гыданского полуострова дисперсные породы (в том числе и мощностью до 100—200 м) при существенной концентрации поровых растворов и при довольно низких температурах не содержат льда.

### 3.2. Гидрометеорологические условия

Климат Баренцева арктический и субарктический, подвержен влиянию теплого Атлантического и холодного Северного Ледовитого океанов. Характерна интенсивная циклоническая деятельность, составляющая 50—60 циклонов в год, из которых 70 % приходится на осень и зиму. Среднемесячная температура воздуха в феврале  $-25 \div -4^{\circ}\text{C}$  на юго-западе, в августе  $0 \div +1^{\circ}\text{C}$  на севере и  $10^{\circ}\text{C}$  на юго-западе. Среднегодовая температура воздуха  $1 \div 3^{\circ}\text{C}$  на юго-западе и  $-5 \div -7^{\circ}\text{C}$  на северо-востоке (рис. 3.2). Годовое количество осадков от 250 мм на севере до 500 мм на юго-западе.

Гидрология Баренцева моря формируется вследствие водообмена с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами при активном взаимодействии с атмосферой. К его основным особенностям относятся: развитие системы квазипостоянной циркуляции, ярко выраженные приливы и ежегодное образование ледяного покрова.

\* Все фото см. в Приложении.



Поверхностные течения образуют круговорот против часовой стрелки. По южной и восточной периферии движутся на восток и север атлантические воды теплого Нордкапского течения, влияние которого прослеживается до северных берегов Новой Земли (рис. 3.3). Северные и западные части круговорота складываются местными и арктическими водами, поступающими из Карского моря и Северного Ледовитого океана. В центральной части моря существует система внутренних круговых течений.

Приливные течения, являющиеся преобладающей компонентой в суммарных течениях Баренцева моря, вызывают короткопериодную (приливную) изменчивость гидрологических, гидрохимических (температуры, солености, плотности воды и т.п.) условий. Высота приливов изменяется от 5 м на Мурманском побережье до 0,5—1,2 м в районе Новоземельского пролива.

Поступление теплых атлантических вод определяется относительно высокую температуру в юго-западной части моря. В феврале—марте она составляет  $3\text{--}5^{\circ}\text{C}$ , в августе повышается до  $7\text{--}9^{\circ}\text{C}$ . Севернее  $74^{\circ}$  с.ш. и в юго-восточной части моря зимой температура на поверхности ниже  $-1^{\circ}\text{C}$ , а летом  $0\text{--}4^{\circ}\text{C}$ . Распределение среднегодовых температур в придонном слое воды показано на рис. 3.4.

Соленость воды Баренцева моря почти не отличается от средней солености вод океана, хотя и наблюдаются отдельные отклонения, связанные с материковым стоком пресных вод.

Наибольшие значения солености установлены в юго-западной части моря (район Нордкапского желоба), где протекают атлантические воды и не наблюдаются процессы льдообразования. В прибрежной полосе моря весной и летом соленость понижается до  $30\text{--}32\text{‰}$ , а к концу зимы возрастает до  $33\text{--}34\text{‰}$ .

Ледяной покров имеет сезонный характер. Наибольшего распространения достигает в апреле, когда около 75 % акватории занято плавучими льдами. В холодные зимы ледяной покров может распространяться с востока до меридiana Кольского залива. Большую часть ледяного покрова составляют льды местного происхождения максимальной толщиной до 130 см в отдельных районах на западе моря и до 200 см в Печорском море и приновоземельской части. Сильные сжатия ледяного покрова приводят к образованию торосов высотой 3—5 м. Наименьшее количество льдов приходится на конец августа. К этому времени их граница отодвигается до  $78^{\circ}$  с.ш. На северо-западе и северо-востоке моря льды держатся обычно круглый год.

Айсберги встречаются довольно часто в основной части моря за широтой  $74^{\circ}$ . В последние годы они обнаруживались в районе Адмиралтейской, Пахтусовской, Лунинской и других площадей. Надводная часть айсбергов достигает 6—12 м, а скорость дрейфа может составлять 6—12 миль в час.

К ар ско е м о р е характеризуется полярным морским климатом. Относительная близость Атлантического океана несколько смягчает климат по сравнению с северо-восточными арктическими морями. Однако Новая Земля служит барьером на пути теплых воздушных и водных масс Атлантического бассейна, поэтому Карское море климатически более сурово по сравнению с Баренцевым.

Рис. 3.2. Карта среднегодовой температуры воздуха (составил В.А. Соловьев),  $^{\circ}\text{C}$ .  
 1 —  $+3 \div +1$ ; 2 —  $+1 \div -1$ ; 3 —  $-1 \div -3$ ; 4 —  $-3 \div -5$ ; 5 —  $-5 \div -7$ ; 6 —  $-7 \div -9$ ; 7 —  $-9 \div -11$ .

Таблица 3.1

## Среднемесячные и экстремальные температуры воздуха, °С

T	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	XI	XII	
Средняя	-20	-20,3	-22,8	-15	-6,8	0,5	3	3,5	2,6	-10	-16	
Минимальная	-46	-48	-48	-37	-31	-17	-8	-5	-16	-38	-44	
Максимальная	3	3	3	5	11	15	18	18	14	3	3	

Температура воздуха ниже  $-9^{\circ}\text{C}$  держится на севере 8—9, на юге 7—8 мес (табл. 3.1).

В зимний период (ноябрь—апрель) среднемесячная температура  $-10 \div -23^{\circ}\text{C}$ . Наиболее холодный март. Абсолютный минимум  $-48^{\circ}\text{C}$ . Переход среднесуточной температуры через нулевую отметку происходит в конце сентября. Среднее число дней с отрицательной среднесуточной температурой воздуха в году 258. В самые теплые месяцы (июль—август) температура воздуха повышается до  $3 \div 3,5^{\circ}\text{C}$ . Максимальная температура в эти месяцы  $+18^{\circ}\text{C}$ . Вероятность обледенения судов в сентябре 25 %, в октябре — 70 %. Число дней с отрицательной температурой в июле от 6 на юге до 20 на севере.

Ветер в районе имеет сезонный характер. Зимой преобладает южный, юго-западный, летом северо-восточный, восточный, юго-восточный (табл. 3.2). Осень характеризуется ветрами переменных направлений. Среднемесячная скорость ветра изменяется в течение года незначительно и равна 6—7 м/с (табл. 3.3). Среднее количество дней со скоростью ветра более 15 м/с колеблется от 2—3 в летние месяцы до 6 в октябре—ноябре. В отдельные годы число штормовых дней может достигать 16. Непрерывная продолжительность штормов не превышает 6 ч и лишь в единичных случаях (1 раз в несколько лет) может составлять 2—3 сут. Максимальные скорости ветра могут достигать летом 35, зимой 52 м/с, в порывах соответственно 39 и 72 м/с (табл. 3.4).

Количество осадков 250—400 мм. Большая часть выпадает в июле—октябре (30—60 мм/мес). Число дней с осадками в месяц 10—25. Летом преобладают моросящие дожди и в любой месяц возможны снегопады. Туманы чаще отмечаются в июле—августе. В это время их повторяемость составляет 25—30, а в октябре — 70 %. Туманы, частые метели и низкая облачность уменьшают дальность видимости в море и прибрежной зоне.

Средняя температура воды поверхностном слое с ноября по май  $-1,8^{\circ}\text{C}$ . В летние месяцы с разрушением ледяного покрова температура воды повышается до  $4 \div 5^{\circ}\text{C}$  в слое до 15 м. В нижележащих слоях, включая придонный, температура воды в течение года отрицательная. Распределение придонной температуры на акватории Карского моря приведено на рис. 3.5.

Соленость поверхностного слоя воды подвержена большой сезонной изменчивости. Максимум солености (33—34 ‰) приходится на конец льдообразования. С началом таяния льдов соленость понижается до 20—23 ‰, а при поступлении речных вод из Обь—Енисейского района она снижается до

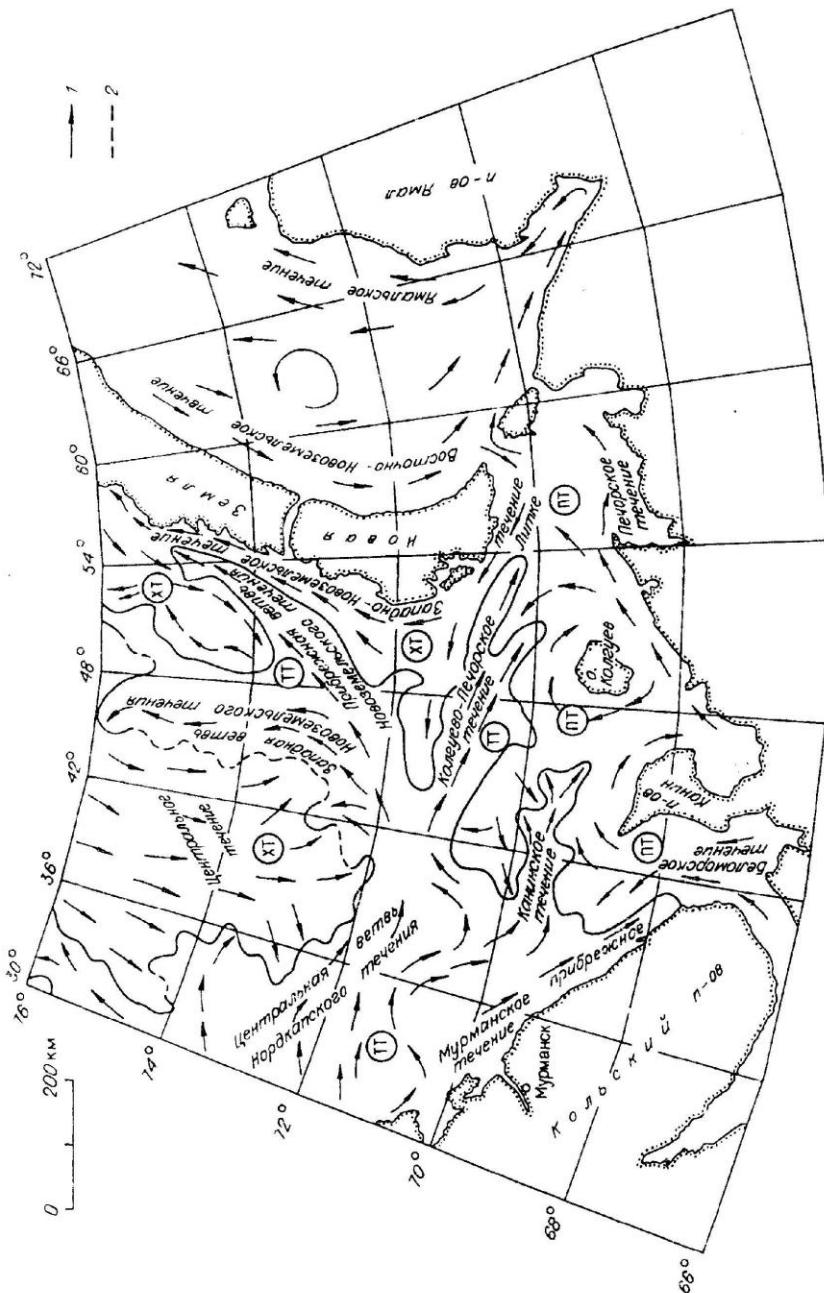


Рис. 3.3. Схематическая карта поверхностных течений (составлена по данным ПИНРО и ААНИИ).

1 — направление течений; 2 — зона смешения вод различного происхождения. Течение: ТТ — теплое, ХТ — холодное, ПТ — прибрежное.

Таблица 3.3

## Скорость ветра по градациям, м/с

Градация	Зима	Весна	Лето	Осень
Штиль	6,40	6,50	4,30	6,50
2	11,60	10,00	10,70	10,40
2—5	42,70	41,60	45,20	34,20
6—9	27,00	30,30	31,90	33,40
10—13	11,00	11,00	10,00	13,60
14—17	5,20	6,00	2,60	6,20
18—20	1,60	0,90	0,30	1,50
21—28	0,70	0,40	0,13	0,38
>28	0,15	0,01	—	—

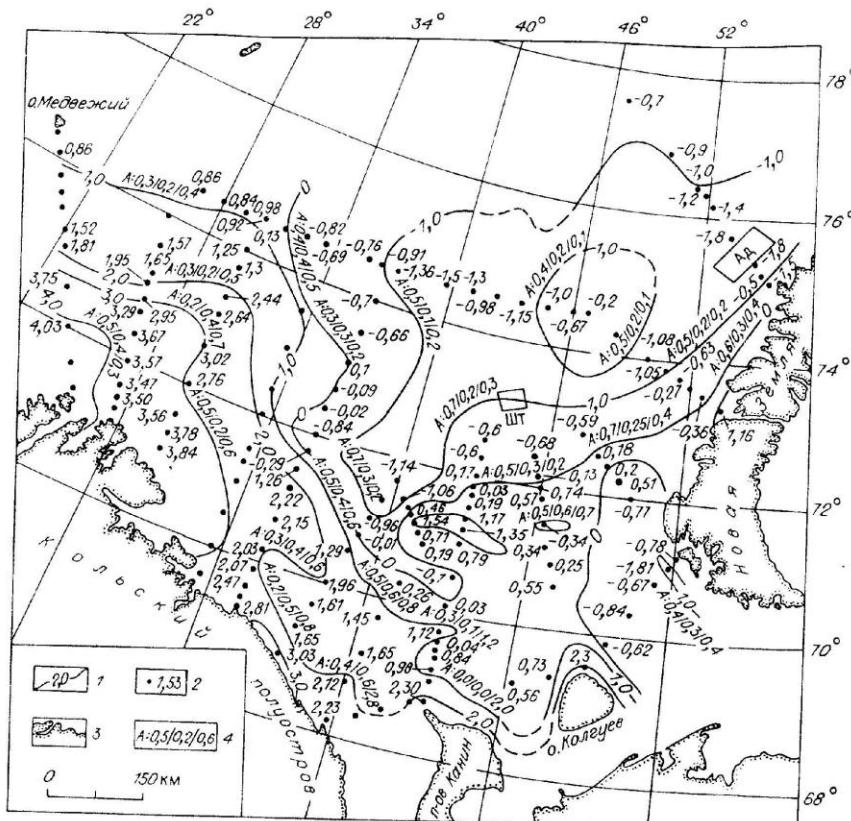


Рис. 3.4. Температура дна Баренцева моря (составил Л. А. Цыбуля).

1 — изотермы, °С; 2 — точки измерения температур; 3 — береговая линия; 4 — амплитуда колебаний температур с периодом 10—12+2,5—3+1 год.

10—15 %. Соленость придонных вод характеризуется значениями более 34 %.

Динамика водных масс Карского моря определяется постоянными течениями, образующими циклонический круговорот. Теплые баренцевомор-

ские воды в виде Западно-Новоземельского течения огибают мыс Желания и выносятся в Карское море вдоль восточных берегов Новой Земли. Воды Баренцева моря, поступающие через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, приносятся в виде Ямальского течения на север. Севернее о. Белый оно усиливается Обь-Енисейским течением. Затем эти воды с Западно-Новоземельским течением направляются к югу, замыкая циклонический круговорот. Скорость постоянных течений 10—30 см/с.

Приливно-отливные течения, распространяясь с севера, имеют сложную структуру, обусловленную рельефом морского дна, влиянием островов и изрезанностью береговой линии. Скорость их у о. Белый, согласно исследованиям ААНИИ, 60 см/с. Приливы имеют полусуточный характер. Приливные изменения уровня достигают 0,5—0,8 м.

Ледовые условия Карского моря обусловлены суровым климатом. Льдообразование начинается в сентябре в северной части моря и в октябре на юге. Продолжительность ледового периода в среднем 290—300 сут, в отдельные годы может достигать 330 сут. Ледяной покров однолетний, местного образования. Максимальной толщины лед достигает в феврале—марте (140—150, а в отдельные годы 200 см). Сплошность льда в январе—феврале 10 баллов, при этом в июне—июле вероятность наличия льда сплошностью 9—10 баллов составляет 100 %. Преобладают льдины от 0,5 до 2,5 км в попечнике. В течение всей зимы с вероятностью 80—90 % отмечаются трещины и каналы шириной до 50 м и более. Средняя торосистость 2, максимальная 3—4 балла. Средняя высота гряд торосов 1—2 м. Дрейф льда в северо-восточном направлении со скоростью 2—4 км/сут.

Прибрежную зону занимает припай. Он развит неравномерно. В летнее время распадается на отдельные поля, сохраняющиеся длительное время в виде Новоземельского ледяного массива. Многолетних паковых льдов и

Таблица 3.2

## Повторяемость ветров по румбам

Румб	Зима	Весна	Лето	Осень
С	14	11	11	15
СВ	12	13	13	12
В	12	18	18	
ЮВ	12	15	15	13
Ю	14	11	11	12
ЮЗ	14	10	10	11
З	12	11	11	10
СЗ	10	11	11	9

Таблица 3.4

## Максимальные скорости ветра, осредненные по 10-минутному интервалу редкой повторяемости, по сезонам, м/с

Сезон	Повторяемость, лет				
	1	10	20	50	100
Зима	34	43	45	49	52
Весна	30	36	37	41	44
Лето	24	28	31	34	35
Осень	30	36	37	41	44

## Геологическое строение

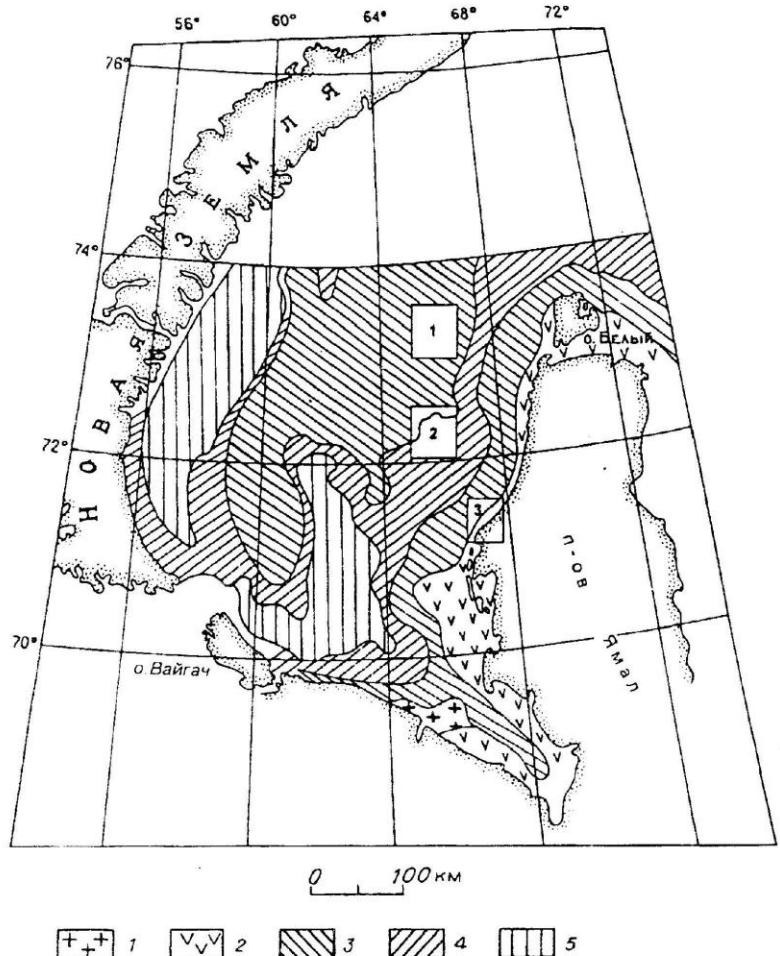


Рис. 3.5. Температура дна юго-восточной части Карского моря.  
1–5 — районы с различными температурами ( $^{\circ}\text{C}$ ): 1 —  $+1 \div -2$ ; 2 —  $-0,7 \div -1,0$ ; 3 —  $-1,0 \div -1,5$ ; 4 —  $-1,5 \div -1,7$ ; 5 —  $-1,7 \div -2,0$ .  
Цифры в квадратиках — нефтегазоносные площади: 1 — Русановская, 2 — Ленинградская, 3 — Харасавьская.

айсбергов не отмечено. Следует отметить, что припайные льды играют большую роль в транспортировке терригенного материала на большие расстояния и рассеянии его в море.

Согласно литературным источникам, шельф Баренцева моря в основном приурочен к северным флангам эпабайкальской Тимано-Печорской и эпикалевонской Баренцево-Северо-Карской плит, фундамент которых представлен разновозрастными блоками архейского и протерозойского возраста [Сакс, 1953; Советская Арктика..., 1970; Кайнозойские отложения..., 1980; Геологическое строение..., 1984; Аксенов, Дунаев, 1984; Сенин и др., 1988; Гриценко и др., 1989; Карта..., 1989]. По тем же данным, шельф Карского моря развит главным образом на северных окраинах Западно-Сибирской плиты, в ее Южно-Карской синеклизе. Частично он захватывает и раннекиммерийские складчатые структуры Пай-Хоя, Новой Земли и Северного порога [Геокриология..., 1989].

### 4.1. Стратиграфия и литология

Из-за крайне ограниченного количества и весьма неравномерного распределения глубоких скважин на шельфе судить о геологическом строении его дна очень затруднительно. Вместе с тем результаты комплексного изучения керна буровых скважин Русановского, Ленинградского и других морских нефтегазовых месторождений указывают на значительное сходство их докайнозойского геологического разреза с типичным для подобных месторождений, локализующихся на приморской суще Западно-Сибирской низменности. Об этом же свидетельствуют и геофизические данные. Таким образом, есть основания полагать, что в геологическом строении дна нефтегазоносного шельфа Карского и в меньшей мере Баренцева морей важная роль принадлежит осадочному чехлу Западно-Сибирской плиты. Ее нижний (первый) структурный этаж состоит из докембрийских и палеозойских осадочных и вулканогенных образований, смятых в сложные складки с крутыми углами падения. Породы этого этажа интенсивно метаморфизованы и прорваны разнообразными интрузиями. В его строении выделяются складчатые структуры, срединные массивы и молодые (наложенные) грабен-рифтовые образования триасового возраста [Трофимов и др., 1980; Геокриология..., 1989].

Средний (второй) структурный этаж Западно-Сибирской плиты представлен слабо дислоцированными в пологие складки метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозойского и раннемезо-



зойского возраста. Слои данного этажа (мощностью от десятков и сотен метров до 2—6 км) отмечаются лишь во впадинах нижнего структурного этажа, где они залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием.

Глубина пород первого и второго структурных этажей варьирует от сотен метров вблизи латеральных границ плиты до 3,0—3,5 км в ее центральной части и до 4,0—5,0 км на севере плиты, а на шельфе, возможно, и глубже.

Верхний (третий) структурный этаж сложен мощной толщей платформенных осадочных, преимущественно терригенных пород пермской, меловой, палео-, неогеновой и четвертичной систем. Толщи верхнего этажа выполняют огромную блюдцеобразную впадину, залегая с перерывом и резким угловым несогласием на породах второго или первого структурных этажей.

Породы верхнего этажа неметаморфизованы, залегают в основном почти горизонтально. Мощность их вблизи бортов плиты измеряется десятками и сотнями метров, в центральной части достигает 2,0—3,0, а на севере — 4,0—5,0 км.

В структурах платформенного чехла плиты фиксируется высокая степень унаследованности, вследствие чего почти над всеми выступами фундамента имеются поднятия, иногда совокупные над рядом выступов и по-иному ориентированные.

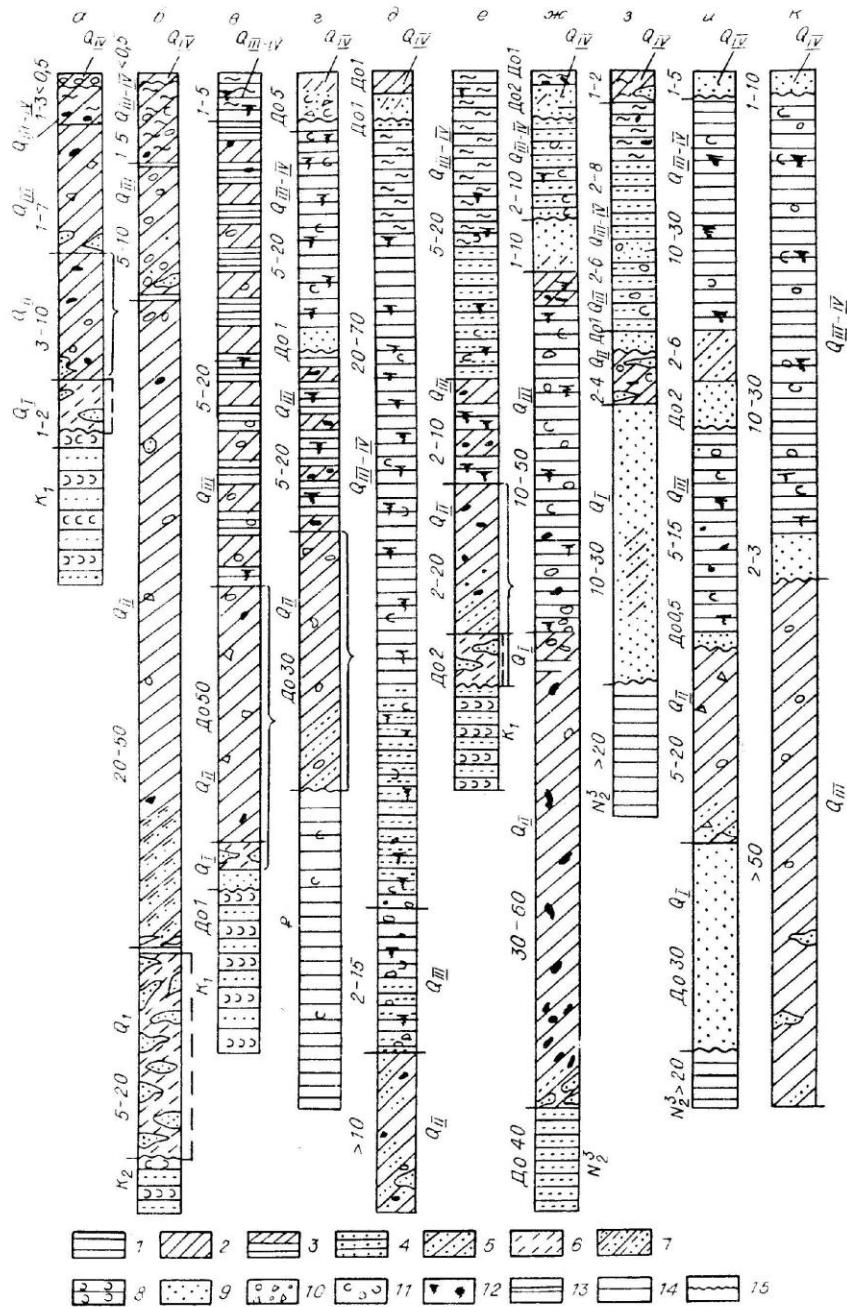
Платформенный чехол в регионе сложен преимущественно терригенными фанерозойскими породами суммарной мощностью от 1,6 (по скважине на о. Свердруп) до 14 км (в Южно-Карской впадине). В составе чехла особую роль играют песчано-глинистые отложения нижнего и верхнего мела общей мощностью свыше 3,0 км.

Большого внимания заслуживает верхняя часть осадочного чехла, представленного отложениями плиоцен-четвертичного возраста. Их мощность изменяется от 150 до 3—5 м, составляя в среднем 20—40 м. В локальных депрессиях эрозионного и неотектонического происхождения мощность покрова новейших отложений наращивается до 80—150 м, а на отдельных участках он выклинивается вплоть до нулевых значений. Характер распространения новейших отложений по латерали, их мощность и взаимоотношение между различными возрастными комплексами показаны на сейсмогеологических разрезах (рис. 4.1, см. вкладку). Мощность новейших отложений юго-восточной части Баренцева моря приведена на схеме (рис. 4.2), составленной по материалам сейсмоакустического профилирования и результатам бурения инженерно-геологических скважин.

Новейшие отложения с резко выраженным угловым и эрозионным несогласием перекрывают выровненную кровлю коренных пород различного возрастного интервала.

Определение возраста новейших отложений по остаткам микрофауны затруднено, так как все виды характеризуются широкой возрастной нишой (от плиоцена до голоцена включительно). Танатоценозы весьма неустойчивы и имеют переменный состав. Наиболее низкое содержание остатков фораминифер отмечается в верхне- и нижнеплейстоценовых отложениях, в среднеплейстоценовых их несколько больше. В верхнеплейстоцен-голоценовых осадках количество фораминифер резко увеличивается. Возрастные данные, полученные для разрезов скважин, пробуренных на Гусином плато, Гуляевском валу, Адмиралтейском мегавалу, валу Сорокина, позволили более

Рис. 4.2. Схематическая карта мощности новейших отложений юго-восточной части Баренцева моря, м.



надежно провести расчленение новейших отложений и сопоставить выделенные комплексы и подкомплексы с материалами сейсмоакустики. На рис. 4.3 показаны сводные стратиграфические разрезы различных морфоструктурных зон.

Верхнеплиоценовые отложения ( $N_2^3$ ) распространены в южной части региона в пределах Кольского прогиба, Печорской и Южно-Карской синеклизы. Здесь их мощность достигает 30–50 м и более, на остальной территории в палеоворзах она не превышает 10–30 м.

В составе плиоценовых отложений преобладают глинисто-суглинистые образования с прослойями песчано-пылеватого материала, обильными включениями растительного дегрита, редкими примазками гидротроилита и единичными гравийно-галечными включениями.

Вероятно, плиоценовые осадки представлены аллювиально-морскими фаунами.

Комплекс нижнеплейстоценовых ( $mQ_1$ ) отложений залегает в кровле плиоценовых, палеогеновых, чаще меловых, юрских и триасовых пород. Мощность его достигает 20–30 м. В пределах глубоководных районов нижнеплейстоценовые образования развиты в виде сплошного покрова. В мелководных районах Печорской синеклизы на среднеглубинных морфоструктурных элементах сплошность этого покрова нарушается. В основном отложения этого комплекса заполняют палеодепрессии. На шельфе Карского моря их мощность 20–30 м. Здесь они формируют довольно выдержаный по профилю покров.

Отложения представлены неоднородными суглинисто-супесчаными (алевритопесчаными) и песчаными разностями. В глубоководной и среднеглубинной части региона для них характерно чередование с интервалом 0,5–3,0 см чешуйчатых слойков глинисто-суглинистого и пылевато-песчаного материала. В прикровельной части толщи данного комплекса слоистость приобретает линзовидный облик, а затем полностью исчезает. В подошвенной части отмечается чередование слойков тонких отмыченных глин и пылеватых, реже мелких песков.

В мелководных районах Печорской синеклизы и на изученных морфоструктурах Карского шельфа в нижних частях толщи развиты пески с тонкими глинистыми прослойями, обогащенные растительным дегритом. К кровле толщи эти прослои постепенно разубоживаются. Приблизительно с середины разреза в песке появляются пропластки мореноподобных суглинков, в начале более грубого супесчаного, а в верхней части глинисто-суглинистого состава

Рис. 4.3. Характерные сводные геологические разрезы различных морфоструктур Баренцево-Карского шельфа.

Стратиграфические индексы:  $gm_1mQ_1$ ,  $gm_1mQ_{III-IV}$ ,  $gm_1mQ_{III}$ ,  $mQ_1$  — голоценовые, верхне-, средне- и нижнеплейстоценовые гляциоморские, морские отложения;  $N_2^3$  — верхний плиоцен; ♀ — палеоген;  $K_1$  — нижний мел; 1–12 — литологический состав: 1 — глина, 2 — суглинок, 3 — переслаивание суглинка и глины, 4 — глина с прослойями песка, 5 — суглинок с прослойями песка, 6 — супесь, 7 — переслаивание супеси, суглинка и песка, 8 — алеврит, 9 — песок, 10 — гравий, галька, 11 — раковинный дегрит, 12 — гидротроилит; 13–15 — границы: 13 — постепенные, 14 — четкие, 15 — с признаками размыта; а—к — разрезы: а — поднятие Фермана, Адмиралтейского мегавала; б — северо-восточной части Южно-Баренцевской впадины, Лудговской седловины, Лунинского поднятия; в — Мурманской низменности, северных склонов Мурманской возвышенности, Канинского и Гусиного плато; г — Южно-Канинского, Северо-Канинского плато; д — Куриенцовской террасы; е — желобов Нордьюпет, Канинского, Гусиного и Кольского; ж — валов Сорокина, Медынского, Гуляевского; з — Югорской и Пахучанской впадин; и — примыкающих к побережью районов Малоземельской депрессии; к — о. Колгуев, Байдарапской губы, Примальской аккумулятивной равнины.

мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. В приковельной зоне пропластки мореноподобных образований сгущаются. Их мощность достигает здесь своих максимальных значений. Прослои же вмещающих песков вверх по разрезу постепенно уменьшаются и переходят в супеси и суглинки.

В большей части вскрытых разрезов этого комплекса слоистость сильно нарушена. Наблюдаются различные дислокации, в основном пликативного характера. Отмечаются резкие изгибы, микроскладки, элементы опрокинутого залегания и др. Иногда первоначальная структура полностью гомогенизирована. Наряду с пликативными нарушениями имеют место и дизъюнктивные. Они представлены микроразломами, ориентированными под различными углами к оси керна. Вверх по разрезу дислокации постепенно затухают.

Отложения среднеплейстоценового комплекса ( $m$ -,  $gmQ_{II}$ ) развиты преимущественно в пределах Южно-Баренцевской и Печорской синеклизы. Здесь они формируют выдержаные плащобразные покровы мощностью 20—50 м. В понижениях дочетвертичного субстрата мощность этих покровов наращивается, на возвышенностях — сокращается.

В юго-западной части региона, в пределах среднеглубинных и южных глубоководных морфоструктур, а также на Адмиралтейском мегавалу, распространение среднеплейстоценовых отложений носит спорадический характер. В основном здесь они выполняют локальные карманообразные палеодепрессии, где их мощность достигает 100 м и более.

Отложения представлены мореноподобными образованиями. Различные исследователи называли их "валунными глинами", "древними глинами", "диамиктоном", "моренными суглинками", "мореноподобными суглинками" и др. [Кленова, 1960; Дибнер, 1968; Данилов, 1978а, 1983б; King, Rokoengen, 1981; Lovo, 1990]. В настоящей работе они именуются мореноподобными суглинками.

Мощность среднеплейстоценового комплекса составляет в среднем по региону 20—30 м. В северных глубоководных морфоструктурных зонах (Лудловской мегаседловине и Южно-Баренцевской синеклизе) она увеличивается до 40—60 м. В южном направлении мощность комплекса в общем сокращается. В локальном плане отмечается ее сокращение на сводах и крутых склонах положительных морфоструктур и наращивание — в отрицательных. В отдельных палеодепрессиях мощность среднеплейстоценового комплекса возрастает до 100—150 м. На склонах локальных мелководных и среднеглубинных палеоподнятий она может полностью выклиниваться в результате размыва.

На шельфе Карского моря мореноподобные суглинки распространены спорадически и имеют небольшую мощность.

Отложения характеризуемого комплекса отличаются плохосортированным зерновым составом, имеют массивную структуру и содержат включения грубобломочного материала.

Литологический контакт среднеплейстоценовых образований с нижнеплейстоценовыми достаточно постепенный. Он не носит эрозионного характера, а связан скорее с изменением условий седиментации, в результате чего вверх по разрезу нижнеплейстоценовые глинисто-пылеватые слоистые отложения плавно замещались массивными среднеплейстоценовыми мореноподобными суглинками. В отдельных случаях на контакте между ними наблюдается базальный слой в виде гравийно-галечных или песчаных отложений.

Часто нижне- и среднеплейстоценовые отложения на контакте с подстилающими меловыми алевритопесчаными породами сильно перемешаны. Наблю-

даются затяжки нижне-среднеплейстоценовых отложений в толще нижележащих образований, а также будинообразные фрагменты меловых алевритов в подшвейной части отложений нижнеплейстоценового комплекса.

В мелководных районах Адмиралтейского мегавала и Печорской синеклизы на контакте между нижнеплейстоценовыми и меловыми отложениями встречается гравийно-галечная отмостка. В глубоководных районах базальные образования в виде прослоев сортированных песков или гравийно-галечниковых отложений отсутствуют. Здесь отмечаются лишь увеличение мощности песчаных прослоев и огрубление слагающего их материала.

Комплекс верхнеплейстоцен-голоценовых отложений ( $m$ -,  $gm$ -,  $Im$ -,  $amQ_{III-IV}$ ) развит на шельфе в виде сплошного покрова мощностью от 2—5 до 70—100 м. Минимальные мощности отмечаются в северной глубоководной части региона и на Адмиралтейском мегавалу, максимальные — в южной части региона, в пределах отрицательных морфоструктур Печорской синеклизы и Куренцовской структурной террасы. В пределах отдельных локальных мелководных поднятий встречаются участки, где данные образования полностью размыты.

В составе позднеплейстоцен-голоценового комплекса выделяются три подкомплекса — позднеплейстоценовый, позднеплейстоцен-голоценовый и голоценовый.

Верхнеплейстоценовый подкомплекс ( $m$ -,  $am$ -,  $Im$ -,  $gmQ_{III}$ ) представлен образованиями, сходными по структурно-текстурному облику со среднеплейстоценовыми мореноподобными суглинками. В юго-западной части региона верхнеплейстоценовый подкомплекс сформирован темно-серыми глинистыми мореноподобными отложениями с пропластками и линзами коричневых глин. В центральной части они практически не отличаются от нижележащих морсных суглинков, в пределах Печорского мелководья и на шельфе Карского моря сложены темно-серыми глинами с тонкими слойками алевритистого материала.

Для отложений верхнеплейстоценового подкомплекса глубоководных и среднеглубинных морфоструктур характерны ровная пологая подошва и абсолютно неконформная ей сильно расчлененная волнистая кровля. Ее рельеф обусловлен регулярным чередованием вытянутых понижений и валообразных поднятий. В северных глубоководных морфоструктурных областях она выходит непосредственно к поверхности дна и определяет современный мезорельеф.

Литологические контакты между массивными мореноподобными суглинками среднеплейстоценового комплекса и неоднородными мильтитами верхнеплейстоценового подкомплекса в основном постепенные (в интервале 0,5—2,0 м). На положительных морфоструктурах в подошве верхнеплейстоценовых суглинков отмечается общее огрубление зернового состава, увеличивается количество песчаных частиц и грубобломочных включений. В отдельных случаях песчаная составляющая обособляется в текстурные элементы (линзы, слойки, присыпки и гнезда). На мелководных морфоструктурах в подошве подкомплекса выделяется тонкий (до 1—2 м) слой базальных песков.

В некоторых районах Печорской синеклизы в ряде разрезов наблюдается достаточно постепенное (в интервале от 3—5 до 10—20 м) замещение глинистых слойчатых осадков сначала более грубыми суглинками и супесями, а затем и песками. Это связано с постепенными фациальными изменениями условий осадконакопления, выражавшимися в общем обмелении бассейна.

Особенности литологического состава и строения отложений верхнеплейстоценового подкомплекса — чередование слойков, сложенных как нижеле-

жащими мореноподобными суглинками, так и вышележащими глинами. Стратиграфическая приуроченность к границе между мореноподобными и явно бассейновыми образованиями позволяет рассматривать его в качестве связующего звена между отложениями среднеплейстоценового и верхнеплейстоцен-голоценового комплексов.

Отложения верхнеплейстоцен-голоценового подкомплекса ( $m$ -,  $gm$ -,  $Im$ -,  $amQ_{III-IV}$ ) представлены так называемыми "коричневыми глинами" морского или аллювиально-морского происхождения, переходящими вверх по разрезу в серые, зеленовато-серые ледово-морские суглинистые илы.

В пределах южной части Баренцевоморского шельфа толща коричневатых глин образует сплошной покров мощностью от 2—5 м в западной части до 70—100 м в восточной. Максимальные мощности наблюдаются на Куренцовской структурной террасе. В северном направлении толща коричневатых глин постепенно выклинивается. В глубоководных районах они развиты спорадически, выполняя отдельные понижения верхнеплейстоценового подкомплекса.

В коричневых глинах наблюдается тонкая слоистость, обусловленная чередованием слойков песка, насыщенных гидротроилитом толщиной от 1—2 до 10—30 мм через 5—30 мм во вмещающих глинах. Вниз по разрезу мощность и количество слойков песка возрастают, а мощность глинистых слойков сокращается. Одновременно с этим из песчаных прослоев исчезает гидротроилит и окраска изменяется с коричневатой на палевую, серую, зеленовато-серую. В данных отложениях практически полностью отсутствует грубообломочный материал. Отмечаются обломки раковин, редкие растительные остатки и частые биотурбации (фото 4.1). Слоистость часто перемята, сильно дислоцирована (фото 4.2).

Отложения голоценового подкомплекса ( $m$ -,  $gmQ_{IV}$ ) южной части Баренцево-Карского шельфа в инженерно-геологической классификации представлены на карте донных грунтов (рис. 4.4).

Состав голоценовых осадков заметно изменяется в зависимости от литологии подстилающих образований (при прочих равных условиях). Если они подстилаются высокодисперсными верхнеплейстоценовыми глинами, их состав наиболее тонкий. В районах, где голоценовые осадки непосредственно перекрывают мореноподобные отложения, он заметно огрубляется. На мелководных участках Адмиралтейского мегавала, Южно- и Северо-Канинского плато, в некоторых районах, где часто осадки голоценового комплекса подстилаются гравийно-галечниковыми образованиями, залегающими на размытой кровле мезозойских пород, их мощность также невелика — около 0,3 м.

В наиболее погруженных районах эти образования замещаются глинистыми осадками мощностью около 0,1 м. В пределах присводовых частей положительных морфоструктур, а также на Печорском мелководье они переходят в песчано-супесчаные отложения. При этом их мощность увеличивается до 1—2 м, а в отдельных районах Печорской синеклизы может достигать 3—5 м.

В пределах Печорской синеклизы выделяемый голоценовый подкомплекс имеет двухслойное строение. Нижняя его часть представлена регressiveными пылеватыми (до мелкозернистых) песками, верхняя — темно-серыми суглинистыми морскими илами. Мощность песков изменяется от 1—2 до 5—10 м, илов — от 0,2—0,5 до 1—2 м.

Согласно данным, полученным по результатам определения возраста раковинного и растительного материала, возраст этих осадков 0,25—3—9 тыс. лет, что соответствует временным рамкам голоцена (0—12 тыс. лет). Интер-

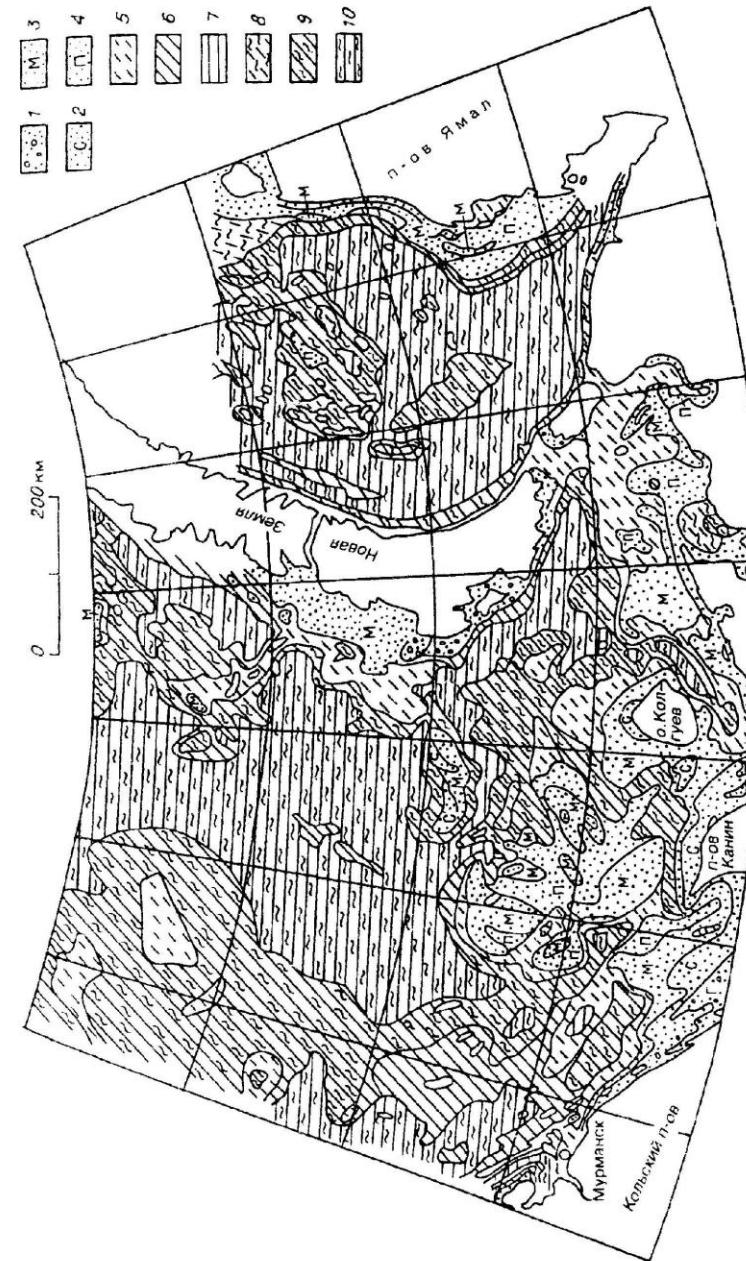


Рис. 4.4. Карта схема литологического состава донных грунтов (составил В.В. Назимов).  
1 — гравий, галька; 2—4 — песок (2 — пылеватый; 3 — мелкий, 4 — средний, м — мелкозернистый); 5 — супесь; 6 — суглинок; 7 — глина; 8—10 — илы: соответственно супесчаный, суглинистый, глинистый.

вальные скорости осадконакопления в прибрежной мелководной части региона составляют более 100—200 см/1000 лет. В глубоководных, удаленных от побережья районах они не превышают 10—20 см/1000 лет.

В Пахучанской впадине на шельфе Карского моря голоценовые осадки представлены глинистыми и суглинистыми илами мощностью около 0,5—1,5 м. В основании толщи голоценового комплекса залегают суглинистые илы, содержащие линзы и слойки песка, редкие включения грубообломочного материала. Вверх по разрезу они постепенно переходят в глинистые илы. В поверхностной части этих илов содержатся корочки и конкреции гидроксидов железа. Глубже встречаются примазки и мелкие гнезда гидротроилита. В мелководных районах глинистые илы верхней части комплекса выклиниваются, а суглинистые замещаются песками.

В целом состав голоценовых отложений в определенной степени контролируется глубиной современного Баренцево-Карского бассейна и интенсивностью придонных течений. По мере увеличения глубины наблюдается замещение грубых осадков более тонкими. Однако на это накладываются и другие факторы, такие как расчлененность мезорельефа, ледовый рассев и состав подстилающих отложений, в результате чего полное и четкое соответствие между составом осадков и глубиной моря отсутствует.

Таким образом, строение толщи голоценовых осадков имеет трангрессивный характер. Нижняя пачка представлена на мелководье песками и супесями, на глубоководных и среднеглубинных участках — глинами и суглинистыми илами, реже супесями.

## 4.2. Вещественный состав грунтов

В результате исследований получены данные о гранулометрическом составе, составе и содержании ионов легкорастворимых солей в водной вытяжке, составе и содержании глинистых минералов, составе и содержании минералов тяжелой фракции, содержании основных химических элементов.

Ниже приводится характеристика вещественного состава отложений, вскрытых скважинами на Русановском месторождении, где выполнялись детальные инженерно-геологические исследования.

Скв. 206, расположенной в 13 км к юго-востоку от рамки Русановской площади, был вскрыт следующий разрез (рис. 4.5).

Морские голоценовые осадки отмечены в интервале 0—0,5 м и представлены серым суглинистым, сильно опесчаненным, с трубками полихет илом. В подошве встречаются линзы и гнезда песка. Нижний контакт четкий, резкий.

Ил характеризуется довольно грубым зерновым составом. Песчаных частиц здесь содержится около 60 %, пылеватых — 13 %, глинистых — 27 %.

$C_{opr}$  достигает 0,8—0,6 %. Максимальные его количества в верхней, минимальные — в нижней части слоя.  $CaCO_3$  составляет 0,48 % (по двум пробам).

Максимальное количество железа отмечается в верхней части слоя ( $Fe^{3+}$  — 3,1 %). Его реакционноспособная форма при этом довольно низкая ( $Fe^{2+}$  — 2,2 %). В нижней части слоя содержание железа понижается до 1,06 %, а реакционноспособной формы составляет 0,49 %.

Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит (47—66 %). Гидрослюдистых минералов содержится 22—37, каолинита — 12, хлорита —

0—5 %. Вниз по разрезу количество монтмориллонита понижается, а гидрослюд и хлорита возрастает. Каолинит остается без изменений.

Содержание тяжелых минералов во фракции 0,05—0,10 мм составляет 0,087 г/50 г. Среди них преобладают ильменит (31 %), гранат (30 %), пироксен (21 %). В концентрациях (первые проценты) встречаются рутил, сфен, циркон, лейкоксен, хромшпинель, магнетит, эпидот. Наблюдаются единичные зерна турмалина, антазита, гематита, кианита.

Во фракции 0,10—0,25 мм тяжелых минералов содержится 0,052—0,066 г/50 г. Их комплекс практически такой же, как и во фракции 0,05—0,10 мм, но отличается несколько пониженными содержаниями ильменита (21—28 %), граната (10—19 %), пироксена (18—25 %). Кроме того, резко увеличено количество рутила (5—11 %) и сфена (5—38 %). В довольно значительных количествах (до 5 %) отмечается эпидот.

Морские верхнеплейстоцен-голоценовые осадки залегают в интервале 0,5—3,2 м и представлены серой глиной, от текуче- до тугопластичной. Нижний контакт четкий, резкий.

Глина неслоистая, отличается довольно тонким однородным составом. Содержание глинистых частиц достигает в среднем около 40 %, песчаных и пылеватых — по 30 %. В нижней части слоя глинистых частиц несколько больше, а песчаных меньше. Количество пылеватых частиц остается при этом неизменным.

Содержание  $C_{opr}$  0,55—1,45,  $CaCO_3$  — 0,32—1,25 %. Минимальное количество  $CaCO_3$  и  $C_{opr}$  в средней части слоя, максимальное — в кровле и подошве. Аналогичное распределение имеет и железо. В средней части толщи содержится  $Fe^{3+}$  — 0,94,  $Fe^{2+}$  — 0,42 %, в кровле  $Fe^{3+}$  достигает 1,10—1,70,  $Fe^{2+}$  — 0,7 %, в подошве соответственно — 1,9—2,2 и 1,05 %.

Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит (64—68 %). Содержание гидрослюд 16—21, каолинита — 12, хлорита — 3—4 %. Вниз по разрезу количество монтмориллонита увеличивается, а гидрослюд уменьшается.

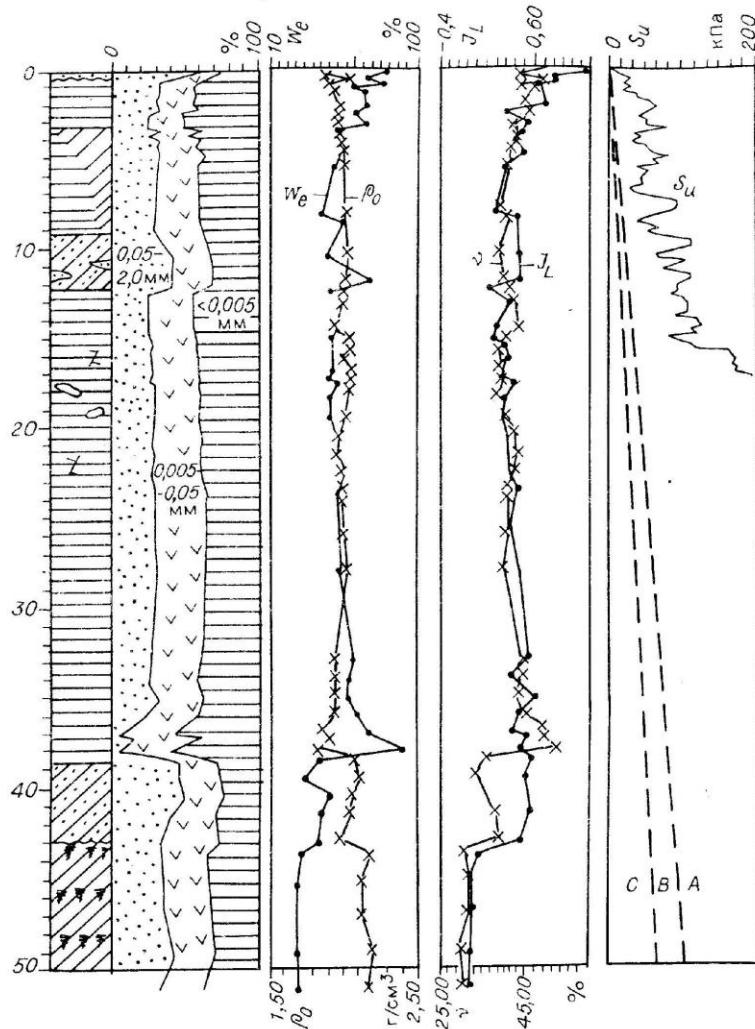
Выход минералов тяжелой фракции из группы частиц 0,10—0,05 мм составляет 0,026—0,064 г/50 г. Содержание тяжелой фракции увеличивается вниз по разрезу. Среди этих минералов преобладают ильменит (27—56 %), гранат (10—21 %) и циркон (9—38 %). Количество рутила, сфена, пироксена, магнетита, эпидота и пирита не превышает 10 %. Встречены единичные зерна турмалина, антазита, лейкоксена, хромшпинели, шпинели, амфиболов, гематита, ставролита, глауконита.

Во фракции 0,25—0,10 мм тяжелых минералов содержится 0,021—0,071 г/50 г. Среди них преобладают ильменит (до 39 %), сростки пирита с магнетитом (до 79 %), пирит (28—36 %), гранат (3—12 %), циркон (до 18 %), лимонит (до 18 %). В количествах, не превышающих 10 %, встречаются рутил, магнетит, ставролит, эпидот. Отмечаются единичные зерна сфена, лейкоксена, шпинели, кианита, глауконита.

Верхнеплейстоценовые отложения вскрыты на глубине 3,2—9,0 м. Их разрез сложен серым суглинком, от тугопластичного до полутвердого, с тонкой нечеткой слоистостью за счет слойков и присыпок песчано-алевритистого материала. Отмечаются гнезда и линзы песка. Нижний контакт четкий, неизменный.

Содержание песчаных частиц в этих суглинках 25—30, глинистых — 30—50, пылеватых — 20—30 %.

$C_{opr}$  достигает 1,2,  $CaCO_3$  — 0,93 % (по одной пробе на каждый компонент).



Количество монтмориллонита увеличивается вниз по разрезу от 63 до 72 %, а гидрослюд уменьшается от 22 до 14 % в этом же направлении. Роль каолинита (10–12 %) и хлорита (3–4 %) остается при этом практически неизменной.

В интервале 9,0–12,2 м суглинок серый тугопластичный, неоднородный, с частыми прослойками, гнездами и линзами песка. В подошве количество песчаной компоненты резко возрастает. Нижний контакт четкий, резкий.

Состав суглинков в этом интервале более грубый. Содержание песка около 40 %. Пылеватые и глинистые фракции составляют около 20 и 40 %.

Содержание  $C_{\text{орг}}$  0,7 %,  $\text{CaCO}_3$  не обнаружен. Количество железа несколько ниже (по одной пробе):  $\text{Fe}^{3+}$  — 1,4,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,97 %.

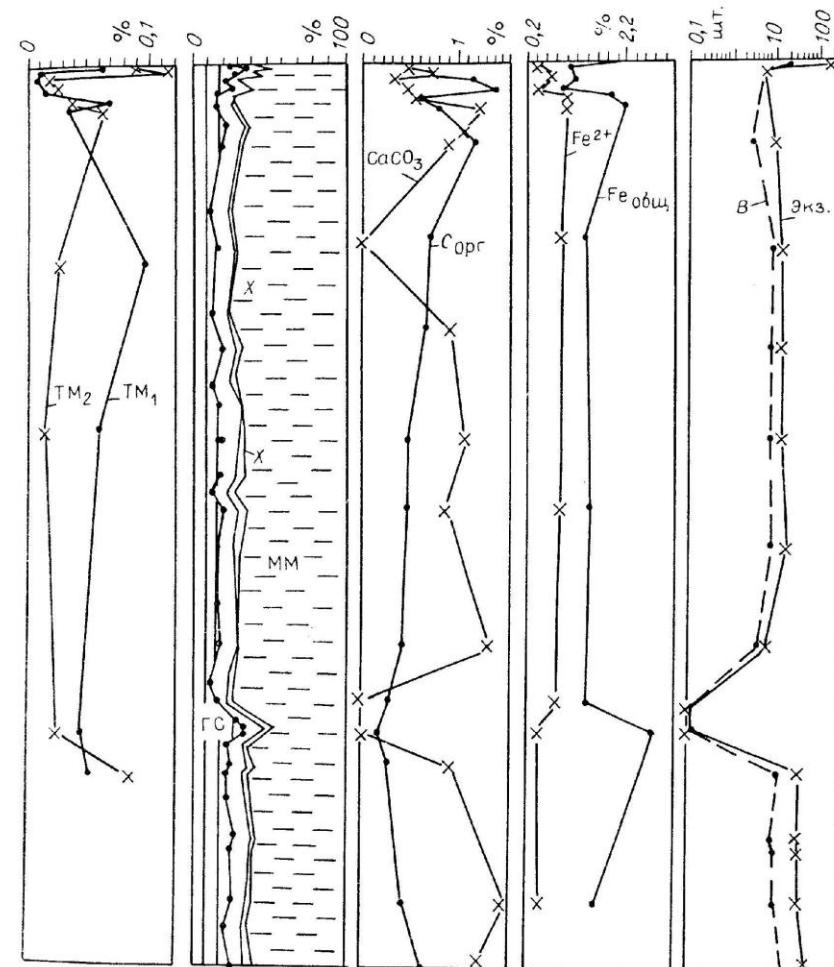


Рис. 4.5. Состав и свойства пород по скв. 206.

$W_e$  — природная влажность;  $\rho_0$  — плотность влажного грунта;  $J_L$  — показатель текучести;  $v$  — пористость;  $S_u$  — сопротивление искривленному сдвигу; сектор А — переуплотненные отложения, сектор В — нормально уплотненные отложения, сектор С — недоуплотненные отложения; Cl — содержание хлоритов;  $\text{SO}_4$  — сульфатов,  $\text{HCO}_3$  — гидрокарбонатов, ГС — гидрослюд, К — каолинита, Х — хлорита, ММ — монтмориллонита,  $C_{\text{орг}}$  — органического углерода,  $\text{CaCO}_3$  — карбонатов,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  — свободного железа,  $\text{Fe}^{2+}$  — реакционноспособного железа,  $\text{SiO}_2$  — аморфного кремнезема; М — минерализация; pH — водородный показатель; ГМ<sub>1</sub> — содержание тяжелых минералов во фракции 0,05–0,10 мм, ТМ<sub>2</sub> — во фракции 0,10–0,25 мм; В — количество видов фораминифер; экз. — кол-во экземпляров фораминифер. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.3.

В глинистых минералах преобладают монтмориллонит (69–72 %) и гидрослюды (14–17 %). Количество каолинита 10, хлорита 4 %.

Содержание минералов тяжелой фракции среди частиц размером 0,10–0,05 мм составляет 0,03 г/50 г. В составе этих минералов преобладают

ильменит (56 %), гранат (22 %), циркон (8 %), рутил (6 %), пирит (6 %). В количествах менее 1 % встречаются анатаз, лейкоксен, пироксены, магнетит, эпидот, глауконит.

В частицах размером 0,25—0,10 мм содержание тяжелых минералов достигает 0,098 г/50 г. В их составе преобладают пирит (24 %), циркон (18 %), пироксены (11 %), ильменит (9 %), гранат (9 %), рутил (5 %), сростки пирита с магнетитом (4 %). Рутил, лейкоксен, амфиболы, ставролит, эпидот, кианит и глауконит встречаются в количествах менее 1 %.

Среднеплейстоценовые породы вскрыты в интервале 12,2—38,5 м. Их разрез представлен глиной серой, темно-серой тугопластичной, в отдельных интервалах полутвердой, в верхней части с неясно выраженным тонкими слоями алеврита, которые в приподошвенной части формируют довольно четкую слоистость. Вверх по разрезу слоистость постепенно разубоживается. По всему слою линзы и примазки, насыщенные гидротроилитом, образуют нечеткие слойки. Отмечаются обломки слаболитифицированных пород. Глины рассечены сколами и микроразломами, наблюдается щебнистая отдельность. На глубине 19—20 м в глине обнаружены два кусочка чистого стекловидного льда. Нижний контакт четкий, нерезкий.

До глубин 36 м состав глин довольно однородный. Содержание песчаных, пылеватых и глинистых частиц остается приблизительно одинаковым (30—35 % каждой из групп). Глубже 36 м резко понижается содержание песчаных частиц (до 10—20 %), увеличивается глинистых (до 45—50 %) и пылеватых (до 35—45 %).

Содержание  $C_{\text{орг}}$  последовательно уменьшается вниз по разрезу от 0,7 до 0,2 %. Количество  $\text{CaCO}_3$  до глубины 36 м возрастает от 0,93 до 1,36 %, ниже резко уменьшается до нулевых значений.

До глубины 36 м содержание  $\text{Fe}^{3+}$  составляет 1,42—1,52,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,91—0,97 %. Глубже 36 м содержание  $\text{Fe}^{3+}$  резко увеличивается до 2,8 %,  $\text{Fe}^{2+}$  понижается до 0,5 %.

В составе комплекса глинистых минералов до глубины 36 м преобладает монтмориллонит (63—71 %). Содержание гидрослюд составляет 14—22 %, каолинита 8—14, хлорит — следы — до 6 %, чаще всего 4—5 %. Глубже 36 м в комплексе глинистых минералов содержание гидрослюд резко увеличивается (до 26—36 %), а монтмориллонита понижается (до 48—61 %). Количество каолинита и хлорита остается практически неизменным.

Содержание минералов тяжелой фракции среди частиц размером 0,05—0,10 мм равно 0,017—0,087 г/50 г. В составе тяжелой фракции преобладают ильменит (58 %), гранат (21—23 %), рутил (6—9 %), циркон (6—8 %), пирит (до 5 %), магнетит (1—2 %). Содержание сфена, анатаза, лейкоксена, глауконита не превышает 1 %.

Количество тяжелых минералов во фракции 0,1—0,25 мм составляет 0,062—0,048 г/50 г. Среди этих минералов преобладают ильменит (30—32 %), пироксен (19—22 %), пирит (до 21 %), циркон (7—15 %), гранат (10—15 %), амфибол (5—6 %), рутил (до 6 %), сростки пирита с магнетитом (до 6 %). Содержание сфена, лейкоксена, хромшпинели, магнетита, ставролита, эпидота, кианита, глауконита не превышает 1 %. С глубины более 36 м в отложениях содержание рутила, сфена, пироксеноев увеличивается, а пирита резко понижается.

В интервале 38,5—43,0 м залегает суглинок серый мягкопластичный неоднородный, с частыми слойками, линзами и гнездами песка.

В его зерновом составе преобладают песчаные частицы (40—60 %). Содержание пылеватых равно 30—40, глинистых — 20—30 %.

$C_{\text{орг}}$  составляет 0,3,  $\text{CaCO}_3$  — 0,93 % (по одной пробе на каждый компонент).

Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит (56—60 %) и гидрослюд (25—30 %). Количество каолинита составляет 11—12, хлорита 3—5 %. Вниз по разрезу содержание монтмориллонита снижается, гидрослюд возрастает, а каолинита и хлорита остается неизменным.

Среди частиц размером 0,05—0,10 мм содержание минералов тяжелой фракции 0,087 г/50 г. В их составе преобладают ильменит (60 %), гранат (15 %), циркон (7 %), рутил (6 %), пирит (6 %), магнетит (2 %). Количество сфена, лейкоксена, амфиболов, пироксеноев, эпидота, кианита, карбонатов и глауконита не превышает 1 %.

В частицах размером 0,10—0,25 мм содержатся: ильменит (30 %), пироксены (19 %), гранат (15 %), сростки пирита с магнетитом (13 %), пирит (9 %), циркон (7 %), рутил (3 %), магнетит (2 %). Содержание сфена, анатаза, лейкоксена, хромшпинели, ставролита, эпидота, кианита не превышает 1 %.

Верхнеплеистоценовые осадки вскрыты в интервале 43,0—50,0 м и представлены суглинком темно-серым, твердым, в кровле полутвердым, с редкими нечеткими прослойками, насыщенными гидротроилитом.

Песчаных частиц содержится 30—40, пылеватых — 25—30, глинистых — 25—35 %.

Количество  $C_{\text{орг}}$  равно 0,45—0,65,  $\text{CaCO}_3$  — 1,25—1,57 % (по двум пробам на каждый компонент). Содержание железа (в одной пробе) следующее:  $\text{Fe}^{3+}$  — 1,65,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,56 %.

Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит (57—61 %). Содержание гидрослюд составляет 23—28, каолинита 10—13, хлорита — чаще всего 3, реже до 5 %. Закономерной изменчивости соотношений между глинистыми минералами в разрезе данной толщи не наблюдается.

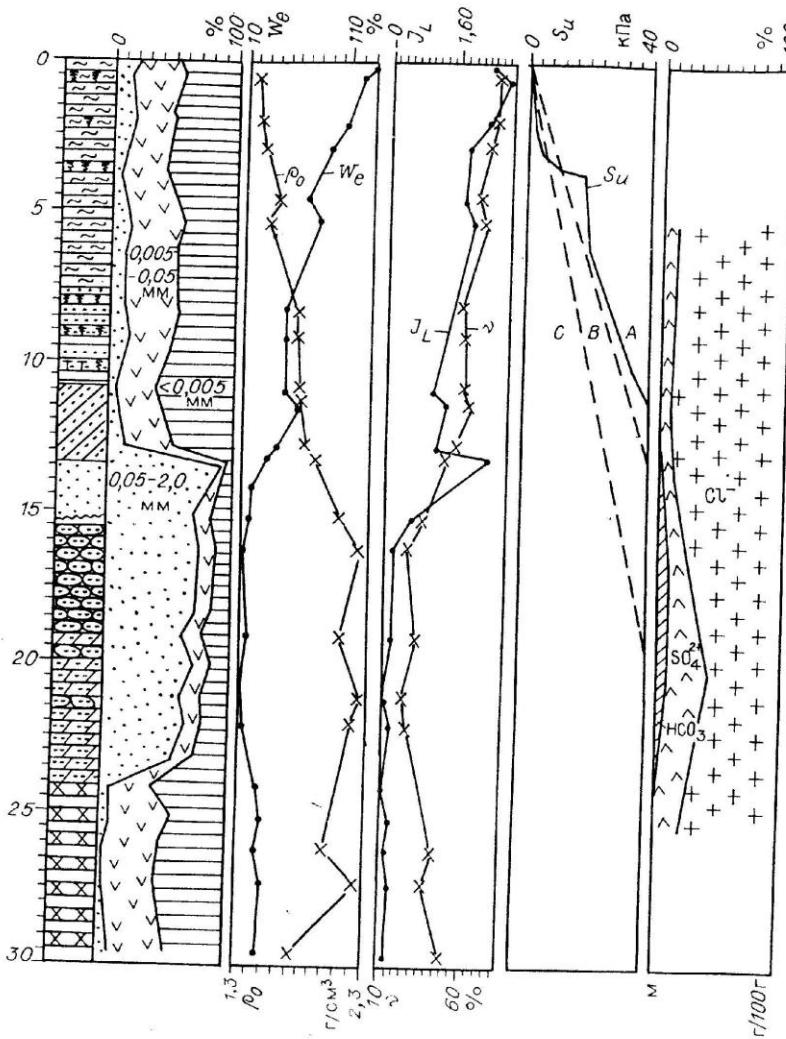
Скв. 248, расположенной в северо-западной части Русановской площади, был вскрыт следующий разрез (рис. 4.6).

Голоценовые осадки. 0,0—7,5 м — ил серый глинистый, с мелкими черными точечными пятнами, насыщенным гидротроилитом. В верхней части слоя расположение пятен беспорядочное, хаотичное. Вниз по разрезу они постепенно сливаются в слойки, формируя тем самым тонкую слойчатость. Встречаются обломки створок раковин. По всему слою, а особенно в его верхней части, имеются скопления трубок полихет. Нижний контакт постепенный, плавный.

Верхнеплеистоцен-голоценовые отложения. 7,5—10,7 м — глина серая, текучая с тонкими ритмичными слойками алевритистого материала (толщиной 1—3 мм) и черными слойками (толщиной 5—10 мм), насыщенными гидротроилитом. По всему слою фиксируются включения раковинного материала. С глубины 10 м наблюдаются корочки гидроксидов железа ярко-желтого цвета. Нижний контакт постепенный, плавный.

В составе толщи преобладают глинистые (35—50 %) и пылеватые (30—45 %) частицы. Песчаная фракция достигает 5—20 %. Состав верхней части толщи (до глубины около 3 м) более грубый. Наиболее дисперсны отложения приподошвенной части разреза.

Содержание  $C_{\text{орг}}$  уменьшается вниз по разрезу до глубины 9,5 м от 1,55 до 0,45 %, ниже увеличивается до 1,05 %. Количество  $\text{CaCO}_3$  относительно высоко (2,81—9,67 %). Его значения достигают максимума в интервале 3,5—6,5 м (7,17—9,67 %) и понижаются вниз и вверх по разрезу. Максимальное содержание  $\text{CaCO}_3$  приурочено к интервалу, наиболее богатому остатками фораминифер. Количество  $\text{Fe}^{3+}$  составляет 1,44—2,90 %,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,51—1,05 %. Содержание  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  уменьшается вниз по разрезу, а аморфного кремнезема  $\text{SiO}_{\text{замф}}$  равно 0,97—1,35 %. Его минимальные содер-



жания отмечаются в верхней и нижней частях толщи, максимальные — на глубине около 4,5—5,0 м.

В составе комплекса легкорастворимых солей водной вытяжки резко преобладают хлориды (около 90 %). Содержание сульфатов около 5—7, гидрокарбонатов 3—5 %. Минерализация (M) постепенно уменьшается вниз по разрезу от 2,2 до 1,4 г/100 г. Значения водородного показателя (pH) изменяются от 7,7 до 7,9.

В глинистых минералах преобладает монтмориллонит (52—61 %). Гидрослюды составляют 23—33 %. Содержание каолинита 10—15 %, хлорита до глубины 5,5 м — 3 %, глубже 5,5 м — 3—6 %. В придонном слое осадков (0,0—0,1 м) хлорит отсутствует. В интервале 2,5—6,0 м количество гидро-

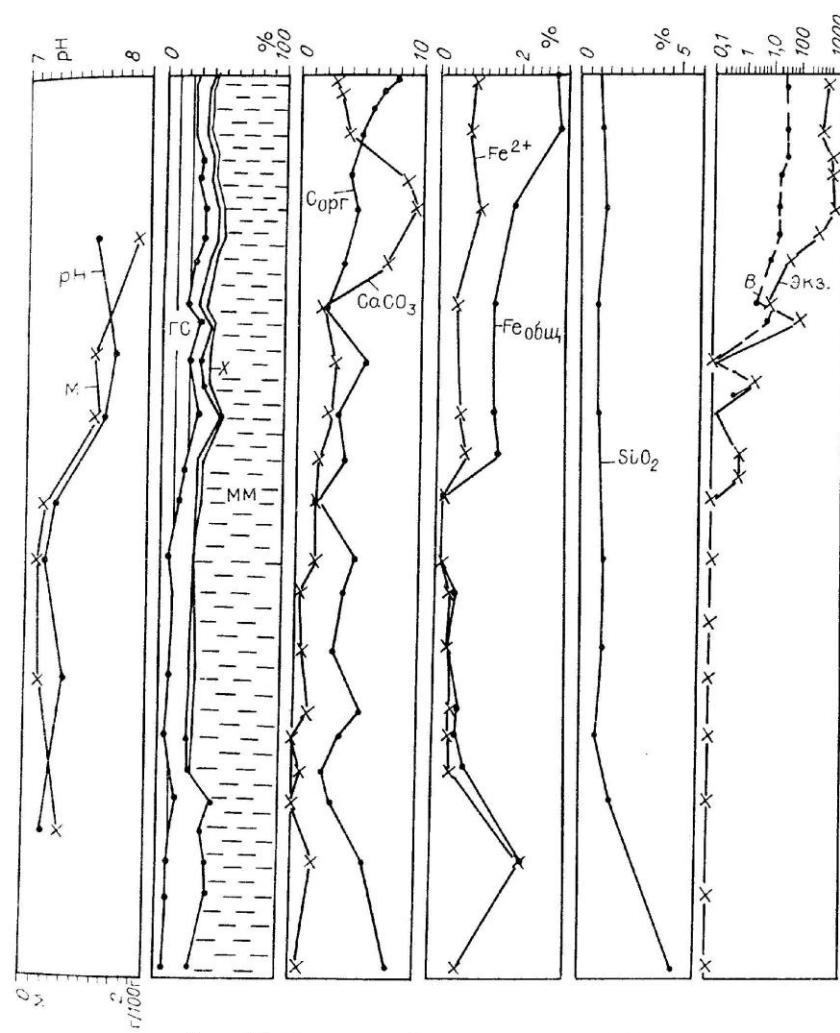


Рис. 4.6. Состав и свойства пород по скв. 248.

Усл. обозн. см на рис. 4.3 и 4.5.

слюд увеличивается, монтмориллонита снижается, а каолинита и хлорита не изменяется.

10,7—13,3 м — суглинок серый, текущий, с тонкой ритмичной слоистостью (ритмит), обусловленной чередованием через 1—3 мм слойков песчано-алевритистого материала. На плоскостях напластования наблюдаются голубоватые выцветы вивианита. Нижний контакт четкий.

Зерновой состав суглинков огрублется по направлению от кровли к подошве толщи. Если в верхней части толщи содержание песчаных частиц составляет 5—20, пылеватых — 20—30, глинистых — 55—65 %, то в нижней части, с глубины 13 м, роль песчаных зерен резко возрастает до 65 %, а количество пылеватых понижается до 20, глинистых — до 15 %.

Концентрация  $C_{\text{опр}}$  равна 0,65—0,75,  $\text{CaCO}_3$  — 1,86—2,81 %, что несколько ниже, чем в вышележащих отложениях. Концентрация  $\text{Fe}^{3+}$  составляет 1,45—1,55,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,63—0,77 %. Определения  $C_{\text{опр}}$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Fe}^3$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  проведены по двум пробам. Содержание  $\text{SiO}_{2\text{амф}}$  равно (по одной пробе) 1,1 %.

Содержание монтмориллонита достигает 64—67, гидрослюд — 19—28, каолинита — 10—12, хлорита — 2—4 %. Вниз по разрезу возрастает содержание монтмориллонита и каолинита, а количество гидрослюда и хлорита понижается.

13,3—15,3 м — песок желтовато-коричневый, мелкий, рыхлый, однородный. Нижний контакт четкий резкий.

Песчаных частиц содержится около 85—90 %, пылеватых — 3—5, глинистых — 5—10 %.

Содержание  $C_{\text{опр}}$  равно 0,35,  $\text{CaCO}_3$  — 1,86 %. Количество  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  одинаково — по 0,2 %.

В комплексе легкорастворимых солей преобладают хлориты (около 85 %). Однако по сравнению с вышележащими отложениями здесь несколько увеличивается доля сульфатов (до 10 %).

Содержание гидрокарбонатов не превышает 5—7 %. Минерализация понижается до 0,25 г/100 г.  $\text{pH} = 7,3$ .

Среди глинистых минералов резко увеличивается количество каолинита (14 %), а гидрослюд понижается (до 15 %). Монтмориллонита содержится 67, хлорита — 4 %.

**Палеогеновые отложения.** 15,3 — 22,2 м — песчаник, алевропесчаник коричневато-серый, плотный, массивный, в кровле интенсивно ожелезнен, с глубины 17,7 м с брекчированными линзами опок. Нижний контакт четкий.

Вниз по разрезу снижается количество песчаных частиц (от 65—75 до 55—60 %) и возрастает пылеватых (15—20 %) и глинистых (20—30 %).

Содержание органического углерода  $C_{\text{опр}}$  достигает 0,60—1,05 %. Количество  $\text{CaCO}_3$  составляет 0—1,57 %. Концентрация  $\text{Fe}^{3+}$  около 0,21—0,58,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,21—0,49 %. Содержание железа возрастает вниз по разрезу.

В составе легкорастворимых солей водной вытяжки часто отмечаются хлораты (70 %). Однако здесь их доля значительно меньше, чем в вышележащих отложениях. Это связано с увеличением содержания сульфатов (до 30 %) и гидрокарбонатов (до 10 %). Минерализация этих отложений 0,4 г/100 г,  $\text{pH} \approx 7,7$ .

Среди глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит (70—73 %). Содержание гидрослюда здесь значительно ниже (относительно вышележащих четвертичных отложений) — 7—10 %. Количество каолинита, наоборот, относительно выше (17—20 %). Содержание хлорита изменяется от 0 до 4 %. Наиболее богата хлоритом приподошвенная часть толщи.

22,2—24,0 м — алевропесчаники, алевролиты, плотные серые, зелено-вато-серые с линзовидной слоистостью, с глауконитовыми зернами. Нижний контакт нерезкий.

Содержание песчаных фракций резко уменьшается вниз по разрезу от 65—75 до 10 %. В то же время возрастает количество пылеватых (от 10 до 30 %) и глинистых (от 30 до 60 %) частиц.

Содержание  $C_{\text{опр}}$  составляет 0,45,  $\text{CaCO}_3$  — 0,32,  $\text{Fe}^{3+}$  — 0,75,  $\text{Fe}^{2+}$  — 0,49 %. Всего было выполнено по одному определению каждого из указанных компонентов.

В комплексе глинистых минералов преобладают монтмориллонит (73 %) и каолинит (17 %). Содержание гидрослюдистых минералов 10 %, хлорит отсутствует.

24,0—30,0 м — глина темно-серая, твердая, тонкослоистая, кремнистая, с редкими сколами.

В зерновом составе глин преобладают пылеватые и глинистые частицы (по 45—50 % каждой из групп). Содержание песчаных зерен не превышает 10 %.

Содержание  $C_{\text{опр}}$  вниз по разрезу изменяется от 0,60 до 1,55,  $\text{CaCO}_3$  — от 0 до 1,57,  $\text{Fe}^{3+}$  — от 2,20 до 0,69,  $\text{Fe}^{2+}$  — от 2,16 до 0,69 %. Количество  $\text{SiO}_{2\text{амф}}$  при этом возрастает от 1,90 до 4,85 %.

Среди легкорастворимых солей преобладают хлораты (около 80 %) и сульфаты (около 15 %). Количество гидрокарбонатов не превышает 5 %. Минерализация отложений довольно низкая (около 0,7 г/100 г).  $\text{pH} = 7,4$ .

В составе комплекса глинистых минералов преобладают монтмориллонит (55—73 %) и каолинит (17—31 %). Содержание гидрослюда около 8—14 %.

Скв. 250, расположенной в юго-восточной части Русановской площади, был вскрыт следующий разрез (рис. 4.7).

**Голоценовые осадки.** 0,0—0,2 м — ил серый, суглинистый, сильно опесчаниненный. Нижний контакт четкий, резкий.

**Верхнеплейстоценовые осадки.** 0,2—9,1 м — суглиник серый, от текучего до текучепластичного, неоднородный, тонкоритично-слоистый (ритмит), с частыми прослойками и линзами толщиной около 1 см алевритистого материала, с черными примазками, линзами и прослойками, насыщенными гидротроилитом, с окатышами тугопластичных глин. На плоскостях напластования отмечены голубоватые выцветы вивианита. В верхней части слоя включения окатышей тугопластичных глин. Нижний контакт резкий.

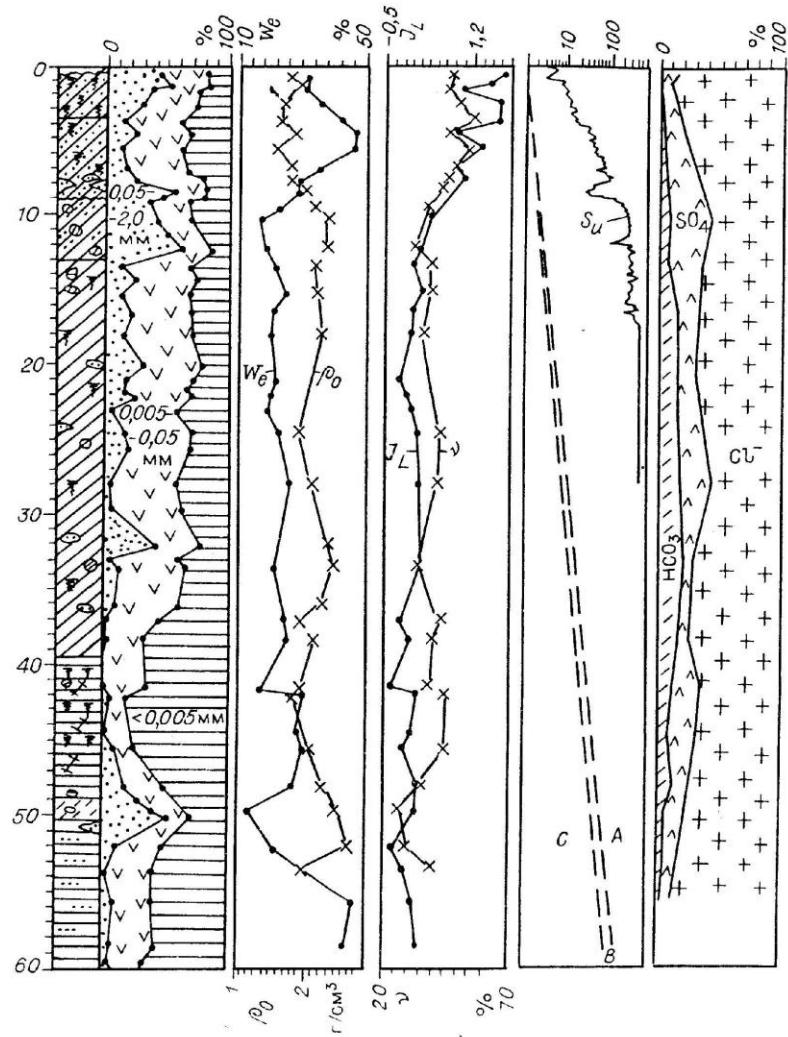
Зерновой состав верхнеплейстоцен-голоценовых отложений в этом интервале довольно груб в приподошвенной и прикровельной частях толщи. Здесь заметно преобладают песчаные (40—65 %) и пылеватые (20—30 %) фракции. Содержание глинистых частиц не превышает 25 %. В средней части толщи количество песчаных частиц значительно сокращается (15—20 %). Содержание пылеватых при этом практически не изменяется, а число глинистых увеличивается (30—40 %).

Количество органического углерода ( $C_{\text{опр}}$ ) имеет максимальные значения (около 1 %) в средней части толщи, где состав рассматриваемых отложений наиболее тонок. В прикровельной и приподошвенной частях толщи оно понижается до минимальных содержаний (не более 0,2 %).

Концентрация карбоната кальция ( $\text{CaCO}_3$ ) изменяется от 2,0 до 0,2 %, последовательно уменьшаясь вниз по разрезу верхнеплейстоцен-голоценовой толщи. Максимальные его содержания отмечаются в верхней части толщи, богатой остатками известковых фораминифер, минимальные — в нижней части, которая не имеет этих осадков.

Содержание  $\text{Fe}^{3+}$  варьирует от 0,4—1,2 до 1,5—1,8 %. Его минимальные значения приурочены к кровле и подошве толщи, максимальные — к ее средней части. Количество  $\text{Fe}^{2+}$  0,4—0,7 %. Изменение его содержания по разрезу аналогично изменению  $\text{Fe}^{3+}$ .

Содержание легкорастворимых солей (минерализация — M) изменяется по разрезу незакономерно (от 0,75 до 0,95 г/100 г). В составе легкорастворимых солей резко преобладают хлориты (70—90 %). Содержание сульфатов ниже — 10—30 %. Количество гидрокарбонатных солей не превышает



10 %. Вниз по разрезу данной толщи количество хлоритов снижается, а сульфатов и гидрокарбонатов возрастает. При этом значение водородного показателя pH изменяется от 7,2—7,6 в верхней части до 8,0—8,2 в нижней.

Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит (55—67 %). В меньших количествах отмечается гидрослюдя (30—20 %) и каолинит (16—18 %). Количество хлорита незначительно (3—6 %). Максимальное содержание гидрослюдя и хлорита в средней части толщи, имеющей наиболее тонкий состав и содержащей максимальное (для данного слоя) количество органического вещества.

**Верхнеплейстоценовые осадки.** 9,1 — 13,0 м — суглинок серый, полу-твердый, однородный, неслоистый, с редкими гнездами и линзами песка,

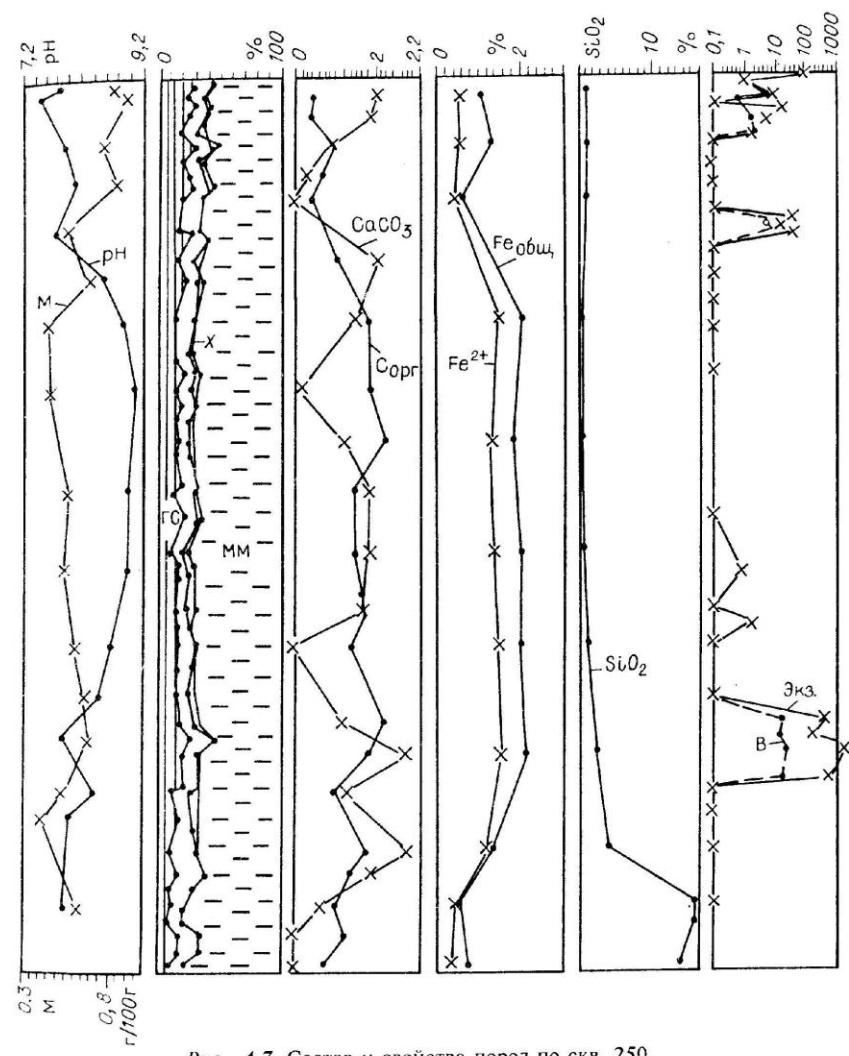


Рис. 4.7. Состав и свойства пород по скв. 250.  
Усл. обозн. см на рис. 4.3 и 4.5.

единичными обломками нелитифицированных пород. В подошве состав грунта резко огрубляется. Нижний контакт резкий.

В гранулометрическом составе этих отложений преобладают песчаные (40—65 %) и пылеватые (20—30 %) частицы. Содержание глинистых достигает 10—30 %. Вниз по разрезу толщи количество песчаных частиц увеличивается, глинистых уменьшается, пылеватых фракций также несколько понижается.

По отложениям рассматриваемой толщи имеется единичное определение содержания  $C_{\text{орг}}$  и  $\text{CaCO}_3$ . Согласно ему содержание указанных компонентов составляет 0,7 и 2,02 % соответственно.

По сравнению с вышележащими отложениями здесь резко возрастает количество сульфатных легкорастворимых солей (до 35 %). Содержание хлоритов продолжает понижаться, а гидрокарбонатов увеличиваться. Резко понижается минерализация — до 0,50 г/100 г и pH — до 7,9.

В составе глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит (57—67 %), каолинита содержится 13—18, гидрослюд — 17—26 %.

Средне- и нижнеплейстоценовые осадки 13,0—30,4 м — суглинок серый, в подошве зеленовато-серый, твердый, в основном однородный, массивный, с редкими примазками гидротроилита, с ходами полихет, включениями обломков нелитифицированных пород. В нижней части слоя, с глубины 23 м, чередуются прослои глин и суглинков, имеющих сходный структурно-текстурный облик. Мощность их изменяется от 0,2—0,5 до 2,0—3,0 м. Вниз по разрезу интервалы глинистых пород увеличиваются, суглинистых — сокращаются. На контактах между глинистыми и суглинистыми слоями, а также в верхней части толщи отмечается тонкая нечеткая слоистость. Контакт с нижележащим слоем постепенный.

Зерновой состав этих отложений закономерно утоньшается вниз по разрезу по мере замещения суглинков нижележащими глинами. Если в верхних частях толщи песчаных зерен содержится 20—30, пылеватых и глинистых частиц — 40—60 и 20—30 % соответственно, то в ее нижней части количество песчаных и пылеватых фракций понижается до 3—10 и 20—30 % соответственно, а глинистых частиц возрастает до 50—60 %. На фоне этого общего тренда содержания отдельных фракций испытывают довольно интенсивные высокоамплитудные флуктуации.

Количество  $C_{opt}$  изменяется от 1,0 до 1,5 % и возрастает вниз по разрезу до глубины 24 м. Далее оно снова несколько сокращается. Содержание  $CaCO_3$  составляет 0,16—1,86 % и изменяется по разрезу закономерно.  $Fe^{3+}$  содержится около 2 % (1,88—2,12 %). Аморфный кремнезем возрастает вниз по разрезу от 0,99 до 1,41 %.

В составе легкорастворимых солей резко преобладают хлориты (60—75 %). Количество гидрокарбонатов увеличивается вниз по разрезу от 10—15 до 20—25 % и сопровождается уменьшением содержания сульфатов от 20 до 10—15 %. В отдельных интервалах (на глубине 28 м) содержание сульфатов резко увеличивается, а хлоритов уменьшается.

Минерализация отложений увеличивается вниз по разрезу от 0,45 до 0,60 г/100 г. В кровле толщи она несколько ниже, чем в вышележащих отложениях. pH достигает своих максимальных значений в средней части толщи (до 9,1), в кровле и подошве резко уменьшается до 8,5—8,6.

В составе глинистых минералов преобладает монтмориллонит (63—70 %). Гидрослюд содержится 14—22, каолинита — 8—16 %. Количество хлорита в разрезе неустойчиво и изменяется от следов до 5—6 %, в среднем 3 %.

30,4—49,1 м — глина зеленовато-серая, твердая, с более темными относительно вмещающих глин нечеткими прослойями, насыщенными гидротроилитом, с единичными обломками нелитифицированных пород. Слой нарушен многочисленными сколами и имеет щебнистую отдельность. На поверхностях отдельностей и сколов видны выцветы вивианита. Нижний контакт постепенный.

Гранулометрический состав рассматриваемых пород сильно изменяется по разрезу толщи. Наиболее тонкий состав у глин средней части толщи (43—45 м). Содержание песчаных фракций не превышает здесь 5 % (в

основном 0,5—2 %). Количество глинистых частиц составляет 70—80, пылеватых — 15—25 %. Вверх по разрезу от указанного интервала содержание песчаных фракций практически не изменяется, но резко увеличивается пылеватых (до 40 %) при одновременном сокращении глинистых (до 60—65 %). Вниз по разрезу от средней части толщи количество песчаных фракций увеличивается (до 20 %) при одновременном уменьшении глинистых частиц (до 40 %). Содержание пылеватых фракций здесь не изменяется.

Содержание  $C_{opt}$  и  $CaCO_3$  по разрезу изменяется от 0,70 до 2,7 %. Количество железа возрастает вниз по разрезу ( $Fe^{3+}$  — от 2,12 до 2,20;  $Fe^{2+}$  — от 1,40 до 1,67 %). Аморфный кремнезем также увеличивается по разрезу от 1,1 до 2,0 %.

В составе легкорастворимых солей водной вытяжки преобладают хлориты (70—80 %). Количество гидрокарбонатов не превышает 10 %. Сульфатов содержится 10—30 %. Их максимальные значения при минимальных количествах гидрокарбонатов и хлоритов отмечаются в средней наиболее дисперсной части толщи. Вверх и вниз по разрезу количество сульфатов снижается, а содержание гидрокарбонатов и хлоритов увеличивается.

Повышенную минерализацию (0,75 г/100 г) имеют отложения средней части толщи. Вверх по разрезу она постепенно понижается до 0,45 г/100 г. pH = 8,0—8,4.

В средней части толщи комплекс глинистых минералов отличается повышенным содержанием гидрослюд (21—25 %). Количество монтмориллонита составляет 55—65, каолинита — 12—20 %. Хлорит в основном отсутствует или имеет следовые содержания. Реже, в единичных пробах, его количество достигает 4 %. В верхней части толщи содержание гидрослюд понижается до 13—18, каолинита — до 10—14 %, а монтмориллонита резко возрастает до 68—72 %. Количество хлорита также увеличивается до 3—4 %. В нижней части толщи содержание гидрослюд уменьшается до 13 %, а монтмориллонита и каолинита увеличивается (73 и 14 % соответственно).

49,1—50,2 м — суглинок серый, твердый, неоднородный, с прослойми глин и песков, редкими окатышами из состава нижележащих отложений. Нижний контакт четкий, резкий.

Суглинки этого слоя отличаются довольно грубым составом. Содержание песчаных фракций около 50, пылеватых — 25, глинистых — 35 %.

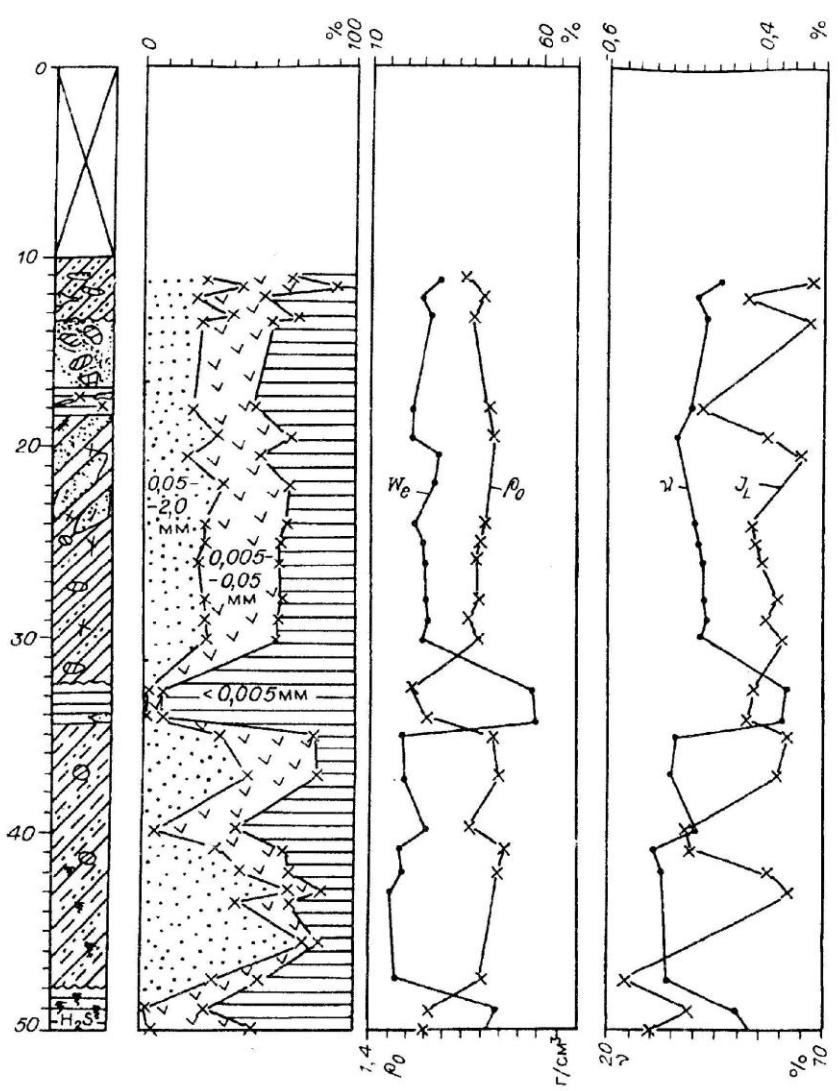
В составе комплекса легкорастворимых солей преобладают хлориты (80 %). Количество сульфатов и гидрокарбонатов невелико (15 и 5 % соответственно). Минерализация равна 0,4 г/100 г, водородный показатель — 8.

В составе глинистых минералов преобладает монтмориллонит (65 %). Гидрослюд содержится 16, каолинита — 15, хлорита — 4 %.

Палеогеновые отложения. 50,2—60,0 м — глина зеленовато-серая, с голубоватым оттенком, тонкочешуйчатой текстурой, кремнистая, с зернами глауконита, с пиритовыми конкрециями, трещиноватая, сланцеватая, в прикровельной части с линзами и гнездами глауконитового песка.

Глины имеют довольно тонкий состав. Содержание песка не превышает 10 %. Количество пылеватых частиц составляет 30—40, глинистых — 50—60 %. В кровле толщи, где наблюдаются линзы и гнезда песка, количество песчаных фракций увеличивается (до 55 %), а количество пылеватых и глинистых понижается (15 и 30 % соответственно).

Содержание  $C_{opt}$ ,  $CaCO_3$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  уменьшается вниз по разрезу ( $C_{opt}$  — от 1,15 до 0,55;  $CaCO_3$  — от 2,81 до 0;  $Fe^{3+}$  — от 1,35 до 0,65—0,82;



$Fe^{2+}$  — от 1,30 до 0,49 %). При этом резко увеличивается содержание  $SiO_{2\text{амф}}$  (от 2,82 % в кровле до 7—8 % в нижних частях разреза).

В составе легкорастворимых солей водной вытяжки очень много хлоритов (85 %). Содержание сульфатов не превышает 10, гидрокарбонатов — 5 %. Минерализация этих отложений 0,7 г/100 г, pH = 8,0.

В составе глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит (61—80 %). В достаточно больших количествах отмечается также и каолинит. Его содержание заметно уменьшается вниз по разрезу от 22—24 до 13—18 %. Количество гидрослюд невелико (8—17, чаще 9—11 %). Хлорит практически

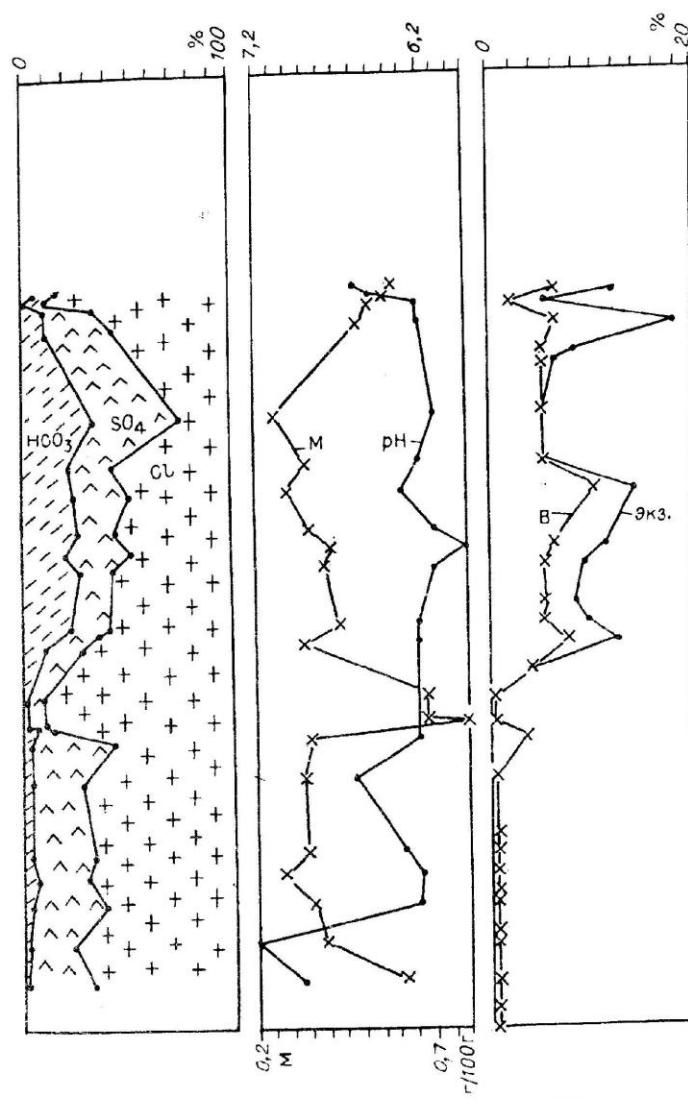


Рис. 4.8. Состав и свойства пород по скв. 253.

Усл. обозн. см на рис. 4.3 и 4.5.

отсутствует. Лишь в самой верхней части толщи, содержащей линзы и гнезда песка, отмечаются его следы.

Скв. 253, пройденной в юго-восточной части Русановской площади, до глубины 10 м керновый материал получить не удалось. Ниже вскрыт следующий разрез (рис. 4.8).

**Верхнеплейстоценовые отложения.** 10,0—13,5 м — суглинок серый, мягкопластичный, неоднородный, с тонкими слойками, линзами и мелкими

гнездами песчано-алевритистого материала, с единичными комками нелитифицированных глин.

**Среднеплейстоценовые отложения.** 13,5—23,7 м — ледогрунт: в интервале 13,5—19,0 м преобладает чистый лед с включениями комочков глинистого состава. Лед прозрачный, стекловатый, на вкус пресный. С глубины 19 м лед в виде толстых наклонных шлиров в тугопластичном пластично-мерзлом суглинке с нечетко выраженной тонкослоистой текстурой и единичными обломками нелитифицированных пород. Вниз по разрезу количество и объем ледяных шлиров сокращаются. Контакт с нижележащими отложениями четкий.

Зерновой состав отложений в интервале 13,5—23,7 м характеризуется приблизительно равным содержанием песчаных, пылеватых и глинистых фракций (в среднем 33 % каждая). Количество песчаных и глинистых частиц изменяется от 25 до 45 %, а пылеватых остается при этом постоянным.

В составе легкорастворимых солей водной вытяжки увеличивается количество гидрокарбонатов и сульфатов при одновременном уменьшении хлората в толще ММП, имеющих максимальную льдистость (13,5—17,0 м). Гидрокарбонатов здесь содержится 40, сульфатов — 35, хлоритов — около 25 %.

Вниз и вверх по разрезу от характеризуемого интервала содержание гидрокарбонатов и сульфатов понижается, а хлоритов возрастает. В верхней части толщи отложений, перекрывающих сильнольдистые ММП (10,0—11,0 м), количество хлоритов составляет 85—90, сульфатов — около 10 %, а гидрокарбонатов не превышает 5 %. Вниз по разрезу количество хлоритов понижается до 35—50 %, а гидрокарбонатов и сульфатов возрастает до 10—15 и 35—40 % соответственно. В суглинках с толстыми шлирами льда, подстилающих сильнольдистые ММП (интервал 17,0—23,7 м), гидрокарбонатов содержится 20—30, сульфатов — 20—25, хлоритов — 45—55 %.

Минерализация рассматриваемых отложений понижается вниз по разрезу до кровли ледогрунтовой толщи от 0,65 до 0,25 г/100 г. Ниже подошвы ледогрунтов она несколько увеличивается до 0,3 г/100 г. pH в интервале 10—12 м резко увеличивается вниз по разрезу (от 7,60 до 8,20—8,25) и достигает максимума в ледогрунте. В подошве ледогрунтовой толщи pH понижается до 8,0—7,9.

23,7—32,5 м — суглинок серый, тугопластичный, неоднородный, полосчатый за счет чередования через 5—10 мм слойков, окрашенных в различные тона серого цвета, с присыпками, тинзами и мелкими гнездами песка, редким растительным детритом, обломками нелитифицированных пород желтовато-серого цвета. В подошве сильно опесчанен. Нижний контакт резкий.

В зерновом составе суглинков отмечается приблизительно равное содержание песчаных, пылеватых и глинистых фракций при незначительном преобладании последних. Количество песчаных и глинистых частиц составляет приблизительно по 30, пылеватых — 40 %. В отличие от вышележащих отложений гранулометрический состав рассматриваемых суглинков довольно однороден, соотношения между фракциями устойчивые.

Вниз по разрезу данной толщи уменьшается содержание сульфатов (от 20—30 до 10 %) и гидрокарбонатов (от 20—30 до 10—15 %). Одновременно с этим увеличивается количество хлоритов от 40—50 до 65—75 %. Минерализация рассматриваемых отложений 0,3—0,4 г/100 г. Водородный показатель практически не изменяется и приблизительно равен 8,2.

**Озерно-аллювиальные отложения нижнего плейстоцена.** 32,5—34,5 м — глина желтовато-коричневой пятнистой окраски, тугопластичная,

жирная, пластилиноподобная. В подошве отмечаются прослои и линзы буро-вато-желтого песка. Нижний контакт четкий.

Зерновой состав глин отличается высокой дисперсностью. В гранулометрическом спектре резко преобладают глинистые частицы (90—93 %). Содержание пылеватых зерен составляет около 3—7 %, песка не превышает 3 %.

В комплексе легкорастворимых солей преобладают хлориты (85—90 %). Количество гидрокарбонатов составляет около 2—5, сульфатов — 7—10 %. Минерализация рассматриваемых глин 0,6—0,8 г/100 г. pH в среднем около 8,2.

**Аллювиально-морские отложения нижнего плейстоцена.** 34,5—48,0 м — неоднородное,неритмичное,неравномерное переслаивание серых, однородных по цвету, суглинков, супесей, песков и глин. Глинистая составляющая переслаивания характеризуется твердой консистенцией, песчаная — плотным сложением. Мощность отдельных прослоев изменяется от 1—2 см до 0,5—1,0 м. Внутри каждого из прослоев присутствует еще более тонкая слойчатость. В подошве толщи отмечаются обломки нелитифицированных пород и зерна кварца гравийной размерности. Нижний контакт резкий.

Зерновой состав рассматриваемых отложений весьма неоднороден. Содержание песчаных частиц в них варьирует от 10 до 75, пылеватых — от 3 до 35, глинистых — от 15 до 50 %. Такая неоднородность обусловлена прежде всего чередованием в разрезе толщи слоев (интервалов) пестрого состава (от песчаных до глинистых).

Содержание хлоритов изменяется от 40 до 60, сульфатов — от 30 до 50, гидрокарбонатов — от 1—2 до 5—10 %. Минерализация в основном 0,25—0,35 г/100 г. pH изменяется от 7,2 до 8,2.

**Палеогеновые отложения.** 48,0—50,0 м — глина голубовато-серая, твердая, с тонкими чешуйчатыми прослойками намытого растительного детрита (иногда углефицированного), с гнездами глауконитового песка, с запахом сероводорода.

В зерновом составе палеогеновых глин преобладают глинистые частицы (40—60 %). Содержание песчаных зерен составляет 1—5, пылеватых — 40—50 %.

В составе солевого комплекса водной вытяжки преобладают хлориты (65—75 %). Сульфатов содержится 20—35 %. Количество гидрокарбонатов не превышает 5 %. Минерализация рассматриваемых отложений 0,65 г/100 г, pH = 7,6.

В комплексе глинистых минералов преобладает монтмориллонит (72 %). Содержание гидрослюд и хлорита приблизительно одинаково (по 14 %).

### 4.3. Неотектонический режим и палеогеография региона

Особенности неотектонического этапа развития региона в значительной мере обусловлены тесной связью шельфа Карского моря с северными окраинами Западно-Сибирской плиты и характером взаимосвязей Баренцева моря с древними поверхностями выравнивания, находящимися на морском продолжении Тиманской гряды.

Начало неотектонического этапа в Карском море и на прилегающей суше ознаменовалось резкой активизацией тектонических движений и перестройкой структурного плана [Сакс, 1953; Дибнер, 1973; Захаров, 1976, 1978;

Погребицкий, 1976; Сузdalский, 1976; Такки, Буйваленко, 1976; Аксенов, Дунаев, 1984; Зархидзе, 1985].

В неотектонический этап, согласно отмеченным выше авторам, прежде господствовавшие в контурах Южно-Карской синеклизы максимумы прогибания сместились в южном направлении. В олигоцене регион испытывал интенсивное воздымание, а в икосигене в его пределах преобладали дифференцированные блоковые движения. Они особенно четко проявлены в прино-воземельской части шельфа, где хорошо развиты положительные и отрицательные формы рельефа с предположительно тектоническими ограничениями.

Неотектонические нарушения (вероятно, унаследованные более древние разломы) намечаются и по материалам грави- и магнитометрических исследований [Сенин и др., 1988]. С развитием таких нарушений связывается и зарождение пликативных деформаций.

Судя по литолого-фациальным особенностям соответствующих отложений, неогеновые подвижки сопровождались усилением денудационных процессов, активизацией речной эрозии и формированием впадин. Со второй половины олигоцена отмечаются оживление неотектонических поднятий и значительное похолодание, которое приобретает устойчиво направленный характер [Кудрявцев и др., 1978].

В начале плейстоцена имела место мощная трансгрессия, в результате которой уровень моря повысился на 150 м (относительно современного) и произошло значительное затопление доплейстоценового рельефа [Данилов, 1978а, б, 1984, 1988]. На рубеже раннего и среднего плейстоцена уровень моря понижается до +10 м. В ранне- и среднеплейстоценовое время на западе и в юго-западной частях Баренцева моря отмечается угнетенность осадконакопления при значительном транзите осадков в Центральную и Южно-Новоземельскую впадины.

В Карском море среднеплейстоценовые отложения встречаются также лишь в локальных палеодепрессиях и представлены преимущественно песками.

Общая тенденция обмеления Арктического бассейна наблюдается с позднеплейстоценового времени. Начавшийся около 167—180 тыс. лет назад позднеплейстоценовый цикл седиментации, согласно радиоуглеродным датировкам по скв. 210 (Печорское море) и литературным источникам, завершился 26 тыс. лет тому назад [Данилов, 1978а; Данилов и др., 1983; Алексеев и др., 1986; Лисицын, 1988; Романовский, 1993; Неизвестнов и др., 1995]. По этим же данным 20—30 тыс. лет назад произошла регрессия и уровень моря понизился на 120—165 м.

Позднеплейстоцен-голоценовое время характеризуется крупными тектоническими движениями, приведшими к перестройке структурного плана с заложением ряда прогибов и других морфоструктур.

А.П. Лисицыным [1988] на основании анализа изотопного состава бентосных фораминифер установлено, что за последние 18 тыс. лет увеличение соотношения  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  на 0,1 % в океанических водах соответствует понижению уровня океана на 10 м. На время последнего Сартанского оледенения падение уровня океана составило 165 м. Это в общем согласуется с выполненным нами анализом керна скважин и сейсмоакустических материалов (табл. 4.1).

Таким образом, в течение четвертичного периода большая часть шельфа Баренцева и Карского морей находилась под покровом водной толщи, лишь в позднеплейстоцен-голоценовое время часть шельфа, ограниченная изобатами

Таблица 4.1

Абсолютные отметки глубины залегания эрозионных границ верхнеплейстоцен-голоценовой (сартанской) регрессии

№ скв.	Абсолютная отметка эрозионной границы, м	Глубина моря, м	Структура
103	-76	67	Русановская
104	-134	129	
160	-112	102	
161	-112	102	
250	-113	105	
251	-123	118	
252	-109	95	
253	-126	113	
254	-116	108	
255	-138	127	
204	-162	134	
206	-107	90	
248	-158	142	

Примечание. Скв. 206, 248, 253, 254 вскрыты ММП.

120—165 м (рис. 4.9), выводилась из-под уровня моря. На более значительных глубинах процесс седиментации был непрерывен начиная с раннеплейстоценового времени.

В связи с геокриологической направленностью настоящей работы большое значение имеет выявление перерывов в накоплении новейших отложений. В соответствии с представлениями А.П. Лисицына [1988] перерывы в осадконакоплении подразделяются на три главных типа.

Первый тип перерыва обусловливается выводом осадков из-под уровня моря и их последующим частичным или полным размывом.

Второй тип перерыва осадконакопления знаменуется воздействием подводного размыва (подводная денудация). Литологически процессы подводной денудации выражаются в насыщении осадков грубообломочными включениями и чаще всего глинистыми окатышами из нижележащих образований.

Третий тип перерывов осадконакопления характеризуется полной приостановкой седиментации. Литологически этот тип нередко трудноустанавливается.

Указанные типы перерывов осадконакопления фиксируются не только по керну скважин, но и по материалам НСП. По данным НСП, такие перерывы выделяются согласно принципам сейсмостратиграфии и прежде всего по угловым несогласиям и отсутствию в разрезе толщи того или иного стратиграфического комплекса. Метод сейсмостратиграфии позволяет непрерывно прослеживать осадочный разрез. Эффективность его сильно снижается лишь в случае отсутствия сейсмической корреляции внутри исследуемой толщи. Подобный вариант имеет место на Русановской структуре, где в доплиоцено-вом субстрате наблюдаются многочисленные "псевдоврезы" и поверхности размыва. На основании таких осложнений можно выделить от 6 до 10 эрозионных циклов. В то же время по результатам бурения здесь определяются два стратиграфогенетических комплекса с поверхностями субаэрального размыва.

В керне скважин перерывы осадконакопления выделяются по комплексу признаков [Лисицын, 1988; Рокос, Люстерник, 1990; Chamberlain et al., 1978]. Важнейшими из них являются: наличие базальных горизонтов, присутствие

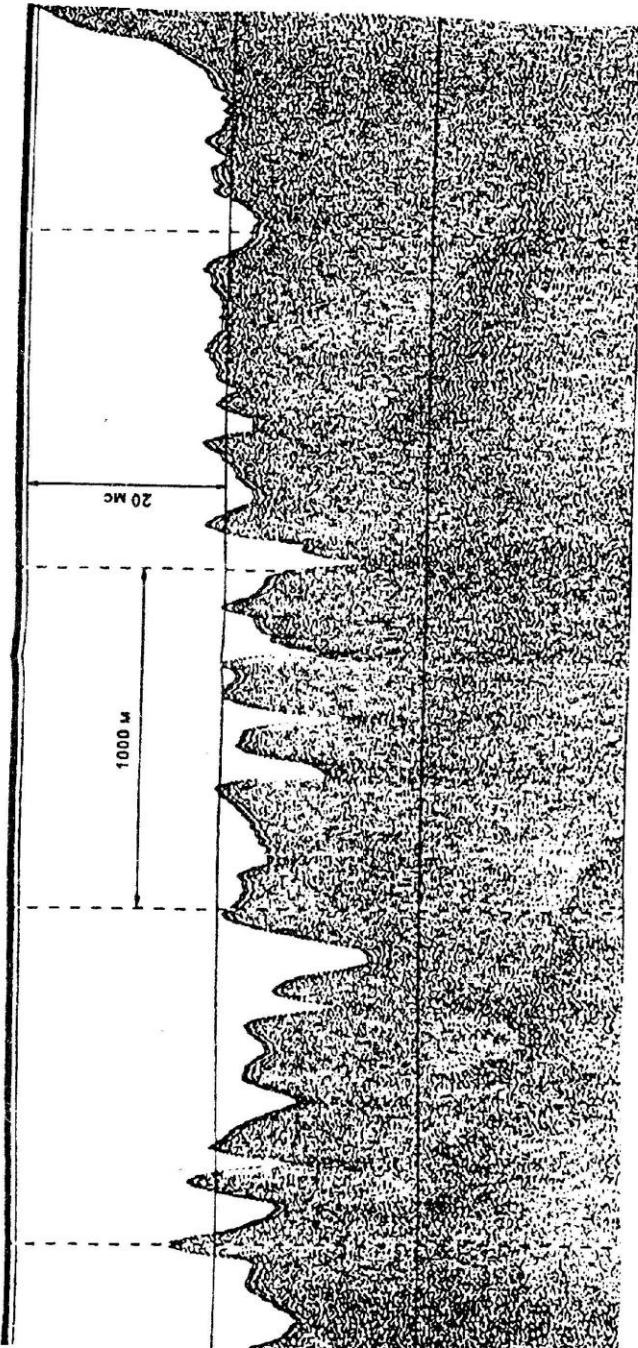
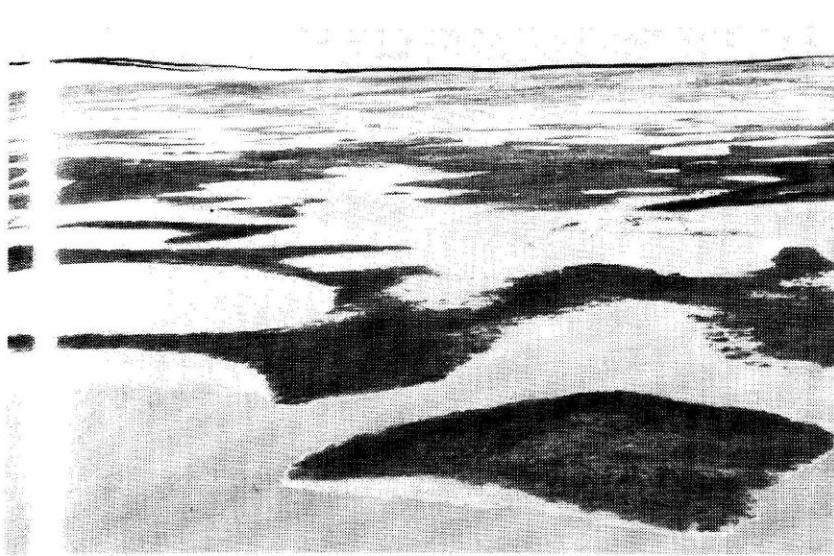
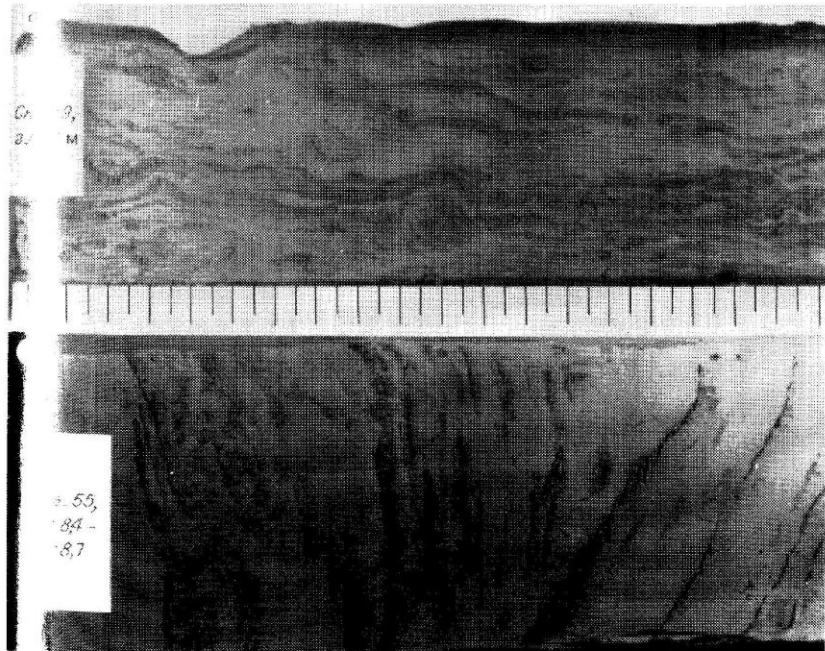


Рис. 4.10. Типичное отображение мореноподобных суглинков на сейсмограмме.



Фот. 3.1\*. Заозеренная лайда на Приуральском участке Байдарацкой губы в районе трассы газопровода Ямал—Центр.



Фот. 4.1. Биотурбации в мягкопластичных коричневатых глинах верхнеплейстоцен-голоценового подкомплекса.  
а — Андреевская площадь, б — Мурманская площадка-29.

\*Автор фотографий, помещенных в книге, В.И. Спесивцев.

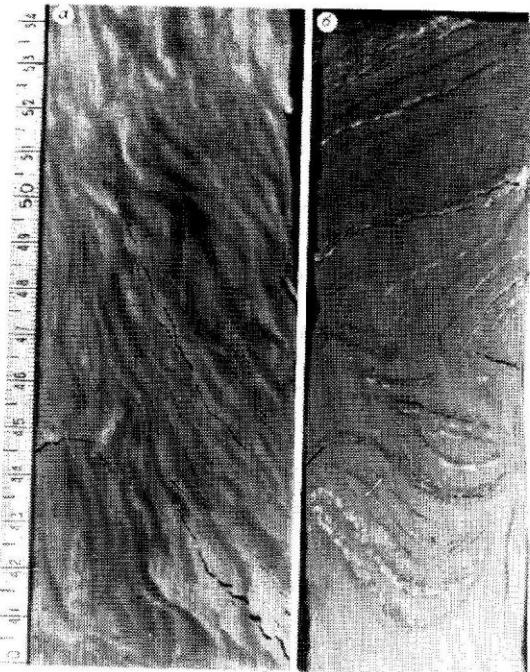


Фото 4.2. Характер дислокаций в мягкопластичной пористой глине. Куренцовская площадь, площадка № 1, скв. 37 (а), Мурманская-29, скв. 55 (б).

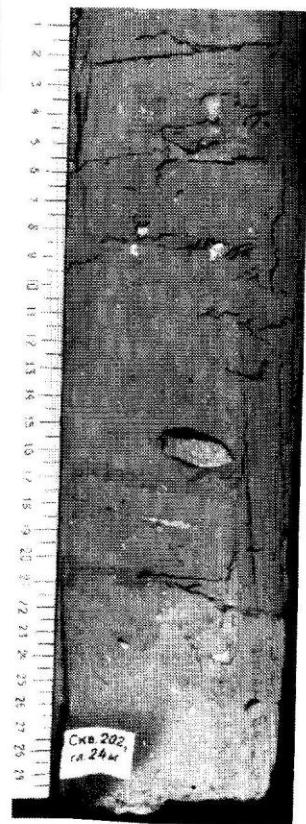


Фото 4.3. Мореноподобный суглинок.

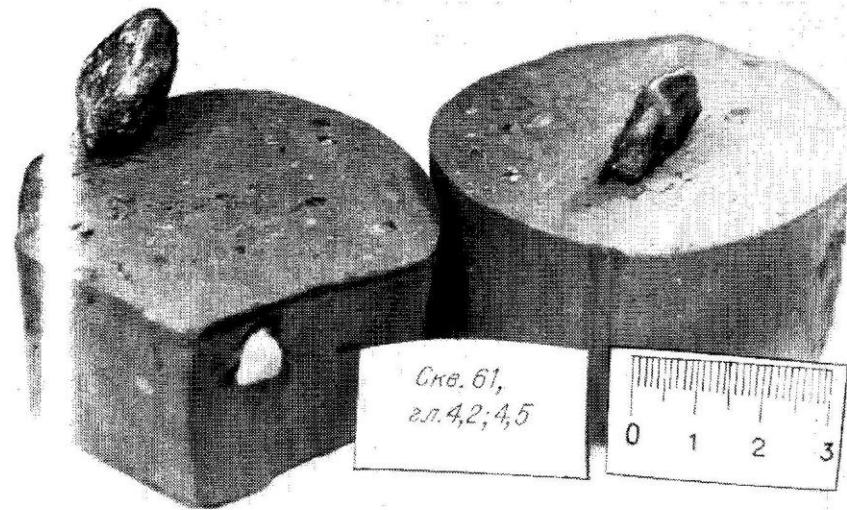


Фото 5.1. Переуплотненный мореноподобный суглинок с включениями равномерно рассеянной дресвы и щебня.



Фото 6.1. Криогенная деформация в ритмично-слоистых осадках.

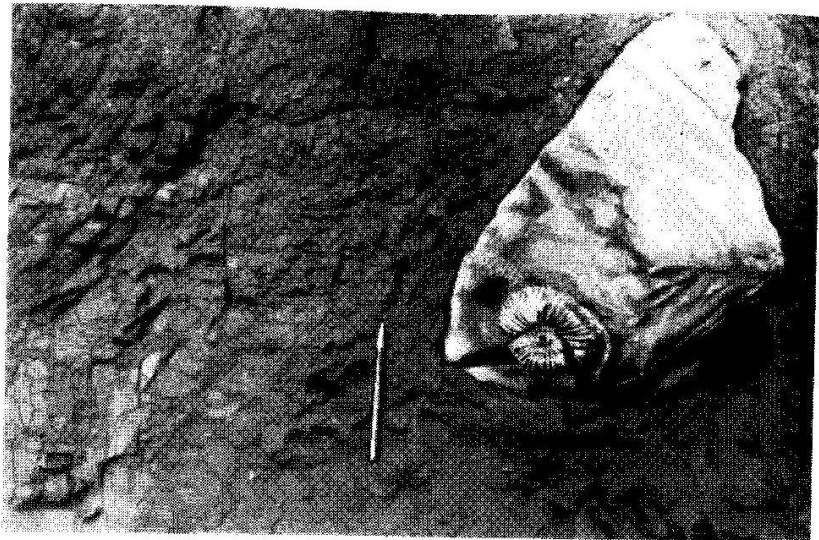


Фото 6.2. Многолетнемерзлые мореноподобные суглинки в обнажении I морской террасы, о. Колгуев (вблизи пос. Бугрино).



Фото 1. Сингенетический пластовый лед, сформировавшийся под торфянником.

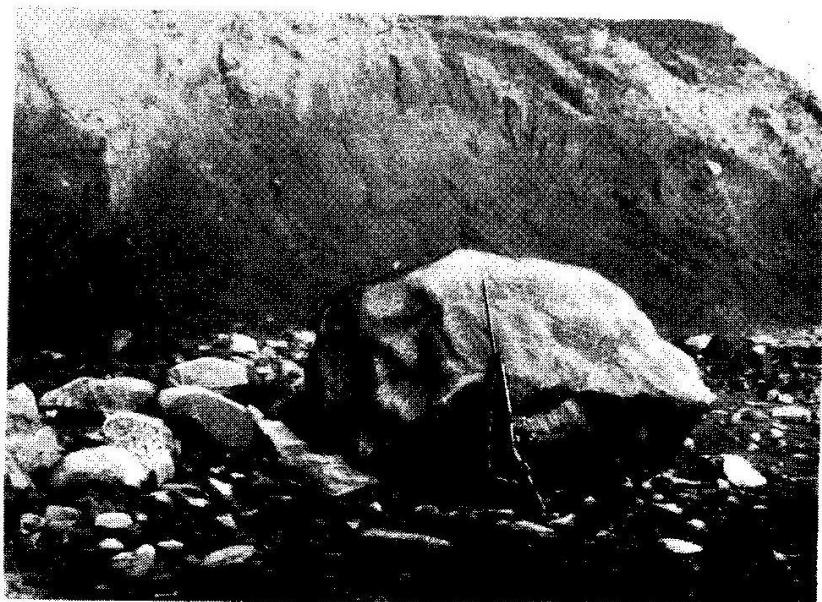


Фото 6.3. Глыба гранита рапакиви и обломки плотных песчаников на пляже о. Колгуев в 3 км южнее пос. Бугрино. Обломочный материал сформировался при абразионном разрушении II морской террасы.



Фото 7.2. Базальная криотекстура озерно-болотных суглинков.

Фото 7  
струа су  
сформир  
затаплив  
ки — ме

Базально-слоистая криотек-  
чано-суглинистых осадков,  
звшихся на эпизодически  
ой лайде. Светлые слой-  
и песок в виде взвеси во  
льду.

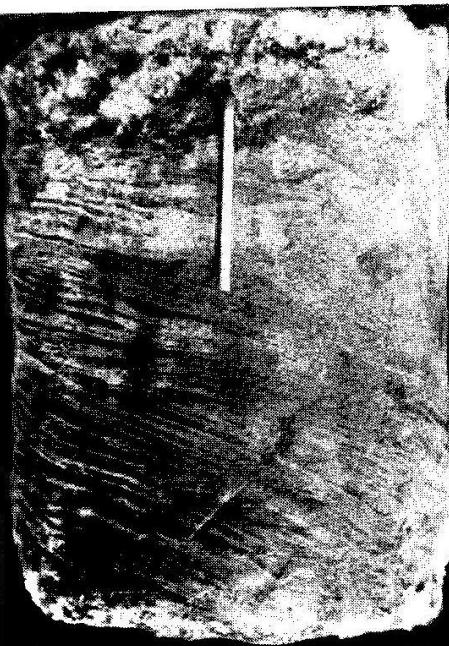


Фото 7.3. Массивная криотекстура  
прибрежно-морских песков.



Фото 7.5. Пластовый лед в основании II морской террасы (масштаб — складной метр у термоабразионной ниши).

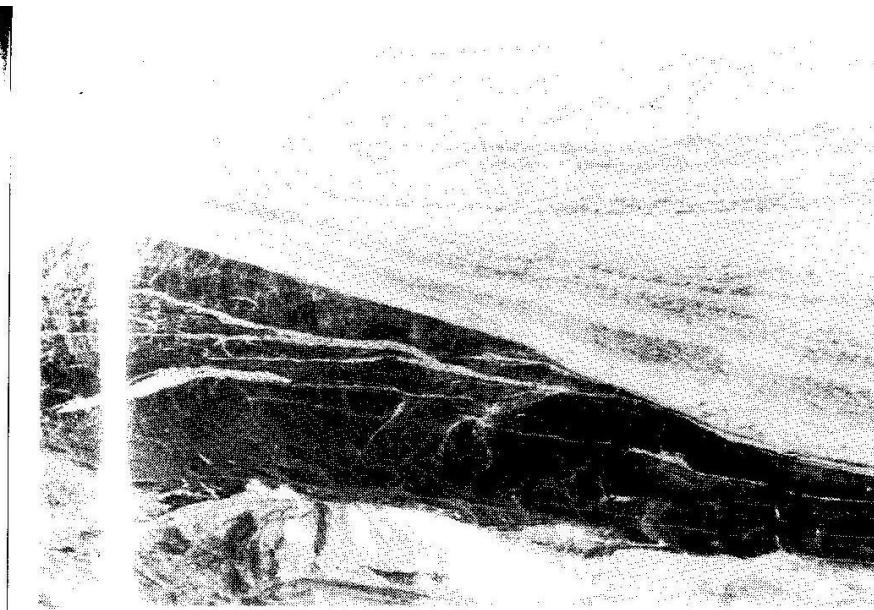
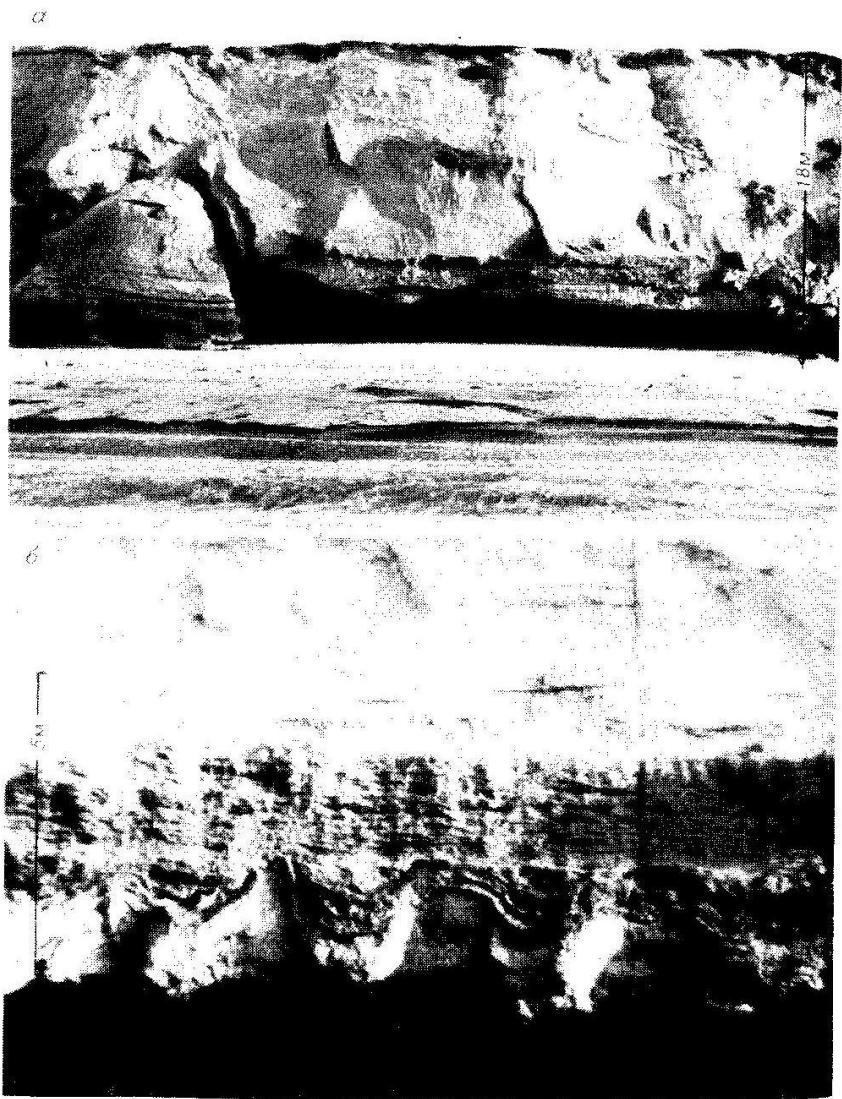


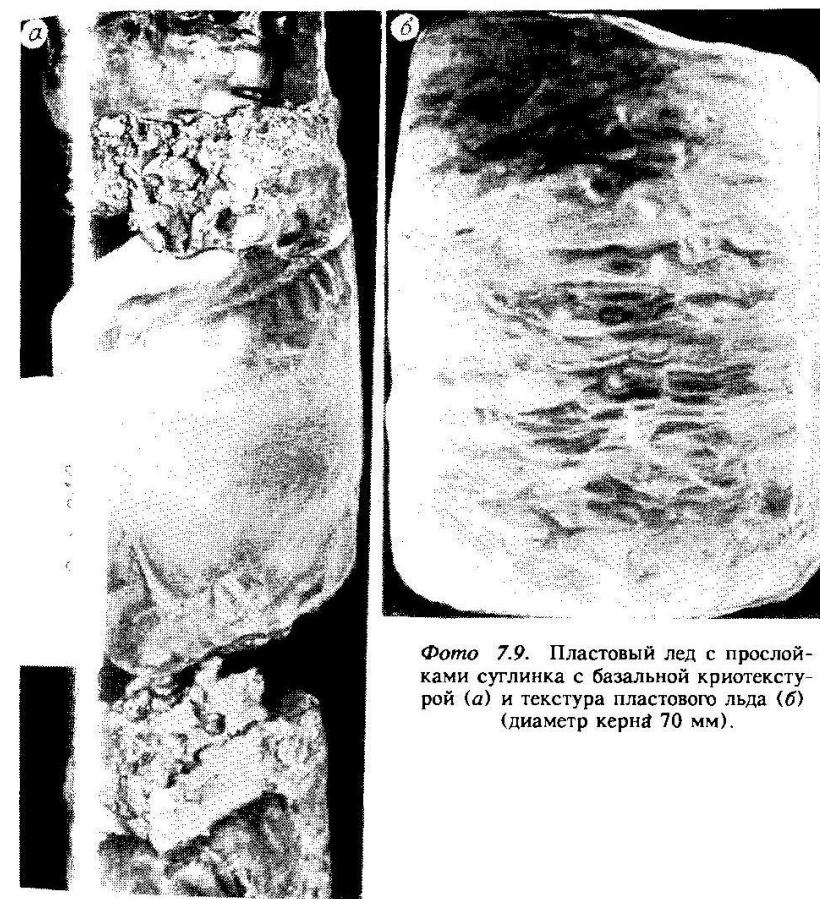
Фото 6. Стекловидный пластовый лед с линзочками, прожилками и слойками зого песка. II морская терраса на Приуральском участке Байдарапской губы.



Фото 7.7. Пластовый лед в основании II морской террасы. Во льду и перекрывающем песке отмечаются дислокации в виде изгиба слоев и складок течения.  
26 Заказ № 514



**Фото 7.8.** Пластовый лед в основании II морской террасы, сложенной песком. Лед слоистый за счет намытого торфа, растительного дегрита и минерального вещества (а), криотурбации на границе размыва (б).



**Фото 7.9.** Пластовый лед с прослойками суглинка с базальной криотекстурой (а) и текстура пластиового льда (б) (диаметр керна 70 мм).

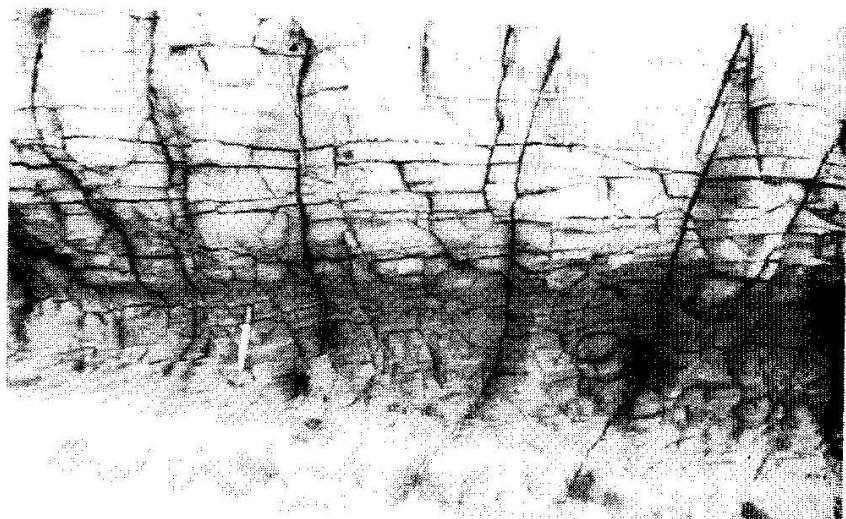


Фото 7.10. Криогенное строение суглинков II морской террасы в районе пос. Харасавэй.

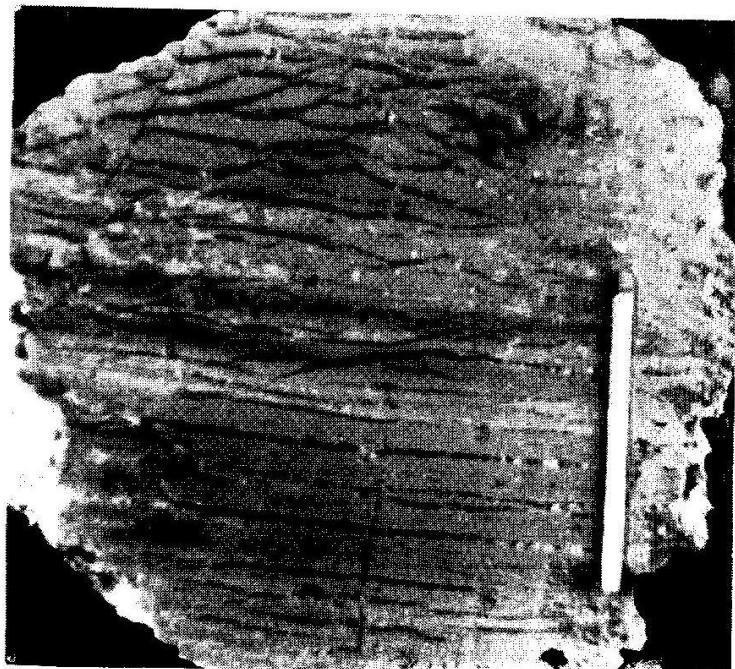


Фото 7.11. Тонкая унаследованная криотекстура суглинков в основании II морской террасы.



Фото 7.12. Базальная криотекстура суглинка в верхней части разреза II морской террасы (скв.61, мыс. Харасавэй).

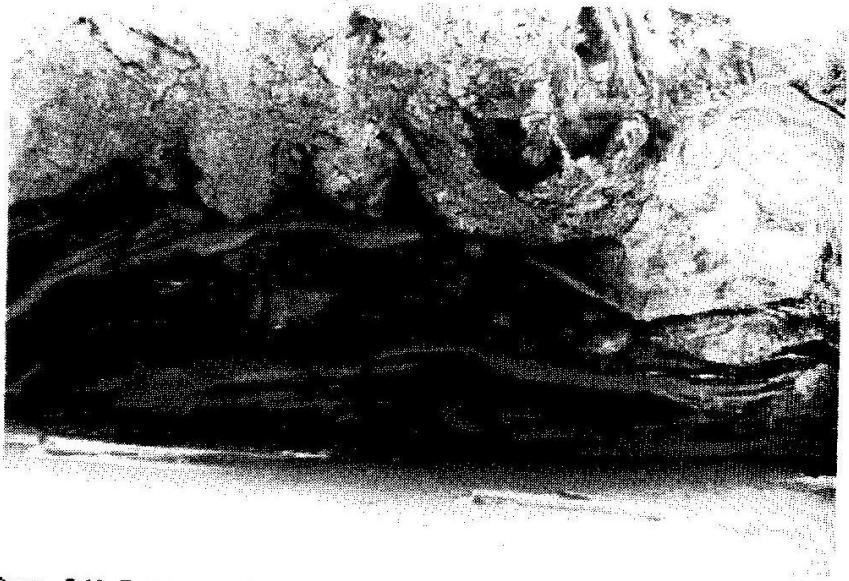


Фото 7.13. Ледогрунтовой пласт в основании II морской террасы (обнажение в районе пос. Харасавэй).



Фото 7.14. Сетчатая криотекстура суглинка (скв. 55) (диаметр керна 106 мм).

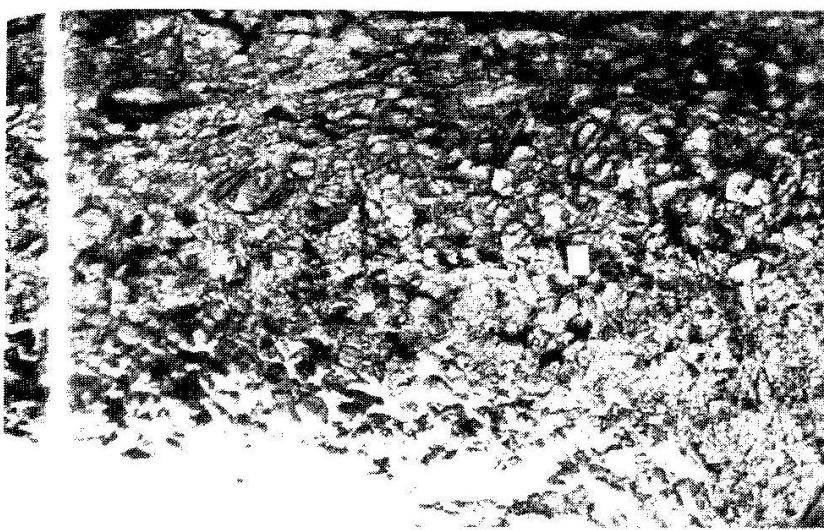


Фото 7.15. Суглинки, разрушенные до дресвяно-щебнистого состояния вследствие их многократного промерзания обнажение II морской террасы в районе пос. Харасавэй.

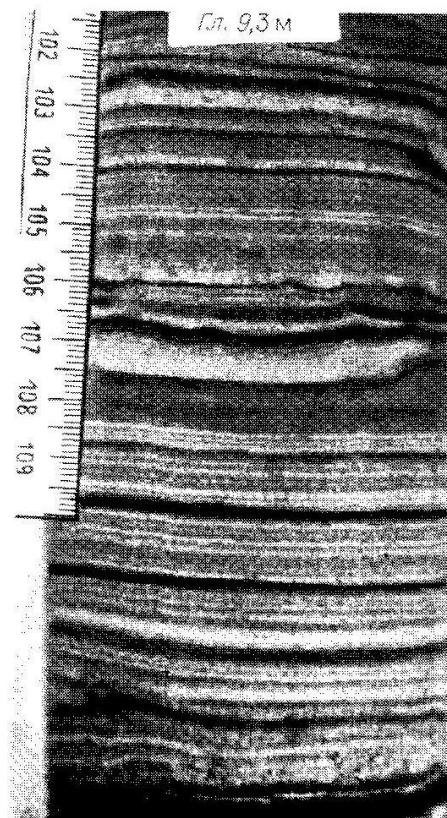


Фото 7.16. Ритмичное переслаивание песка, супеси и суглинка в кровле ММП (диаметр керна 70 мм).



Фото 7.17. Характерные ледяные шлиры в суглинке (диаметр керна 76 мм).

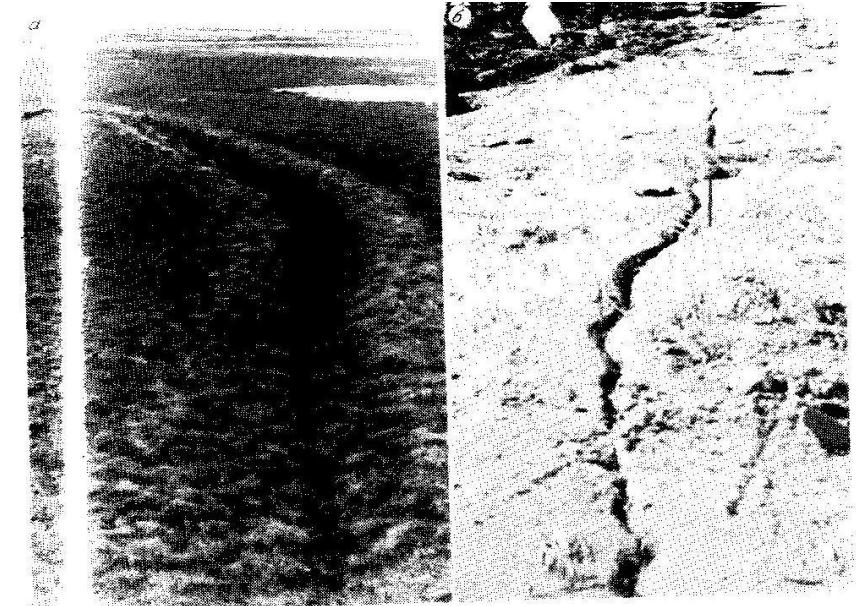


Фото 8.1. Морозобойные трещины на задернованной поверхности лайды (а) и пляже(б).



Фото 8.2. Ледяная жила в уступе II морской террасы; Приуральский участок Байдарацкой губы.

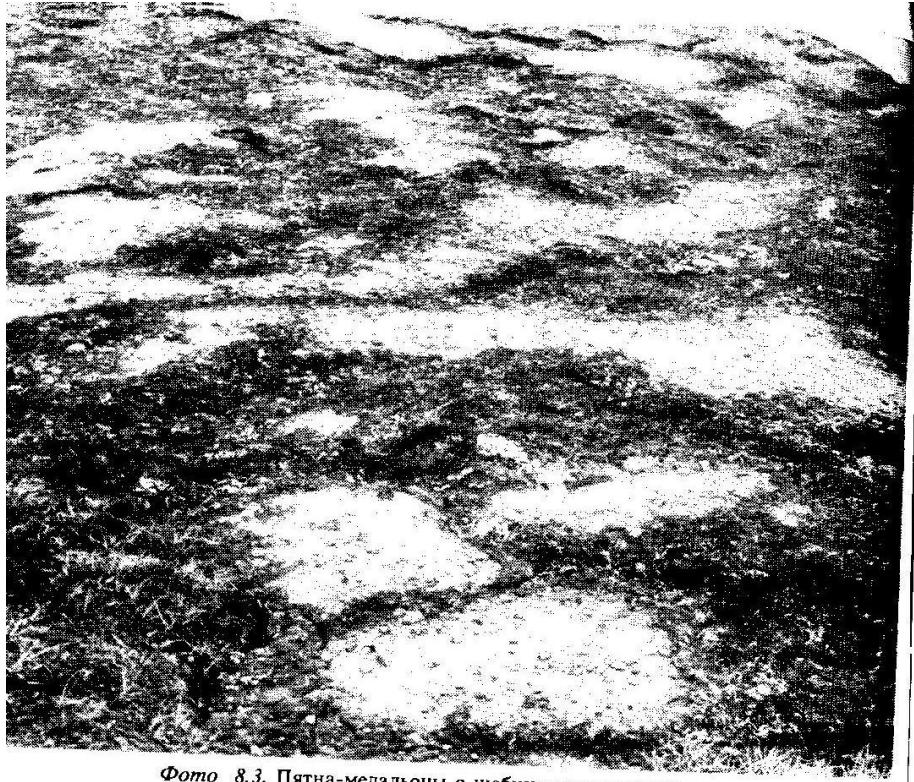


Фото 8.3. Пятна-медальоны с щебнистыми высыпками.

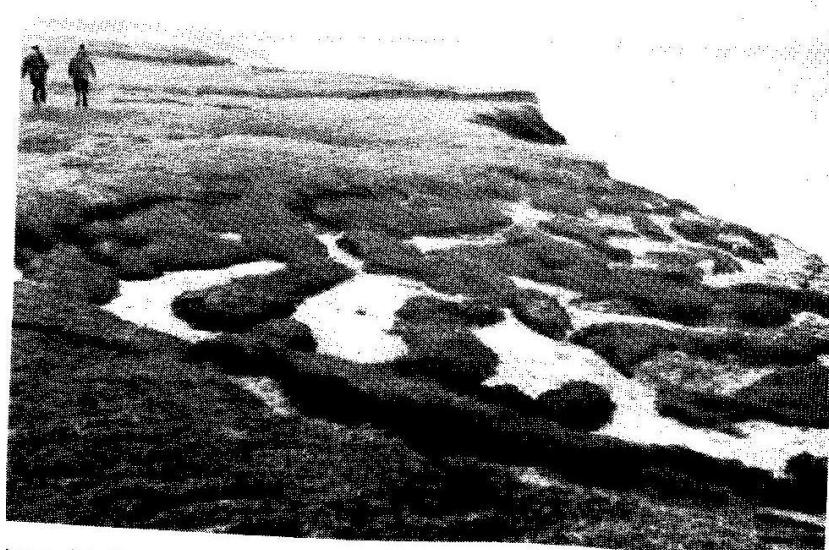


Фото 8.4. Быстрая солифлюкция на участке сочленения I и II морских террас; Приуральский участок Байдарацкой губы в районе трассы трубопровода.

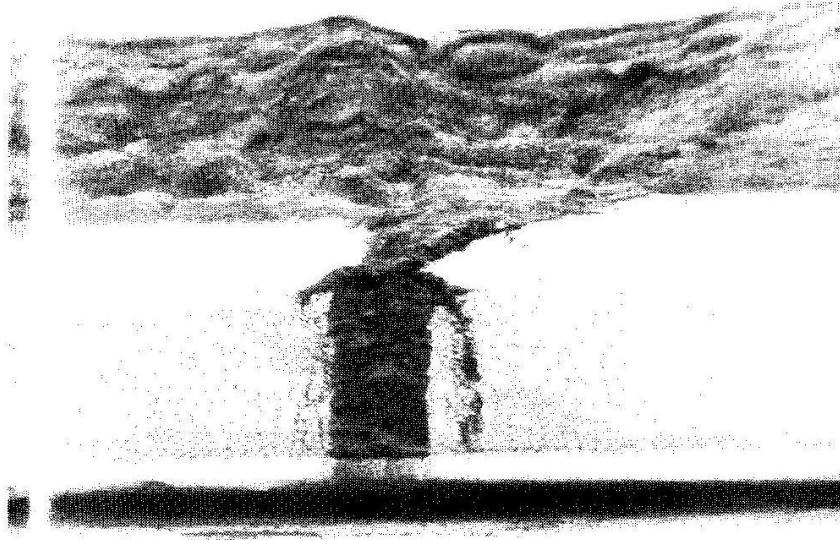


Фото 8.5. Солифлюкционный поток, стекающий на фирнизованный снежник мощностью более 3 м в основании II морской террасы.



Фото 8.6. Термоабразионная ниша, образовавшаяся при вытаивании пластового льда под торфянником.

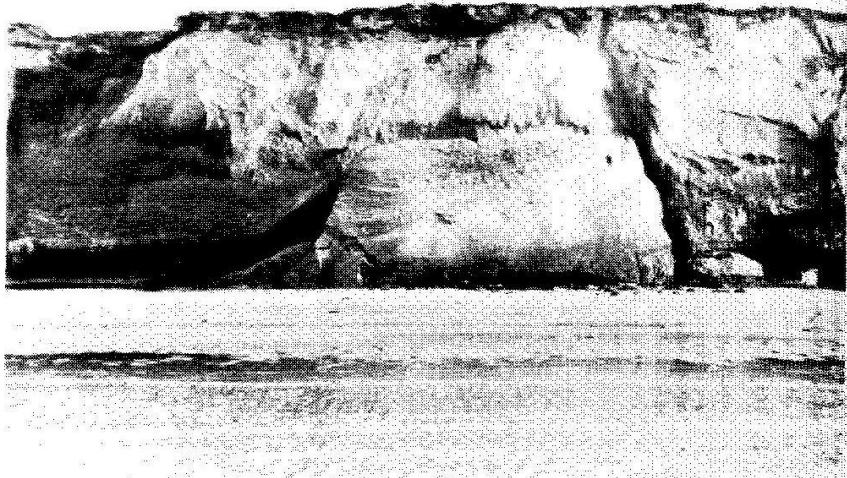


Фото 8.7. Блок мерзлого песка, отсевший вследствие вытаивания пластового льда в основании II морской террасы; Ямальский участок Байдарацкой губы.



Фото 8.8. Мерзлые торфяники, выброшенные на лайду во время шторма.



Фото 8.9. Заболачивание поверхности II морской террасы при нарушении естественного покрова гусеничным транспортом.



Фото 8.10. Термоэрзационные овраги, развивающиеся по полигонально-жильным льдам на II морской террасе; Ямальский участок.  
а — сезонные водотоки в тальве; б — устье оврага, подверженное абразии и термообразии.

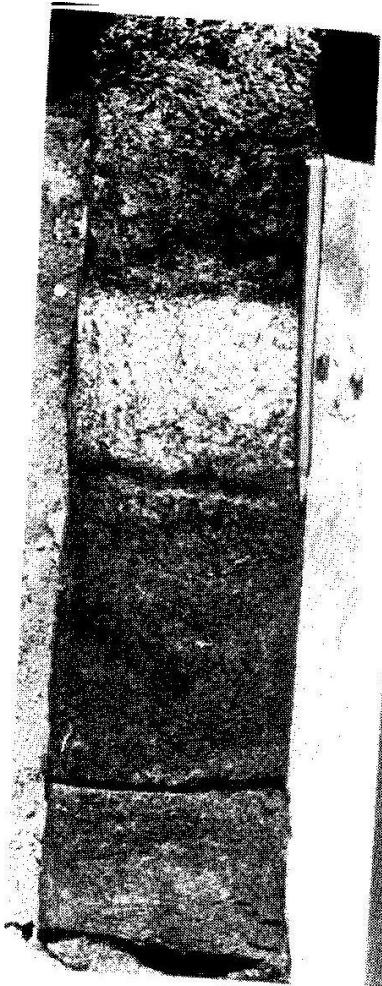


Фото 8.11. Прослойка золотого песка в торфянике (диаметр керна 127 мм).



Фото 8.12. Складки течения в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях (диаметр керна 76 мм).

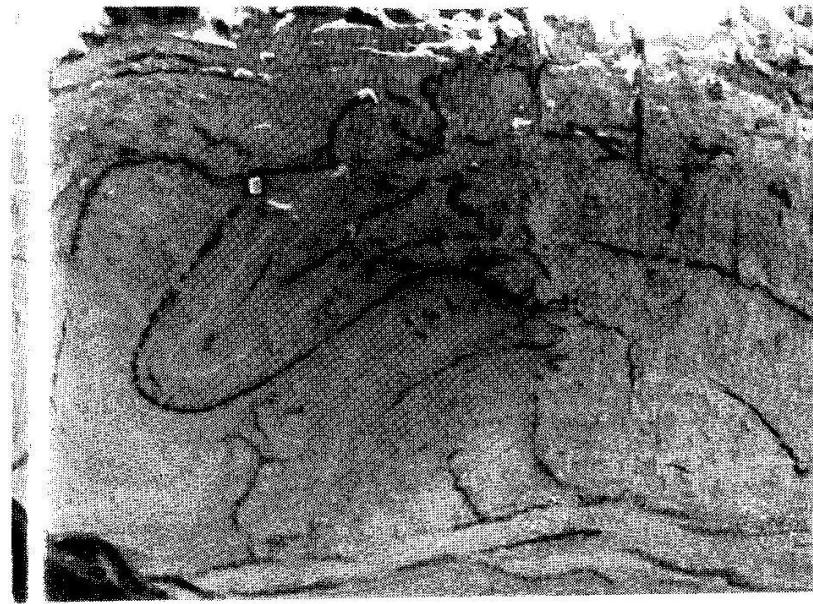


Фото 8.13. Микроскладки в песках II морской террасы в устье р. Харасавэй (масштаб — коробок спичек).

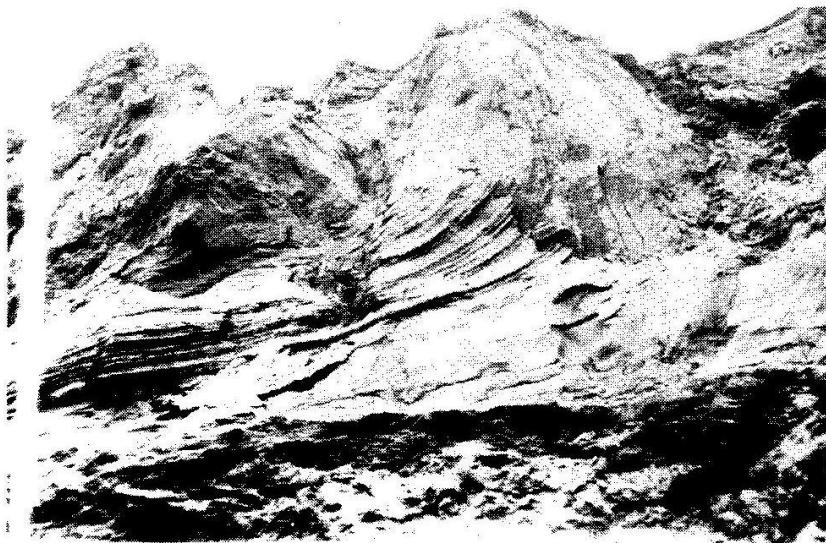


Фото 8.14. Антиклинальная складка (типа песчаного диапира) в береговом уступе II террасы в районе устья р. Харасавэй; высота обнажения 15—18 м.

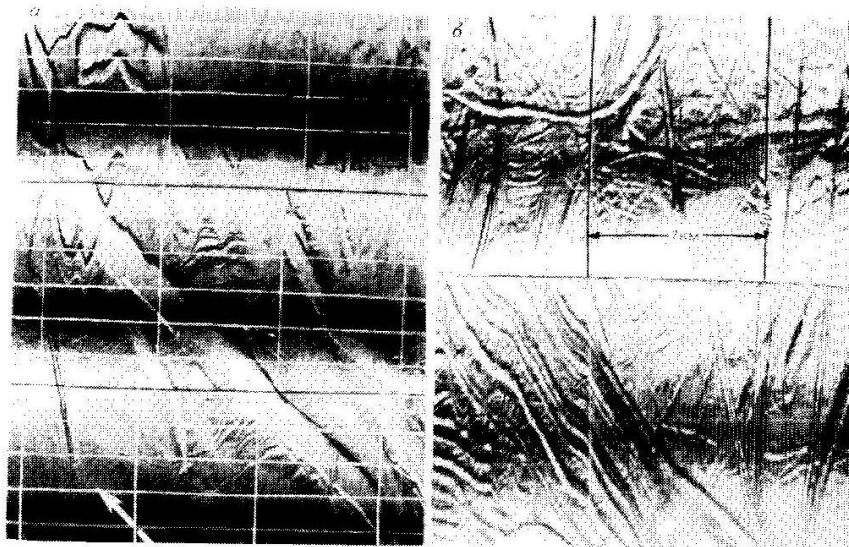


Фото 8.15. Борозды вспахивающей деятельности морских льдов и айсбергов на дне Байдарацкой губы; фрагменты сонограмм (а — в глубоководной, б — мелководной частях).

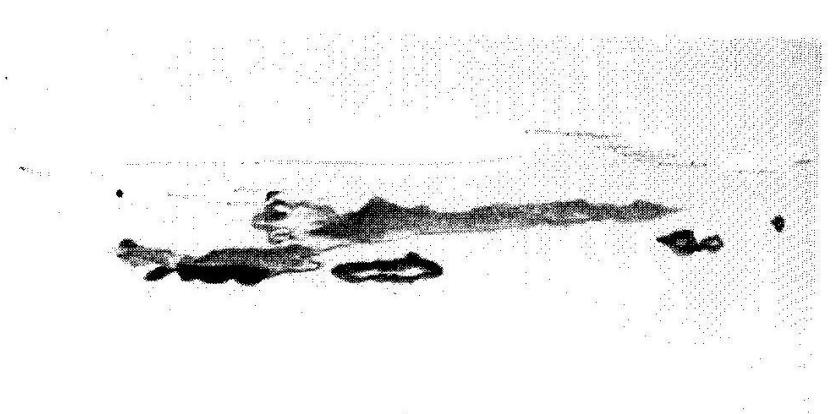


Фото 8.16. Разнос терригенного материала припайным льдом в Карском море (на удалении > 100 км от берега).

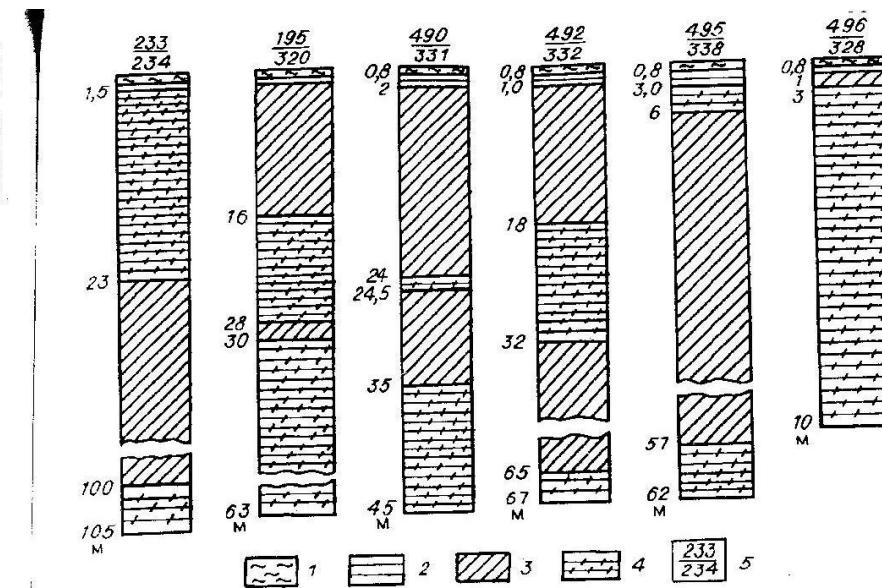


Рис. 4.11. Отторженцы и затяжки меловых пород в плейстоценовых мореноподобных суглинках, вскрытых на Штокмановской (скв. 195, 490, 492, 495, 496) и Крестовой (скв. 233) нефтегазоносных площадях.

1 — ил глинистый; 2 — глина текучая; 3 — мореноподобный суглинок; 4 — меловая глина аргиллитоподобная, черная, твердая; 5 — номер скважин (в числителе) и глубина моря (в знаменателе), м.

интерпретировать эти данные как доказательства ледникового “перемешивания” пород докайнозойского субстрата с мореной. Авторы же настоящей работы полагают, что толща нижне- и среднеплейстоценовых морских осадков во время Сартанского оледенения была прикрыта неподвижным шельфовым ледником, под тяжестью которого осадки спрессовывались, а в его подошве на некоторую глубину промерзали.

Во время трансгрессии моря шельфовые ледники всплывали и разрушались на айсберги, которые при своем движении частично, а на отдельных участках полностью срезали нижне- и среднеплейстоценовые осадки, перемешивали их и транспортировали в более глубоководные районы. “Бульдозерный эффект” айсбергов отразился на текстурно-структурных особенностях мореноподобных суглинков. Он хорошо объясняет природу отторженцев меловых пород, различную мощность этих образований и современный холмисто-западинный и грядовой макрорельеф, широко распространенный в пределах Южно-Баренцевской синеклизы.

С учетом перечисленных признаков в осадконакоплениях выделены области перерывов, ограничиваемые изобатами для Баренцева моря 90—120 м. Вместе с тем внутри этих областей отмечаются участки, в пределах которых отсутствуют перерывы первого типа. К таким относятся Куренцовская терраса, Восточно-Колгуевский прогиб и др. Отсутствие перерывов в пределах названных районов, очевидно, также связано с покровным оледенением шельфа.

В то же время на отметках 200—220 м в отдельных случаях (скв. 26, Лопарская площадь) наблюдаются явные признаки перерывов (первого типа) между верхнеплейстоцен-голоценовыми и верхнеплейстоценовыми комплексами. Данные признаки выражены переуплотнением верхнеплейстоценовых осадков и наличием в них четких посткриогенных текстур. Эти критерии отмечаются в основном в новообразованных желобах (Канинском и Гусином). Намечаемое несоответствие связано с неотектонической перестройкой морфоструктурного плана в конце позднего плейстоцена. Вероятно, до начала неотектонических движений эти районы находились выше уровня моря в течение позднеплейстоценовой регрессии. В результате неотектонической перестройки они интенсивно опускались. Следовательно, можно сделать вывод, что перерыв определяется также знаком и происхождением морфоструктурного элемента. Положительные морфоструктуры в диапазоне глубин 90—120 м осушались в ходе регрессии. В то же время некоторые отрицательные морфоструктуры (Восточно-Колгуевский прогиб, Куренцовская терраса, Югорская впадина и др.) не осушались, несмотря на то что они находятся на глубинах менее 100 м. В их пределах даже при максимальном понижении уровня моря сохранялись реликтовые водосмы либо они также покрывались шельфовыми ледниками.

Другие отрицательные морфоструктуры, к числу которых относятся новообразованные желоба и прогибы (Канинский, Гусиный, Нордьюпет и др.), были затронуты позднеплейстоценовой регрессией, несмотря на то что они расположены на глубинах до 200—220 м.

Таким образом, география перерывов в осадконакоплении контролируется двумя факторами: первый — батиметрический — имеет региональный характер; второй, зависящий от генезиса и знака морфоструктурных элементов, — локальный масштаб.

Относительно наиболее перспективных нефтегазоносных структур выясняется следующее:

1. Штокмановская, Лудловская, Ферсмановская и другие прилегающие к ним структуры не обнажались в течение всего четвертичного периода, а в сартанское время покрывались шельфовыми ледниками.

2. Адмиралтейская площадь и прилегающие к ней районы, находящиеся в диапазоне глубин 50—150 м, в силу приуроченности ее к Адмиралтейскому мегавалу во время позднеплейстоценовой регрессии полностью осушались. Под водным покровом оставались лишь ее краевые части на глубинах выше 120 м. Не исключаем также, что она находилась под ледяным панцирем.

3. Большая часть Русановской площади тоже испытала осушение. В морфоструктурном плане она расположена в зоне сочленения Пахучанской впадины и Русановской террасы. Элементы, которые приурочены к наиболее погруженным участкам Пахучанской впадины, в четвертичный период непрерывно находятся под водным покровом. Остальная ее площадь, расположенная на Русановской террасе и на приподнятых бортах Пахучанской впадины, выводилась из-под уровня моря.

В заключение отметим, что вследствие дифференцированности блоковых подвижек и неравномерности денудационно-эрзационных процессов к началу формирования в регионе многолетней мерзлоты его поверхность слагали различные по составу и возрасту породы (верхнемел-палеогеновые, неогеновые и, возможно, другие).

О современной сейсмической активности региона сведения пока что весьма ограничены. Они, согласно заключениям Геологического института Кольского научного центра РАН, позволяют считать сейсмическую актив-

ность рассматриваемого шельфа низкой. При этом наиболее интенсивные землетрясения установлены в северо-западной части Баренцева моря, в пределах Сvalьбардского поднятия, где зафиксированы магнитуды от 6,3 (18.02.48) до 6,75 (01.06.15).

Характер донных осадков Восточно-Новоземельского желоба и других подобных прогибов, а также сведения о прочном “удерживании” прогибами нагромождений техногенных отходов указывают на их интенсивное современное опускание. С этим могут быть связаны определенные типы деформаций поверхности морского дна.

### Физико-механические свойства грунтов

Новейшие отложения шельфа Баренцева и Карского морей разнообразны по своим физико-механическим свойствам (ФМС). Среди них широко развиты как текучие и илистые грунты, так и образования от тугопластичной до твердой консистенции. Средние показатели ФМС грунтов приведены в табл. 5.1.

Наиболее уплотненными являются мореноподобные суглинки. Они имеют мягкую, тугопластичную, полутвердую и твердую консистенцию. В пределах Кольского, Канинского и Гусиного желобов, Кольской седловины, а также Южно-Баренцевской впадины наблюдаются мореноподобные суглинки мягко-текучей и текучепластичной консистенции.

Тугопластичные и полутвердые мореноподобные образования характеризуются высокой плотностью ( $1,9\text{--}2,25 \text{ г}/\text{см}^3$ ), низкими влажностью (около 20 %) и пористостью (30—45 %). Прочность их довольно высока. Сопротивление неконсолидированно-недренированному сдвигу ( $S_u$ ) составляет в среднем 100 кПа, достигая 500—800 кПа. Удельное сцепление ( $C_{kh}$ ) изменяется от 20 до 60 кПа, угол внутреннего трения ( $F_i_{kh}$ ) — от 15 до 30°. Менее консолидированы мягко- и текучепластичные моренные суглинки. Они имеют плотность  $1,8\text{--}2 \text{ г}/\text{см}^3$  при более высоких влажности (20—30 %) и пористости (40—45 %). Прочность их относительно низка,  $S_u = 40\text{--}80 \text{ кПа}$ ,  $C_{kh} = 10\text{--}30 \text{ кПа}$ ,  $F_i_{kh} \approx 20^\circ$ .

Слоистые неоднородные мореноподобные суглинки характеризуются полутвердой и твердой консистенцией, имеют меньшие влажность (12—16 %), плотность ( $1,8\text{--}2 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и пористость (25—35 %). Значение  $S_u$  превышает 300 кПа, достигая 800 кПа и более,  $C_{kh}$  здесь составляет около 20 кПа, а  $F_i_{kh}$ , наоборот, выше — 30—40°.

Абсолютные значения показателей ФМС консолидированных мореноподобных образований характеризуются невысокой изменчивостью. Об этом свидетельствуют узкий диапазон колебаний и небольшие коэффициенты вариации.

В слабоконсолидированных грунтах изменчивость показателей ФМС гораздо шире, а соответствующие коэффициенты вариации более высокие.

В составе мореноподобных суглинков выделяются консолидированные и слабоконсолидированные образования тугопластичной полутвердой и мягко-,

текучепластичной консистенции (фото 5.1). Первые широко развиты на северных глубоководных морфоструктурах: Адмиралтейском валу, Куренцовской террасе, Печорской плите, а также на положительных морфоструктурных элементах среднеглубинной группы. Слабоконсолидированные мореноподобные суглинки отмечаются на южном и юго-западном бортах Южно-Баренцевской впадины.

Мореноподобные суглинки верхнеплейстоценового подкомплекса изменяют свою консистенцию от текучей до тугопластичной. Реже встречаются полуторвенные образования. Их водно-физические и физико-механические свойства довольно близки к слабоконсолидированным суглинкам нижне- и среднеплейстоценового комплекса. В то же время они обладают несколько повышенными текучестью, пористостью, влажностью и более низкой прочностью.

Глины верхнеплейстоцен-голоценового подкомплекса встречаются как неконсолидированные, текучей консистенции, так и уплотненные мягко- и тугопластичные. Текущие разновидности глин характеризуются высокой влажностью (50—60 %) и пористостью (60—70 %). Плотность и прочность их весьма низки ( $\rho = 1,3\text{--}1,6 \text{ г}/\text{см}^3$ ,  $S_u = 2\text{--}10 \text{ кПа}$ ). Более консолидированные мягко-, тугопластичные глины имеют относительно высокие влажность и плотность. Удельное сцепление изменяется от 20 до 600 кПа, превышая в некоторых случаях прочность мореноподобных суглинков. Неконсолидированно-недренированное сцепление здесь довольно высоко (30—50 кПа), а угол  $F_i$ , напротив, мал (не превышает 10—12°).

Консолидированные коричневые глины и их аналоги вскрыты в пределах положительных морфоструктур Печорской внутриматериковой плиты и на морфоструктурах среднеглубинной группы. Текущие глины широко развиты в южных глубоководных морфоструктурных областях, на Куренцовской террасе, в отрицательных морфоструктурах Печорской плиты и в глубоководных морфоструктурах Карского моря. Мощность илистой и текучей части разреза изменяется от 3—5 м на среднеглубинных морфоструктурах до 20—30 м на Куренцовской террасе и в Восточно-Колгуевском прогибе.

Голоценовые ледово-морские осадки повсеместно имеют текучую консистенцию. Однако относительно небольшая пористость этих образований (коэффициент пористости меньше 1) не позволяет выделить их в качестве илов. Относительно других типов молодых осадков они имеют весьма высокие плотность ( $1,98\text{--}2,15 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и прочность ( $S_u$  около 20—30 кПа) при небольших пористости (30—45 %) и влажности (20—25 %). Базальные пески голоценового комплекса характеризуются плотным сложением, большой прочностью и невысокими значениями влажности и пористости.

С помощью графических диаграмм [Sachttem, 1991] дадим оценку соответствия ФМС разрезов рассматриваемых отложений литостатическому давлению. В секторе A этих диаграмм (см. рис. 5.1—5.4) расположены нормально-уплотненные отложения. В секторах B и C локализуются соответственно пере- и недоуплотненные грунты. Выделяются три типа разрезов: нормально-, пере- и недоуплотненные. Приведенные диаграммы свойственны только связанным супесчано-глинистым отложениям. Оценивать соответствие прочности литостатическому давлению песчаных грунтов по этим диаграммам нельзя.

Физико-механические свойства переуплотненных отложений не соответствуют современному природному давлению. Плотность и прочность здесь выше, а влажность, текучесть и пористость ниже значений, ожидаемых при современном литостатическом давлении.

Таблица 5.1

Средние (нормативные) значения показателей ФМС грунтов в пределах основных морфоструктурных зон шельфа Баренцева моря

№ п/п	Морфоструктура	Геодинамический индекс	Зернистый состав, %			ФМС			Примечание						
			>2 мм	2..0,05 мм	<0,005 мм	$W_{e^*}$ , %	$J_L$ , $\frac{P_e}{P_{e^*}}$	$S_{w, \text{стаб}}$							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Мурманская возвышенность	$Q_{\text{IV}}$	0,5	56,0	23,0	20,5	18	1,25	1,93	45	25	—	—	—	—
2	“ ” *	$Q_{\text{IV}}$	0,0	88,9	6,7	4,4	—	—	0,80	1,94	47	12	20	39	—
3	Западно-Кольская седловина	$Q_{\text{IV}}$	1,5	29,4	30,0	39,1	33	0,80	1,94	47	12	20	39	—	—
4	Южный борт Южно-Баренцевской впадины	$Q_{\text{IV}}$	0,1	80,7	8,3	10,9	32	2,30	1,98	51	25	—	—	—	—
5	Желоба Канингей и Нордъют	$Q_{\text{IV}}$	0,8	82,8	9,6	7,4	21	—	2,14	34	—	—	—	—	—
6	Северо-Мурманская низменность	$Q_{\text{IV}}$	0,2	84,3	6,9	8,6	—	—	2,11	37	—	—	—	—	—
7	Лунинская возвышенность	$Q_{\text{IV}}$	0,8	38,7	28,9	31,6	36	1,18	1,89	50	30	—	—	—	—
8	Куренецкая терраса	$Q_{\text{IV}}$	0,2	78,8	12,5	8,5	26	1,61	1,93	43	34	—	—	—	—
9	Алмазейский вал	$Q_{\text{IV}}$	10,2	41,2	25,1	23,5	41	2,05	1,82	52	9	7	5	5	—
10	Лудковская седловина	$Q_{\text{IV}}$	0,2	47,2	26,5	26,1	44	1,64	1,77	54	5	—	—	—	—
11	Северо-Восточный борт Южно-Баренцевской впадины	$Q_{\text{IV}}$	3,0	28,7	27,3	41,0	38	1,28	1,81	52	3	—	—	—	—
12	Поднитие Ферсмана	$Q_{\text{IV}}$	0,8	42,2	30,9	26,1	31	1,10	1,95	45	24	14	17	7	—
13	Верховья Гусиного желоба	$Q_{\text{IV}}$	0,0	41,2	26,0	32,8	21	0,06	2,00	43	—	9	9	2	—
14	Восточно-Клуевский протоб	$Q_{\text{IV}}$	0,0	84,8	10,8	4,4	28	1,25	1,64	41	—	4	21	23	—
15	“ ” *	$Q_{\text{IV}}$	0,0	11,5	51,3	37,2	58	1,31	1,70	61	—	7	1	1	—
16	“ ” *	$Q_{\text{IV}}$	0,0	29,2	51,3	19,5	31	0,82	1,82	49	—	17	16	6	P, Y
17	Мореокская впадина	$Q_{\text{IV}}$	0,0	80,5	12,3	7,2	23	0,60	1,94	42	—	3	21	11	—
18	Мельниккий вал	$Q_{\text{IV}}$	0,1	90,0	4,8	5,1	22	—	2,02	40	—	—	—	—	—
19	Лудковская седловина	$Q_{\text{III-IV}}$	0,3	19,8	32,3	47,7	47	1,22	1,73	54	8	—	—	—	—
20	Мурманская возвышенность	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	12,0	25,0	62,9	62	1,55	1,65	63	10	—	—	—	—
21	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,4	23,5	29,0	46,1	38	0,80	1,84	51	16	14	17	3	—
22	Западно-Кольская седловина	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	18,1	25,7	55,8	70	2,05	1,66	65	5	21	5	—	—
23	Южный борт Южно-Баренцевской впадины	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	13,7	37,1	49,2	80	1,59	1,58	63	18	16	17	4	—
24	То же	$Q_{\text{III}}$	0,5	20,1	29,3	50,1	39	0,83	1,78	54	65	—	—	—	—
25	Желоб Кандингей и Нордъют	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	15,6	26,0	28,8	28	—	—	—	—	—	—	—	—
26	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	25,9	43,2	6,0	2,5	51	1,59	1,60	65	8	14	2	—
27	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	6,7	84,8	—	—	39	0,88	1,84	52	21	16	14	7
28	Северо-Мурманская низменность	$Q_{\text{III-IV}}$	0,2	16,4	26,0	57,4	51	—	—	—	—	—	—	—	—
29	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	1,3	23,0	30,9	44,8	39	0,88	1,84	52	21	16	14	7	—
30	Кольский протоб	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	12,0	23,9	64,1	72	1,83	1,58	68	6	—	—	—	—
31	Лунинская возвышенность	$Q_{\text{III-IV}}$	0,9	27,3	30,4	41,3	39	1,01	1,85	50	—	3	4	—	—
32	Алмазейский вал	$Q_{\text{III-IV}}$	2,0	31,2	28,6	36,2	39	1,55	1,88	50	18	9	20	5	P
33	Северо-Восточный борт Южно-Баренцевской впадины	$Q_{\text{III-IV}}$	0,6	29,7	28,9	40,7	35	0,92	1,86	49	29	0	12	—	—
34	Куренецкая терраса	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	18,9	33,3	46,7	50	1,62	1,79	58	5	10	18	5	—
35	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	13,6	33,3	53,1	23	0,04	1,97	41	14	10	18	5	—
36	Верховья Гусиного желоба	$Q_{\text{III-IV}}$	0,1	27,5	29,6	42,8	58	1,73	1,67	62	8	17	20	4	—
37	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	12,9	28,2	58,9	47	0,90	1,75	55	17	25	10	8	—
38	Гулевское поднятие	$Q_{\text{III}}$	0,0	91,6	4,5	3,9	20	—	1,84	43	—	—	—	—	—
39	Валы Сорокина и Медянский	$Q_{\text{III}}$	0,0	12,1	35,0	51,9	33	0,10	1,87	47	—	45	6	6	P
40	Восточно-Когуевский протоб	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	30,4	27,1	42,5	22	0,05	2,06	40	—	69	16	7	P, Y
41	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	42,4	27,2	30,4	22	0,33	2,06	42	—	27	18	2	P, Y
42	Мореокская впадина	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	47,2	32,1	20,7	22	0,46	1,92	44	—	6	34	3	P, Y
43	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	11,5	51,3	37,2	58	1,31	1,70	61	—	7	1	1	P, Y
44	“ ” *	$Q_{\text{III-IV}}$	0,0	88,7	8,4	2,9	19	—	1,96	39	—	2	32	28	P, Y
45	Мурманская возвышенность	$Q_{\text{III}}$	1,2	26,2	31,4	41,2	27	0,31	1,98	40	63	92	12	25	P, Y
46	“ ” *	$Q_{\text{III}}$	0,0	39,7	27,2	33,1	16	0,20	—	—	—	102	16	62	—
47	Западно-Кольская седловина	$Q_{\text{III}}$	1,6	26,1	32,4	39,9	31	0,70	1,96	45	25	17	6	—	—
48	“ ” *	$Q_{\text{III}}$	1,0	7,0	40,9	51,1	27	0,15	2,01	41	—	—	—	—	Y
49	“ ” *	$Q_{\text{III}}$	0,0	12,1	49,8	38,1	21	0,02	2,07	37	—	—	—	—	—
50	Южный борт Южно-Баренцевской впадины	$Q_{\text{III}}$	4,5	24,8	29,2	41,5	26	0,31	2,00	41	125	—	—	—	—
51	Северо-Южно-Кайинское плато	$Q_{\text{II}}$	2,0	30,3	27,5	40,2	21	0,09	2,07	37	—	—	—	—	Y
52	Северо-Южно-Кайинское плато	$Q_{\text{III}}$	0,3	20,9	30,8	48,0	27	0,18	1,98	42	153	21	19	8	P, Y
53	Северо-Южно-Кайинское плато	$Q_{\text{II}}$	1,2	36,4	28,1	34,3	20	0,04	2,09	35	129	62	23	28	P, Y
54	Северо-Южно-Кайинская низменность	$Q_{\text{III}}$	1,3	27,8	33,0	37,9	31	0,67	1,95	67	30	29	16	15	P, Y
55	Кольский протоб	$Q_{\text{III}}$	0,9	35,2	26,8	37,1	27	0,71	1,97	43	—	—	—	—	Y

Окончание табл. 5.1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
56	Кольский прорыв															
57	Лунинская возвышенность															
58	*	*														
59	*	*														
60	Адмиралтейский вал															
61	*	*														
62	*	*														
63	Лудванская седловина															
64	*	*														
65	Северо-Восточный борт Южно-Баренцевской впадины															
66	То же															
67	Полянитие Ферсмана															
68	*	*														
69	*	*														
70	Валы Сорокина и Меднинский															
71	*	*														
72	Восточно-Котусский прорыв															
73	Северо-Восточный борт Южно-Баренцевской впадины															
74	Гульманско-Меднинское поднятие															
75	Валы Сорокина и Меднинский															
	N <sup>3</sup>	N <sup>3</sup>	11,4	26,0	28,5	34,1	14	0,13	2,14	32	—	105	41	10	P, Y	
	N <sup>3</sup>	N <sup>3</sup>	2,2	35,4	30,6	31,8	16	0,12	2,14	32	—	92	24	17	P	

Прически:  $\psi_e$  — отсутствие определения,  $\psi_e^*$  — присущая влажность,  $J_L$  — показатель текучести,  $\rho$  — плотность влажного грунта,  $v$  — пористость,  $S_d$  — сопротивление деформации при кратковременном нагружении,  $C_{KH}$  — эффективное консолидированно-неравнозернистое сцепление,  $F_{KH}$  — эффективное значение угла внутреннего трения,  $E$  — модуль упругости в диапазоне нагрузок 0—1 кН/м,  $P$  — в кровле толщи слоя,  $Y$  — мощность вышележащих отложений более 10 м. В колонке  $J_L$  для песчаных грунтов отсутствует.

В нормально уплотненных разрезах отмечается соответствие значений ФМС современному литостатическому давлению. Для отложений недоуплотненных разрезов характерны высокие значения влажности, текучести и пористости, которые выше ожидаемых при данном литостатическом давлении. Значения прочности и плотности, напротив, ниже ожидаемых.

В составе переуплотненных образований преобладают в основном осадки верхнеплейстоценового подкомплекса и нижне- и среднеплейстоценовые мореноподобные суглинки. В разрезе северных глубоководных морфоструктурных зон и сводовых частей положительных морфоструктур среднеглубинной группы под тонким покровом молодых осадков ( $< 5$  м) развиты мягко-, тугопластичные образования ниже-, и среднеплейстоценового комплекса и верхнеплейстоценового подкомплекса.

При переходе от рыхлых текучих осадков верхнеплейстоцен-голоценового комплекса к переуплотненным более древним образованиям отмечается скачкообразное увеличение плотности и прочности при одновременном уменьшении пористости, текучести и влажности (рис. 5.1).

В пределах отрицательных среднеглубинных морфоструктур переуплотненные мореноподобные суглинки перекрыты мощным (10—40 м) покровом более молодых образований текуче-, мягкотпластичной консистенции. На положительных морфоструктурах эти образования перекрыты базальными песками и переуплотненными осадками верхнеплейстоцен-голоценового комплекса.

По разрезу переуплотненной толщи среднеплейстоценового комплекса на морфоструктурах северной глубоководной группы значения ФМС изменяются слабо. Вертикальный градиент выражен нечетко, в отдельных разрезах он практически отсутствует (рис. 5.2). Плотность, влажность, пористость и прочность по разрезу меняются мало. Отдельные флюктуации обусловлены незначительными колебаниями в соотношении зернистых фракций. В других разрезах наблюдаются слабо выраженные изменения ФМС в зависимости от глубины. Эти изменения зависят от уменьшения влажности, текучести и пористости при одновременном увеличении прочности.

Переуплотненные отложения встречаются и под недоуплотненными или нормально уплотненными осадками. Часто переуплотненные моренные суглинки средне- и верхнеплейстоценового подкомплексов перекрываются мощным (20—40 м) покровом коричневых глин. Такие разрезы вскрыты в пределах южных глубоководных и среднеглубинных морфоструктур, а также на шельфе Карского моря в Пахучанской и Югорской впадинах. Переход от недоуплотненных к нормально уплотненным и к переуплотненным осадкам резкий, скачкообразный.

Для разрезов верхнеплейстоценового комплекса характерна большая изменчивость ФМС в прикровельной части толщ. К подошве резко увеличивается прочность грунтов при одновременном понижении текучести, влажности и пористости. Например, в разрезах верхнеплейстоценовых мореноподобных суглинков северной части Южно-Баренцевской впадины текучепластические суглинки замещаются мягко-, текучепластичными на глубине 3—5 м от кровли подкомплекса.

В переуплотненных глинах верхнеплейстоцен-голоценового подкомплекса изменение ФМС аналогично встречаемому в недоуплотненных образованиях этого подкомплекса. В ряде переуплотненных разрезов коричневых глин наблюдаются интервалы мощностью 3—5 м, где изменение ФМС носит

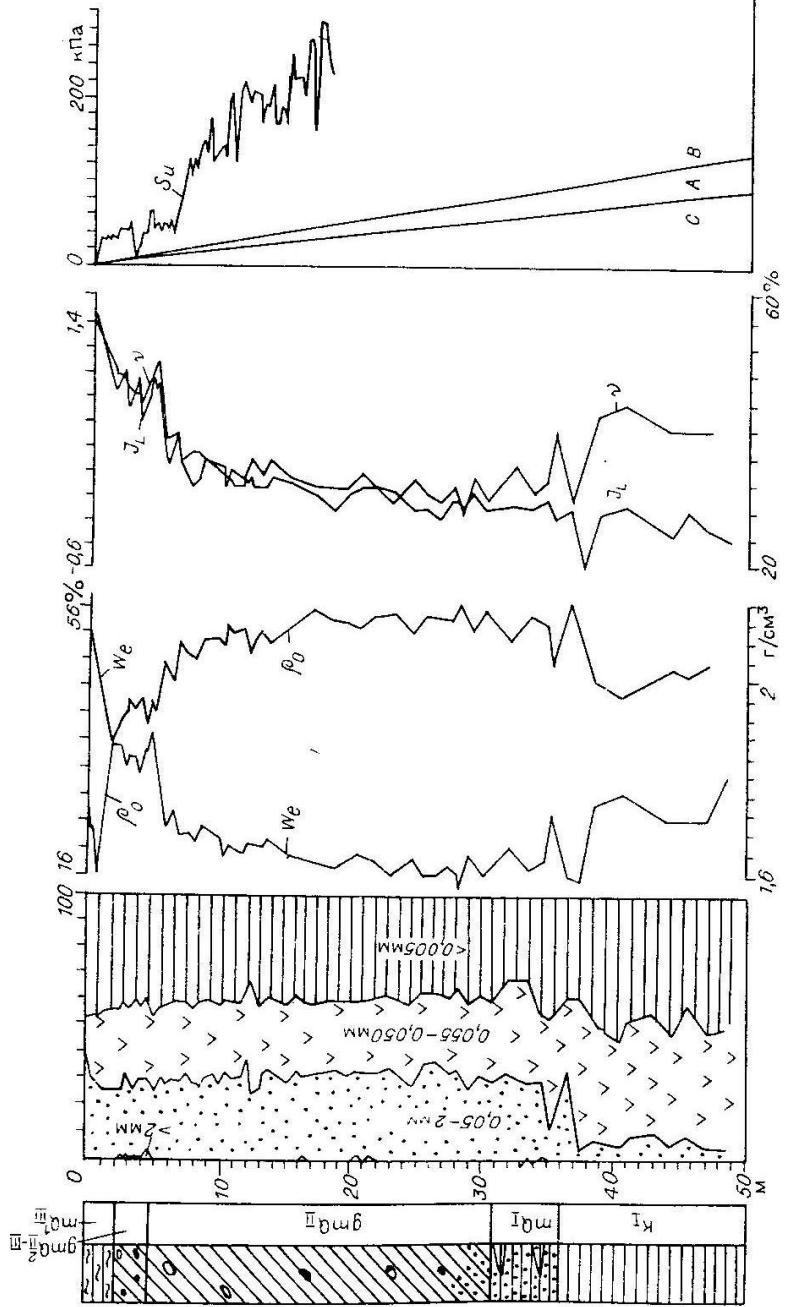


Рис. 5.1. Изменение ФМС по разрезу нормально уплотненных мореноподобных суглинков.  
Усл. обозн. см. на рис. 4.3, 4.5.

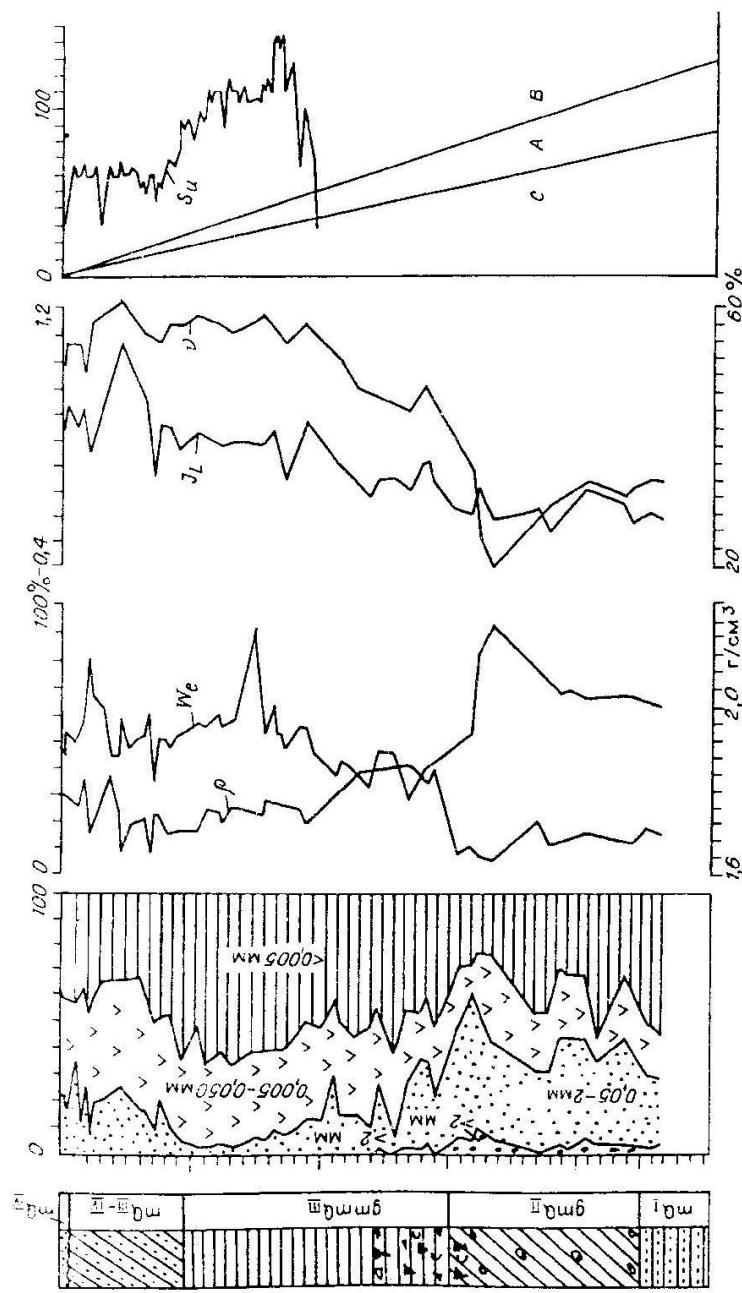


Рис. 5.2. Изменение ФМС по переуплотненному разрезу грунтов.  
Усл. обозн. см. на рис. 4.3, 4.5.

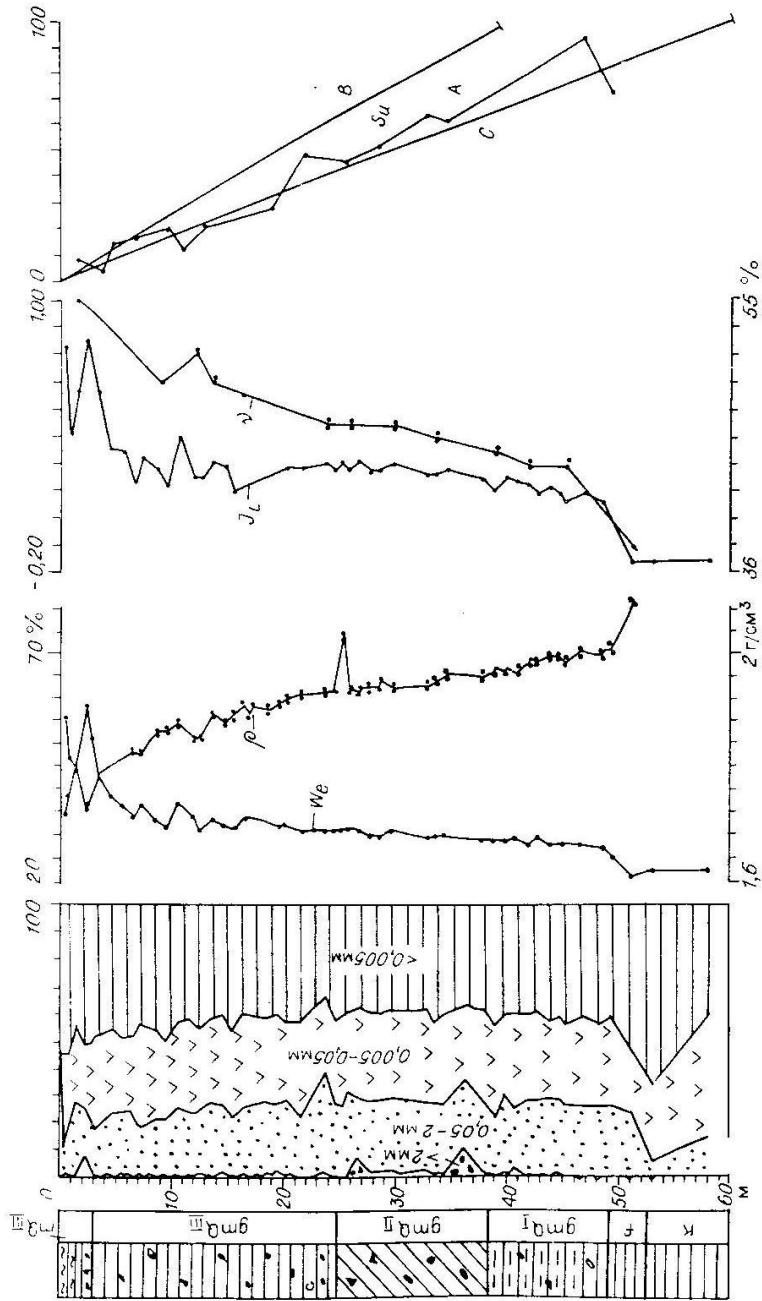


Рис. 5.3. Изменение ФМС по разрезу нормально уплотненных грунтов.  
Усл. обозн. см. на рис. 4.3, 4.5.

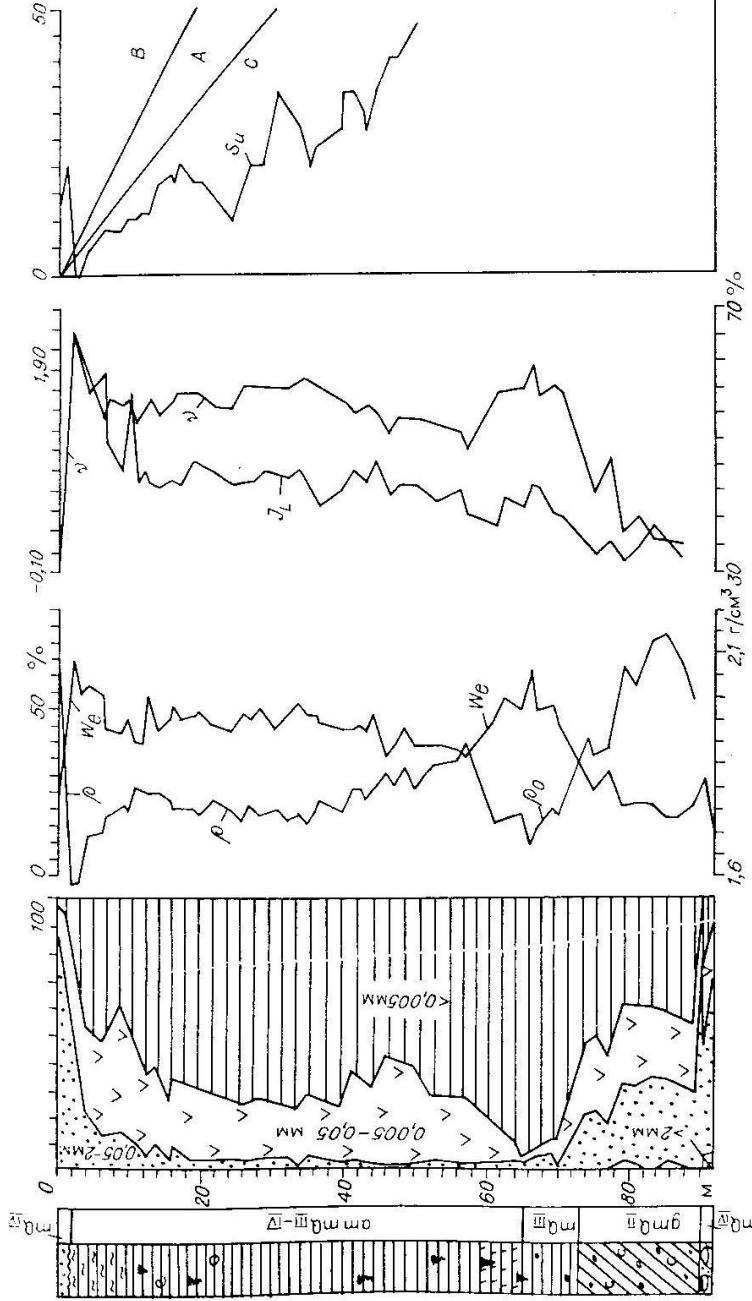


Рис. 5.4. Изменение ФМС по разрезу неноуплотненных верхнеплейстоцен-голоценовых коричневых глин.  
Усл. обозн. см. на рис. 4.3, 4.5.

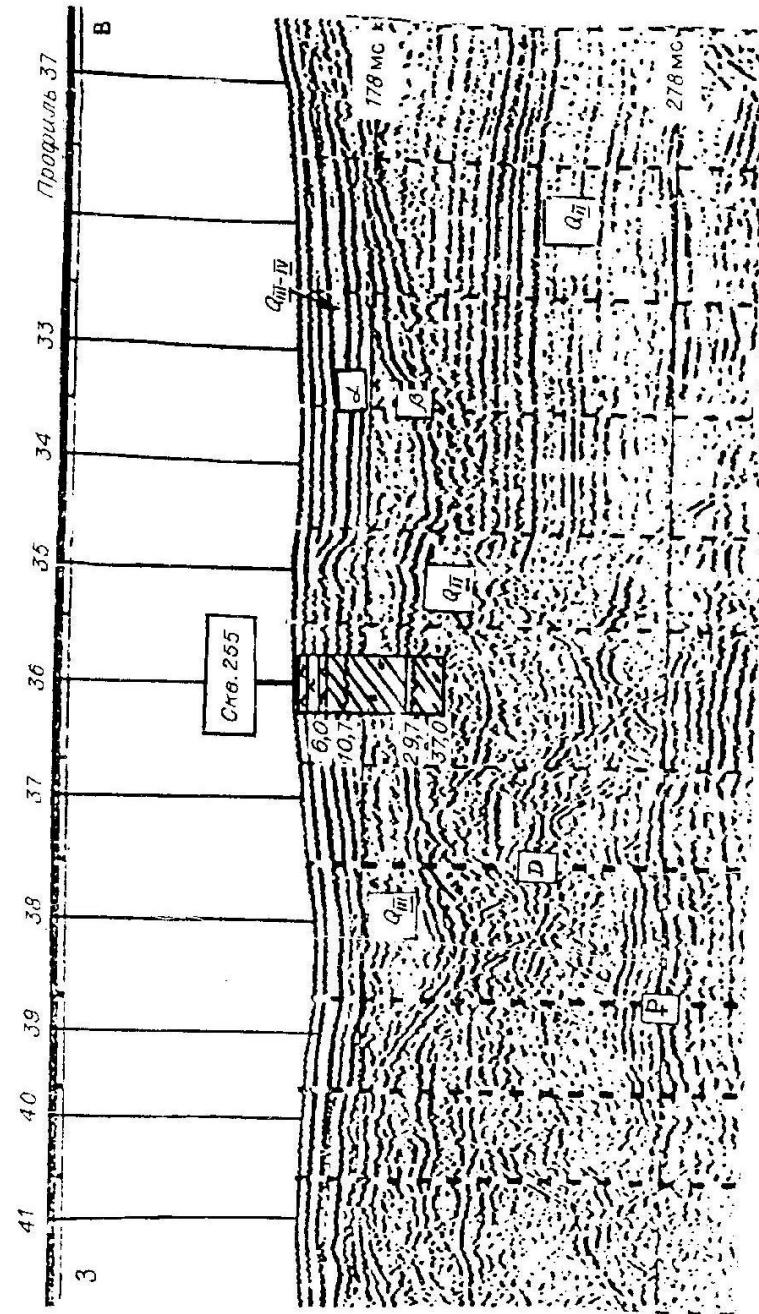


Рис. 5.5. Акустическое отображение на временным разрезе (в интервале 0—10,7 м) верхнеплейстоценовых текущих суглинков (Карское море, Русановская площадь).

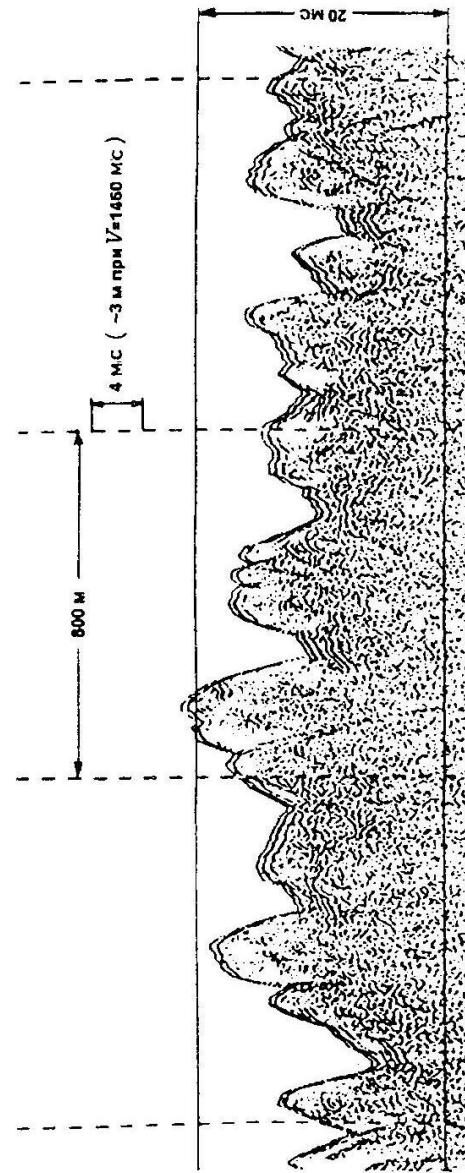
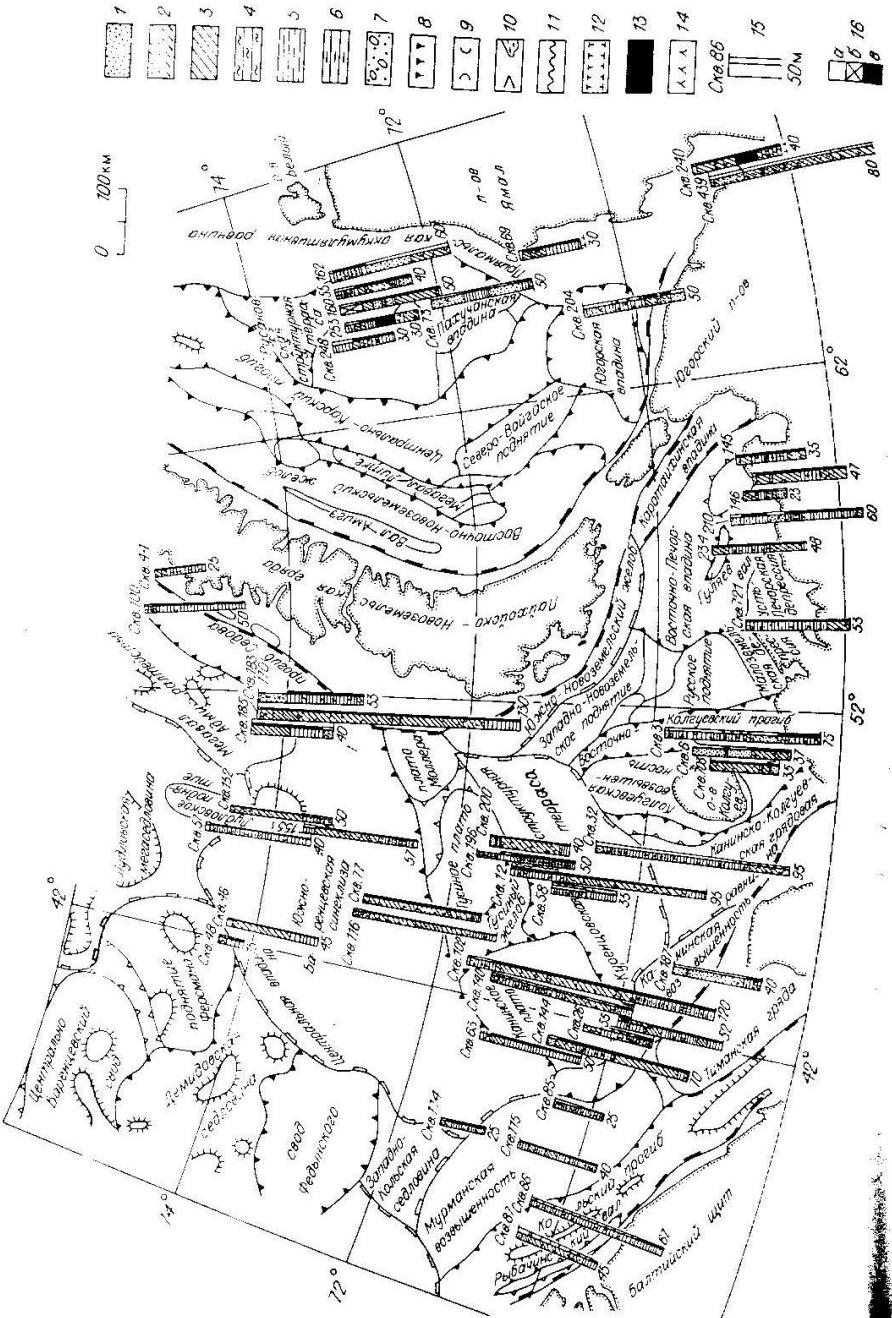


Рис. 5.6. Акустическое отображение на временным разрезе перекупленных мореноподобных суглинков. В понижениях фрагментарно наблюдается отражение граница кровли меловых пород (Штокмановская площадь).



безградиентный характер. Здесь изменчивость свойств контролируется неоднородностью зернового состава и текстурно-структурными особенностями осадков. В некоторых интервалах изменение этих свойств имеет инверсионный характер.

В целом выделяются два типа переуплотненных разрезов. Первому свойственно наличие в кровле базальных образований. В него входят как консолидированные отложения верхнеплейстоцен-голоценового комплекса, так и нижне-, среднеплейстоценовые мореноподобные суглинки. Второй тип переуплотненных разрезов включает только консолидированные моренные суглинки нижне- и среднеплейстоценового комплекса. В нем отсутствуют базальные горизонты в кровельной части.

Разрезы первого типа развиты на положительных среднеглубинных и мелководных морфоструктурах, где имели место перерывы в осадконакоплении и размывы. Второй тип разрезов приурочен к глубоководным районам, где в течение плеистоцена и голоцена седиментация была непрерывной.

В нормально уплотненных грунтах ФМС соответствуют литостатическому давлению. Здесь увеличиваются плотность и прочность при одновременном уменьшении влажности, текучести и пористости (рис. 5.3). Эти изменения носят плавный характер, пропорциональны приращению литостатического давления и не зависят от соотношения между гранулометрическими фракциями, а также от текстурно-структурных особенностей отложений.

Нормально уплотненные толщи новейших отложений широко развиты в Кольском желеобе и в одноименной седловине, а также на погруженных склонах положительных морфоструктур. В составе нормально уплотненных отложений преобладают верхнс- и среднеплейстоценовые мореноподобные суглинки. Они также могут подстилать недо- или переуплотненные грунты.

В недоуплотненных толщах значения плотности и прочности ниже, а текучести, влажности и пористости выше ожидаемых при данном литостатическом давлении (рис. 5.4). Недоуплотненные толщи верхнеплейстоцен-голоценовых коричневых глин и их аналогов развиты в районах среднеглубинных и южных глубоководных морфоструктур. На шельфе Карского моря эти образования вскрыты в Пахучанской и Югорской впадинах. Для недоуплотненных глинистых толщ характерны большие мощности илов (до 5—7 м) и текучих разностей глин и суглинков мощностью 10—20 м.

Характер изменения ФМС по разрезам недо- и переуплотненных коричневых глин тождествен. Типичны большая мощность безградиентных и инверсионных интервалов, скачкообразные изменения ФМС в прикровельной части толщи на фоне общего увеличения степени консолидации отложений вниз по разрезу.

Различные типы разрезов находят графическое отображение на временных разрезах НСП. Недоуплотненные разрезы текучих глин и илов верхнеплейстоцен-голоценового комплекса имеют слоистую акустическую структуру записи (рис. 5.5).

Рис. 5.7. Наиболее характерные литологические разрезы для некоторых морфоструктур Баренцево-Карского шельфа.

1—6 литология: 1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — ил глинистый, 5 — глина, 6 — переслаивание глины и суглинка; 7—10 — включения: 7 — гравия, гальки, 8 — гидротроилита, 9 — ракушечного дегрита, 10 — линзы песка и супеси; 11, 12 — границы: 11 — эрозионные, 12 — ММП; 13 — подземный лед; 14 — ледяные шлиры; 15 — номер и глубина (м) скважин; 16 — состояние грунтов (*a* — недоуплотненные, *b* — нормально уплотненные, *c* — переуплотненные).

Структура акустических изображений разрезов мореноподобных суглинков хаотичная (рис. 5.6). В толщах нижне- и среднеплейстоценовых слабо-консолидированных моренных суглинков более отчетливо прослеживается отражающая граница, разделяющая нижне- и среднеплейстоценовые подкомплексы. В переуплотненных толщах суглинков эта граница менее четкая. Скорость продольных волн в недоуплотненных разрезах илов, текучих глин и суглинков верхнеплейстоцен-голоценового комплекса 1350—1450 м/с, что несколько ниже скорости звука в морской воде (1460 м/с). В нормально уплотненных толщах распространение акустических волн близко к средневзвешенной скорости звука по всей толще новейших отложений — 1600 м/с. В переуплотненных отложениях ее значения достигают 1650—1750 м/с. По данным единичных измерений норвежских исследователей [Saettem et al., 1991], они могут составлять 2000 м/с и более.

Таким образом, в пределах шельфа Баренцева и Карского морей в разрезе новейших отложений выделяются нормально-, пере- и недоуплотненные грунты. Различные акустические изображения каждого из них могут быть достаточно надежными картировочными признаками при инженерно-геологических изысканиях для установления зон развития слабых грунтов большой мощности и выходов к поверхности дна плотных консолидированных образований. Пространственное положение различных типов грунтов и их состояние по степени уплотненности в различных морфоструктурных зонах Баренцева и Карского морей показаны на рис. 5.7.

## Глава 6

### Геокриологические условия шельфа и прибрежной суши

#### 6.1. О стационарной и нестационарной криолитозоне

Строение и эволюцию субаквальной криолитозоны следует рассматривать, исходя из принципа актуализма и палеогеографических условий развития арктического бассейна. Если криолитозону арктических морей анализировать без учета трансгрессивно-ретрессивных циклов, неоднократно имевших место в четвертичное время и приводивших к осушению огромных шельфовых пространств и формированию мощных мерзлых толщ, которые впоследствии были погружены под воду, то можно считать, что шельф почти всех арктических морей относится к области сплошного распространения криолитозоны, сформировавшейся под влиянием отрицательной среднегодовой температуры придонной воды и представленной многолетнеохлажденными породами.

В зависимости от значений этой температуры и внутритеменного теплопотока мощность охлажденной зоны может изменяться от 0—5 до 20—40 м и более. При постоянной отрицательной температуре морского дна и внутреннем теплопотоке 45—50 мВт/м<sup>2</sup> практически на всех глубинах, вплоть до океанического склона, может сформироваться отрицательно-температурная толща мощностью до 100 м [Балобаев, 1991]. Принимая во внимание то положение, что длительное существование постоянных отрицательных температур придонной воды и грунта находится в равновесном термодинамическом состоянии, зону многолетнеохлажденных пород можно считать стационарной.

Нестационарный режим развития криолитозоны характеризуется скачком теплового потока на границе фазовых переходов. Одним из основных факторов, определяющих интенсивность и глубину промерзания или протаивания, является температура поверхности пород, образующаяся под влиянием климатических факторов. На сущее история динамики мерзлых толщ определяется историей изменения климата.

Шельфовая криолитозона (мерзлота) формировалась при регрессии моря в ледниковые эпохи. В последующие трансгрессии мерзлые толщи покрывались водой и начинали протаивать, т.е. становились нестационарными.

В нестационарных мерзлых толщах можно выделить три этапа, которые определяются скоростью поднятия уровня моря и динамикой температуры придонной воды.

Первый этап связан с началом затопления субаэральных ММП, когда трансформация их температур происходит в мелководных условиях при

положительных температурах придонной воды в летний период. На этом этапе температурный режим ММП развивается по принципу разряжающегося кумулятора. Происходят "отток холода" к кровле и подошве ММП и равнивание температуры по разрезу.

Второй этап характеризуется повышением уровня моря до оттока, при которых среднегодовая температура придонной воды опускается ниже 0 °C. Протаявшие ранее ММП, возможно, имевшие положительную среднегодовую температуру в верхней части разреза, вновь начинают охлаждаться как сверху (за счет отрицательной температуры воды), так и снизу (с кровли ММП). Если температура мерзлой толщи на данный момент составляла ниже –2 °C, протаявшие ранее и вновь накопившиеся осадки могли промерзать. Кроме того, не исключено также и подводное промерзание различных таликов с опресненными осадками, сформировавшимися в субаквальных условиях под водоемами. Их промерзание могло вызывать деформации на поверхности морского дна, которые отмечены в отечественной зарубежной литературе [Вильнер, 1955; Клюев, 1965, 1968; Арэ, 1976, 1980; Rex, 1955; Mackay, 1972].

Третий этап можно охарактеризовать как переходный от нестационарного состояния криолитозоны к стационарному. При достаточно большой глубине моря в придонном слое воды и грунта устанавливается постоянная отрицательная среднегодовая температура, значения которой в зависимости от климатических, гидрогеологических и других факторов могут изменяться от 0 до –1,8 °C. Длительное существование криолитозоны при отрицательной придонной температуре постепенно приводит к термодинамическому равновесию на границе фазовых переходов, и деградация ММП прекращается, т.е. криолитозона становится стационарной. В настоящее время мерзлые толщи в субаквальных условиях могут находиться как в стационарном, так и в нестационарном состоянии в зависимости от типа и свойств мерзлых грунтов [Арэ, Толстиков, 1968; Lachenbruch, 1957b; Lachenbruch, Marshall, 1969].

Если ММП на первом этапе не успели полностью протаять, то на следующих их сохранность может обеспечиваться неопределенное длительное время и контролироваться температурой придонной воды, температурным градиентом, литологическим составом пород, их засоленностью (концентраций порового раствора) и величиной внутритримного теплонапотока. Нашиими исследованиями установлено, что на большей части Карского моря реликтовые мерзлые толщи находятся в стационарном состоянии.

С другой стороны, мерзлые толщи, погруженные под воду вследствие отступания береговой зоны за счет абразии и термоабразии [Арэ, 1980], являются нестационарными, так как попали под море совсем недавно. Если же затопление ММП произошло давно, как это имеет место в пределах отлогих берегов (при отсутствии абразии и термоабразии), то данная криолитозона ничем не будет отличаться от криолитозоны в более глубоководных районах шельфа.

В заключение следует кратко охарактеризовать температурное состояние водной толщи, определяющей стационарность либо нестационарность криолитозоны.

В арктических морях наблюдается четко выраженная зависимость среднегодовой температуры придонной воды от глубины моря. Наиболее низкая отрицательная среднегодовая температура отмечается на нулевом уровне моря. С увеличением глубины до 2 м среднегодовая температура повышается,

на границе максимальной толщины припайного льда, равной глубине моря, достигает 0 °C. С последующим увеличением глубины моря среднегодовые температуры становятся положительными. В интервале глубин 2–3 м, где лед находится на плаву, достигают максимального значения –2,8 °C [Жигарев, Плахт, 1974; Жигарев, 1981]. Такие высокие температуры обусловлены летним прогревом мелководья. С дальнейшим увеличением глубины моря среднегодовая температура воды понижается и на глубинах 7–8 м вторично переходит через 0 °C, а на глубине 35 м достигает –1,8 °C. Ниже, до глубины 200 м, наблюдается гомотермия. Глубже температура начинает плавно повышаться, а на глубине 500 м она равна –0,8 °C.

Для характеристики криолитозоны шельфа важное значение имеет определение предельных глубин, ниже которых температуры постоянно отрицательные. Анализ температуры придонного слоя воды, проведенный за многолетний период, показывает, что в Карском море глубина, на которой даже летом сохраняется отрицательная температура, составляет 16–18 м.

Более ранними исследованиями [Молочушкин, Гаврильев, 1970; Данилов, 1978; Жигарев, 1981; King et al., 1981] установлена важная закономерность: средняя годовая температура придонной воды близка к среднегодовой температуре отложений на подошве слоя годовых нулевых амплитуд, а глубина подошвы слоя годовых нулевых колебаний соответствует величине амплитуды колебаний температур придонного слоя воды [Жигарев, 1981], которая на шельфе арктических морей изменяется от 10° на мелководье до 0° на глубинах 85–100 м. Известно, что при сокращении амплитуд многолетних колебаний температур мощность ММП при равенстве прочих условий уменьшается. Скорость сокращения ММП определяется потоком внутриземного тепла, величина которого зависит от геологических факторов. Как уже отмечалось в период трангрессий в затапливаемой полосе начиналось проникание ММП. Наиболее интенсивно оно происходило при глубине моря от 2–3 до 5–7 м, так как среднегодовые температуры воды в этих интервалах были положительные. Этот интервал глубин моря составлял сотни, а возможно, и тысячи лет, поэтому мерзлые толщи, находясь в нестационарном состоянии, деградировали как сверху, так и с подошвы. Дальнейшее повышение уровня моря привело к изменению среднегодовой температуры придонной воды до отрицательной, и в криогенном толще установился стационарный режим.

## 6.2. Условия аградации и деградации мерзлых толщ

Прогноз эволюции мерзлых толщ в субаквальных условиях в теоретическом плане ставился неоднократно [Молочушкин, Гаврильев, 1970; Соловьев, 1981; Harrison, Ostercamp, 1978; Lachenbruch и др., 1982]. В этих работах внимание акцентируется на следующем. В момент затопления грунтов  $t = 0$  температура поверхности ( $T_s$ ), равная среднегодовой температуре поверхности суши, скачком изменилась на среднегодовую температуру придонной воды ( $T_w$ ), которая равна или близка к точке замерзания. На подошве мерзлоты существует глубинный тепловой поток ( $q$ ). Последующий процесс изменения состояния мерзлой зоны описывается нестационарным решением уравнения теплопроводности Стефана [Карслуу, Егер, 1964] с новым верхним граничным условием.

Поскольку длительность субаэрального развития мерзлой толщи часто недостаточна для охлаждения полной ее мощности до наступления стационарного термодинамического режима на подошве, расчету скорости пропаивания снизу должна предшествовать оценка исходной мощности мерзлой зоны, сформировавшейся к началу трансгрессии.

Следуя Шарбатяну [1974] и Лахенбруху [1982], приведем сводку качественных выводов и расчетных формул, которые могут быть использованы для предельных оценок.

Увеличение мощности мерзлоты ( $z$ ) при скачкообразном установлении температуры поверхности ( $T_c$ ) ниже точки замерзания ( $T_0$ ) может быть рассчитано для безразмерных времени ( $\tau = t/t_0$ ) и мощности ( $\xi = z/z_0$ ) из уравнения:

$$\tau = \xi + \ln(1 - \xi). \quad (6.1)$$

Здесь  $t_0 = L \times W \times z_0/q$  — время, за которое формируется около 84 % мощности мерзлоты  $z_0 = k_m(T_0 - T_c)/q$ , где  $L$  — удельная теплота плавления льда, равная  $3,05 \cdot 10^8 \text{ Дж}/\text{м}^3$ ;  $W$  — пористость (объем поровой воды в единице объема грунта);  $q$  — плотность глубинного теплового потока;  $k_m$  — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта.

На рис. 6.1 приведены кривые роста криолитозоны для различных значений теплового потока, пористости и температуры, рассчитанные по формуле (6.1).

Если температура придонной воды близка к точке таяния, то деградация мерзлоты происходит снизу за счет глубинного теплового потока. Сверху формируется маломощная талая зона под влиянием теплопроводности, диффузионного и фильтрационного переноса солей [King, Rokoengen, 1981].

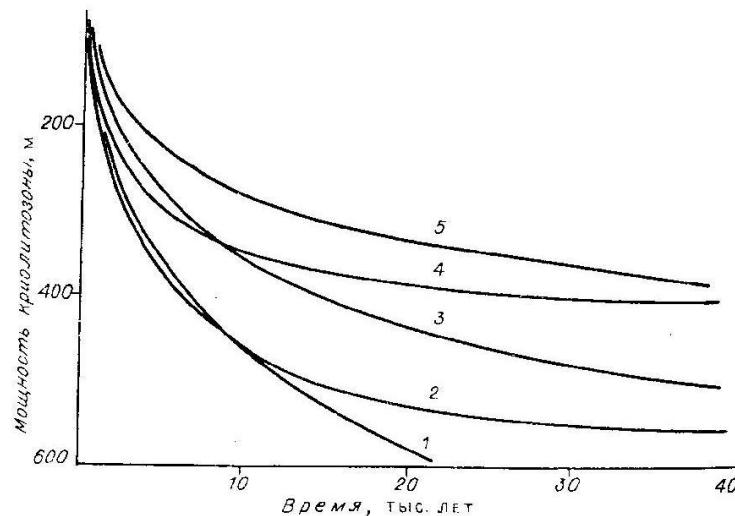


Рис. 6.1. Зависимость мощности криолитозоны от величины среднегодовой температуры ( $T$ ), влажности ( $W$ ) и глубинного теплового потока ( $q$ ).  
 $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $W$  и  $q$  ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) соответственно: 1 — 20, 0,2 и 0,05; 2 — 15, 0,1 и 0,05; 3 — 15, 0,25 и 0,05;  
4 — 15, 0,1 и 0,07; 5 — 15, 0,25 и 0,07.

Процесс пропаивания снизу разделяется на две стадии. Сначала истощаются "запасы холода", что приводит к безградиентному распределению температуры в мерзлой толще, близкой к точке таяния. Длительность этой стадии невелика, а скорость деградации снизу мала.

На второй стадии температура мерзлой толщи по глубине не меняется и подошва мерзлоты поднимается с постоянной скоростью.

Процесс уменьшения мощности  $z(t)$  мерзлоты от первоначальной ее величины аппроксимируется следующим образом:

$$\begin{aligned} z(t) &= z_0 - v \cdot t/3, & t \leq t_1, \\ z(t) &= z_1 - v \cdot t, & t_1 < t \leq t_k, \end{aligned} \quad (6.2)$$

где  $V = q/(L \cdot w)$  — скорость движения вверх подошвы мерзлой зоны на второй стадии;  $t_1 \approx 0,05t_c^0$  — длительность первой стадии;  $z_1 = z(t_1)$  — мощность мерзлоты первой стадии;  $t_k$  — время полной деградации  $z(t_k) = 0$ .

Время полной деградации мерзлоты определяется скоростью пропаивания на второй стадии, т. е. глубинным потоком и льдистостью пород. Характерно, что скорость пропаивания не зависит от теплофизических свойств пород (теплопроводности и теплопемкости). От них зависит лишь длительность первого этапа, когда формируется безградиентный температурный режим.

Для реальных значений теплового потока и льдистости величина скорости пропаивания снизу составляет первые сантиметры за год. Например, для чистого льда и теплового потока  $70 \text{ мВт}/\text{м}^2$  она  $0,7 \text{ см}/\text{год}$ , а для породы с объемным содержанием льда 5 % — около  $14 \text{ см}/\text{год}$ .

Если температура придонной воды ( $T_b$ ) заметно превышает температуру точки замерзания, таяние мерзлой зоны происходит также сверху, причем вначале скорость пропаивания выше, чем скорость таяния снизу. Длительность этой стадии

$$t_1 \approx 0,05t_0 = 0,05LWz_0/q. \quad (6.3)$$

При  $r = (T_b - T_0)/(T_0 - T_c) \leq 0,3$  это время пропаивает около трети первоначальной мощности [Шарбатян, 1974], сформировавшейся при температуре  $T_c$ . Для низких природных температур ( $r \leq 0,3$ ) примем для глубины пропаивания на первой стадии ( $z'_1$ ) линейную интерполяцию от 0 до  $0,3z_0$ :

$$z'_1 = (T_b - T_0)z_0/(T_0 - T_c); (T_b - T_0) \leq 0,3(T_0 - T_c). \quad (6.4)$$

На второй стадии скорость таяния сверху постепенно падает и для безразмерных  $\xi$  и  $t$  справедливо отношение

$$\xi'(t) \approx (\xi'_1 + 2rt/\alpha)^{1/2}, \quad (6.5)$$

где  $\alpha$  — отношение температуропроводностей мерзлого и талого грунтов.

В общем случае полной деградации мерзлоты соответствует момент слияния фронтов таяния сверху и снизу. Совместное решение уравнений (6.2) и (6.5) даст для этого времени (безразмерного)

$$\tau_{\text{сл}} = \xi' + r/\alpha - ((\xi'_1 + r/\alpha)^2 - (\xi'_1)^2 + (z'_1)^2)^{1/2}. \quad (6.6)$$

Глубина, на которой произойдет слияние, определяется подстановкой формул (6.6) в формулу (6.5). На рис. 6.2 показана динамика фронтов пропаивания при разных температурах.

В формулах (6.3)–(6.6) не учитываются глинистый состав грунтов с большим количеством связанной воды и замерзанием ее в значительном интервале температур, большая изменчивость льдистости пород, зависящая

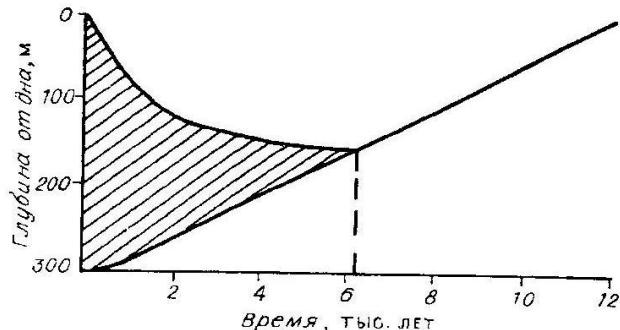


Рис. 6.2. Динамика протаивания ММП в зависимости от температуры воды, глубинного теплоизотермы и времени.

Слой ММП сформировался при  $T = -10^{\circ}\text{C}$  и был покрыт водой с температурой  $+2^{\circ}\text{C}$ . При этом условии слияние фронтов протаивания (сверху и снизу) произойдет через 6,2 тыс. лет. Если  $T = 0^{\circ}\text{C}$  протаивание сверху не происходит, ММП пропаивают снизу со скоростью 2,6 см/год (принято  $q = 0,05 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ,  $W = 0,2$ ,  $\alpha = 1,4$ ).

от полного отсутствия (за исключением льда—цемента) до включений крупных пластов чистого льда. Не принимаются во внимание и теплофизические свойства разреза, включая температуры начала замерзания-оттаивания.

В приведенных моделях не рассматривается важный момент, когда соленая морская вода с температурой  $-1,5 \div -1,8^{\circ}\text{C}$  затапливает высокольдистые слабозасоленные толщи, включающие пресный пластовый лед с температурой таяния около  $0^{\circ}\text{C}$ . При условии, что от начала затопления до установления стабильной отрицательной температуры придонной воды период достаточно короткий, деградация мерзлого реликта снизу заканчивается в нескольких десятках метров от дна на нулевой изотерме, где устанавливается термодинамическое равновесие. В этом случае льдистые осадки и пластовые льды будут пропаивать очень медленно сверху под влиянием диффузии солей в глинистых грунтах и конвективного солепереноса в песчаных осадках. Скорость таяния в этом случае определяется коэффициентом диффузии соли ( $K_s$ ). Положение кровли мерзлой толщи для  $(T_0 - T_b)/T_0 \ll 1$  определяется выражением

$$z(t) \approx (2K_s(T_0/T_b - 1)t)^{1/2},$$

где  $z(t)$  — глубина кровли мерзлоты;  $t$  — время. Если принять коэффициент для свободного раствора хлористого натрия 0,024 м/год [Harrison, Ostercamp, 1978], то скорость пропаивания по этой модели очень низкая. Так, при  $T_s = -1,5^{\circ}\text{C}$  и  $T_0 = -1,8^{\circ}\text{C}$  имеем

$$z(t) \approx (0,1t)^{1/2},$$

где  $t$  — время (в годах) с момента затопления. Глубина пропаивания за 10 тыс. лет будет не больше 10 м. В проницаемом разрезе, где возможно вертикальное конвективное движение порового раствора, пропаивание должно происходить быстрее. Подтверждением влияния такого механизма на пропаивание мерзлоты является наличие пресного пластового льда и льдистых пород на глубине 13 м от дна при глубине моря до 114 м и придонной температуре  $-1,4^{\circ}\text{C}$ .

Сохранность мерзлых грунтов и пластовых льдов можно объяснить, исходя из двух альтернативных схем развития криолитозоны.

1. Во время регрессии в этой области при низких среднегодовых температурах воздуха ( $-25 \div -30^{\circ}\text{C}$ ) сформировалась толща мерзлоты не менее 400—500 м. Во время трансгрессии она была быстро затоплена водой с отрицательной температурой ( $-1 \div -1,8^{\circ}\text{C}$ ), при этом пропаивания сверху практически не происходило, а фронт деградации мерзлой толщи снизу еще не достиг дна.

2. В кратковременный период регрессии сформировалась маломощная, но высокольдистая мерзлота, включающая пресные пластовые льды и слабозасоленные мерзлые грунты с температурой таяния, близкой к  $0^{\circ}\text{C}$ . В этом случае при быстром затоплении морской водой с температурой  $-1 \div -1,8^{\circ}\text{C}$  грунты, содержащие пресный текстурообразующий и пластовый лед, оказались в консервированном состоянии.

Принимая первую схему и считая, что затопление произошло не позже 15 тыс. лет назад, можно подсчитать минимальную мощность мерзлоты ( $z_{\min}$ ) в момент начала таяния. Из формулы (6.2) непосредственно следует

$$z_{\min} \approx 0,0851L \cdot t_h / (qw), \quad (6.7)$$

где  $t_h = 15$  тыс. лет. При этом предполагается, что таяния сверху не происходило. Из  $q = 0,05 \text{ Вт}/\text{м}^2$  и  $L = 3,05 \cdot 10^2 \text{ Дж}/\text{м}^3$  имеем (м)

$$z > 68,5/w. \quad (6.8)$$

На рис. 6.3 приведены кривые 1—3, построенные по формуле (6.1), зависимости мощности мерзлой толщи, сформировавшейся за 6 тыс. лет в субаэральных условиях при разных значениях среднегодовых температур на поверхности. Кривая 4 соответствует зависимости по формуле (6.8) и дает оценку мощности слоя, пропаившего снизу.

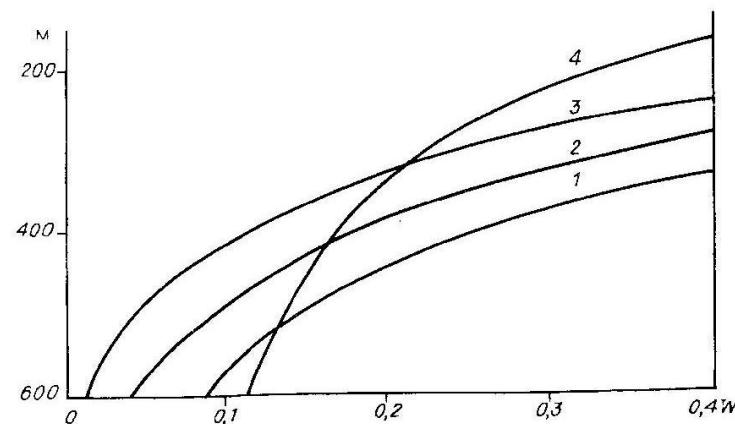


Рис. 6.3. Соотношение мощностей ММП, сформировавшихся в субаэральных условиях за 6 тыс. лет при среднегодовой температуре ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поверхности  $-25$  (1),  $-20$  (2) и  $-15$  (3), а мощность (4) пропаившего снизу слоя за 15 тыс. лет. Точки пересечения кривых соответствуют значениям минимальной льдистости, при которой ММП могут сохраняться (принято  $q = 0,05 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ,  $T = 1,5 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$ ,  $T_m/T_0 = 1,08$ ).

Таким образом, изложенные принципы и учет общих закономерностей эволюции криолитозоны в историческом, геолого-географическом и теплофизическом аспектах позволяют охарактеризовать криолитозону Баренцева и Карского шельфа в целом, конкретных нефтегазоносных площадей и отдельных участков прибрежной суши, вовлекаемых в техногенные нагрузки в связи с освоением месторождений нефти и газа.

### 6.3. Условия стабильности существования газогидратов на шельфе

Газогидраты во многих отношениях подобны льду. Их образование в лабораторных и промышленных условиях известно давно [Макагон, 1985; Бык и др., 1990]. Как геологический объект, они привлекли внимание только в конце 60-х годов [Stoll et al., 1971]. С тех пор по проблеме гидратообразования выполнено большое количество работ, в том числе по обнаружению газогидратов под океанами в высоких широтах и, в частности, на арктическом шельфе Северной Америки [Макагон, 1985; Соловьев и др., 1987].

Согласно имеющимся данным, газогидраты образуются при высоких давлениях и низких температурах из смеси газ—вода при количестве газа, превышающем предел его растворимости. Для газов, которые могут находиться в морских осадках  $H_2S$ ,  $C_2H_6$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ , давления, необходимые для формирования гидрата, растут в порядке их перечисления. Для чистой воды при  $0^\circ C$  они соответственно 90, 510, 1225, 2550, 15 670 кПа [Natural..., 1974]. Присутствие соли в воде повышает барический порог гидратообразования. Например, при солености воды в 35 ‰ гидрат метана образуется при давлении 2800 кПа.

Во всех известных случаях обнаружения газогидратов в природе газ состоял из метана. Газогидрат определяется формулой  $CH_4 \cdot 5.75H_2O$ . Есть данные [Хант, 1982], что гидратообразование происходит при концентрации газа, втрой меньшей, чем требуется для насыщения, и соответствует примерно 70 л  $CH_4$  при нормальном давлении на 1 л воды. Реально фиксируемые концентрации растворенного метана в придонных грунтах обычно на несколько порядков меньше [Цыбуля и др., 1992].

Широко распространенным источником метана является биохимический распад органики в начальной стадии диагенеза глинистых осадков (микробиальный метан). А.Б. Егоров и В.Я. Троцюк [1986] утверждают, что интенсивность этого процесса и скорость диффузии таковы, что в предположении отсутствия притока газа из глубины пороговые концентрации не могут быть достигнуты вблизи дна. Поэтому кровля зоны формирования гидратов микробиального метана не может располагаться под дном даже при выполнении условий стабильности по температуре и давлению. Во всех случаях верхняя граница гидратообразования должна залегать на некоторой глубине от дна.

Вторым источником метана может быть миграция газа из зоны нефтегазообразования. В Баренцевом и Карском морях возможность формирования гидрата на нефтегазовых структурах исключить нельзя, но реальную его роль оценить трудно. В природных условиях температура повышается с глубиной, а скорость ее повышения определяется величиной геотермического градиента. Условия стабильности газогидратов достигаются на некоторой глубине в обстановках, где существуют низкие температуры при достаточно высоких давлениях. Именно такие условия присущи областям криолитозоны, глубо-

ководным шельфам и океанам. Роль слоя воды заключается в том, что увеличение давления с глубиной не сопровождается ростом температуры. Нормальный температурный градиент устанавливается только с поверхности морского дна. Мощность зоны, в которой стабильно образовываются и могут существовать газогидраты, определяется скоростью роста с глубиной температуры (величиной температурного градиента) и давления (величиной литостатического градиента).

На рис. 6.4 показано положение зон стабильности гидрата метана при глубине моря 200 и 300 м, придонной температуре  $0 \pm 1^\circ C$ , температурном градиенте 36 град./км и двух значениях градиента давления: 10,1 кПа в воде и 19,6 кПа ниже поверхности дна. Последний вариант соответствует слабопроницаемому глинистому разрезу при объемном весе пород 2 г/см<sup>3</sup>. Условиям стабильного гидратообразования удовлетворяют зоны, лежащие выше температурных кривых и ниже кривых фазового перехода для соответствующих условий (см. рис. 6.4, зоны I—III).

В табл. 6.1 приведены расчетные данные положения зоны стабильности гидрата метана в зависимости от глубины моря, геотермического градиента, а также градиента давления ниже уровня морского дна, мощности субаквальной криолитозоны и разных значений температур. По этим данным можно сделать экстремальные оценки. При гидростатическом законе нарастания давления и геотермическом градиенте 30—35 град./км минимальная глубина моря, при которой может формироваться зона стабильности гидрата метана, близка к 240 м. При большей глубине образуется придонная зона стабильности гидрата метана мощностью не более 200 м. При уменьшении температурного градиента может возникнуть непридонная зона стабильности уже при глубине около 200 м. Роль субаквальной криолитозоны аналогична увеличению глубины моря.

Рис. 6.4. Положение зон стабильности гидрата метана при геотермическом градиенте 36 °C/км.

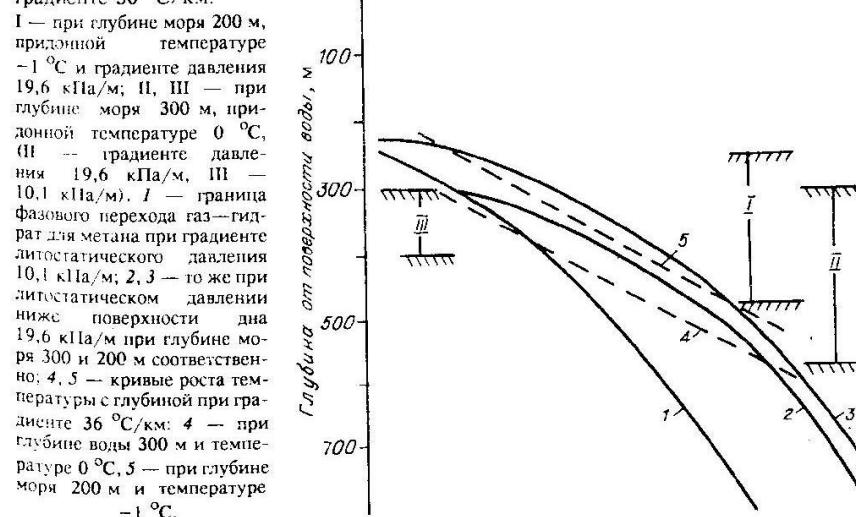


Таблица 6.1  
Положение зоны стабильности гидрата метана (глубина от поверхности, м)

Глубина воды, м	Геотермический градиент, °С/км	Градиент давления ниже уровня дна, кПа/м	Мощность субаквальной мерзлоты, м	Кровля			Подошва		
				Температура дна, °С					
				-1,5	0	1	-1,5	0	1
20	25	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	—	330	—	—	430	—
	36	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	205	—	—	560	—	—
100	25	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	255	260	265	—	650	—
	36	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	220	280	—	670	550	—
200	25	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	160	165	170	—	980	—
	36	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	200	255	260	265	—	490	—
300	25	10,1	0	340	—	—	410	—	—
		19,6	0	230	265	300	810	700	620
	36	10,1	0	—	—	—	—	—	—
		19,6	0	245	310	—	520	360	—

Приложения: 1. Вертикальный градиент давления 10,1 кПа/м и соответствует гидростатическому закону; 19,6 кПа/м — гидростатическому давлению при объемном весе грунта 2,0 г/см<sup>3</sup>.

2. Температура на подошве мерзлотного слоя — 1 °С.

3. Расчеты сделаны по кривой стабильности гидрата на смеси метана с водой соленостью 35 ‰ [Соловьев и др., 1987, рис. 36].

Исходя из практических соображений, рассмотрим возможность гидратообразования на Штокмановском газоконденсатном месторождении, которое с термобарических позиций характеризуется достаточно благоприятными условиями для этого процесса.

На рис. 6.5 приведен графический расчет вариантов зоны стабильности гидрата метана (глубина 300—800 м, температура дна —0,5 °С, температурный градиент 30—37 град./км, градиент давления 10,1 кПа/м), из которого следует, что условия стабильности гидрата метана достигаются уже на дне, а мощность зоны под дном 130—200 м при глубине воды 300 м и увеличивается до 190—280 м на глубине 380 м. Определяющим условием образования газогидратов является наличие в поровых водах высоких концентраций растворенного газа. Однако нашими исследованиями на Штокмановской площади не отмечено каких-либо признаков, свидетельствующих о наличии

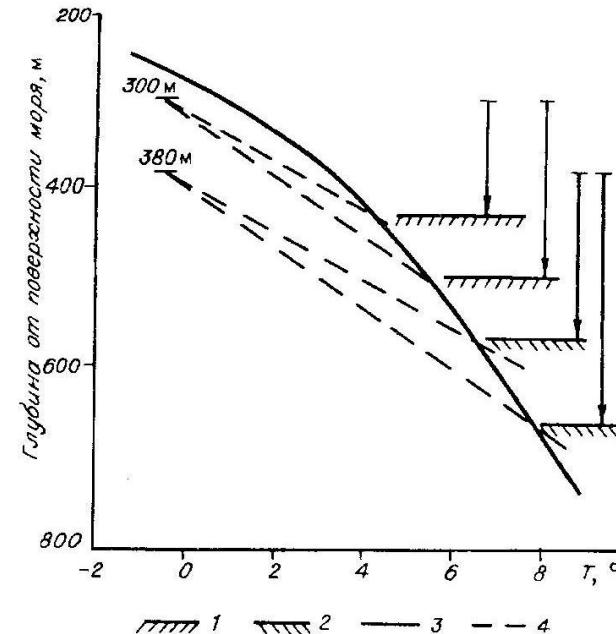


Рис. 6.5. Зоны возможного стабильного существования гидрата метана для Штокмановского нефтегазоносного месторождения.

1 — подошвы зоны стабильности при глубине моря 300 м, 2 — то же при глубине моря 380 м, температурном градиенте 37 и 30 °C/км; 3 — линия фазового перехода газ—гидрат; 4 — значения температуры при глубинах от поверхности воды 300 и 380 м и градиентах 37 и 30 °C/км.

высоких концентраций метана в поровых растворах, а также скоплений свободного газа и газопроявлений в верхней части разреза.

Акустические изображения, как правило, не содержат аномальных элементов. Исключение составляет северо-западная часть Штокмановской площади. Типичное акустическое изображение разреза (рис. 6.6) имеет сходство с приведенными в литературе изображениями подошвы зоны развития газогидратов [Natural..., 1974]. Основание для такой интерпретации в данном случае — трудность объяснения акустического изображения в рамках геологической модели. Положение соответствующей отражающей границы, называемой в иностранной литературе BSR, близко к расчетной глубине подошвы газогидратов.

Следует отметить, что акустические изображения НСП имеют недостаточную глубинность и не освещают всей зоны возможного гидратообразования. С другой стороны, промышленная сейсморазведка, направленная на исследование больших глубин и использующая низкие частоты, малоинформативна с позиции установления зон гидратообразования.

Возможность миграции газа в зону гидратообразования с больших глубин, видимо, отрицать нельзя. Ближайшая газовая залежь на Штокмановском

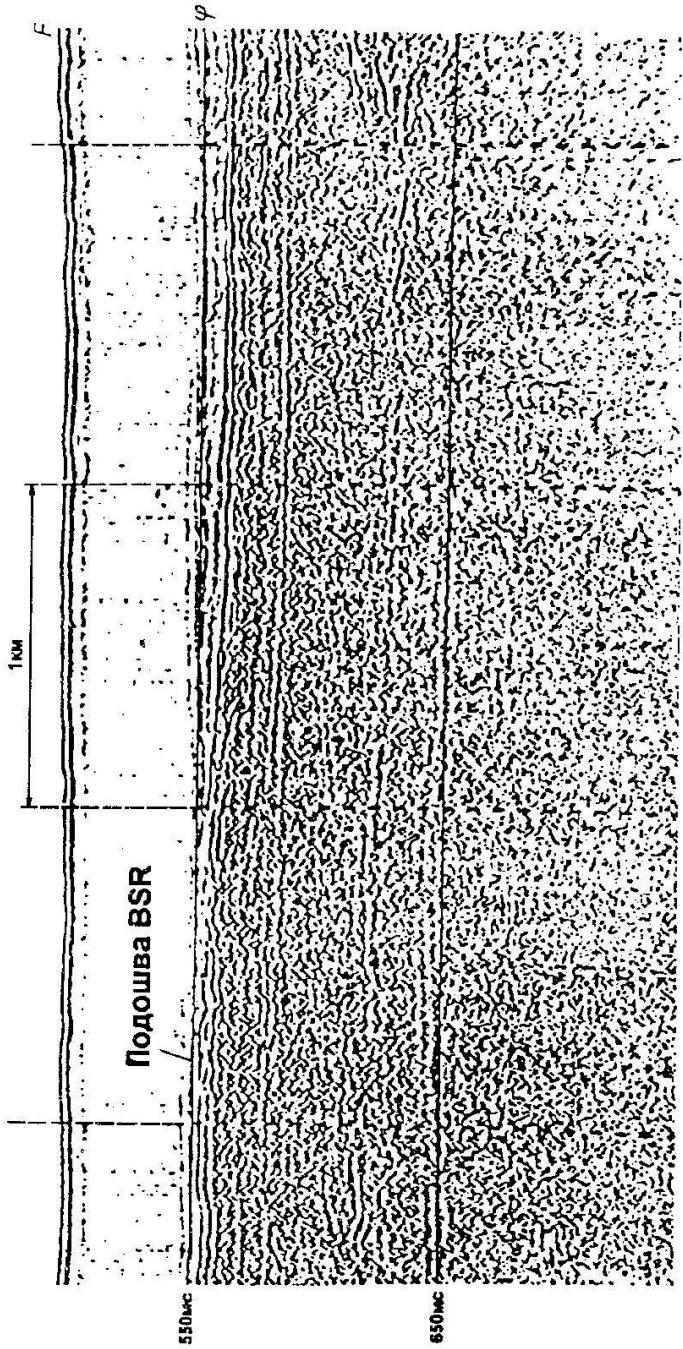


Рис. 6.6. Акустический временной разрез с аномальной структурой записи вблизи Штокмановского месторождения. Глубина моря 360 м; F — дно моря,  $\varphi$  — предполагаемая нижняя граница зоны гидратообразования.

месторождении отделена от подошвы зоны гидратообразования глинистой толщой мощностью более 1 км.

О вероятности образования и сохранности газогидратов в различных областях региона более определенно можно судить с учетом геокриологических данных, изложенных ниже.

#### 6.4. Криолитозона шельфа Баренцева моря

В результате верхнеплейстоценовой регрессии шельф Баренцева моря осушился в основном в юго-восточной части. Канинско-Колгуевский шельф обнажался на 200—250 км от современных берегов. Гусиное плато представляло собой большой остров. Шельф Печорского моря вместе с островами Колгуев, Вайгач и архипелагом Новая Земля представляли единую сушу. Адмиралтейская и Пахтусовская нефтегазоносные площади, расположенные в северо-восточной части Баренцева моря, представляли собой единую сушу с Новой Землей в виде громадного полуострова. Глубоководные морфоструктуры, в пределах которых расположены Штокмановское, Лудловское, Ферсмановское, Крестовое и другие нефтегазоносные месторождения, в сартанскую эпоху, как впрочем и в течение всего новейшего времени, не испытывали субаэрального режима. Уровень моря здесь был ниже современного на 100—120 м. Процесс седиментации прерывался, как уже отмечалось выше, во время покровного оледенения шельфа, которое наложило отпечаток на состав, строение и мощность новейших отложений, а также на характер форм макро- и мезорельефа морского дна. После разрушения ледникового покрова и поднятия уровня моря процесс осадконакопления возобновился. В условиях отрицательных среднегодовых придонных температур воды и грунта сформировалась стационарная криолитозона, представленная многолетнеохлажденной толщей, исключающей в своем разрезе наличие мерзлых пород. В характере распространения и мощности зоны охлажденных грунтов отмечается некоторая зональность в северном и северо-восточном направлениях (рис. 6.7), обусловленная влиянием как холодных вод Северного Ледовитого океана, так и теплых атлантических вод.

Области в южной и юго-восточной частях шельфа Баренцева моря, выходившие из-под уровня воды во время Сартанского оледенения, если и промерзали, то вследствие трансгрессии моря с положительными придонными температурами деградировали, поэтому скважинами глубиной до 50 м, пробуренными на различных морфоструктурных элементах, они не были вскрыты. О существовании мерзлых пород свидетельствуют лишь косвенные признаки строения осадков. К ним можно отнести осколчатую и ореховатую текстуры грунта. Как правило, при разламывании керна образуются щебнистые остроугольные агрегаты с глянцевой поверхностью, являющейся следствием протаивания текстурного льда. Другим признаком посткриогенного состояния грунтов может служить изменчивость их консистенции по разрезу, проявляющаяся в чередовании прослоев тягучих, мягкопластичных и текучих. Учитывая, что мерзлые толщи формировались в основном за счет эпигенетического промерзания, в процессе криогипергенеза наиболее льдистые отложения образовывались в самой верхней части разреза. Последняя при трансгрессии могла быть срезана, поэтому в сложениях, залегающих глубже и мало претерпевших криогенные преобразования, не всегда в керне удается установить следы промерзания. Иногда криогенные преобразования в грунтах

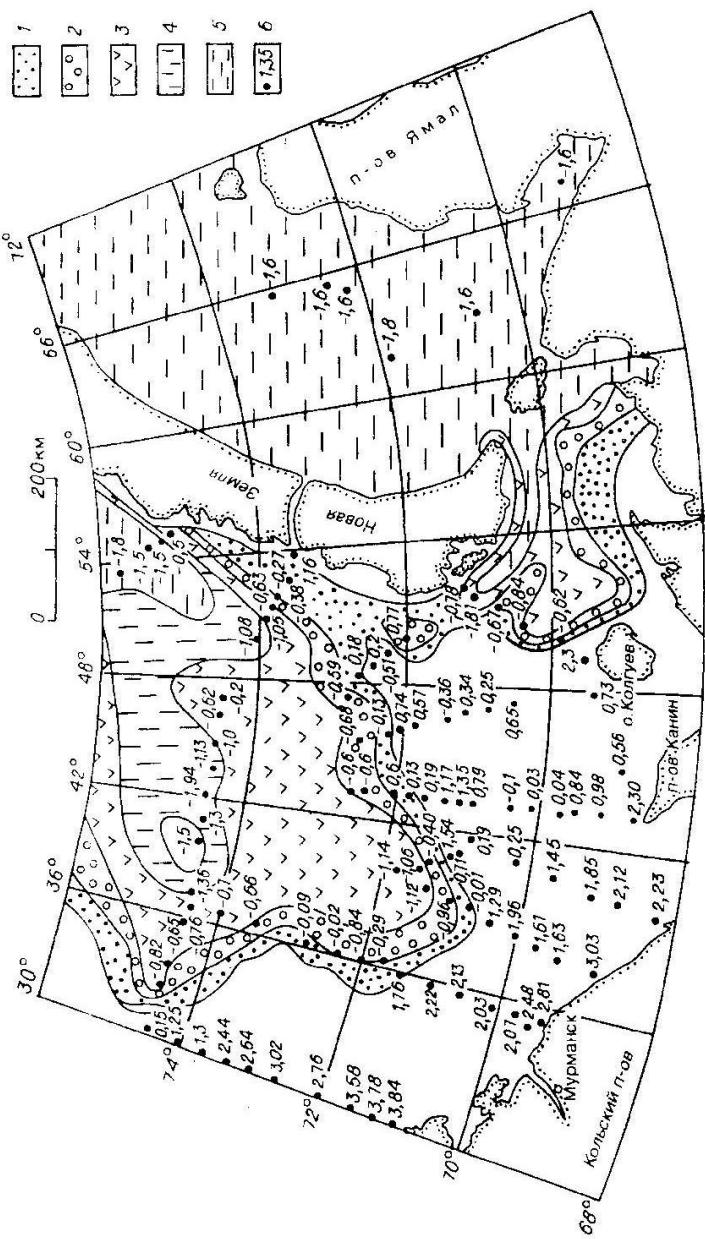


Рис. 6.7. Карта мощности многолистичнохлажденных донных грунтов, I—5 — мощности, м; I — 0—5, 2 — 5—10, 3 — 10—15, 4 — 15—20, 5 — >20; 6 — точки наблюдений и значения среднегодовой температуры придонной воды.

отмечаются в виде нарушений в нем первичной слоистости (фото 6.1) и аномальной изменчивости их физико-механических свойств по разрезу.

Отсутствие реликтовых ММП на Кольско-Канинско-Колгуевском шельфе можно объяснить с позиции покровного оледенения, существовавшего в сартанскую эпоху. Данный вопрос заслуживает специального рассмотрения, поэтому мы его не касаемся, а можем лишь констатировать следующие факты:

1. Наличие огромных исокатанных глыб гранитов и гранитогнейсов на самых высоких отметках о. Кильдин, расположенного на выходе Кольского залива, который сложен протерозойскими песчаниками.

2. Широкое распространение мореноподобных суглинков на о. Колгуев в пределах террас с абсолютными отметками 10—20 м. Эти суглинки включают большое количество неокатанного материала в виде дрессвы и крупного щебня песчаника (фото 6.2). Глыбы гранитов рапакиви отмечаются как на пляже (фото 6.3), так и на поверхности 10-метровой террасы с восточной стороны о. Колгуев на удалении нескольких километров от современного берега. Ближайший источник гранитного материала — Кольский полуостров.

3. Практически весь обломочный материал несет проявления штриховки.

4. В разрезах новейших отложений Куренцовской структурной террасы (скв. 32) и Мурманской возвышенности, на Андреевской, Лопарской и других нефтегазоносных площадях отмечаются мощные толщи (от 30 до 70 м) светло-коричневых горизонтально-слоистых мягкопластичных глин, залегающих непосредственно с поверхности и подстилаемых мореноподобными суглинками. В других более северных частях Баренцева моря подобные глинистые образования не отмечаются.

По нашему мнению, эти мощные толщи "чистых" глин формировались в холодных опресненных приледниковых бассейнах. Однако до настоящего времени вопрос о покровном оледенении шельфа Баренцева моря остается дискуссионным.

Наибольший интерес с геокриологической точки зрения представляет шельф Печорского моря, где расположены весьма перспективные нефтегазовые месторождения Приразломное, Ваандейское, Поморское и др. Некоторые из них в ближайшее время планируется разрабатывать. Инженерно-геологическими скважинами, пройденными на их площадях, были вскрыты многолистнemerзлые породы. Основные характеристики криолитозоны даны в табл. 6.2 и на рис. 6.8. Для более полного представления о составе и строении криогенных пород приведем описание разрезов по скважинам.

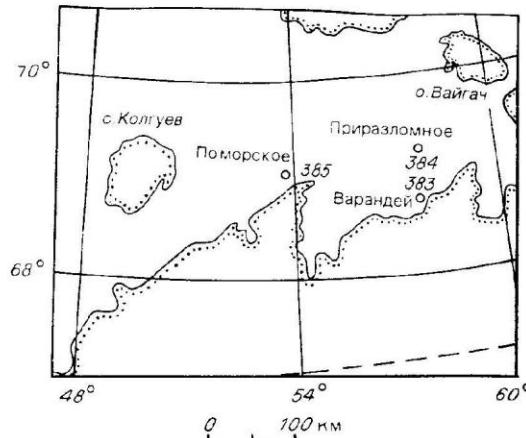
Таблица 6.2

Основные параметры криолитозоны, установленные по результатам бурения

№ скв.	Глубина скважины	Глубина моря	Мерзлые грунты		Зона криогенов		Интервалы охлажденных грунтов в ММП	
			Кровля	Подоптва	Кровля	Подоптва	От	До
383	109,5	15,5	63,0	109,5	—	—	63,2	64,9
							83,8	85,4
							94,3	95,0
384	90	21	23,5	44	40	43	—	—
385	87,5	28	41,0	71,5	71,5	74,0	—	—

Рис. 6.8. Строение криолитозоны на Печорском шельфе.

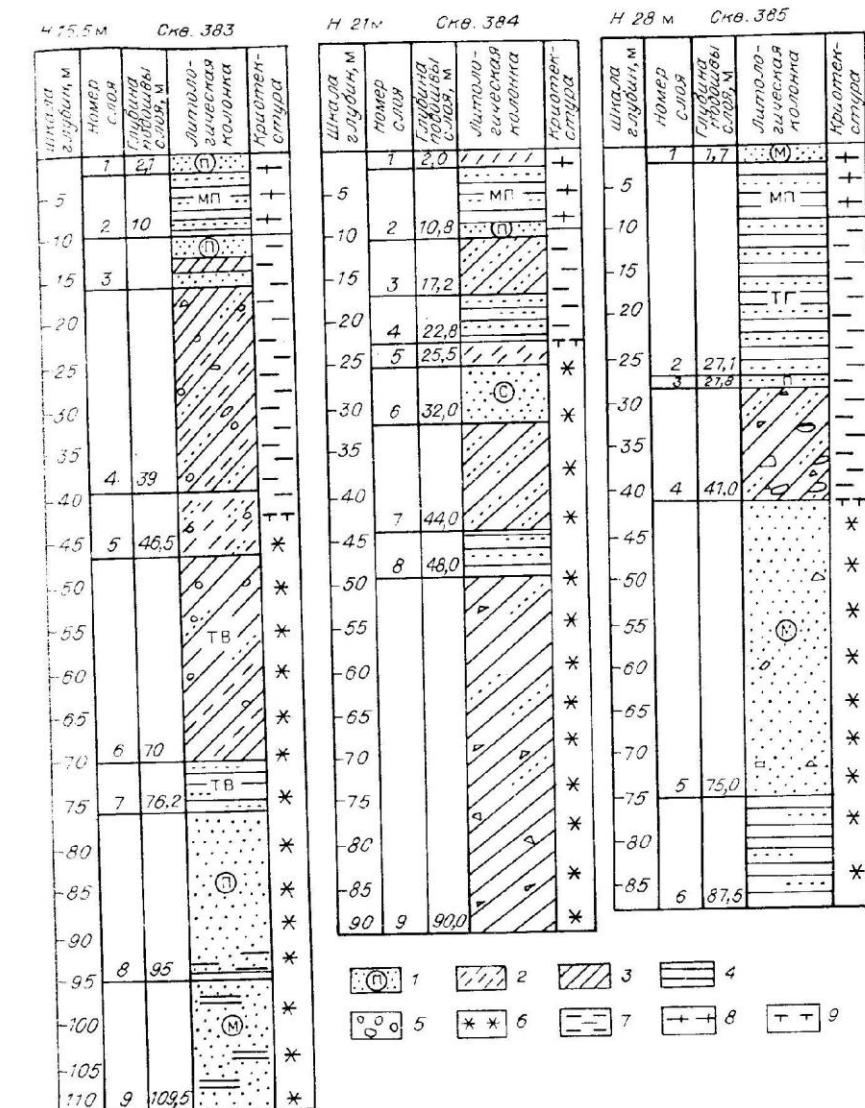
1 — песок (м — мелкий, п — пылеватый, с — средний); 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — глина; 5 — гравий, гальки; 6 — массивная криотекстура; 7 — многолетнеохлажденные породы; 8 — сезонно-положительно-температурные группы; 9 — кровля ММП. МП — мягкопластичная, ТВ — твердая, ТГ — тугопластичная консистенция.



Скв. 383 пробурена на Ваандейском месторождении при глубине моря 15,5 м. В разрезе вскрыто:

- 0,0—3,0 м — песок пылеватый, рыхлый, включает гравий, гальки и прослойки глины толщиной 0,5 мм.
- 3,0—6,0 м — глина серая, мягкопластичная, с прослойками, обогащенными гидротроилитом.
- 6,0—10 м — суглинок серый, мореноподобный с гравием и галькой (2—3 %), равномерно рассеянными по слою.
- 10—16,5 м — песок серый, мелкий, плотный.
- 16,5—25 м — суглинок мореноподобный, серый, тугопластичный, с равномерно рассеянными гальками, гравием, щебнем и дресвой.
- 25—27 м — глина серая, тугопластичная, с чешуйчатой структурой.
- 27—63 м — суглинок мореноподобный, тугопластичный, включает обломочный и окатанный материал.
- 63—63,2 м — песок пылеватый, зеленовато-серый, плохо сортированный, обогашен слаборазложившейся органикой в виде детрита и торфа коричневого цвета. Мерзлый, криотекстура массивная.
- 63,2—64,9 м — суглинок см. в интервале 27—63 м.
- 64,9—65 м — песок мерзлый, с массивной криотекстурой.
- 65—72 м — супесь зеленовато-серая, твердая.
- 72—76,2 м — суглинок мореноподобный, зеленовато-серый, твердый.
- 76,2—109,5 м — песок светло-серый, с прослойками глины (83,8—85,4) и суглинка мореноподобного (94,3—95). Песок мерзлый, с массивной криотекстурой, глинистые и суглинистые тонкие прослойки (вероятнее всего, растянуты при бурении).

В приведенном разрезе кровля мерзлоты залегает на глубине 63,2 м. подошва ММП бурением не вскрыта. Мы не исключаем, что кровля ММП может быть значительно выше, так как при бурении по мореноподобным суглинкам керн всегда растягивается.



Скв. 384 пробурена на Приразломной площади при глубине моря 21 м. В разрезе вскрыто:

- 0,0—2 м — песок пылеватый, талый.
- 2,0—11 м — суглинок темно-серый, с прослойками серого пылеватого песка.
- 11—19 м — супесь темно-серая.
- 19—23,5 м — суглинок темно-серый, мореноподобный, тугопластичный.

23,5—25,7 м	— переслаивание мерзлого песка и суглинка с массивной криотекстурой.
25,7—31 м	— керн не извлечен, но по скорости бурения и большой нагрузке на буровой снаряд сделано предположение, что в этом интервале залегают мерзлые пески, растепление которых не позволяет поднять керн.
31—40 м	— при бурении буровой снаряд без нагрузки как бы проваливается и керн не получается.
40—43 м	— песок серый, мелкий, хорошо промытый. Керн растянут при бурении.
43—48,8 м	— глина темно-серая, плотная, с субгоризонтальной слоистостью, включает прослойки мерзлого песка. В глине видимые ледяные включения отсутствуют, но при оттаивании консистенция меняется от тугопластичной до мягкопластичной.
48,8—87,5 м	— суглинок мореноподобный, темно-серый, включает гравий, гальку, щебень, дресву (до 5%). Консистенция от тугопластичной до полутвердой. Ледяных включений, следов криогенных и посткриогенных изменений в суглинке не установлено.

Скв. 385 пробурена на Поморской нефтегазоносной площади. Глубина моря в точке бурения 28 м. Вскрыт следующий разрез:

0,0—0,3 м	— песок мелкий, водонасыщенный.
0,3—1,7 м	— суглинок темно-серый, мягкопластичный, горизонтально-слоистый.
1,7—27 м	— глина серая, темно-серая, мягкопластичная, однородная по всему слою.
27—41 м	— суглинок темно-серый, мореноподобный, тугопластичный.
41—41,5 м	— песок мелкий, с массивной криотекстурой.
41,5—46,5 м	— керн не получен, так как слой включал большое количество обломочного материала в виде крупных валунов, при разбуривании которых забой интенсивно промывался морской водой.
46,5—51,5 м	— песок серый, мелкий, косослоистый, мерзлый, с массивной криотекстурой.
51,5—71,5 м	— керн не поднят, но по результатам бурения (скорость проходки и нагрузка на снаряд) было предположено, что разрез сложен мерзлыми песками.
71,5—74,0 м	— в этом интервале отмечалась большая скорость проходки без нагрузки на буровой снаряд. Извлеченный керн представлял собой мелкий рыхлый неоднородный песок с нечеткими прослойками более глинистого песка. Встречались также единичные гальки и гравий.
74,0—87,5 м	— глина серая, твердая, тонкослоистая за счет алевритистых присыпок по плоскостям наслойния. Следов криогенного преобразования в глине не наблюдалось.

Рассматривая приведенные разрезы, можно сказать, что строение криолитозоны на Печорском мелководье достаточно сложное. Отмечается некоторая закономерность в изменении глубины залегания кровли ММП в зависимости от глубины моря. Разрез песчаных мерзлых толщ осложнен прослойками криопэгов мощностью от 2,5 м (скв. 385, интервал 71,5—74 м) до 9 м (скв. 383, интервал 31—40 м). В подошве зоны криопэгов залегают мерзлые пески либо глины, являющиеся водоупором.

Следует отметить, что бурение по мерзлым породам, содержащим прочный обломочный материал, часто сопровождается растеплением керна, поэтому

не удастся достоверно установить границы ММП по разрезу и сделать однозначный вывод о криогенном строении (мерзлое, охлажденное) пород.

Скважинами, пробуренными на Варандейской площади в центральной части Медынского вала, мерзлые породы не были вскрыты (скв. 145). В то время скв. 146, пройденной в нижней части крыла этого вала, ММП были вскрыты на глубине 31 м от дна. Мерзлая толща мощностью более 100 м сложена песками с прослойками супеси, суглинка и глины. Отсутствие ММП в центре Медынского вала обусловлено, вероятнее всего, их протаиванием снизу за счет повышенного внутристземного теплопотока.

Температура ММП Печорского мелководья, судя по единичным замерам в керне,  $-1,5^{\circ}\text{C}$ . В кровле мерзлых пород залегает многолетнеохлажденная толща, температуры которой в самой верхней части разреза в летний период могут быть положительными. Зимой температура придонной воды и грунта понижается до  $-1,8^{\circ}\text{C}$ , что способствует формированию ее среднегодовых значений в пределах  $-1 \div -1,5^{\circ}\text{C}$ .

Учитывая состояние температур придонной воды и грунта, которые могут изменяться под влиянием летнего прогрева и за счет теплых вод, поступающих с юго-западной части Баренцева моря, а также вод р. Печоры и других водотоков, существенно влияющих на динамику температуры воды, можно считать, что криолитозона Печорского шельфа находится в нестационарном состоянии либо в близком к стационарному. Отсутствие надежных данных о ее мощности и температуре не позволяет сделать однозначный вывод.

Таким образом, для криолитозоны Печорского мелководья характерно сплошное распространение многолетнеохлажденных пород, включающих массивы многолетнемерзлых пород преимущественно песчаного состава. Мощность ММП может быть более 100 м. В разрезе мерзлых толщ отмечаются прослои криопэгов мощностью от 3 до 9 м. Эволюция мерзлых толщ зависит от величины внутристземных теплопотоков, температуры придонной воды, состава, ледистости отложений и других факторов, определяющих строение криолитозоны.

Криолитозона приновоземельской части шельфа, в пределах которого находится ряд перспективных нефтегазовых площадей (Адмиралтейская, Пахтусовская, Литке и др.), характеризуется многолетнеохлажденными породами мощностью более 20 м, находящимися в стационарном состоянии. Скважинами, пройденными на Пахтусовской и Адмиралтейской площадях при глубинах моря соответственно 62 и 80 м, мерзлые породы не встречены. Разрез новейших отложений на этих площадях представлен полутвердыми и твердыми мореноподобными суглинками, содержащими много обломочного материала. Мощность этих образований в среднем 6—9 м. В их подошве залегают верхнетриасовые темные, очень плотные, с оскольчатой текстурой аргиллитоподобные глины, включающие обломки прочных метаморфических пород. Глина по всему разрезу твердая, сильно трещиноватая. При разлывании она превращается в дресвяно-шебнистые агрегаты. Эти свойства пород могут быть в какой-то степени одним из признаков их промерзания.

Важной особенностью Адмиралтейской нефтегазовой площади является то, что придонная вода содержит большое количество метана. Кроме того, скв. 170, пройденной на этой площади, вскрыты песчаники и алевролиты позднетриасового возраста. Данные породы залегали не глубоко от дна, были пропитаны маслянистой жидкостью, имели запах керосина и сероводорода. Дачное обстоятельство позволяет предположить, что в пределах этого месторождения идет миграция углеводородов с большой глубины, которая может быть одним из основных аргументов, свидетельствующих об отсутствии мерзлых толщ, как известно, являющихся надежными покрышками нефтегазовых залежей. В то же время разведочными скважинами, пробуренными на

Адмиралтейской площади, отмечены не очень высокие пластовые давления газа. Приведенные факты дают основание предположить, что это месторождение находится в стадии дегазации.

Факторы, вызвавшие процесс дегазации, могли быть как геологическими, так и антропогенными. По мнению авторов, одной из наиболее вероятных причин развития этого процесса послужили многочисленные ядерные взрывы на Новой Земле, обусловившие достаточно сильные землетрясения, которые способствовали образованию трещин в покрышке нефтегазовой залежи.

Следует заметить, что возникшая трещиноватость в покрышках создала благоприятные предпосылки не только для миграции газа, но и для образования на определенной глубине газогидратной зоны, которая, с одной стороны, при соответствующих термобарических условиях может служить надежной покрышкой, предотвращающей миграцию газов, с другой — быть их источником при изменении этих условий в кровле зоны гидратообразования.

Если принять палеогеографическую схему, допускающую оледенение Баренцева моря [Матищов, 1976, 1977, 1984; Гроссвалд, 1983], при котором мощность ледяного щита достигала более 2 км, а температура на его подошве была близкой к 0 °С, то формирование ММП под ним было исключено. Если допустить, что под ледником и была образована некоторая толща ММП, то после его разрушения, которое началось не менее 8—9 тыс. лет назад, она деградировала. Этого времени, согласно расчетам, достаточно для прорывания мерзлой толщи мощностью около 400 м.

Рассматривая особенности строения и распространения криолитозоны Баренцева моря в целом, можно сказать, что она формировалась в достаточно сложной палеогеографической обстановке. Некоторые существенные положения палеогеографических условий до сих пор носят дискуссионный характер во временном интервале 20—30 тыс. лет назад, поэтому наши построения и выводы о строении и эволюции криолитозоны являются лишь небольшим промежуточным звеном в ее познании и сводятся к следующему.

1. Криолитозона на большей части шельфа Баренцева моря сложена многолетнеохлажденными породами, сформировавшимися за счет отрицательной температуры придонных вод.

2. Наличие реликтовых и новообразованных мерзлых толщ в глубоководных районах, не осушавшихся в сартанскую регрессию, маловероятно.

3. ММП островного распространения развиты в юго-восточной мелководной части Баренцева моря (Печорский шельф), где мощность ММП может изменяться в широких пределах (от 30 до 100 м и более). Глубина залегания кровли ММП варьирует от 23 до 63 м. В отдельных случаях ММП могут залегать вблизи поверхности морского дна.

4. Мерзлые породы на Печорском шельфе — подводное продолжение континентальной криолитозоны. Для них характерны песчаный состав и массивная криотекстура. На отдельных участках возможно наличие крупных залежей подземных льдов, сформировавшихся в субаквальных условиях.

5. На нефтегазовых месторождениях, приуроченных к глубоководным районам (300—350 м) шельфа, термобарические условия соответствуют гидратообразованию, но многочисленными скважинами, пробуренными в пределах многих площадей, проявление газогидратов не обнаружено. Не исключено также и антропогенное воздействие на геологическую среду, способное вызвать гидратообразование и даже полную дегазацию месторождений.

## 6.5. Криолитозона шельфа Карского моря и его прибрежной зоны

Карский шельф в сартанскую эпоху представлял единую сушу с п-овом Ямал. От Новой Земли он был отделен Новоземельским желобом шириной 70—100 км.

Прибрежная зона палеосуши характеризовалась большой изрезанностью за счет мелких и крупных полуостровов. В юго-западной части Сартанского моря существовал большой остров (Северо-Вайгачское поднятие), а в юго-восточной части был большой залив (Югорская впадина), соединявшийся с морем узким перешейком.

Длина Ямальского палеоберега между 70 и 73° с.ш. в 3 раза больше современной и составляла приблизительно 1350 км.

Повышенная изрезанность береговой линии была обусловлена общим морфоструктурным планом осушавшегося шельфа, процессами эрозии и денудации. При этом абрадирующая деятельность в береговой зоне, очевидно, была незначительна вследствие большой льдистости Сартанского моря. На пространствах, вышедших из-под уровня моря, в суровых климатических условиях формировались мощные многолетнемерзлые толщи, сопровождавшиеся образованием различных типов подземных льдов, накоплением льдистых сингенетических осадков в понижениях палеорельефа. Естественно, существовали озера и водотоки со сквозными и несквозными таликами в их днищах с пресенными осадками. Криолитозона развивалась со всеми характерными процессами, наблюдающимися в настоящее время.

Последующее верхнеплейстоцен-голоценовое поднятие уровня моря, имевшее ингрессивный характер и большую скорость (10 м за тысячу лет), привело к затоплению суши, и субаэральный режим осадконакопления сменился морским. Мерзлые толщи, сформировавшиеся в субаэральных условиях, перекрывались осадками, поступившими из прибрежной зоны при разрушении берегов, а также в виде твердого стока рек, либо подвергались подводной денудации и прорыванию.

Надо полагать, что на первом этапе ингрессии моря были затоплены поверхности (ладьи, террасы, поймы водотоков и другие формы рельефа), которые практически не претерпели эрозионного среза. Наоборот, они стали зонами повышенной седиментации осадков, поступающих с положительных форм субаквального и субаэрального рельефов. Скорость формирования морских осадков при отрицательных температурах придонной воды предопределила термодинамические условия для сохранности либо деградации мерзлых толщ, оказавшихся в субаквальных условиях.

Положительные формы субаэрального рельефа, промерзшие эпигенетически и характеризующиеся небольшой льдистостью (за исключением верхней части разреза), в условиях мелководного моря испытывали не только денудацию, но и прорывание до установления стационарного теплового режима на некоторой глубине. Сохранность мерзлых пород зависела от скорости денудации литологического состава грунтов, их льдистости, засоленности и времени установления отрицательной среднегодовой температуры придонной воды.

Геокриологические исследования в различных районах Карского шельфа показали, что реликты ММП сохранились в сравнительно глубоководных (80—115 м) районах с благоприятными условиями, протекавшими непрерыв-

но с начала голоценовой трансгрессии. Следует заметить, что сохранившиеся ММП имеют большую льдистость, а также включают мощные залежи пластовых льдов. В то же время рядом скважин глубиной до 50 м, пробуренных в других районах шельфа с подобными условиями, ММП не отмечены.

В керновом материале наблюдаются лишь признаки криогенного изменения пород (оскольчатость, трещиноватость, глянцеватость). О криогенном преобразовании грунтов по разрезу и латерали свидетельствуют также сейсмоакустические материалы с рисунком записи, характерным для криогенных и посткриогенных пород. Эти обстоятельства позволяют сделать важный вывод о том, что льдистость пород при всех прочих равных условиях является основным фактором, определяющим сохранность ММП либо их деградацию и переход в многолетнеохлажденное состояние, хотя и не исключено наличие отдельных мерзлых массивов на глубинах более 50 м.

В менее глубоководных частях шельфа, таких как Приямальская аккумулятивная равнина (с глубинами моря от 0 до 80 м), ММП погруженного типа в верхней части разреза (до 30—50 м) деградировали и перешли в многолетнеохлажденное стационарное состояние. Отмеченные бурением единичные массивы мерзлых пород в пределах изобат 8—12 м имели большую льдистость, которая, видимо, и предопределила их сохранность. Кровля ММП залегает неглубоко (от 5 до 10—15 м), а подошва бурением скважин глубиной до 40 м не вскрыта. По разрезу среди мерзлых пород отмечаются прослои талых, что связано с изменчивостью их состава и льдистости. На основной же части мелководья (до 15 м) скважинами глубиной 30—40 м мерзлые породы не были вскрыты. Здесь повсеместно залегают многолетнеохлажденные грунты с температурой около  $-1^{\circ}\text{C}$ .

ММП отсутствуют также на мелководье в прибрежной полосе аккумулятивных и стабильных берегов. Здесь затопление континентальной криолитозоны произошло достаточно давно, поэтому в условиях сравнительно высоких температур придонной воды в летний период ММП частично либо полностью деградировали. Инженерно-геологическими скважинами, пробуренными вблизи уреза воды, на таких участках ММП не отмечены. Криолитозона здесь также находится в стационарном состоянии и представлена многолетнеохлажденными породами. В их кровле залегают сезонные положительно- и отрицательнотемпературные породы.

В то же время на участках распространения абразионных берегов ММП развиты в мелководной полосе шириной 500—600 м. Они представляют собой продолжение континентальной криолитозоны, перешедшей в подводные условия за счет разрушения и отступания морских террас под воздействием процессов абразии и термоабразии. ММП находятся в нестационарном состоянии, поэтому положение их кровли и подошвы может изменяться в широких пределах и зависеть от скорости отступания берегов, литологического состава, льдистости, температуры пород, глубины моря и других факторов.

Для подтверждения вышеизложенных принципов приведем характеристику криолитозоны прибрежной зоны, где выполнялись детальные геокриологические исследования, позволяющие судить о строении и динамике криолитозоны на участках сочленения суши — море, а также в более глубоководных районах (например, на Русановской нефтегазоносной площади).

## Геокриологические условия ключевых участков

### 7.1. Криолитозона Байдарацкой губы и прибрежной суши

Познание общих закономерностей распространения, состава и динамики криолитозоны в прибрежной зоне арктических морей имеет не только научный интерес, но и важное практическое значение. Обустройство нефтегазовых месторождений Ямала и строительство линейных сооружений неизбежно повлечут изменение природных условий и в первую очередь криолитозоны под воздействием антропогенных нагрузок. В частности, в ближайшее время планируется строительство многониточной системы газопровода Ямал—Западная граница. Одним из ответственных участков этого газопровода является подводный переход 8-ниточной системы трубопроводов через Байдарацкую губу (см. рис. 0.1), длина которого около 70 км. В этой связи считаем необходимым дать краткую характеристику природных условий данного участка.

#### 7.1.1. Общие сведения о природных условиях

Байдарацкая губа расположена в южной части Карского моря и ограничена Югорским полуостровом на западе и п-овом Ямал на востоке. Ее длина около 180 км, максимальная ширина 78 км, а в районе исследований ~70 км. Глубина ее постепенно увеличивается к центру, где достигает 22—25 м. Гидрологический режим Байдарацкой губы обусловливается особенностями распределения глубин по акватории, характером и морфологией берегов, а также положением бассейна в схеме общей циркуляции вод юго-западной части Карского моря.

Акватория губы с середины октября до начала августа покрыта припайными и дрейфующими льдами. Продолжительность безледого периода в ней 80—90 сут. В июле—августе преобладают волнения северного и северо-западного направлений, а в сентябре—октябре — западного и юго-западного, причем в этот период наблюдается около семи штормов в месяц.

Рельеф морского дна губы ровный, но поверхность повсеместно осложнена микро- и макроформами в виде валов, гряд, западин и борозд глубиной до 2 м и шириной от 10—15 до 25 м. Уклоны поверхности дна в среднем  $0,1^{\circ}$ , на отдельных макроформах рельефа достигая  $2^{\circ}$ , а иногда и  $10^{\circ}$ .

Участки суши, прилегающие к заливу, представляют собой плоские, в различной степени расчлененные аккумулятивные равнины. Максимальные абсолютные отметки высот на Приуральском участке составляют 8, на Приамыльском — 6 м. Равнинность территории является следствием длительного и устойчивого ее прогибания на протяжении большей части кайнозоя. Это привело к обширной трансгрессии моря, накоплению мощной толщи четвертичных отложений и формированию лагунно-морских аккумулятивных равнин.

В формировании современного рельефа района, кроме эндогенных факторов, весьма важную роль играют морская аккумуляция, формирование и промерзание озерно-болотных отложений на различных геоморфологических элементах рельефа. В трансформации рельефа определяющими являются термоэррозия, термокарст, формирование полигонально-жильных и пластовых льдов, а также золовые процессы.

В гидрогеологическом отношении район исследований относится к области недостаточной теплообеспеченности, что вызывает избыточное увлажнение.

Важная особенность района — большая заозеренность. Густота озерного расчленения особенно значительна на Ямальском участке. Озера преимущественно лагунного и термокарстового происхождения. Их размеры в попечнике изменяются от первых десятков до сотен метров. Глубина озер не превышает 1,5—3,0 м. Под озерами возможны сквозные и несквозные талики.

Суровые климатические условия района, малая испаряемость, наличие многолетнемерзлых пород являются причиной переувлажненности поверхности, заболачиваемости и интенсивного развития криогенных процессов.

В геологическом строении осадочного чехла участвуют породы различного возраста, среди которых наиболее мощные — мезо-кайнозойские отложения.

Мощность четвертичных отложений, венчающих разрез осадочной толщи, 150—200 м. По разрезам скважин в сопредельных районах (мыс Харасавэй) они представлены главным образом морскими осадками, большая часть которых выделена в ямальскую серию казанцевской свиты. Более молодые верхнеплейстоценовые и голоценовые осадки на побережье рельефообразующие и слагают первую морскую террасу, лайду, подводный склон и дно Байдарапской губы.

В разрезе новейших отложений рассматриваемых участков выделяются следующие стратиграфогенетические комплексы:

- 1) современные прибрежно-морские, морские, озерные и озерно-болотные отложения;
- 2) прибрежно-морские и морские верхнеплейстоценовые отложения (рт<sup>-</sup>, т<sup>Q<sub>2-4</sub></sup>);
- 3) песчано-алевритоглинистые прибрежно-морские отложения казанцевской трансгрессии (рт<sup>-</sup>, т<sup>Q<sub>3</sub></sup>).

В геокриологическом отношении Байдарапская губа и прибрежная суши расположены в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, имеющих сложное строение, обусловленное пространственно-временной неустойчивостью соотношения суши и моря. До начала голоценовой трансгрессии суши занимала большую площадь, и криогенные породы формировались вне влияния морского бассейна. Наступление моря вызвало переработку многолетнемерзлых пород и переход их в подводное положение. Этот процесс весьма динамичен и сопровождается набором теплофизических, физико-химических, гидрогеологических и других явлений. В субаквальных условиях породы находятся в одних случаях в талом состоянии, имея поло-

жительную температуру, в других — в многолетнеохлажденном и не содержат льда. Их температура, будучи отрицательной, не достигает точки замерзания минерализованного порового раствора грунта. Отмечены и мерзлые породы с температурой ниже точки замерзания порового раствора. Исходя из этого, мы выделяем многолетнемерзлые породы, сформированные в субазральных, и многолетнеохлажденные грунты, сформировавшиеся за счет отрицательной придонной температуры воды. Вслед за Н.Ф. Григорьевым, в латеральной зоне Байдарапской губы мы выделяем три типа мерзлых пород:

1) континентально-абразионный тип многолетнемерзлых пород, оказавшихся под покровом водной толщи в результате разрушения и отступания берега под действием процесса термоабразии и абразии;

2) континентально-погруженный тип, сформировавшийся в результате трансгрессии моря;

3) современные шельфовые многолетнемерзлые породы, формирующиеся при промерзании морских осадков на дне, пляже, островах и осушках.

Современный мерзлый слой формируется через слой льда, лежащий на дне, а затем, по мере накопления осадков и обнажения донных образований, промерзает с поверхности. При постоянной глубине сезонного протаивания повышение поверхности аккумулятивных образований приводит к повышению верхней границы ранее сформированного верхнего слоя, т.е. происходит накопление сингенетических мерзлых осадков.

К широко распространенному по акватории района типу следует отнести многолетнеохлажденные не сцепленные льдом грунты.

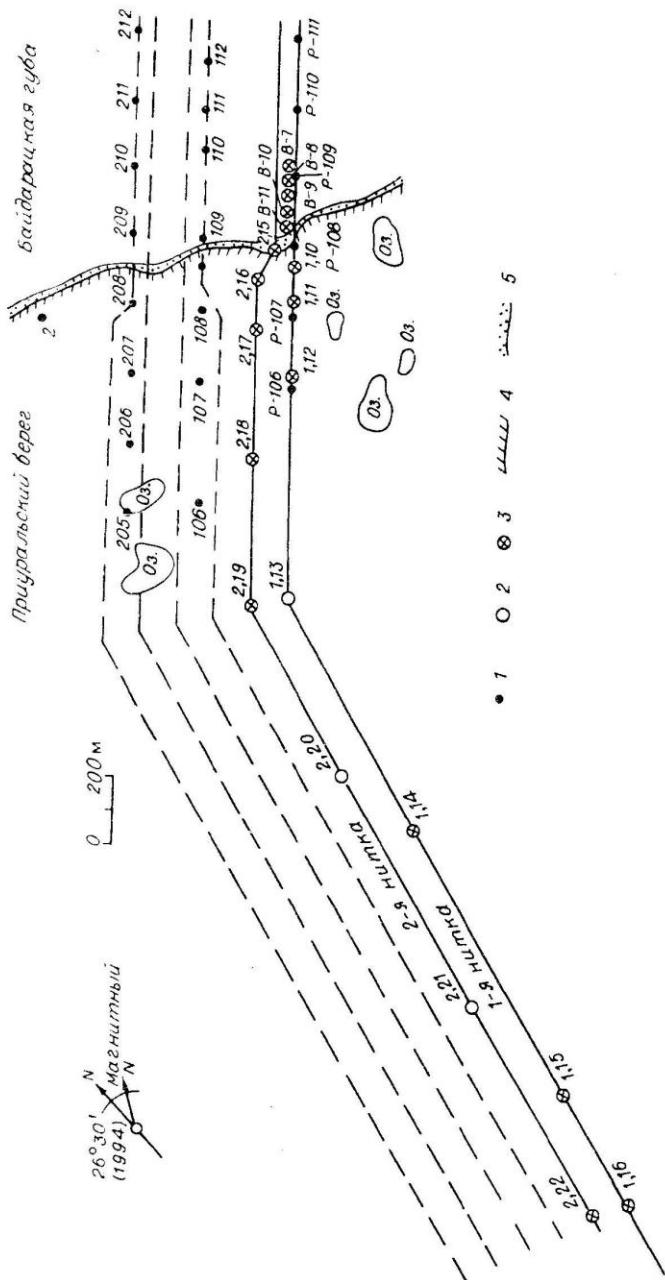
### 7.1.2. Геокриологические особенности прибрежной зоны Приуральского участка Байдарапской губы

В пределах характеризуемого участка криогенные грунты развиты повсеместно. В зависимости от геоморфологических условий, литологического состава, их генезиса и типа промерзания они различаются особенностями криогенного строения, льдистости, температурного режима, а также глубиной сезонного протаивания и развитием тех или иных криогенных процессов и связанных с ними явлений, формирующих различные формы микро-, мезо- и макрорельефа.

Осадки, сформировавшиеся на обводненных и заторфованных поверхностях лайды и первой морской террасе, промерзшие сингенетически, как правило, обладают большой льдистостью, включают пластовые и полигонально-жильные льды, залегающие в непосредственной близости к дневной поверхности.

Эпигенетически промерзшие морские осадки имеют меньшую льдистость. При этом песчаные разности имеют в основном массивную криотекстуру, а в суглинисто-глинистых осадках сформировались сетчатые, крупно- и мелкошлировые либо слоистые унаследованные криотекстуры. Наиболее полно состав и криогенное строение отложений в пределах рассматриваемого участка суши и мелководья Байдарапской губы характеризует инженерно-геокриологический разрез (рис. 7.1, см. вкладку). Местоположение скважин показано на рис. 7.2.

Из приведенного разреза видно, что вскрытая бурением толща осадков сложена четырьмя пачками. С поверхности под сильно льдистым мохово-торфяным слоем мощностью от 0,5 до 1,5 м сплошным чехлом залегают очень



*Rис. 7.2. Схема местоположения скважин на Приуральском участке Байдацкой губы.*

льдистые (60—80 %) супесчано-песчаные отложения, которые мы склонны рассматривать как пластовый лед (фото 7.1), сформировавшийся сингенетически непосредственно под торфяниками, которые до определенной мощности представляли слой сезонного протаивания. Скв. 1.12 под слоем торфа мощностью 0,7 м до глубины 3,7 м вскрыт лед, слегка загрязненный торфом в виде взвеси, а скв. 2.16, пробуренной на второй трассе в самой высокой части I морской террасы, под слоем торфа был вскрыт полигонально-жильный лед мощностью 2,7 м.

Второй от поверхности слой залегает в подошве льдистого горизонта и представлен темно-серыми суглинками, включающими линзы и прослойки песка и супеси. Мощность этого слоя по латерали изменяется от 1,5 до 6 м. Криогенное строение обусловлено горизонтальными шлирами льда преимущественно по плоскостям наслоения и субвертикальными прожилками льда, создающими мелко- и крупносетчатую криотекстуру. Верхняя часть этого слоя имеет базальную криотекстуру (фото 7.2).

В подошве второго слоя по многим скважинам прослеживается маломощный (0,2–0,5 м) базальный горизонт, представленный в одних случаях гравийно-галечниковым материалом, в других — крупно- и разнозернистым песком. Этот слой является эрозионной границей перехода от верхних двух пачек, представляющих озерно-болотные образования, сформировавшиеся в субаэральных условиях, к чисто прибрежно-морским осадкам.

Морские осадки представлены двумя пачками. В их верхней части залегают пылеватые и мелкие пески мощностью от 7 до 12 м. Они промерзали эпигенетически, обладают преимущественно массивной криотекстурой (фото 7.3) и включают прослойки и залежи чистых пластовых льдов, пресных на вкус. Пески вниз по разрезу сменяются супесью со среднесетчатой криотекстурой. Ледяные шлиры в основном имеют унаследованный характер, т.е. приурочены к первичной литологической слоистости.

В западной части характеризуемого разреза под морскими песками на глубине 15 м были вскрыты мореноподобные суглинки (скв. 2.22) со слоистой криотекстурой.

Важной особенностью строения многолетнемерзлых грунтов на суше является то, что рядом скважин (1.11, 1.13, 1.14, 2.20, 2.21) в песчаных отложениях вскрыты криоплаги.

Абсолютные отметки верхней и нижней границ распространения криопегов не установлены. По приблизительным оценкам глубина их залегания изменяется от 7 м (скв. 1.14) до 14—15 м (скв. 2.20). Они имеют слабый напор, поэтому по окончании бурения их уровень устанавливается на отметках 3,5—4,0 м от устья скважины. Минерализация криопегов по полевым определениям (сухой остаток после испарения воды) 80—100 г/л.

В мелководной части разрез представлен переслаивающейся толщей песков и супесей. Скв. В-10, пробуренной в 75 м от уреза воды, под слоем морского льда толщиной 1,3 м и слоем сезонно-мерзлого песка мощностью 0,6 м и талой супеси на глубине 9,5 м были вскрыты многолетнемерзлые пески. На глубине 16,5 м они сменились талыми супесями. В мерзлых песках наблюдались прослойки чистого пресного на вкус стекловидного льда толщиной до 10 см. Такие же прослойки льда в песках были вскрыты скв. В-11 и В-12, пробуренными соответственно на урезе воды и на пляже в основании термоабразионного уступа.

Вскрыты скв. В-10 мерзлые породы представляют собой "козырек" длиной около 50 и толщиной 7 м, который находится в стадии деградации, о чем свидетельствуют протаявшие грунты в его кровле и подошве. Характер

распределения температуры по глубине в скважинах, вскрывших мерзлый козырек, указывает на это.

В заключение подчеркнем, что типичным для района представляется разрез, вскрытый скв. 107. Эта скважина пройдена в зоне перехода от высокого уровня лайды к I морской террасе. Абсолютная отметка ее устья 4 м. Участок представляет заболоченную плоскую слегка вогнутую поверхность.

Скв. 107 вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

- 0,00—0,32 м — торф светло-коричневый, слаборазложившийся, с тонкой линзовидной криотекстурой.
- 0,32—0,58 м — песок мелкий, светло-серый пылеватый, с тонкими (2—3 мм) прослойками намывного торфа. Криотекстура массивная (за исключением единичных линзочек льда толщиной до 2 мм и длиной 3—4 см). Весь слой пронизан нитевидными корешками.
- 0,58—0,70 м — торф коричневый, опесчаниненный (до 15 %), с тонкой линзовидной криотекстурой.
- 0,70—2,70 м — слегка наклонное (1—2°) переслаивание льда, песка, супеси, а в нижней части суглинка. Общий объем льда в слое более 70 % (фото 7.4).
- 2,70—9,60 м — суглинок темно-серый, с зеленоватым оттенком, в интервале 5,2—7,2 м включает гравий, гальку и остатки ракушек. Криотекстура слоистая, с вертикальными прожилками льда.
- 9,60—14,0 м — песок мелкий, светло-серый, с многочисленными обломками ракушек. Криотекстура массивная.

Приведенный разрез характеризует условия криолитогенеза при переходе лайдового уровня в террасовый. От дневной поверхности до глубины 2,70 м залегают синкриогенные отложения, прошедшие через деятельный слой (СТС). Вначале, при мощности мохово-торфяного слоя меньше глубины СТС, происходило эпигенетическое промерзание морских, либо лагунно-морских (суглинков в интервале 2,7—9,6 м) отложений. При этом максимальная их льдистость отмечается в верхней части указанного интервала, где они в процессе криогенеза испытывали неоднократные циклы промерзания-протаивания, приведшие в конечном итоге к дезинтеграции суглинков и формированию текстурообразующего льда. После перехода морских и лагунно-морских осадков в многолетнемерзлое состояние в их кровле под сезоннопромерзающим мохово-торфяным слоем начали формироваться сингенетические очень льдистые осадки, которые мы склонны рассматривать как пластовый лед. Его слоистость обусловлена включениями минерального и органического вещества (торфа, дестрита), поступающего за счет его сезонного вмывания через СТС. Минеральная составляющая на заторфованные, лайдовы и террасовые поверхности поступает в основном за счет золовых процессов и паводковых вод. Приливами такие поверхности затапливаются эпизодически, поэтому влияние морских вод в этом процессе незначительно.

По мере автохтонного накопления торфа и перехода его в кровле пластовых льдов в многолетнемерзлое состояние (за счет промерзания снизу) фронтальный рост пластовых льдов прекращается. В дальнейшем накапливаются мерзлые торфяники, включающие прослойки минерального вещества.

Таким образом, рассматривая криогенное строение осадков, слагающих I морскую террасу и ее переходные уровни, можно сказать, что при сингенетическом накоплении и промерзании формируются очень льдистые толщи,

Таблица 7.1  
Температура ММП на Приуральском участке Байкальской губы в пределах трассы проектируемого газопровода, °C

№ скв.	Абс. отм. устья, м	Глубина сплошного покрова, м	Дата измерения	Глубина, м						Нитка
				0	5	10	15	20	25	
29	12,2	2,0	27.02.89	-7,2	-3,0	-3,7	—	—	—	—
33	12,6	0,0	27.02.89	-13,7	-3,3	-2,8	—	—	—	—
2	5,8	0,0—0,4	06.03.89	-10,7	-6,7	-5,3	-5,1	-4,9	—	—
4	5,6	0,0—0,4	13.05.88	-10,0	-8,4	-5,7	-5,4	—	—	—
5	5,6	0,0—0,4	06.03.89	-12,4	-7,6	-5,1	-5,1	-5,0	—	—
6	6,4	0,0—0,4	05.03.89	-8,6	-7,4	-5,3	-5,0	-5,0	—	—
106 <sup>1</sup>	4,6	0,0—0,4	15.05.89	-10,0	-8,3	-6,3	—	—	—	—
107 <sup>1</sup>	5,3	0,0—0,4	30.05.89	-1,8	-9,0	-0,1	—	—	—	—
108 <sup>1</sup>	5,7	0,0—0,4	15.05.88	-6,5	-7,2	-5,0	—	—	—	—
106	5,1	0,0—0,4	12.03.89	-11,0	-7,1	-5,0	—	—	—	—
107	5,1	0,0—0,4	20.03.89	-8,7	-8,5	-5,2	—	—	—	—
108	7,9	0,0—0,4	20.03.89	-9,5	-9,0	-5,7	—	—	—	—
205	4,7	0,0—0,4	15.04.89	-11,3	-8,8	-6,4	-5,3	-4,9	—	—
206	5,1	0,0—0,4	16.04.89	-11,4	-8,8	-5,6	—	—	—	—
207	5,5	0,0—0,4	25.04.89	-12,1	-9,4	-6,5	—	—	—	—
208	8,1	0,1	25.04.89	-11,4	-9,8	-6,3	-6,0	-6,1	-5,4	-5,5
406	2,0	0,1	20.05.88	-1,3	-8,0	-5,4	—	—	—	—

1. Нижний террасовый, мокро-травяной расщелинно-зандровый, остаточные экзогенные

II зон склон террасы, мокро-травяной

III зональный террасы, мокро-травяной расщелинно-зандровый

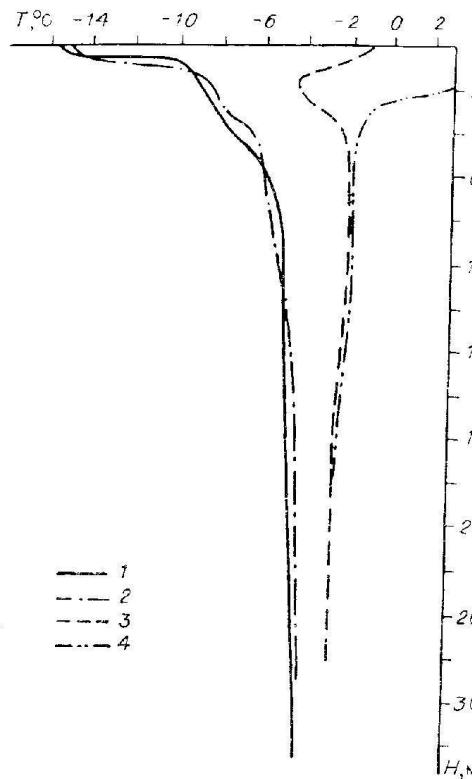


Рис. 7.3. Температура грунта на I террасе и пляже.  
1, 2 — I морская терраса (1 — скв. 5, 07.04.88; 2 — скв. 2, 08.04.88); 3, 4 — песчаный пляж (3 — скв. 409, 13.05.88; 4 — скв. 409, 10.09.88).

в том числе пластовые, полигонально-жильные и различные виды текстурных льдов. При этом повышаются абсолютные отметки земной поверхности (мало соизмеримых с тектоническими), т.е. ландшафтный уровень за счет криогенных факторов постепенно переходит в террасовый. В случае стабильного тектонического режима района и при благоприятных условиях развития термокарста (техногенная деятельность и пр.) протаивание верхней льдистой толщи синкриогенных пород может вновь привести к обратному процессу, т.е. снижению абсолютных отметок поверхности, заозериванию, заболачиванию, развитию различных криогенных процессов, связанных с ними явлений и полной трансформации мерзлотной и ландшафтной обстановок.

Важной особенностью криогенного строения прибрежно-морских плейстоценовых пород преимущественно песчано-алевритистого состава является то, что в их разрезе также часто отмечаются пластовые льды различной мощности. Так, скв. 2, пробуренной на I морской террасе, такие льды были вскрыты в интервалах 11,45—12,60 и 21,40—21,60 м, в скв. 5 — в интервалах 13,20—13,90 и 16,1—16,6 м, а в скв. 4 — на глубине 15,00—16,40 м. Лед обычно молочного цвета, горизонтально-слоистый, слегка загрязнен песком, иногда включает линзы и прослойки песка толщиной 0,5—1,0 см.

Пластовые льды вскрыты также скважинами, пробуренными на мелководе и пляже.

Залежи пластовых льдов нами наблюдались в обнажении II морской террасы высотой 15—18 м. Льды, как правило, залегают в основании мерзлой песчаной толщи (фото 7.5). Видимая мощность этих льдов 2,0—2,5 м, а их подошва находится ниже уровня моря.

Строение и условия залегания пластовых льдов на других участках II террасы характеризуют фото 7.6 и 7.7, на которых хорошо видны морфология, включения песчаного материала, контакты с вмещающими отложениями (достаточно резкие) и деформации осадков вблизи этих контактов. Заметим,

что на Приуральском участке Байдарацкой губы в разрезе ММП не отмечаются по глубине и латерали выдержаных маркирующих горизонтов этих льдов.

**Температура пород.** Температуру грунтов принято характеризовать ее значением на подошве слоя годовых колебаний. В отличие от температуры вышележащих горизонтов, на указанном уровне она стабильна и варьирует в соответствии с многолетними изменениями, происходящими в процессе теплообмена. Мощность зоны годовых колебаний температуры определяется разнообразными причинами и условиями.

В пределах рассматриваемого участка исследований глубина зоны годовых колебаний температур 12—15 м.

Некоторые результаты температурных наблюдений приведены в табл. 7.1 и показаны на рис. 7.3, 7.4 и геокриологическом разрезе. Видно, что температура грунтов на глубине 20 м изменяется от -5 °C (скв. 2) до -6,1 °C (скв. 208). Это различие связано с тем, что наиболее низкие температуры грунтов формируются на выпуклых участках I морской террасы, где в зимний период снежный покров почти отсутствует, в то время как на плоских и заболоченных поверхностях глубина снега 0,3—0,5 м и более.

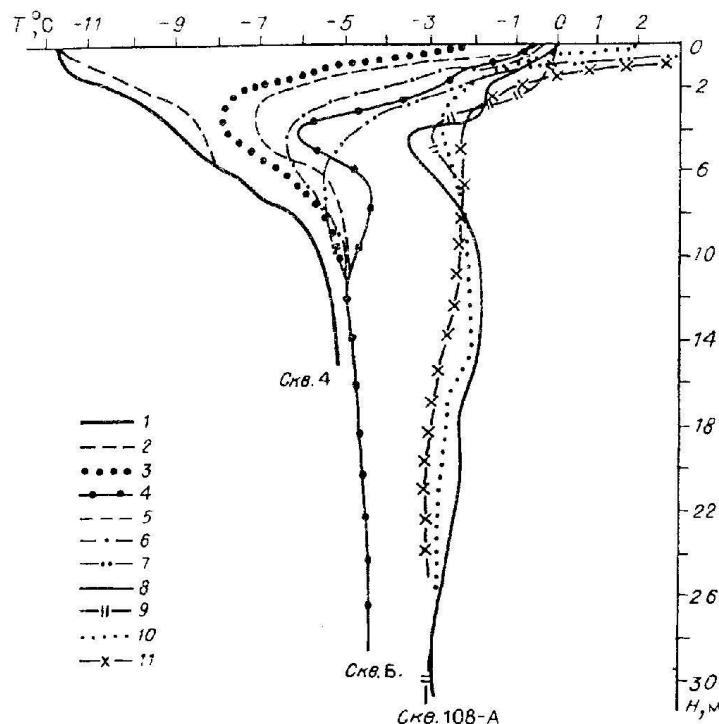


Рис. 7.4. Температура пород в основании абразионного уступа и I террасы.  
1—7 — I морская терраса (1 — 25.04.88; 2 — 12.05.88; 3 — 29.05.88; 4 — 03.06.88; 5 — 15.06.88; 6 — 09.07.88; 7 — 10.09.88); 8—11 — пляж в основании абразионного уступа (8 — 13.06.88; 9 — 15.06.88; 10 — 10.07.88; 11 — 10.09.88).

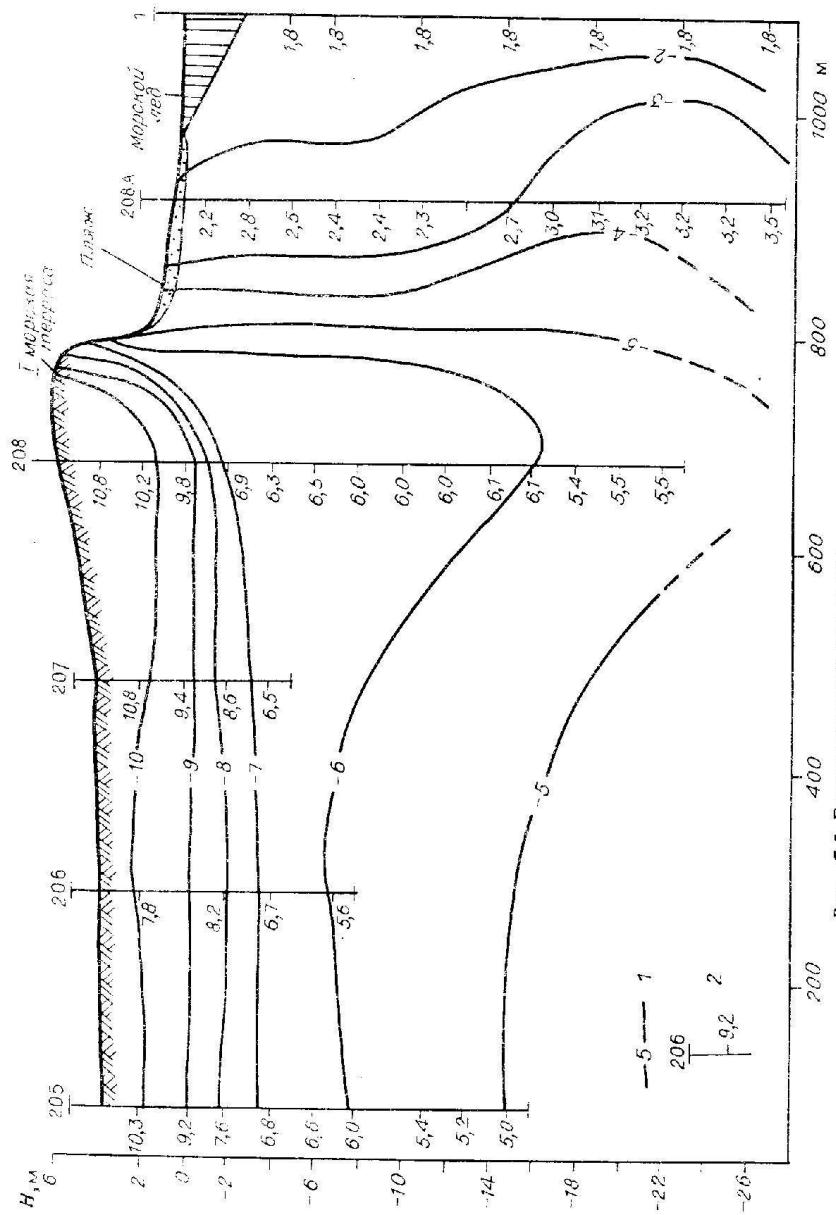


Рис. 7.5. Геотермический разрез участка суши—море. 1 — изотермы, °C; 2 — номер скважин и отрицательные температуры (°C) по глубине.

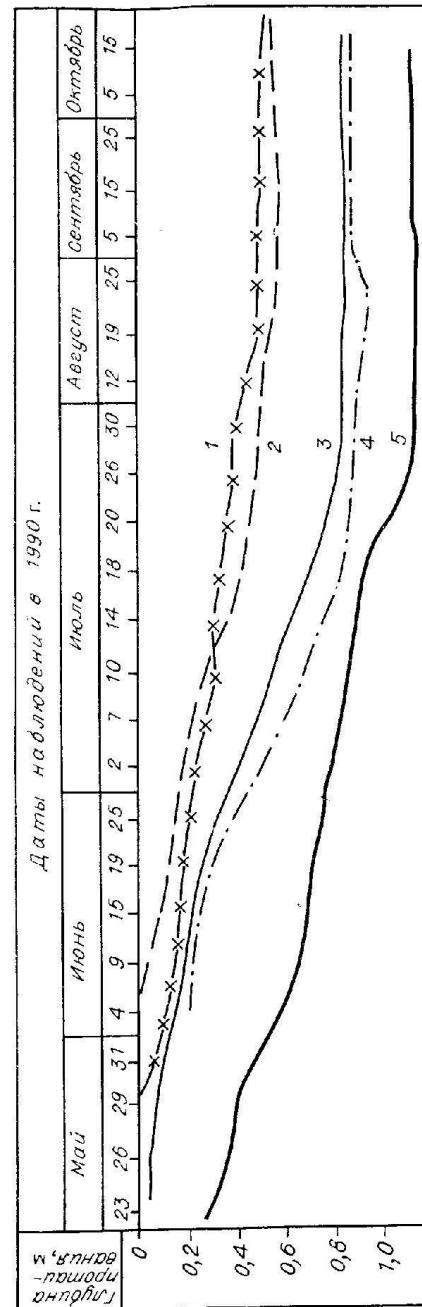


Рис. 7.6. Динамика сезонного протаивания. Площадки с различными поверхностями: 1 — канавка полигона, 2 — поверхность полигона с молчанным мохово-торфяным слоем, 3 — сильноупакованная поверхность I морской террасы с нарушенным мохово-травянистым покровом (колея от гусеничного трактора), 4 — поверхность с снятым мохово-торфяным слоем, 5 — сухая песчаная поверхность с разреженной травянистой растительностью.

Максимальная температура многолетнемерзлых грунтов наблюдается на пляже и мелководье. Динамика температур на участке сочленения суши—море показана на рис. 7.5. Характер распределения температур как по глубине, так и по латерали свидетельствует о том, что по мере отступания берегов за счет абразии и термобразии и перехода континентальных ММП в подводные условия постепенно повышается температура ММП, начинаясь их деградация. При этом протаявшие грунты имеют отрицательную температуру.

В заключение отметим, что нарушения поверхностных условий в виде снятия мохово-торфяного слоя приводят к быстрому увеличению мощности слоя годовых колебаний температур.

Сезонное протаивание в пределах характеризуемого участка, его глубина находится в тесной зависимости от поверхностных условий, состава и льдистости отложений.

На I морской террасе и возвышенных слабообводненных участках лайд, сложенных с поверхности льдистыми торфяниками с хорошо развитым моховым слоем, глубина СТС 0,4—0,5 м. В центральных частях вогнутых сильнообводненных полигонов,

где произрастает осоковая растительность, мощность СТС увеличивается до 0,7—0,9 м. Минимальная глубина СТС отмечается на моховых валиках полигональных структур (0,15—0,20 м). Максимальная глубина СТС на пляже (1,35—1,60 м).

Протаивание грунтов начинается в первых числах июня, сразу после схода снежного покрова. Скорость протаивания достигает 2 см/сут. В августе—сентябре она уменьшается до 0,1 см/сут. В начале сентября отмечается промерзание СТС одновременно и снизу, и сверху. Полное промерзание СТС наступает в конце октября. Динамика протаивания на участках с различными поверхностными условиями показана на рис. 7.6.

Изложенные особенности криолитогенеза, состава, строения и температуры осадков в зоне суши—моря нельзя не учитывать при прогнозной оценке устойчивости ландшафтов к различным типам антропогенного воздействия, особенно связанного со строительством и длительной эксплуатацией различных объектов нефтегазового комплекса, в том числе и магистральных газопроводов.

### 7.1.3. Геокриологические особенности прибрежной зоны Ямальского участка Байдарацкой губы

Многолетнемерзлые породы в пределах проектируемой трассы газопровода отмечаются повсеместно. Сплошность их прерывается лишь под крупными непромерзающими озерами и в днищах речек и ручьев.

Мощность мерзлой толщи нашими исследованиями непосредственно на участке работ не установлена, но, судя по сопредельным территориям, где имеются глубокие скважины, она не менее 200—240 м (скв. КТС-8 в пределах мыса Харасавей). На рассматриваемой территории криолитозона изучена по нескольким профилям, охватывающим различные элементы рельефа, в том числе и прибрежное мелководье.

Наиболее полный разрез, характеризующий строение криолитозоны, получен по первой трассе проектируемого газопровода. Здесь мерзлые породы вскрыты на пляже, заозерной лайде и на I морской террасе (рис. 7.7). Терраса сложена в основном песчаными породами с массивной криотекстурой. Иногда в верхней части разреза под мохово-торфяным слоем наблюдаются сингенетические пластовые льды.

Скважинами, пробуренными на пляже в непосредственной близости от уреза воды, вскрыт разрез, сложенный с поверхности песком, который ниже подстилается переслаивающей толщей суглинков и супесей, вскрытой мощностью до 25 м. Пески характеризуются массивной криотекстурой. В то же время суглиники и супеси имеют унаследованные криогенные текстуры, т.е. ледяные включения в них сформировались по плоскостям литологической слоистости. Отмечаются также прожилки льда различной толщины, создающие крупно- и мелкосетчатые криотекстуры. Суммарная льдистость суглинистых разностей в верхней части разреза 25—30 %. С глубиной ледяные включения постепенно исчезают, а льдистость пород уменьшается до 10—15 %.

На участке заозерной лайды скв. 1106 и 1107, пройденными со льдом толщиной около 1 м под небольшим слоем воды, вскрыты суглиники с температурой от -3,5 в верхней части разреза до -2,7 °C внизу. За счет большой концентрации (до 100 г/л) порового раствора грунты не сгементированы льдом, поэтому рассматриваются как многолетнеохлажденные, содержащие

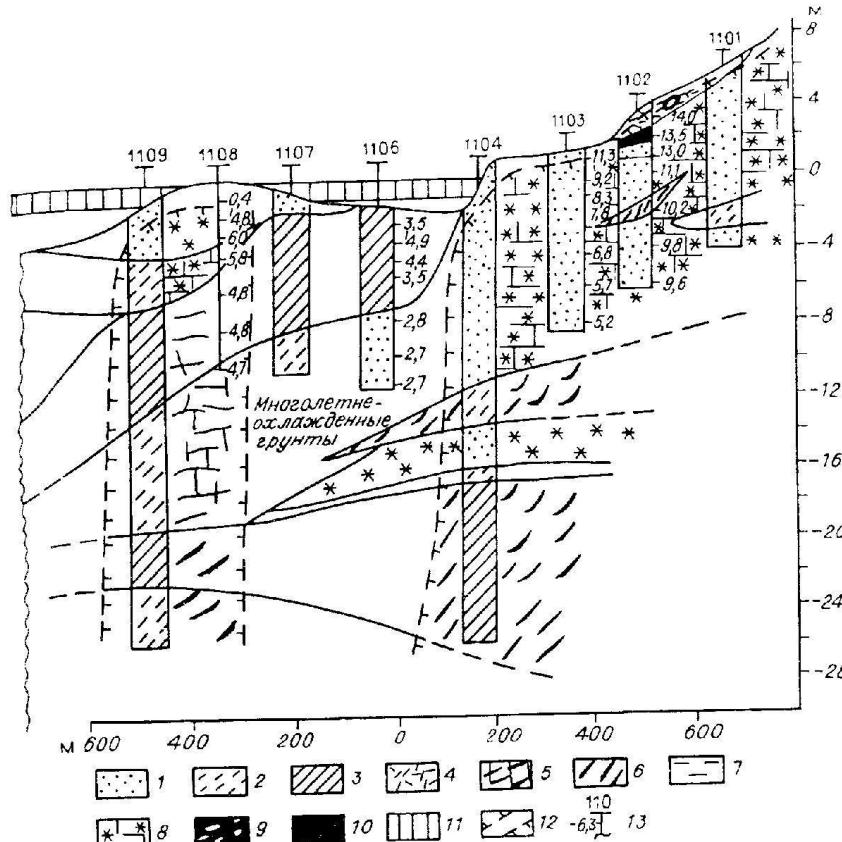


Рис. 7.7. Геокриологический разрез Ямальского участка Байдарацкой губы на участке проектируемого газопровода Ямал—Центр.

1—4 — литология: 1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — торф; 5—9 — криотекстура: 5 — крупносетчатая, 6 — косая линзовидная, 7 — слоистая, 8 — массивная с единичными линзочками льда, 9 — базальная (атакситовая); 10 — пластовый и 11 — морской лед; 12 — прожилки льда, 13 — номер скважины и отрицательные значения температур по глубине. Изменения температуры выполнены 06.05.88.

криопэги. Повышенная концентрация порового раствора обусловлена тем, что осенью поверхность лайды практически всегда во время нагонных приливов заливается морскими водами, при промерзании которых происходит отложение солей и увеличение их концентрации как в воде, так и в осадках.

Особый интерес с геокриологической точки зрения представляет строение разреза II морской террасы, расположенной в 2 км южнее трассы газопровода.

Терраса на этом участке подвергается активной абразии и термоабразии. Ее высота 18—22 м. Она сложена светло-серым мелким и пылеватым песком с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. В нижней части разреза песок сильно оторфован, содержит много детрита. Криотекстура его мас-

сивная. В верхней части разреза отмечается повышенная макрольдистость за счет развивающихся полигонально-жильных льдов.

В основании песчаной толщи залегает пластовый лед (фото 7.8, а) мощностью около 2 м, который в виде непрерывного маркирующего горизонта прослеживается вдоль террасы на расстоянии до 3 км. В его строении отмечается ритмичное чередование пресного чистого и обогащенного торфом льда. Наблюдаются также прослойки намытого, хорошо сохранившегося мха, торфа и дегрита. Иногда встречаются веточки кустарниковой растительности. В верхней части пласт льда сильно обогащен торфом и имеет коричневый цвет. Внизу он чистый, но тем не менее отмечаются тонкис выдержаные слойки, обогащенные песком и намытым дегритом и подчеркивающие его слоистость.

Важной особенностью оторфованного льда в прикровельной его части является то, что при протаивании хорошо прослеживаются нитевидные корешки *in situ*. Контакт ледяной залежи с вышележащим песком ровный, резкий, как бы оплавленный. На отдельных участках отмечаются горизонты (мощностью 0,5—0,8 м) криотурбированных осадков в виде мелкой складчатости, изгиба слоев, пссчаных "карманов" (фото 7.8, б). Выше по разрезу криотурбации не наблюдаются.

Приведенные особенности залегания и строения пластового льда, а также характер осадков в кровле — достаточно надежные признаки его сингенетического генезиса, т.е. эта залежь сформировалась еще до накопления перекрывающей толщи песков.

Историю развития пластовых льдов и вышележащей песчаной пачки следует рассматривать с зыряновской эпохи (40—50 тыс. лет назад), когда прибрежная суши здесь представляла лайтовые поверхности, в пределах которых формировались льдистые сингенетические мерзлые толщи, в том числе и подземные льды. В последующую каргинскую трансгрессию (~30 тыс. лет назад) мерзлые толщи были затоплены. Субаэральный режим осадконакопления сменился морским, в результате чего на поверхности погруженных ММП в прибрежно-морских условиях сформировались пески мощностью 15—17 м.

В разрезе толщи перерыв в осадконакоплении отмечается в кровле пластового льда в виде криотурбированного горизонта (песчаных карманов, оплавленного льда и др.), являющегося достаточно надежным индикатором смены фациальных условий.

В сартансскую регрессию толщи песчаных осадков, накопившихся в каргинскую трансгрессию, вновь вышли из-под уровня моря и промерзли эпигенетически.

Рассматривая вышеизложенное в целом, можно сделать вывод о том, что пластовые льды, залегающие в основании песчаных толщ каргинских террас сформировались сингенетически во время Зыряновского оледенения. В течение каргинского межледниковья эти льды находились в субаквальных условиях и лишь в сартансское время вновь оказались выше уровня моря.

В заключение отметим, что подобные залежи пластовых льдов нами отмечались в обнажениях сильно заторфованных, обводненных лайд и низких террас на Приуральском и Ямальском побережьях Байдарацкой губы. Эти льды залегают вблизи поверхности, формируются сингенетически и несут сходные признаки, которые отмечены в их более древних аналогах. Особенности строения и залегания залежей подземных льдов могут быть достаточно

Таблица 7.2

Температура многолетнемерзлых пород на восточном (Приямальском) участке, °С

№ скв.	Абс. огрн. м усл. м	Геоморфологический элемент	Глубина покрова, м	Дата измерения	Глубина, м						Нотка	
					0	5	10	15	20	25	30	
1102	5,3	I морская терраса	0,3	24.05.88	-8,7	-9,7	-7,0	—	—	—	—	Первая
1103	2,7	"	0,3	15.09.88	-3,5	-4,2	-5,0	—	—	—	—	"
1802	4,0	"	0,3	24.04.88	-14,9	-13,1	-8,7	—	—	—	—	Резервная
1202	7,0	"	0,3	19.05.89	-1,0	-3,5	-3,6	-4,0	-4,2	—	—	Вторая
1100	15,0	II морская терраса	0,2	30.03.89	-11,5	-10,0	-6,8	-6,6	-6,7	-6,7	—	Плотина сварочных работ
1200	"	"	0,2	07.05.89	-11,6	-7,5	-6,5	-6,6	—	—	—	"
1205	-0,4	Лайда	0,5	19.05.88	-2,9	-2,7	-3,2	-3,6	-3,9	—	—	Вторая
1107	0,3	"	—	15.05.88	4,6	-2,4	-2,4	—	—	—	—	Первая
1106	-0,4	II зижж	—	02.04.88	1,0	-3,5	-2,7	—	—	—	—	"
1108	0,7	"	—	15.09.88	5,0	-5,0	-4,7	—	—	—	—	Последняя
1602	4,3	Лайда	До 1,5	09.04.88	0,6	-7,2	-5,0	4,8	-5,1	-5,2	-5,4	"
1605	-6,3	Море	—	05.04.88	-1,5	-1,6	-0,4	-0,2	0,1	0,0	-0,1	"
1607	-7,4	"	—	05.04.88	-1,3	-1,8	-0,8	-0,3	-0,1	0,0	0,0	"
1609	-8,9	"	—	12.04.88	-1,2	-1,7	-1,1	-0,8	-0,5	-0,5	-0,5	"

11 ГИМАСИИ С. Скв. 1102, 1103, 1802, 1202 — растительный покров морозогравийных отложений.

мокко-торфяной.

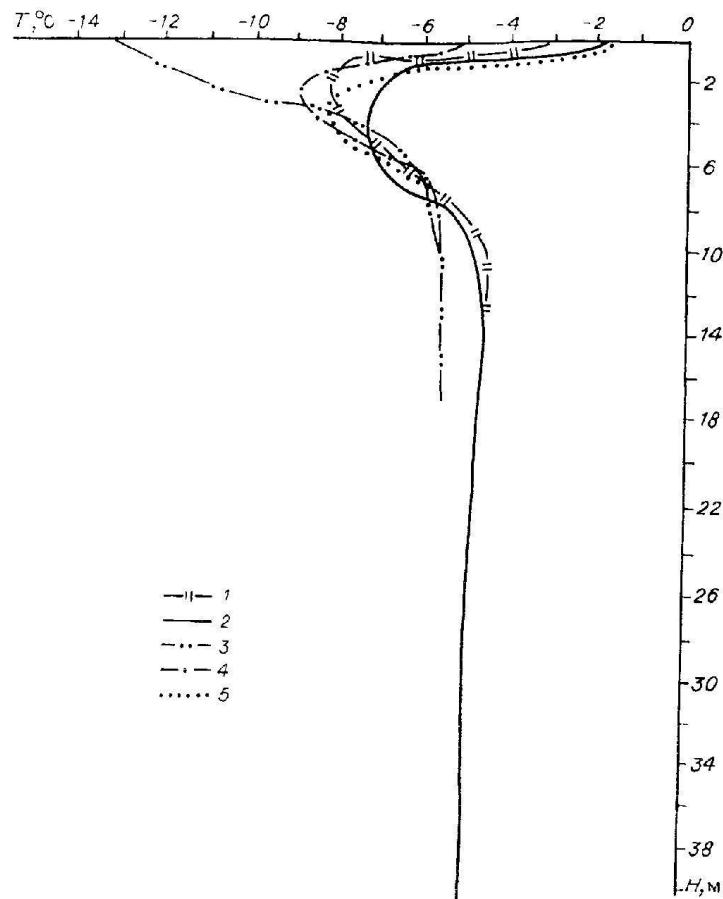


Рис. 7.8. Температура грунтов на I морской террасе.  
1 — скв. 1602, 22.05.88; 2 — скв. 1602, 09.06.88; 3 — скв. 1810, 01.05.88; 4 — скв. 1810, 26.05.88; 5 — скв. 1810, 07.06.88.

надежным индикатором при реконструкции палеогеографических условий прибрежной зоны арктических морей.

Температура грунтов. На Ямальском участке Байдарацкой губы температурными исследованиями охвачены основные геоморфологические элементы (пляж, лайда, I и II морские террасы) (табл. 7.2). По характеру распределения температуры мерзлых грунтов по глубине видно, что слой годовых нулевых колебаний амплитуд (как и на Приуральском побережье) не превышает 10—12 м (рис. 7.8). Наиболее высокие температуры наблюдаются на участке периодически затапливаемого пляжа, расположенного между заливом и лайдой. Здесь на глубине 10 м температура  $-4,7^{\circ}\text{C}$ . В то же время на I морской террасе понижается до  $-7,0^{\circ}\text{C}$ .

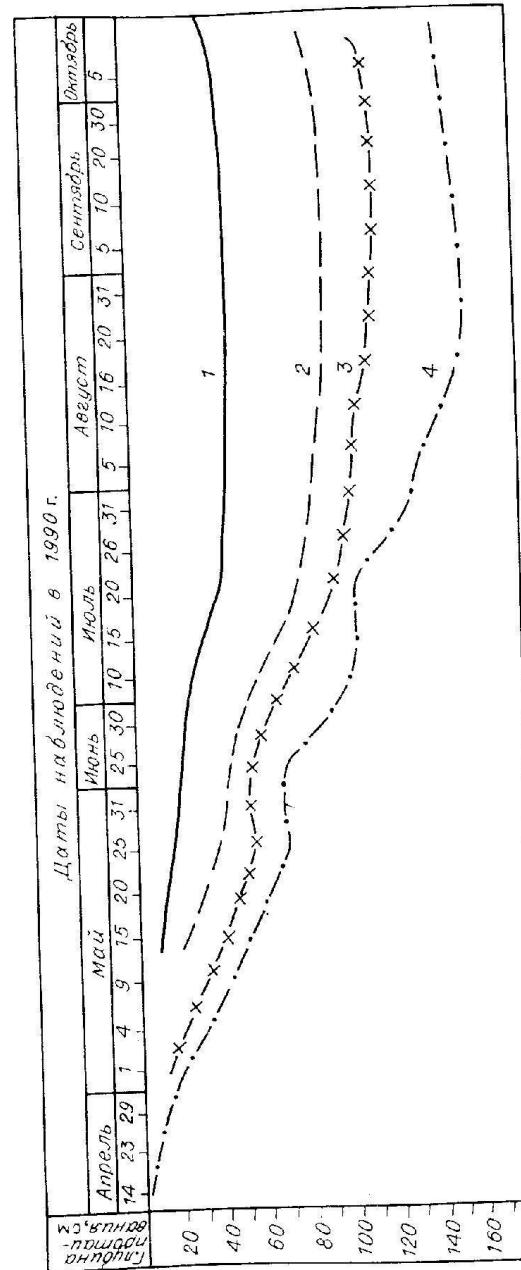


Рис. 7.9. Динамика сезонного протавивания.  
1 — I морская терраса с хорошо развитым мокрым слоем, сильно увлажнена; 2 — косы от гусеничного транспорта; 3 — слабоувлажненная поверхность I морской террасы без мокрого покрова; 4 — песчаный пляж.

(скв. 1102), а на II — средние значения температур в интервале глубин 16—25 м достигают  $-6,8 \pm -6,7^{\circ}\text{C}$ .

Как показали результаты исследований, на температурный режим прибрежной зоны Байдарацкой губы большое отепляющее влияние оказывает снежный покров, который за счет метелевого переноса формируется неравномерно. Если в оврагах и в основании абразионных террас мощность покрова несколько метров, то толщина его на отдельных участках (брюках террас, выпуклых вершинах водоразделов) достигает нескольких сантиметров, что способствует большему охлаждению пород зимой.

Сезонное протаивание грунтов, его глубина и динамика на различных типах местности довольно сходны с Приуральским побережьем, поэтому ограничимся лишь данными режимных наблюдений, показанных на рис. 7.9.

#### 7.1.4. Особенности строения и эволюции криолитозоны Байдарацкой губы

Криолитозона морской части Байдарацкой губы достаточно полно изучена по поперечным профилям, в пределах которых планируется прокладывать 8-ниточную систему магистральных газопроводов. На одном из профилей с припайного льда и буровых судов было пробурено более 70 скважин глубиной от 7—10 до 30—70 м. В центральной части губы пробурена одна скважина глубиной 115 м. Материалы бурения позволили получить достаточно полное представление о геологическом строении верхней части осадочной толщи и особенностях криолитозоны (рис. 7.10, см. вкладку).

В верхней части разреза осадочной толщи выделяются три комплекса отложений (снизу вверх): 1) алевритисто-глинистых; 2) песчано-алевритистых; 3) глинистых.

Первый комплекс отложений залегает в основании геологического разреза и представлен алевритистыми глинами, переслаиванием глин, алевритов и песков. В прибрежных (Приуральский и Ямальский участки) акваториальных частях преимущественное положение в разрезе занимают плотные алевритистые глины, включающие гальку, гравий и прослои алевритистых песков. Текстура отложений достаточно разнообразна. Текстура глин неяснослоистая, чаще массивная, песчано-алевритистых пачек — параллельно-, листовато- и косослоистая. Верхняя граница имеет ярко выраженный эрозионный характер. Подошва отложений этого комплекса (скв. 0.1 глубиной 115 м) не вскрыта.

Второй комплекс представлен песками, алевритами, реже суглинками и глинами. Эти отложения выполняют долинообразные врезы в кровле осадков первого комплекса и имеют вдольбереговое простирание. Мощность отложений в среднем 3—8 м. В прибрежных частях и в центре Байдарацкой губы глубина врезов и мощность осадков увеличиваются до 30 м и более.

В целом у комплекса достаточно сложный фациальный состав и строение как по латерали, так и по глубине. Алевриты и пески сильно оторфованы. Отмечаются обломки древесины и прослойки торфа мощностью до 0,5 м.

В акваториальной части отложений этого комплекса включают кристаллы минерала, внешне похожие на янтарь. Они не устойчивы на воздухе и при положительной температуре быстро разлагаются, превращаясь в

вещество белого цвета, вскипающее под воздействием соляной кислоты. Этот минерал нами условно определен как гексогидрат кальция ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ).

Глинистые и алевритистые разности данного комплекса развиты в центральной части Байдарацкой губы. Они характеризуются неоднородностью, макропористостью, загазованностью  $\text{H}_2\text{S}$ . Текстура грунтов определена тонкими линзочками и прослойками алеврита. Для песчаных отложений рассматриваемого комплекса в центральной и приямальской частях, где они выходят на поверхность либо залегают вблизи морского дна, отмечается плотностная инверсия. Плотность песков в зоне уплотнения 2,04—2,22 г/см<sup>3</sup>, средняя 2,12 г/см<sup>3</sup>. Столь высокие плотности не свойственны пескам, накопившимся в водных бассейнах.

Третий комплекс (верхний) сложен в основном суглинисто-глинистыми морскими осадками, заполняющими врезы в отложениях второго комплекса, либо в виде маломощного (1—3 м) слоя залегают на сравнительно ровной поверхности нижележащего комплекса. Мощность отложений во времени в среднем 7—9 м.

Глинистые осадки имеют горизонтальную слоистость за счет тонких слоек песка и гидротроилита ( $\text{Fe}_2\text{S} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ). Зерновой состав характеризуется повышенным содержанием глинистых (35,7 %) и пылеватых (60,5 %) частиц. Песчаная фракция составляет 3,8 %. Природная влажность грунта в среднем 38 % при плотности 1,85 г/см<sup>3</sup> и коэффициенте пористости 1,064.

Важная особенность отложений комплекса — наличие в нем переуплотненного горизонта мощностью 1,5—2 м, залегающего вблизи поверхности морского дна под голоценовыми осадками. Пересуплотненный слой непрерывно прослеживается на расстоянии около 53 км поперек Байдарацкой губы. Подошва его постепенно понижается от 2,2—2,6 м в прибрежной зоне до 3,5 м в центре залива. Переуплотнение, отмечаемое как в песчаных, так и в глинистых грунтах, не могло произойти при обычных условиях морской седimentации.

Следует отметить еще одно немаловажное обстоятельство. Отложения верхнего и среднего комплексов несут признаки содержания газа. Наиболее значительные концентрации зафиксированы в интервале 0,3—6 м в песчаных отложениях среднего комплекса и редко встречаются в вышележащих глинистых грунтах. Значительные концентрации газа могут образовываться при условии его вытеснения в проницаемые пласти под глинистыми покрышками. Судя по сейсмоакустическим данным и результатам бурения, такая обстановка свойственна Байдарацкой губе. Газ скапливается в песках под глинистыми слоями на глубинах от 1—2 до 4—6 м. Источником газа являются процессы в деградирующем криолитозоне, протекающие (высвобождение защемленных во льду пузырьков) и после перехода осадков в талое состояние (разложение консервированного в мерзлом грунте органического вещества).

Приведенные особенности геологического строения осадочной толщи позволяют охарактеризовать современную криолитозону Байдарацкой губы и построить модель ее эволюции.

Криолитозона большей части Байдарацкой губы представлена многолетнеохлажденными грунтами с температурой  $-0,2 \pm -0,5^{\circ}\text{C}$ . ММП реликтового типа отмечены лишь в отложениях нижнего комплекса. Так, на Приямальской акватории скв. 1249—1250, пройденными на второй трассе про-

ектируемого газопровода в 12 км от берега, были вскрыты ММП. Глубина залегания их кровли с выраженной тенденцией погружения по латерали соответственно составляла 13,2, 16,4 м от дна при средней глубине воды 13,6 м. Разрез отложений по этим скважинам образован коричневато-серыми оторфованными суглинками, включающими остатки древесины и плотные глиняные окатыши. Ледяные включения в суглинках представлены линзочками, гнездами и прожилками. Отмечаются прослои толщиной до 0,4 м с базальной криотекстурой. Мощность мерзлой зоны скважинами не вскрыта.

ММП были также вскрыты на восьмой трассе газопровода скв. 867, пробуренной в 20 км от берега п-ова Ямал при глубине воды 16 м.

При этом их кровля залегала на глубине 28,8 м от дна. На отдельных участках распространены достаточно листистые породы и пластовые льды. Например, скв. 240 (первая трасса), пройденной в 12 км от берега п-ова Ямал при глубине воды 14 м, под толщей осадков, представленных горизонтальным переслаиванием суглинка, песка и аллюрита, на глубине 17 м вскрыты мерзлые породы (рис. 7.11). До 19 м они сложены темно-серым однородным суглинком со слоистой унаследованной криотекстурой. В их подошве залегает льдогрунтовое тело мощностью 7 м. Его строение обусловлено чередованием прослоев практически чистого льда и суглинка с базальной криотекстурой (фото 7.9). Суммарная влажность этих суглинков достигает 330—500 %. В ледяных прослойках отмечается слоистость за счет суглинка в виде взвеси и большого количества воздушных пузырьков, слегка вытянутых в горизонтальной плоскости. Минерализация льда составляет 0,62 г/л. В интервале 26—29 м во льду отмечается увеличение минеральных включе-

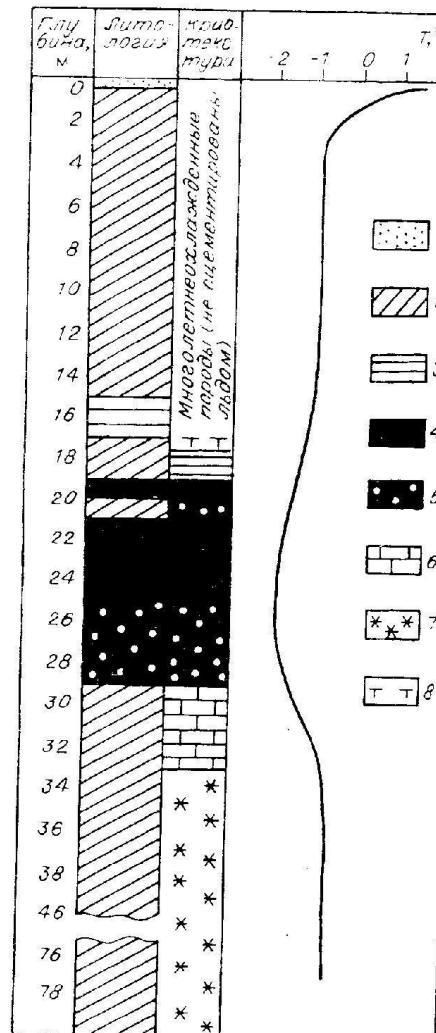


Рис. 7.11. Криолитологический разрез скв. 240.

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — глина; 4 — пластовый лед; 5—7 — криотекстура; 5 — базальная, 6 — сетчатая, 7 — массивная; 8 — кровля ММП.

ний в виде дресвяно-щебнистых агрегатов суглинистого состава, которые при оттаивании сохраняют остроугольную форму и плохо размываются в воде. Ниже по разрезу суглинки приобретают разреженную сетчатую криотекстуру. С глубины 33 м ледяные включения полностью исчезают. Суглинок становится полутвердым, с неясно выраженной слоистостью. При разламывании образуются дресвяно-щебнистые отдельности. Глубже по разрезу до 78 м (забой скважины) в его строении и свойствах изменений не отмечено, за исключением уменьшения природной влажности до 12—14 %.

Наличие иссущенных суглинков в основании льдогрунтового тела пока что не находит у нас физического объяснения. Подобное явление было отмечено и в строении криолитозоны Русановской площади, характеристика которой дана несколько ниже.

Строение и состояние криолитозоны в мелководной прибрежной зоне определяются в основном типом берегов. У абразионных берегов, где континентальные ММП перешли в подводные условия за счет отступания морских террас, отмечаются мерзлые породы в виде козырьков мощностью до 7 м, прослеживающихся по латерали на 70—100 м. При этом глубина залегания их кровли определяется литологическим составом пород верхней части разреза и временем существования ММП в субаквальных условиях. Например, скв. В-10, пробуренной вблизи уреза при глубине воды 1 м, кровля козырька мерзлых пород залегает на глубине 11 м. При этом перекрывающие его осадки представлены супесями и песками. В тех случаях, когда с поверхности морского дна залегают суглинисто-глинистые отложения, кровля мерзлых пород значительно выше. Так, скв. 1, пробуренной на Приуральском участке в 115 м от берега при глубине воды 1,2 м, под слоем суглинка мощностью 5 м, залегающего с поверхности морского дна, были вскрыты мерзлые пески мощностью 24,5 м, которые являются подводным продолжением субаэральной криолитозоны. Они сохранились в мерзлом состоянии благодаря суглинкам в их кровле, которые препятствуют конвективному теплообмену прогретой морской воды с ММП. На участках, где подобные суглинистые образования в верхней части разреза отсутствуют (срезаны абразией), песчаные толщи протаяли на глубину более 40 м.

У стабильных берегов (при отсутствии абразии) ММП континентально-погруженного типа независимо от литологического состава пород также протаяли на большую глубину, так как они в течение длительного времени находились в мелководных условиях. При этом многолетнеохлажденные породы пришли в стационарное состояние [Балобаев, 1991].

Температурные наблюдения, выполненные по всему профилю Байдарацкой губы, свидетельствуют о повсеместном распространении охлажденных грунтов. Лишь в самой верхней части данных грунтов (до 5 м) отмечается переход температур к положительным значениям (1—2 °C) за счет летнего прогрева воды. Зимой эти грунты вновь охлаждаются до  $-0,7 \div -1$  °C.

Наиболее высокие значения температуры (в пределах отрицательных значений) наблюдаются в песчаных грунтах прибрежного мелководья, а наиболее низкие ( $-1,8 \div -2,2$  °C) — у реликтовых ММП. Иногда в мерзлых толщах отмечается аномальное понижение температуры (до  $-2,8$  °C), приуроченное к листистым горизонтам. Оно обусловлено смешением точек фазового равновесия температуры при взаимодействии морской воды с пресным текстурным и пластовым льдом в процессе термозондирования в скважинах.

Такие температурные данные нельзя считать представительными. Истинные значения температур на этих горизонтах почти не отличаются от температуры пород в их кровле и подошве.

Таким образом, рассматривая в целом особенности строения осадочной толщи, состояние криолитозоны, а также некоторые свойства грунтов (наличие переуплотненного горизонта, газосодержащих грунтов и специфические формы донного микрорельефа — борозды вспахивания), можно построить модель палеоситуации позднего плейстоцена, приведшей к современному строению и состоянию криолитозоны. Основные этапы палеогеографического развития бассейна сводятся к следующему.

В период Зырянского оледенения Байдарапская губа полностью осушилась. На поверхность выходили отложения нижнего комплекса, сформировавшиеся в казанцевскую трансгрессию. На освободившихся от моря пространствах грунты промерзали. Широко развивались эрозионно-денудационные процессы, которые привели к глубокому расчленению поверхности.

В начале второй половины позднего плейстоцена очередная трансгрессивная волна захватила весь шельф и проникла по долинам рек в глубь материка. Этому седиментационному циклу соответствуют отложения каргинского горизонта, которые выполняют эрозионные врезы зыряновского субаэрального рельефа. На сущее они слагают II морскую террасу.

На рубеже плейстоцена и голоцене наступает последний сартанский регressiveный этап в развитии шельфа. Байдарапская губа вновь освобождается от водной толщи. Вышедшие на поверхность каргинские осадки снова промерзли.

В середине голоцена на всей акватории в современных границах устанавливается морской режим осадконакопления, который сохраняется до настоящего времени. Материалы по абсолютной геохронологии Сибири [Марков, 1961; Герасимов, 1965; Нейштадт, 1969; Марков, Спасская, 1975; Сергин, 1975; Хотинский, 1977; Авениариус и др., 1978; Андреева, Кинд, 1980; Антропоген Таймыра, 1982] свидетельствуют, что раннеголоценовое похолодание (10—7 тыс. лет назад) сменилось климатическим оптимумом, длившимся 2,5 тыс. лет (7—4,5 тыс. лет назад). В этот период трансгрессия моря сопровождалась потеплением климата, что приводило к деградации ММП в

Таблица 7.3  
Расчет глубины протаивания мерзлого массива в субаквальных условиях за период климатического оптимума (7—4,5 тыс. лет назад)

$\xi, \text{м}$	$T, \text{ч}$	$t_{\text{п}}^0, ^\circ\text{C}$	$A_0, ^\circ\text{C}$	$C_t, \text{кал}/(\text{м}^3 \cdot \text{град})$	$\varrho_{\Phi}, \text{ккал}/\text{м}^3$	$g, \text{град}/\text{м}$
28,00	21888000	0,00	2,00	560,00	45827,00	0,03
44,0	21888000	0,50	4,00	560,00	45827,00	0,03
56,00	21888000	1,00	6,00	560,00	45827,00	0,03
$T/2$						
24,00	10944000	0,00	2,00	560,00	45827,00	0,03
35,00	10944000	0,50	4,00	560,00	45827,00	0,03
43,00	10944000	1,00	6,00	560,00	45827,00	0,03

Примечание. Здесь и далее в таблицах:  $\xi$  — глубина многолетнего протаивания;  $t_{\text{п}}^0$  — средняя температура на поверхности за период;  $A_0$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности;  $C_t$  — объемная теплопроводность грунта;  $\varrho_{\Phi}$  — теплопроводность фазовых переходов;  $g$  — гравитационный градиент. Точность расчета равна 1: коэффициент теплопроводности грунта  $\varrho_{\Phi}$  1,70 ккал/(м · ч ·  $^\circ\text{C}$ ).

верхней части разреза. В табл. 7.3 даны результаты расчетов глубины промерзания пород за 2,5 тыс. лет при различных среднегодовых температурах на поверхности. Полученное значение мощности деградированных ММП при средней температуре на поверхности  $0,0^\circ\text{C}$  и амплитуде колебаний температуры  $2,0^\circ\text{C}$  составляет 28 м. Это значение соответствует современной глубине залегания (28,8 м) кровли реликтовых ММП, вскрытых скв. 867 на приемальской акватории Байдарацкой губы.

Второй этап развития криолитозоны связан с позднеголоценовым (4—1 тыс. лет) похолоданием и регрессией моря, приведшей к образованию Байдарацкого ледника максимальной мощностью в центральной части Байдарацкой губы. Проявившие в климатический оптимум ММП вновь подверглись промерзанию. При этом на участках с небольшой мощностью ледника (в прибрежных частях) произошло слияние мерзлых толщ (на современных изобатах 12—15 м), в то время как в центральной части губы, где мощность ледника была значительной, промерзание не наблюдалось. Под ледником покровом шел процесс уплотнения осадков, в результате которого сформировался переуплотненный слой.

Основные характеристики статических нагрузок на грунт можно определить при помощи решения одномерной задачи теории консолидации грунта. В рассматриваемых условиях мы имеем так называемую основную задачу, т.е. осадку слоя грунта при сплошной нагрузке. При действии сплошной нагрузки (распространенной на значительные расстояния в стороны) слой грунта испытывает только сжатие без бокового расширения. Осадка грунта в этом случае происходит за счет уменьшения пористости при увеличении внешнего давления. В данном случае имеем физико-механические свойства уплотненного и неуплотненного грунтов и мощность уплотненного слоя. Полная стабилизация осадки равна разности высот слоя грунта до и после уплотнения. В табл. 7.4 приведены основные параметры грунта и расчет величины внешней нагрузки, которую испытал уплотненный грунт. Зная нагрузку, можно определить мощность ледника. Расчеты показывают, что мощность, при которой возможно такое уплотнение грунта, должна составлять в среднем 40—50 м. Морфология ложа Байдарацкой губы этому не противоречит.

Уплотнение грунта могло происходить при температуре не ниже точки замерзания, поэтому надо полагать, что в подошве ледника она не опускалась ниже  $-2,2^\circ\text{C}$ . Принимая во внимание данный факт, можно приблизительно оценить среднегодовую температуру в поверхностном слое приблизительно  $-10 \div -15^\circ\text{C}$ . Глубина промерзания ледника, которая, очевидно, была не выше  $-10 \div -15^\circ\text{C}$ . Глубина промерзания при такой температуре за период позднеголоценового похолодания (2 тыс. лет) согласно расчетам может достигать 25—29 м, что вполне отвечает результатам бурения. Глубина залегания подошвы ММП, вскрытая скважинами, около 30 м.

Расчет мощности промерзания за период позднеголоценового похолодания (4—1 тыс. лет) таков:

$\xi, \text{м}$	$T, \text{ч}$	$t_{\text{п}}^0, ^\circ\text{C}$	$A_0, ^\circ\text{C}$	$C_t, \text{кал}/(\text{м}^3 \cdot \text{град})$	$\varrho_{\Phi}, \text{ккал}/\text{м}^3$	$g, \text{град}/\text{м}$
20,70	17510400	-8,00	13,00	800,00	45827,00	0,03
25,00	17510400	-10,00	17,00	800,00	45827,00	0,03
28,50	17510400	-15,00	25,00	800,00	45827,00	0,03

Таблица 7.4

Расчет основных параметров уплотнения грунта

№ расчетной точки	$h$ , см	$k'$ , см	$S$ , см	$\rho$ , кг/см <sup>3</sup>	$E_0$ , кг/см <sup>2</sup>	$M_U$ , кг/см <sup>2</sup>	$F_0$ , кг/см <sup>2</sup>	$\beta$	$e_1$	$e_2$
04	189,40	180,00	9,40/22617	1,99	0,0250	20,00	0,5	0,954	—	0,857
04	189,40	180,00	9,40/22617	5,56	0,0089	56,00	0,5	0,954	—	0,857
20	279,32	270,00	9,3245302	1,72	0,0194	36,00	0,7	1,037	—	0,957
34	316,56	290,00	26,561528	2,52	0,0333	15,00	0,5	1,038	—	0,969
43	303,53	270,00	33,529412	3,98	0,0278	18,00	0,5	1,064	—	0,867
47	200,27	180,00	20,274443	6,58	0,0154	52,00	0,8	0,946	—	0,836
Причина и дата в таблицах $h$ и $k'$ : относительная скважинность грунта; $E_0$ — модуль общей герметичности; $\beta$ — безразмерный коэффициент пористости; $e_1$ — начальный коэффициент пористости; $e_2$ — коэффициент расчетного давления на грунт.										

Третий этап в развитии криолитозоны Байдарацкой губы венчается последним тысячелетием. В течение этого времени разрушился ледниковый покров. Он раскололся на многочисленные айсберги, выносимые в Карское море, вспахивая на своем пути морское дно и формируя своеобразные линейные макро- и мезоформы донного рельефа, сохранившиеся в центральной части Байдарацкой губы, хорошо прослеживающиеся на соно- и эхограммах. Мерзлый палеомассив в прибрежных частях акватории начал деградировать.

Расчет мощности пропаивания в субаквальных условиях за 1 тыс. лет следующий:

$z$ , м	$T$ , ч	$t_{f0}$ , $^{\circ}\text{C}$	$A_0$ , $^{\circ}\text{C}$	$C_T$ , ккал/(м <sup>3</sup> · град)	$\varphi_F$ , ккал/м <sup>3</sup>	$\varphi$ , град/м
32,0	8755200	0,50	4,0	560,0	45827,0	0,03
22,0	8755200	0,00	2,0	560,0	45827,0	0,03
18,0	8755200	-0,50	2,0	560,0	45827,0	0,03
16,0	8755200	-0,70	2,0	560,0	45827,0	0,03

Данные расчетов показывают, что его деградация происходила при среднегодовой температуре придонного слоя  $-0,5 \div -0,7 ^{\circ}\text{C}$ . При такой температуре глубина пропаивания может достигать 16–18 м. Кровля же мерзлых пород, вскрытая скважинами, залегает на глубинах от 13 до 19 м, что вполне согласуется с расчетными данными.

В заключение заметим, что переуплотненные грунты (в частности, песчаные) широко представлены также и в Печорском море, где криолитозона имеет сходное строение. Это расширяет границы возможного существования шельфовых палеоледников. Следует также отметить, что превращение многолетних припайных льдов в шельфовые ледники происходит и в настоящее время. Например, такие ледники отмечены вдоль Земли Эдуарда VII, в заливе Биско, на северо-востоке шельфового ледника Шеклтона, в районе ледников Мила и Боузмена [Савельев, 1983]. Мощность отдельных шельфовых ледников 25–35 м, а возраст 30–40 лет. Среднегодовая температура воздуха в районах развития шельфовых ледников изменяется от  $-10$  до  $-30 ^{\circ}\text{C}$ . Если учесть, что среднегодовая температура воздуха в Байдарацкой губе  $-8 ^{\circ}\text{C}$ , а припайный лед сохраняется в тес-

чение 7–8 мес в году, то легко представить, что понижение температуры на  $3 \div 5 ^{\circ}\text{C}$  может привести к образованию ледников.

Таким образом, рассматривая строение криолитозоны акваториальной части Байдарацкой губы, можно сделать следующие выводы.

1. ММП в центральной части Байдарацкой губы полностью деградировали. Криолитозона представлена многолетнеохлажденными грунтами мощностью более 30 м и температурой  $-0,5 \div -0,2 ^{\circ}\text{C}$ .

2. Реликтовые ММП сохранились лишь в прибрежной мелководной зоне, благодаря их суглинистому составу и большой льдистости. ММП песчаного состава деградировали вплоть до уреза воды.

3. Массивы ММП перекрыты и подстилаются многолетнеохлажденными грунтами.

4. Песчаные породы характеризуются сильной загазованностью. Источником газа являются как биохимические процессы в деградирующем криолитозоне, так и высвобождение защемленного газа из пропаивающих ММП.

5. Наличие переуплотненного горизонта — достаточно веский аргумент, подтверждающий существование шельфового ледника в течение 1,5–2 тыс. лет. Кроме того, формы донного рельефа также свидетельствуют в пользу последнего.

6. Палеогеографические условия района в позднеплейстоцен- голоценовое время достаточно сложны. Трангрессивно-ретрессивные циклы, имевшие место в позднем плейстоцене, нашли отражение как в строении осадочной толщи, так и в эволюции криолитозоны.

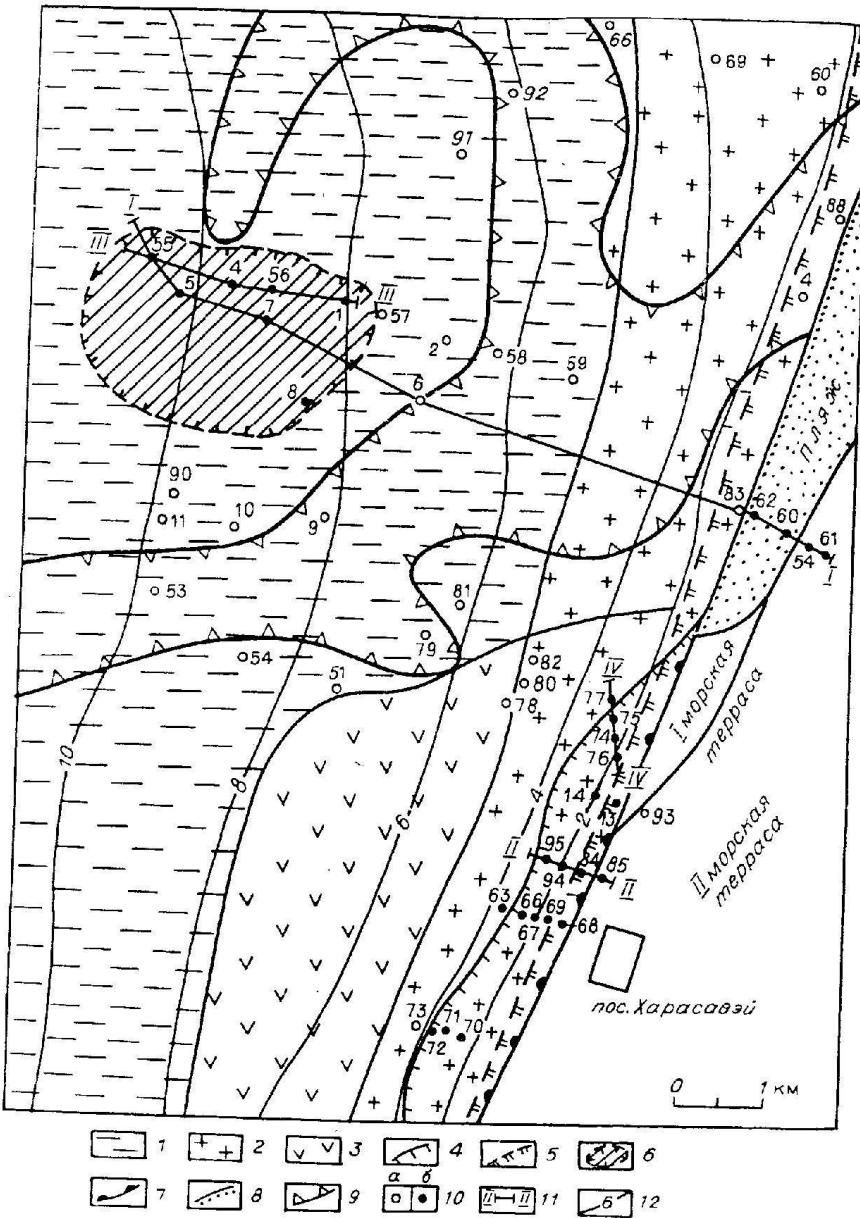
## 7.2. Криолитозона прибрежной суши и мелководья Харасавэйского месторождения

### 7.2.1. Общие сведения

Поверхность суши рассматриваемой территории имеет плоский и холмистый рельеф, расчлененный в различной степени речной и овражной сетью.

В прибрежной зоне прослеживаются два террасовых уровня. Первый имеет абсолютные отметки 8–12 м и наблюдается фрагментарно вдоль берега. Второй уровень высотой 15–25 м расположен на различном расстоянии от берега. Часто переход от одной террасы к другой постепенный.

Более высокие и древние террасы расположены вдали от берега и лишь в редких случаях их уступы подмываются морем. Наряду с расчленением поверхности террас эрозионной деятельностью рек в настоящее время активно развивается овражная сеть, которая приурочена к краевым частям, подмываемым морем. Слоны террас рассекаются узкими распадками, на дне которых функционируют небольшие водотоки, часто пересыхающие к концу теплого периода. Глубина вреза оврагов, как правило, соответствует высоте террас. В вершине многих оврагов наблюдаются циркообразные расширения, в которых отмечаются снежники. Эти расширения зимой забиваются снегом мощностью от 5–10 до 20 м, таяние которого в летнее время обеспечивает питание водотоков и способствует формированию циркообразных углублений в краевом.



вых частях террас. Активная эрозионная деятельность за счет таяния снеговых вод обостряет солифлюкционные процессы, приводящие к быстрому переформированию поперечных профилей оврагов.

На характеризуемой площади, помимо морских террас, выделяется пляжный берег. Ширина пляжа изменяется от 20—25 до 500 м. На отдельных участках пляж переходит в низкую заболоченную лайду высотой 1,5—2 м.

Южнее мыса Харасавэй расположены намывные острова, объединенные общим названием Шараповы Кошки. От берега полуострова они отделены проливом Шарапов Шар. Ширина и длина островов различны. Длина отдельных из них достигает 20 км при максимальной ширине 6—7 км.

На поверхности узких частей намываемых островов отмечаются песчаные гряды высотой 1—2 м, лишенные растительного покрова. В центре расширенных частей островов наблюдаются понижения, занятые заторфованными болотами.

Море в пределах мыса Харасавэй мелководное. Десятиметровая изобаты находится в 8—10 км от берега. Морское дно ровное, с небольшим ( $< 1^\circ$ ) уклоном на запад. Берега обрывисты и подвержены активным абразионным и термоабразионным процессам.

Донные грунты с поверхности сложены в основном песками мощностью от 3 до 10 м. Их формирование связано с быстрым разрушением берегов и с литодинамическими процессами, способствующими транспортировке терригенного материала в южном направлении и формированию аккумулятивных форм рельефа.

Следует особо подчеркнуть, что литодинамические процессы в пределах Харасавэйского мелководья достаточно сложны и активны, поэтому при хозяйственном освоении необходима постановка специальных исследований.

В геокриологическом отношении район расположен в области сплошного распространения криолитозоны. На прибрежной суше повсеместно развиты многолетнемерзлые породы, различные по возрасту, генезису, литологическому составу, криогенному строению и условиям промерзания. Мощность мерзлой толщи более 300 м (скв. КТС-8), а температура в пределах морских террас достигает  $-6 \div -6,5^\circ\text{C}$  и повышается на лайдах и пляжах до  $-5^\circ\text{C}$ .

Криолитозона в субаквальных условиях также развита повсеместно. Различные ее типы приведены на схематической карте (рис. 7.12), а геокриологические разрезы, представленные ниже, характеризуют состав, строение и температурное состояние криогенных пород в различных условиях.

Рис. 7.12. Карта-схема криолитозоны Харасавэйского мелководья.

1 — многолетнеохлажденные породы с островами реликтовых ММП мощностью более 50 м, находящиеся в стационарном состоянии; 2 — нестационарная криолитозона с ММП у абразионных берегов мощностью до 200 м и температурой  $-4 \div -5^\circ\text{C}$ ; 3 — зона деградированных ММП абразионного типа, перешедших в многолетнеохлажденное стационарное состояние; 4 — границы ММП абразионного типа; 5 — границы сезоннопромерзающих пород на отмели; 6 — границы реликтовых ММП; 7 — абразионные и 8 — стабильные берега; 9 — граница падиодолины; 10 — скважины и их номер (а — не вскрывшие ММП, б — вскрывшие ММП); 11 — линии геокриологических разрезов и их номер; 12 — изобаты, м.

Следует отметить, что криогенные породы в субаквальных условиях находятся как в стационарном, так и в нестационарном состоянии.

Нестационарная криолитозона занимает узкую полосу в южной части участка, где мерзлые породы вовлчены и вовлекаются в подводные условия за счет абразии и термоабразии берегов.

Для северной части мелководной зоны характерна стационарная криолитозона, так как водная толща здесь существует практически в течение всего голоценового времени. Погруженные ММП, судя по данным бурения, до глубины 30—40 м протаяли и находятся в многолетнеохлажденном состоянии, хотя и не исключается их наличие на больших глубинах.

ММП с неглубоко залегающей кровлей сохранились лишь на удалении 8—10 км от берега в виде небольших массивов.

### 7.2.2. Криолитозона прибрежной суши

Наиболее полный разрез криолитозоны сухопутной части Харасавейской площади вскрыт скв. КТС-8 глубиной 270 м, пройденной на I морской террасе высотой 8 м. Приведем краткое описание разреза.

- |               |  |
|---------------|--|
| 0,0—10 м      | — переслаивание суглинка, супеси и песка. Мощность прослоев 3—5 м. Суглинки и супеси имеют слоистую и сетчатую криотексттуру, а пески — массивное сложение.  |
| 10—17 м       | — песок мелкий, желтовато-серый, с массивной криотексттурой.   |
| 17—56,5 м     | — переслаивание супеси, суглинка и мелкого песка. Криотексттура толщи в основном слоистая, тонко- и среднешлировая, унаследованная по литологической слоистости. Льдистость супесчано-суглинистых прослоев не превышает 10—15 %. |
| 56,5—144 м    | — суглинок темно-серый с голубоватым оттенком, включает прослои глины мощностью до 3—5 м. Криотексттура отложений унаследованная, слоистая, а в интервале 110—115 м мелкосетчатая.   |
| 144—150 м     | — песок мелкий, светло-серый, с массивной криотексттурой.  |
| 150—162 м     | — переслаивание мелкого песка и суглинка с массивной и слоистой криотексттурой.  |
| 162—188 м     | — суглинок светло-серый, с редкими тонкими (2—3 см) прослойками мелкого песка. Суглинок тугопластичный, без включений льда.  |
| 188—192,5 м   | — супесь с единичными тонкими (1—2 см) прослойками песка. Ледяных включений не отмечено.   |
| 192,5—202,5 м | — песок мелкий, светло-серый, не сцементирован льдом.  |
| 202,5—257 м   | — суглинок темно-серый, с единичными тонкими прослойками мелкого песка в нижней части горизонта. Льда в разрезе не отмечено.   |
| 257—270 м     | — супесь темно-серая, тугопластичная.  |

Как видно из разреза, мерзлая толща включает текстурный лед лишь до глубины 162 м. Ниже он не отмечается. Песчаные и глинистые осадки наблюдаются в охлажденном состоянии.

Температура пород в слое годовых нулевых амплитуд  $-5^{\circ}\text{C}$ . Вниз по разрезу она понижается и на глубине 250 м достигает  $-1,1^{\circ}\text{C}$ . Исходя из температурного градиента, равного  $0,2^{\circ}\text{C}$  на 10 м, можно полагать, что мощность криолитозоны этой террасы не менее 300 м.

Влажность мало изменяется по глубине. Для суглинисто-глинистых пород она составляет 23—27 %, а для супесчано-песчаных разностей — 20—23 %.

Таким образом, в прибрежной зоне Харасавейского месторождения мощность мерзлых пород более 160 м. Примерно такого же значения достигает нижележащая многолетнеохлажденная толща.

Состав и криогенное строение отложений, слагающих II морскую террасу высотой 15—20 м, можно охарактеризовать по обнажению в районе пос. Харасавей. Здесь от уреза воды и до поверхности залегает толща горизонтально-слоистых светло-серых суглинков мощностью около 20 м. Криогенное строение этих отложений обусловлено субвертикальными шлирами льда клиновидной формы толщиной 2—5 см и высотой до 3—4 м (фото 7.10). По плоскостям литологической слоистости наблюдаются прослойки льда толщиной от первых миллиметров до 2—3 см, которые прослеживаются на несколько метров вдоль обнажений. Кроме того, между субвертикальными и горизонтальными включениями макротекстурного льда отмечаются мелкие прожилки и линзочки льда, создающие крупную неполносетчатую криотексттуру. В самой нижней части толщи (на урезе воды) суглинки имеют тонкосетчатую криотексттуру, постепенно переходящую вниз в тонкослоистую (фото 7.11), при этом максимальная толщина ледяных слойков не превышает 1—1,5 мм.

Особенность характеризуемого разреза — присутствие максимальной льдистости, мощности и сущесния ледяных шлиров в нижней части толщи. Вверх по разрезу горизонтальные прослойки льда становятся тоньше либо полностью исчезают (за исключением субвертикальных клинообразных шлиров).

Суглинки под сезоннопротаивающим слоем в интервале 0,7—1,5 м претерпели сильную криогенную дезинтеграцию и характеризуются атакситовой (базальной) криотексттурой (фото 7.12).

Неотъемлемая часть строения морских террас — наличие крупных пластовых льдов, залегающих в основании. Подошва этих льдов часто находится на уровне моря, иногда ниже. Так, скв. 93, пройденной на пологом склоне I морской террасы, в песках вскрыт пластовый лед мощностью 4,1 м, при этом его кровля была ниже уровня моря на 0,6 м.

Лед загрязнен вмещающими отложениями в виде взвеси, включает разноориентированные песчаные линзочки, прослойки и прожилки толщиной до 1 см. Часто в обнажениях наблюдаются ледяные тела со слоистой тексттурой. Слоистость обусловлена минеральной составляющей. Отмечаются также ледогрунтовые кругопадающие пласти в виде антиклинальных складок (фото 7.13), что является одним из показателей, свидетельствующих об их формировании при промерзании замкнутых таликовых систем.

Ф.А. Каплянская [1978, 1982] при изучении береговых обнажений западного побережья п-ова Ямал установила наличие зоны ледниковых отложений, представленных изначально мерзлой основной мореной, содержащей реликтовые глетчерные льды в виде пластовых залежей.

Такого же мнения придерживаются В.И. Соломатин [1977, 1981, 1982] и В.Н. Гатауллин [1990]. Они считают, что главным аргументом глетчерного генезиса подземных льдов являются следы послойного пластического и глыбового движения, присущего только глетчерным льдам.

Однако нашими исследованиями, проведенными в районе мыса Харасавэй, а также на Ямальском и Приуральском побережье Байдарацкой губы, сопровождавшимся бурением большого количества скважин в пределах морских террас и в мелководной зоне (до изобаты 10–15 м), мореноподобные образования не обнаружены. Подземные ледяные пласти, отмеченные при бурении, повсеместно перекрыты и подстилаются морскими осадками.

Не вдаваясь в дискуссию о генезисе пластовых льдов, отметим одно важное обстоятельство. Часто льды и вмещающие их отложения пронизаны нитевидными корешками *in situ*, как это нами наблюдалось в обнажении II террасы у пос. Харасавэй. Наличие корешков, а также алло- и автохтонного торфа и намытого растительного дестрита свидетельствует о том, что толща осадков сформировалась в условиях заболоченных и заозеренных лайд, при промерзании которых образовались пластовые льды.

ММП на участках обширных пляжей, лайд, островов и осушек развиты повсеместно. Верхняя часть разреза до глубины 8–12 м сложена пылеватыми и мелкими песками с линзами и прослойками супесей и суглинков. Пески имеют массивную криотекструту и высокую влажность (до 30%). В их подошве залегают голубовато-серые суглинки с крупносетчатой криотекстурой. Влажность их 32% с глубиной понижается до 26%. Мощность ММП на пляжах скважинами глубиной до 30 м не установлена. Исходя из общих закономерностей строения субаэральной криолитозоны, можно предположить, что она составляет не менее 100 м.

На участке суши—море в пределах стабильных аккумулятивных берегов верхняя граница ММП на урезе воды резко опускается вниз и мерзлые породы по латерали сменяются многолетнеохлажденными. В то же время у абразионных берегов кровля ММП с тенденцией погружения прослеживается на удалении 200–600 м от берега.

### 7.2.3. Криолитозона мелководья

На Харасавэйском мелководье криолитозона распространена повсеместно. Она представлена многолетнемерзлыми, многолетнеохлажденными, сезонно-мерзлыми, сезонно-положительно-температурными породами.

Преимущественное положение занимают многолетнеохлажденные грунты, являющиеся следствием деградации ММП, реликты которых сохранились в виде единичных массивов в северо-западной части площади на удалении до 7 км от берега при глубине моря 8–12 м. На меньшей глубине ММП погруженного типа не отмечены.

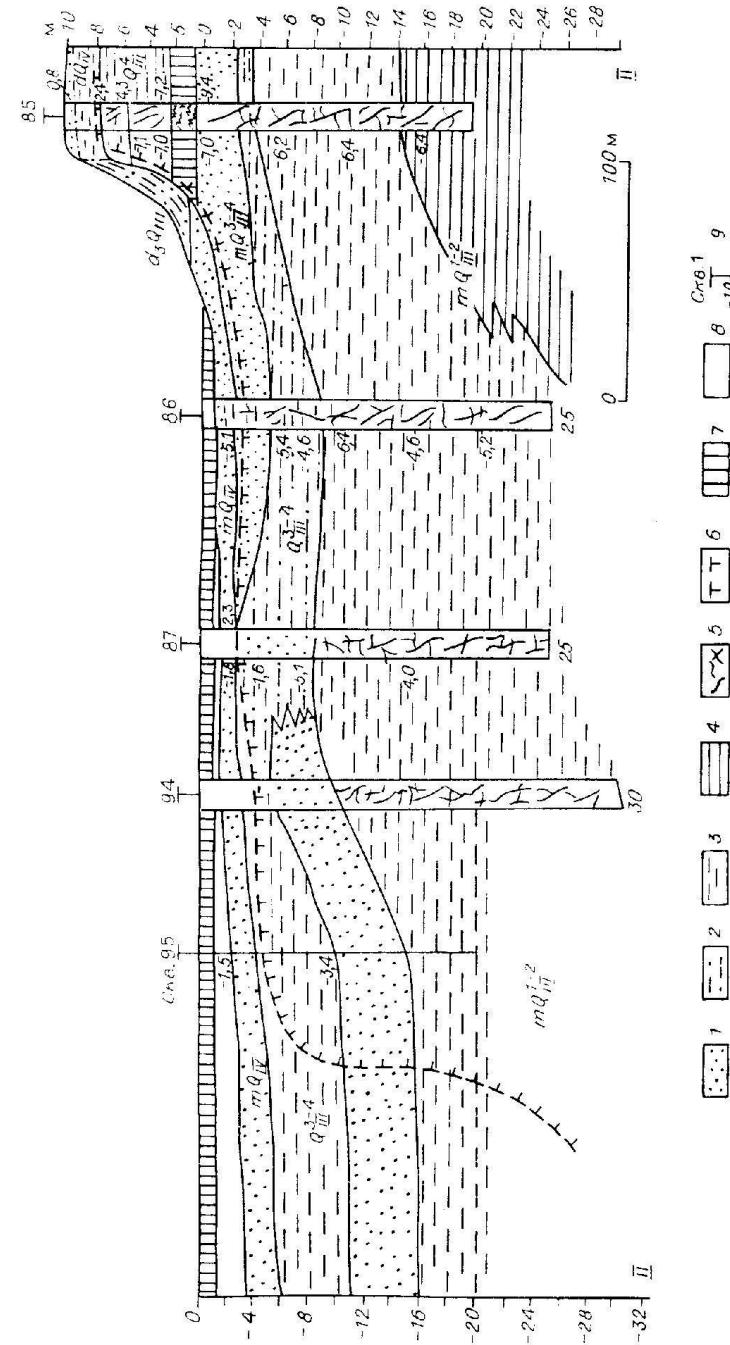
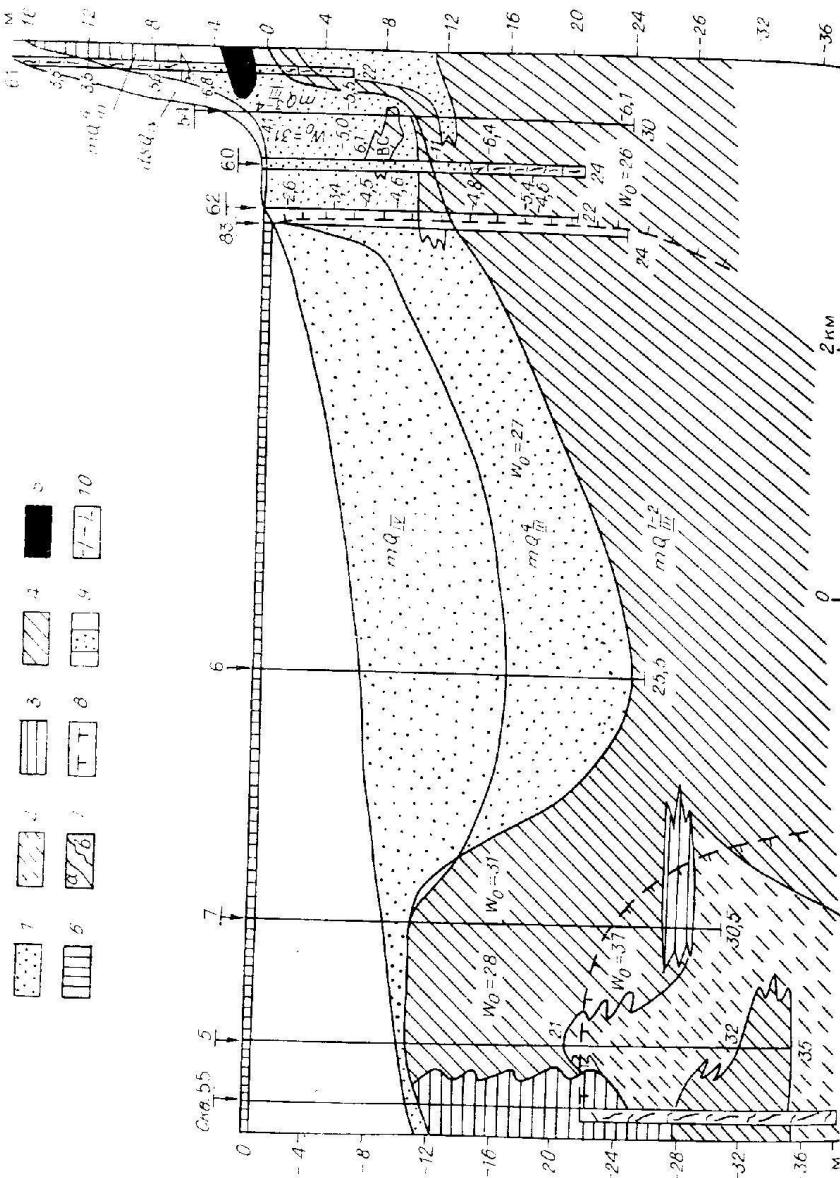


Рис. 7.13. Структурные субаквальные криолитозоны у абразионного берега.  
1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — глина; 5 — сечная криотекстура; 6 — мерзлый грунт; 7 — кровля ММП; 8 — морской лед; 9 — номера скважин, их глубина и распределение температур по глубине (цифры слева).



ММП на мелководье имеют место только вблизи крутых уступов морских террас, где континентальные мерзлые толщи вовлечены и продолжают вовлекаться в субаквальные условия за счет термоабразионного отступания берегов. Здесь мерзлота породы залегает вблизи поверхности морского дна, а во время штормов ее кровля часто обнажается. На участках, где ледяной припай ложится на дно, промерзающий сезонно-тальй слой смыкается с ММП (рис. 7.13). Там, где под морским льдом отмечается хотя бы небольшой слой воды, верхняя граница ММП понижается до 3—4 м, а в ее кровле залегают охлажденные породы, которые в теплый сезон приобретают положительную температуру. В этой связи следует заметить, что ММП абразионного типа вблизи береговой линии находятся в нестационарном состоянии и достаточно быстро деградируют.

На некотором удалении от берега, где ММП перешли в субаквальные условия достаточно давно, они протаяли на значительную глубину. Их кровля скважинами глубиной до 30—40 м не вскрывается. Здесь криолитозона представлена многолетнеохлажденными породами, находящимися в стационарном состоянии, при среднегодовой температуре придонной воды  $-0,6 \div -0,8^{\circ}\text{C}$ .

У стабильных берегов субаквальная криолитозона представлена многолетнеохлажденными породами, которые распространены вплоть до уреза воды (рис. 7.14). На участках при глубине моря от 0 до 4—6 м они перекрыты сезонно-положительно- и сезонно-отрицательно-температурными грунтами. На мелководье, где ледяной припай смыкается с морским дном, формируется слой сезонно-мерзлых пород, мощность которого зависит от толщины льда и снежного покрова.

Примем во внимание, что в пределах стабильных берегов погруженные ММП в течение длительного времени находились в мелководных условиях. Это обусловило их протаивание на большую глубину и переход в стационарное многолетнеохлажденное состояние. ММП, возможно, сохранились на некоторой глубине, но скважинами глубиной 30—40 м они не вскрыты.

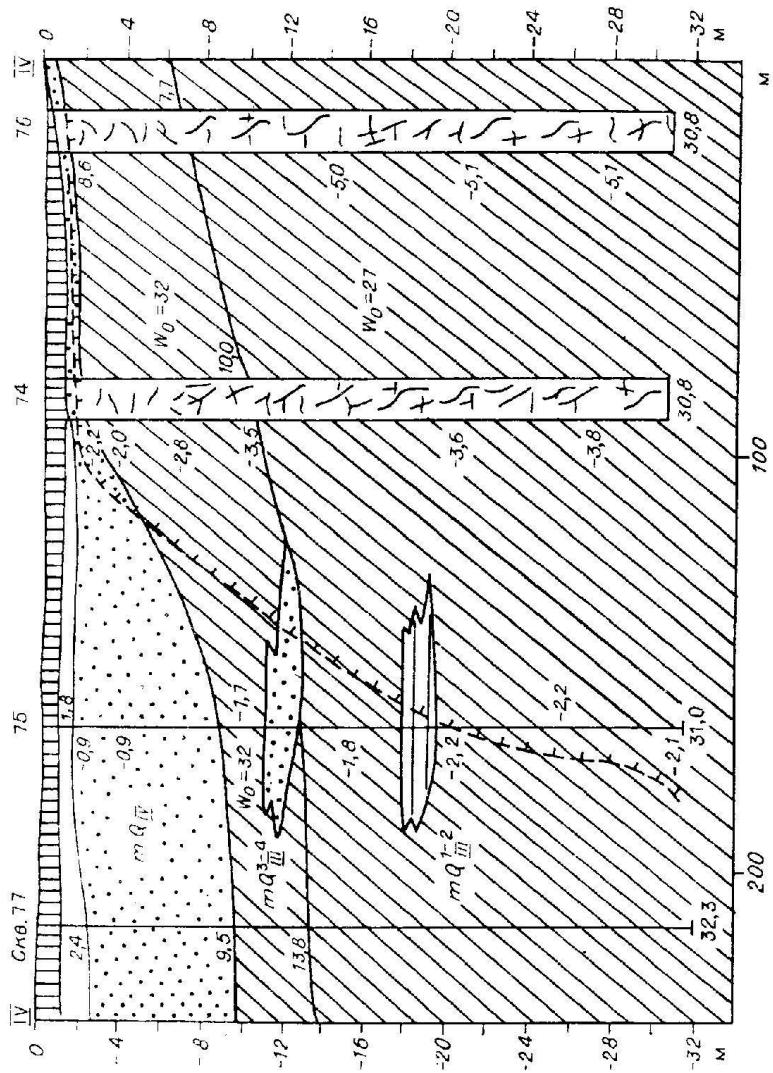
Важно отметить, что положение кровли ММП у абразионных берегов тесно зависит от мощности современных песчаных отложений, залегающих с поверхности морского дна. На участках с малой мощностью песчаных осадков верхняя граница ММП залегает неглубоко. Здесь часто ММП сливаются с СТС при его промерзании (см. рис. 7.14). С увеличением мощности песчаных отложений до 6—9 м кровля ММП резко понижается до 20 м и более на глубине 1,5—2,0 м (рис. 7.15). Это, на наш взгляд, связано с хорошим конвективным теплообменом прогретой морской воды в песчаной толще, обеспечивающей более быстрое протаивание пород.

ММП погруженного типа отмечаются в виде единичных массивов в пределах изобат 8—12 м. На этих глубинах в зимний период температура

Рис. 7.14. Строение криолитозоны у стабильных берегов.

1—4 — литология: 1 — песок, 2 — супесь, 3 — глина, 4 — суглинок; 5 — пластовый и 6 — морской лед; 7 — границы (а — возрастные, б — литологические); 8 — граница ММП; 9, 10 — криотекстуры массивная (9), крупношлировая (10).

Здесь и далее  $mQ_{IV}$  (и т.п.) — геологические индексы,  $W_0$  — природная влажность.



придонной воды  $-1,6 \div -1,8^{\circ}\text{C}$ . В летнее время она повышается до  $-0,5 \div 0,9^{\circ}\text{C}$ .

Суглинисто-глинистый состав ММП, отрицательные температуры придонной воды и небольшая мощность песчаных отложений способствуют сохранности ММП и близкому залеганию ее кровли. Строение криолитозоны этого типа показано на рис. 7.16. Как видно из рисунка, положение кровли ММП определяется, с одной стороны, литологическим составом мерзлых пород, с другой — мощностью песков, залегающих на поверхности дна. Здесь мерзлые породы представлены суглинками, глинами и супесями с крупносетчатой криотекстурой (см. рис. 7.14). Температура грунтов по всему разрезу безградиентна и составляет  $-0,9 \div -1,0^{\circ}\text{C}$ , лишь в придонном слое она понижается до  $-1,6^{\circ}\text{C}$  за счет низкой температуры морской воды. При таких значениях температуры и засоленности, составляющей  $0,6 \div 0,88\%$ , грунты находятся в пластично-мерзлом состоянии.

Мощность мерзлых грунтов и подстилающих их многолетнеохлажденных пород из-за безградиентного характера распределения температур по глубине установить не представляется возможным. Скважины, пробуренные на этом профиле глубиной более 30 м, не вскрыли всю толщу мерзлых и охлажденных пород. Поэтому можно лишь предположить, что мощность стационарной криолитозоны на Харасавейском мелководье не менее 50 м. На участках распространения нестационарной криолитозоны, расположенной в узкой полосе вдоль абразионных берегов, мощность ММП близка к континентальной и может достигать 300 м. По латерали кровля ММП постепенно понижается от 3—7 до 20 м и более, а на удалении 500—600 м от уреза воды при глубине моря 4—5 м она не была вскрыта скважинами глубиной 40 м. Здесь повсеместно залегают многолетнеохлажденные грунты.

Сезонно-мерзлые грунты распространены в узкой полосе вдоль береговой линии. Они формируются по мере смыкания ледяного припая с дном и ограничиваются изобатой 1,5 м. Глубже, где под ледяным покровом отмечается небольшой слой воды, сезонного промерзания донных осадков нет. Максимальная глубина сезонного промерзания (до 2 м) наблюдается на урезе, где мощность припайного льда минимальна.

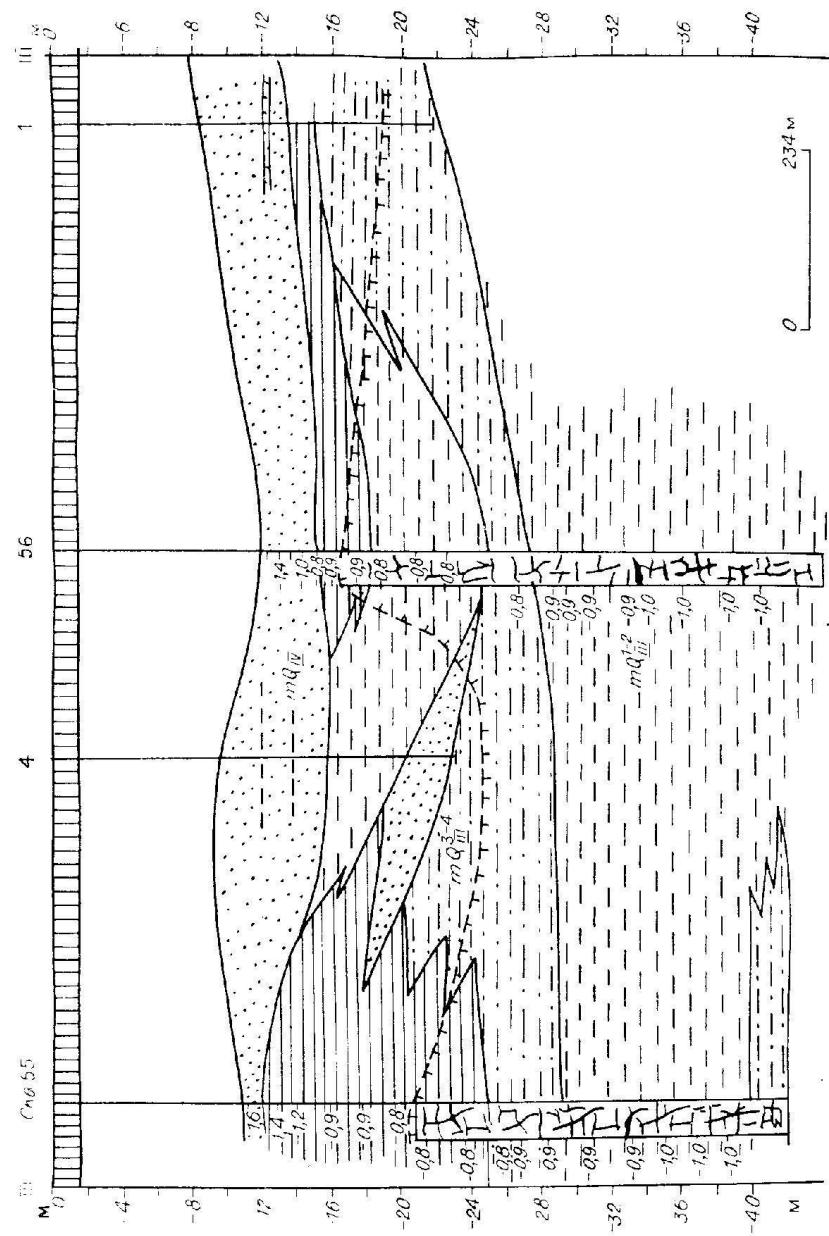
У стабильных берегов, где ММП отсутствуют, сезонно-мерзлый слой подстилается многолетнеохлажденными породами, а у абразионных берегов на участках смыкания ледяного припая с морским дном сезонно-мерзлый слой сливается с ММП.

Сезонно-мерзлый слой в основном сложен пылеватыми песками и супесями с массивной криотекстурой. В супесях встречаются шлиры льда. Степень cementации пород убывает с глубиной в связи с увеличением концентрации норового раствора, а следовательно, и незамерзшей воды.

**Температура пород.** Анализ температурных наблюдений показывает, что среднегодовая температура континентальной криолитозоны на подошве слоя годовых теплооборотов составляет  $-6,5^{\circ}\text{C}$  на террасовых поверхностях и

Рис. 7.15. Положение кровли ММП и характер изменения температуры в зависимости от мощности песка, залегающего с поверхности дна.

Усл. обозн. см. на рис. 7.13, 7.14.



140

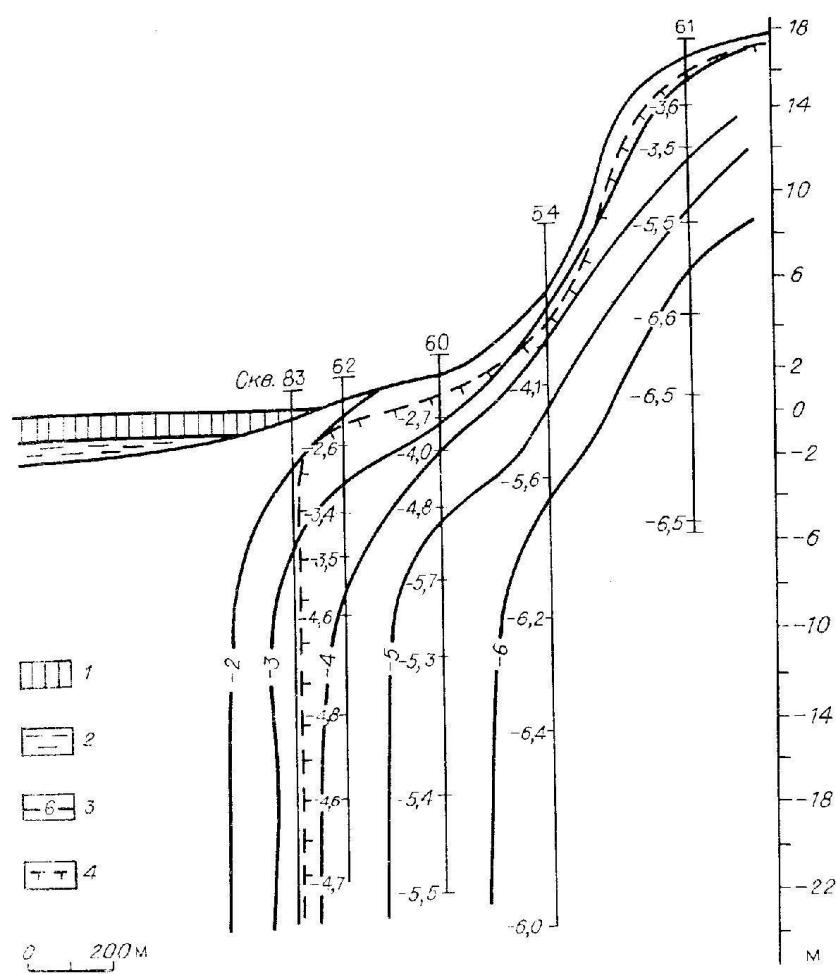


Рис. 7.17. Геотермический разрез суши—моря на участке стабильного берега.  
1 — морской лед; 2 — морская вода; 3 — изотермы,  $^{\circ}\text{C}$ ; 4 — граница ММП.  
Ост. усл. обозн. см. на рис. 7.13.

повышается до  $-4,7^{\circ}\text{C}$  на пляжах вблизи уреза воды. Характер распределения температур от высоких террасовых уровней до уреза воды показан на рис. 7.17.

Рис. 7.16. Строение криолитозоны реликтового (погруженного) типа в 8 км от берега.  
Усл. обозн. см. на рис. 7.13.

Таблица 7.5

№ скв.	Расстояние до берега, км	Литологический состав грунтов в кровле ММП	Глубина, м			Глубина от поверхности морского дна, м					
			мера	затег- ния кровли	затег- ния подсыпки	0	1	2	3	4	5
1	4,00	Песок	8,2	11,2	>42,5	—	—	—	—	—	—
7	3,14	»	7,8	10,7	>23,0	—	—	—	—	—	—
8	3,92	»	7,8	11,2	>21,0	—	—	—	—	—	—
13	0,08	»	1,15	0,0	0,8	-2,6	-2,9	-2,6	-2,6	-2,6	-2,2
14	0,05	»	1,3	0,0	>15	—	—	—	—	—	—
55	5,63	Суглинок	11,0	4,5	31	-1,6	-1,4	-1,2	-0,9	-0,9	-0,9
56	4,63	Песок	11,8	4,7	>32	-1,6	-1,4	-1,0	-1,0	-0,9	-0,9
63а	На урезе	»	1,6	3,4	25	-1,8	-1,8	-1,8	-1,6	-1,7	-1,7
70	0,55	»	2,0	0,0	20	-8,0	-6,6	-6,2	-5,2	-5,2	-4,2
68	0,08	»	0,5	0,0	>30	-8,0	-7,5	-7,0	-6,0	-5,0	-3,0
71	0,63	Супесь	1,4	6,7	22,7	-1,5	-1,5	-1,5	-1,5	—	—
72	0,68	»	2,8	7,4	12,2	-1,6	-1,6	-1,4	-1,3	-1,4	-1,4
74	0,23	»	1,6	7,4	18,4	-3,0	-3,0	-3,0	-3,0	-3,0	-3,0
63	На урезе	Песок	1,6	2,4	>15	—	—	—	—	—	—
67	0,20	»	1,8	7,2	8,2	—	—	—	—	—	—
79	0,20	»	1,0	0,0	12,0	—	—	—	—	—	—
84	0,05	»	1,0	5,1	15,0	—	—	—	—	—	—
86	0,05	»	0,5	1,6	>25,0	—	—	—	—	—	—
87	0,18	»	1,4	1,2	>25,0	—	—	—	—	—	—
94	0,23	»	1,7	3,0	>28,0	—	—	—	—	—	—
97	На урезе	»	1,0	0,0	>30,0	—	—	—	—	—	—
69	0,25	»	3,1	5,0	15,0	—	—	—	—	—	—

Распределение температур по разрезу и латерали субаквальной криолитозоны характеризуется следующими особенностями: на мелководье с поверхности дна и до глубины 5—7 м температурный градиент положительный и ( $0,2$ — $0,4$   $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ), ниже — отрицательный (табл. 7.5). Глубина, на которой отмечается смена знаков градиентов температур, является зоной годовых колебаний температур. Абсолютные значения температуры грунта ниже этой зоны на глубине 10—15 м изменяются от  $-5$   $^{\circ}\text{C}$  на урезе воды до  $-3$   $^{\circ}\text{C}$  и выше при удалении на 200—300 м от берега. Такое распределение температур характерно для субаквальной криолитозоны абразионного типа (рис. 7.18).

При удалении от берега на 5—7 км с увеличением глубины моря до 8—12 м температурный градиент в грунте на глубине 5 м составляет в среднем  $0,1^{\circ}\text{C}/\text{м}$ . Ниже наблюдается безградиентная зона с температурой пород около  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Из приведенного анализа температуры пород видно, что ММП абразионного типа в мелководных условиях вблизи берега находятся в ис-

мелководье Карского моря, °С

стационарном режиме. По мере увеличения глубины моря криолитозона переходит в стационарный режим. Общая тенденция температурного состояния ММП этого типа свидетельствует об их деградации.

Субаквальная криолитозона у стабильных берегов ввиду длительного существования водного покрова находится в стационарном режиме. При этом ММП деградировали и перешли в охлажденное состояние. Их температура в слое годовых колебаний амплитудой около  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, рассматривая строение криолитозоны Харасавьеского мелководья, ее температурное состояние и положение верхней границы ММП как погруженного, так и абразионного типов можно сказать, что наиболее активная деградация мерзлых толщ в прибрежной зоне происходит в результате листного прогрева воды. Сохранность мерзлых массивов возможна лишь благодаря их большой льдистости, глинистому составу и быстрому установлению постоянной отрицательной температуры придонной воды, при которой реликтовые ММП могут существовать неопределенно длительное время.

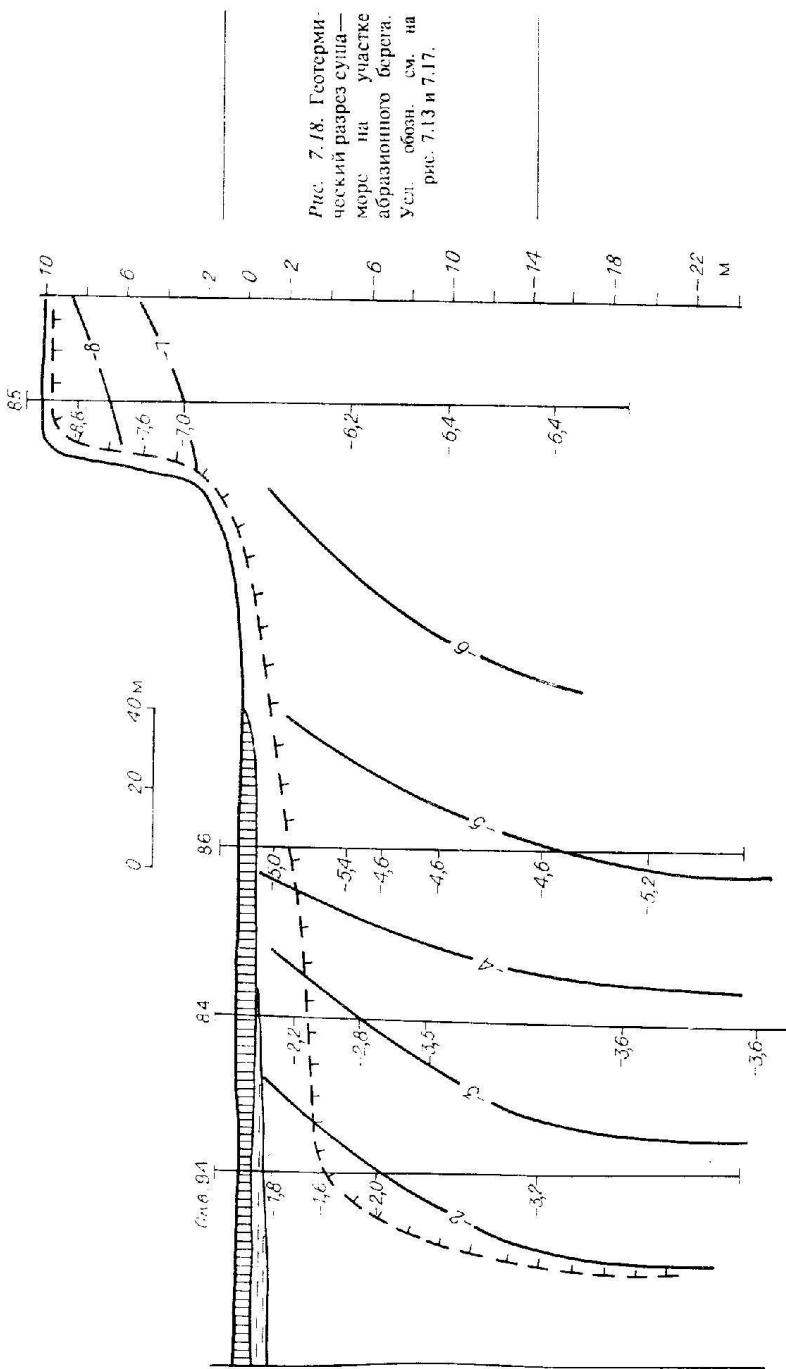


Рис. 7.18. Геотермический разрез суши—моря на участке абразионного берега.  
Усл. обозн. см. на рис. 7.13 и 7.17.

## 7.3. Криолитозона Русановского нефтегазового месторождения

### 7.3.1. Общие сведения

Русановское месторождение находится в Карском море в 150 км от ближайшей точки побережья п-ова Ямал. Оно является одним из крупнейших на шельфе России. По данным бурения и геофизическим исследованиям, запасы газа здесь составляют 4–5 трлн м<sup>3</sup>. Эти запасы оценены только для сеноман-альб-аптских отложений. Кроме того, геолого-геофизические материалы по п-ову Ямал и данные сейсморазведки на акватории Карского моря дают возможность предполагать наличие продуктивных горизонтов ниже по разрезу в неоком-юрской толще осадочного чехла, пока еще не вскрытой бурением.

Площадь месторождения по отражающим горизонтам сеноман—апт более 3000 км<sup>2</sup>. В ближайшие годы планируется его разрабатывать.

Суровые метеорологические, гидрологические (в том числе и ледовые) условия, короткий беззимный период, дрейфующие сезонные и паковые льды, наличие листистых многолетнемерзлых пород, пластовых льдов в разрезе осадочной толщи и другие факторы создают ряд проблем при освоении этого месторождения.

В морфоструктурном плане северо-восточная часть месторождения относится к Русановской структурной террасе, а юго-западная — к Пахучанской впадине.

Глубина моря изменяется в этом же направлении от 65 до 150 м (рис. 7.19). В юго-западной части площади наблюдается долинообразное понижение шириной около 10 км, которое, возможно, в сартанское время представляло лагуну либо залив. Остальная площадь в это время осушалась подвергалась эрозии, денудации и формированию многолетнемерзлых пород.

Верхнеплейстоцен-голоценовые осадки развиты повсеместно. Их состав, строение и мощность определялись характером рельефа субазральной поверхности, литодинамическими и криогенными факторами. Средняя мощность осадков 10–15 м. С поверхности, как правило, залегает слой суглинистых и глинистых илов мощностью до 3 м, сменяющихся постепенно на ритмично-слоистую супесчано-песчано-алевритистую пачку, которая, очевидно, сформировалась в прибрежно-морских условиях (фация ваттов) и относится к русановской свите [Неизвестнов, 1981].

Ниже по разрезу эти отложения подстилаются суглинками, которые с глубиной опесчаниваются, в них появляются песчаные прослойки мощностью 0,5–1,5 м. Пески хорошо отмыты, сортированные. Формировались они в раннетрансгрессивную фазу палеобассейна. С началом образования этой серии осадков начался переход субазральной криогенной толщи в субаквальные условия и ее трансформация, приведшая в одних случаях к размыву и деградации криогенных пород, в других — к захоронению и консервации.

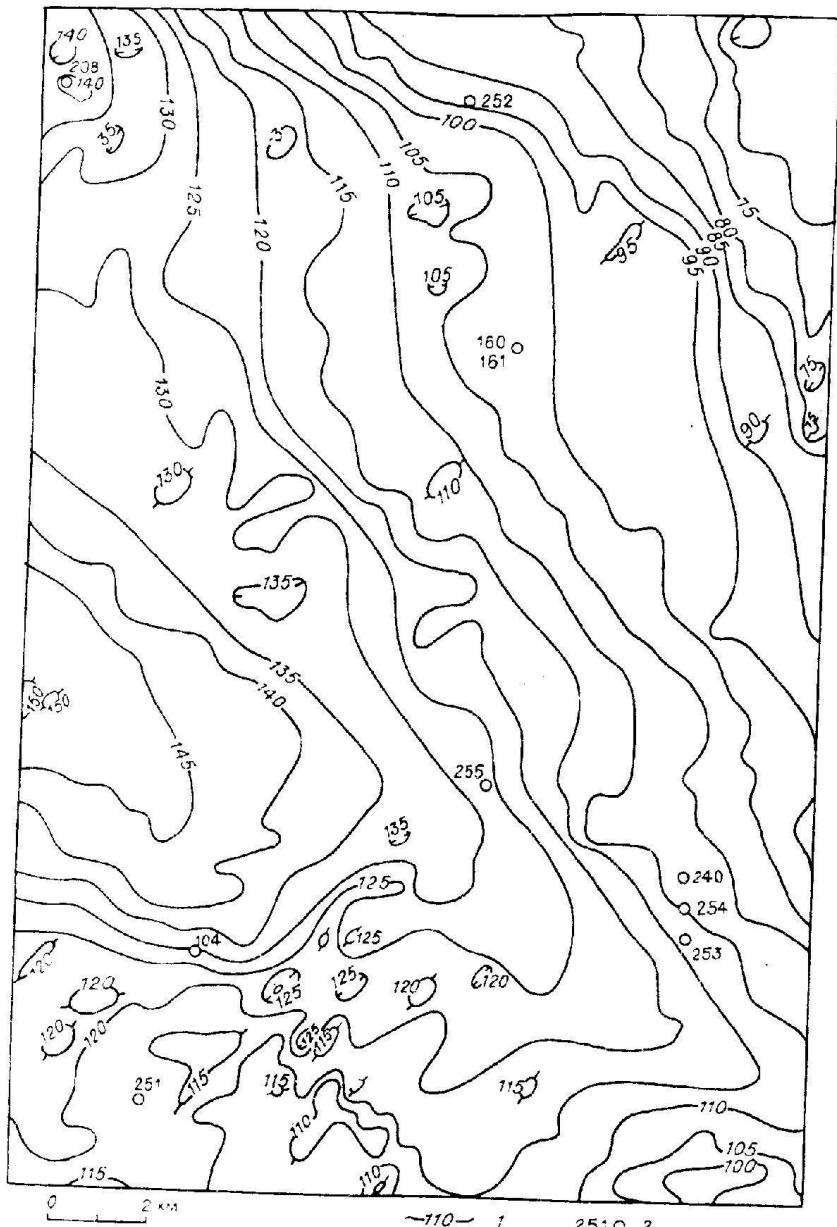


Рис. 7.19. Батиметрическая карта.  
1 — изобаты, м; 2 — инженерно-геологические скважины.

### 7.3.2. Выделение многолетнемерзлых пород по сейсмоакустическим данным

Анализ сейсмоакустических материалов, полученных при исследованиях в Карском море, в частности на Ленинградской, Русановской, Харасавейской и других нефтегазоносных площадях, показал, что рисунок записи на временных разрезах очень сложен и трудноинтерпретируем.

Сложность заключается в изменчивости отражающих границ либо их исчезновении в пределах одного и того же слоя. Часто отмечается резкий переход от горизонтально-слоистой записи в волнобразную, искривленную, осветленную, крапчатую. Наблюдаются участки со слоистой записью, которая по латерали обрывается, образуя "окна"—зоны отсутствия сейсмической корреляции (рис. 7.20, а). Отмечаются также формы записи в виде групп мелких и крупных антиклинальных складок, апикальные части которых подходят к подошве верхнеплейстоцен-голоценовых осадков. Поверхность морского дна на таких участках приподнята на 2—5 м.

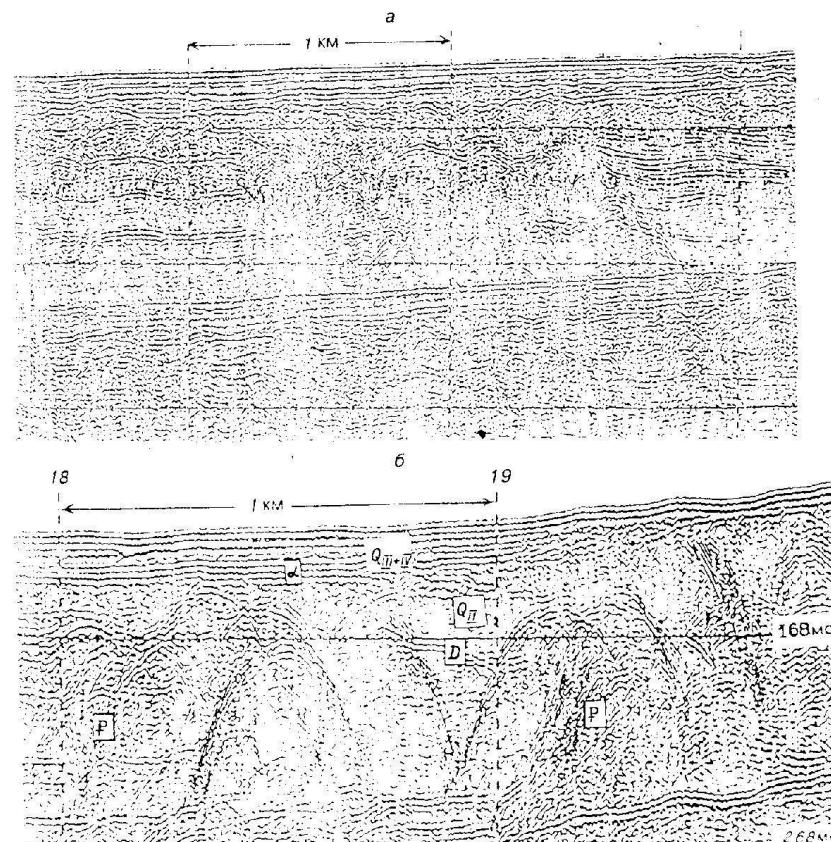


Рис. 7.20. Фрагменты сейсмограмм, характеризующих потерю сейсмокорреляции (а) и антиклинальные образования, связанные с криогенными процессами (б).

Особое внимание привлекают участки, которые на сейсмограммах выглядят как погребенные долинообразные врезы (рис. 7.21, а) либо озерные котловины (см. рис. 7.21, б). Ширина врезов 300–800 м, а котловин 2 км. Рисунок записи в их центральных частях освещенный крапчатый, иногда с фрагментами жестких прерывистых различно ориентированных отражающих границ. Поверхность морского дна приподнята над врезами и котловинами иногда на 3–5 м.

Вблизи бортов котловинообразных понижений часто наблюдается ярко выраженный изгиб слоев вверх. Структура записи на таких участках — крупные антиклинальные складки. По мере удаления от бортов рисунок записи постепенно сменяется слоистым.

В толще палеогеновых пород, подстилающих плейстоценовые отложения, также отмечаются группы антиклинальных складок с полной потерей сейсмокорреляции. Характерно, что амплитуда изгибов практически не меняется по глубине. Соответствующие синклинальные формы записи не встречаются. На этом основании можно предположить, что псевдоантиклинальный харак-

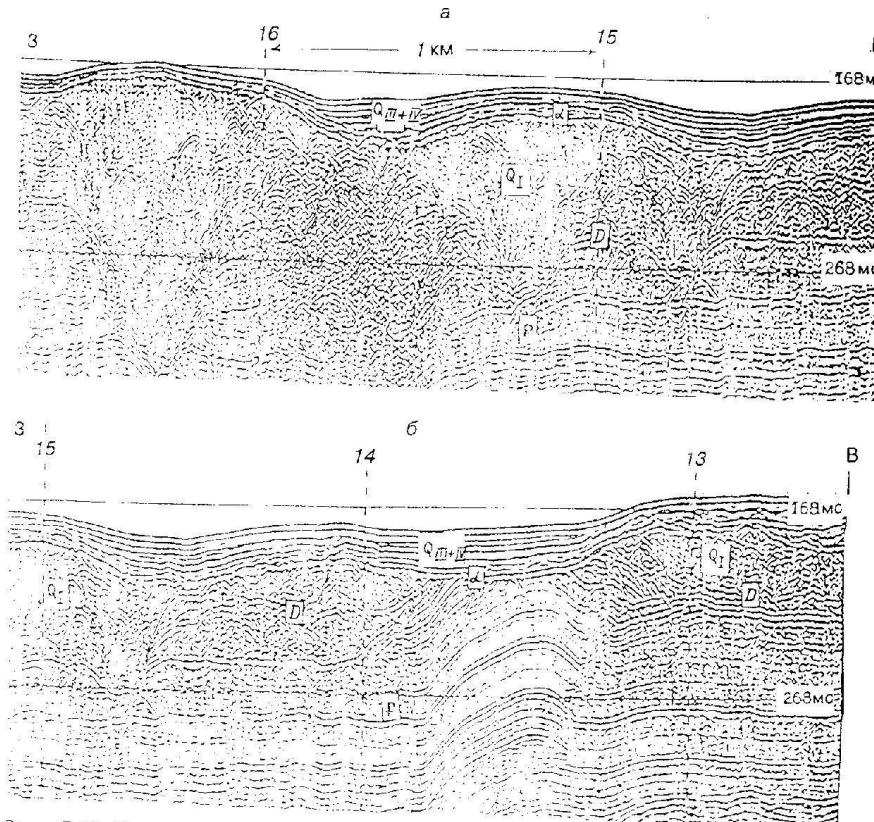


Рис. 7.21. Псевдоврезы: (а) и котловинообразные впадины (б) с характерным рисунком сейсмозаписи для осадочных пород, испытывающих промерзание. Над врезами и в центре котловины поверхность дна слегка вспучена.

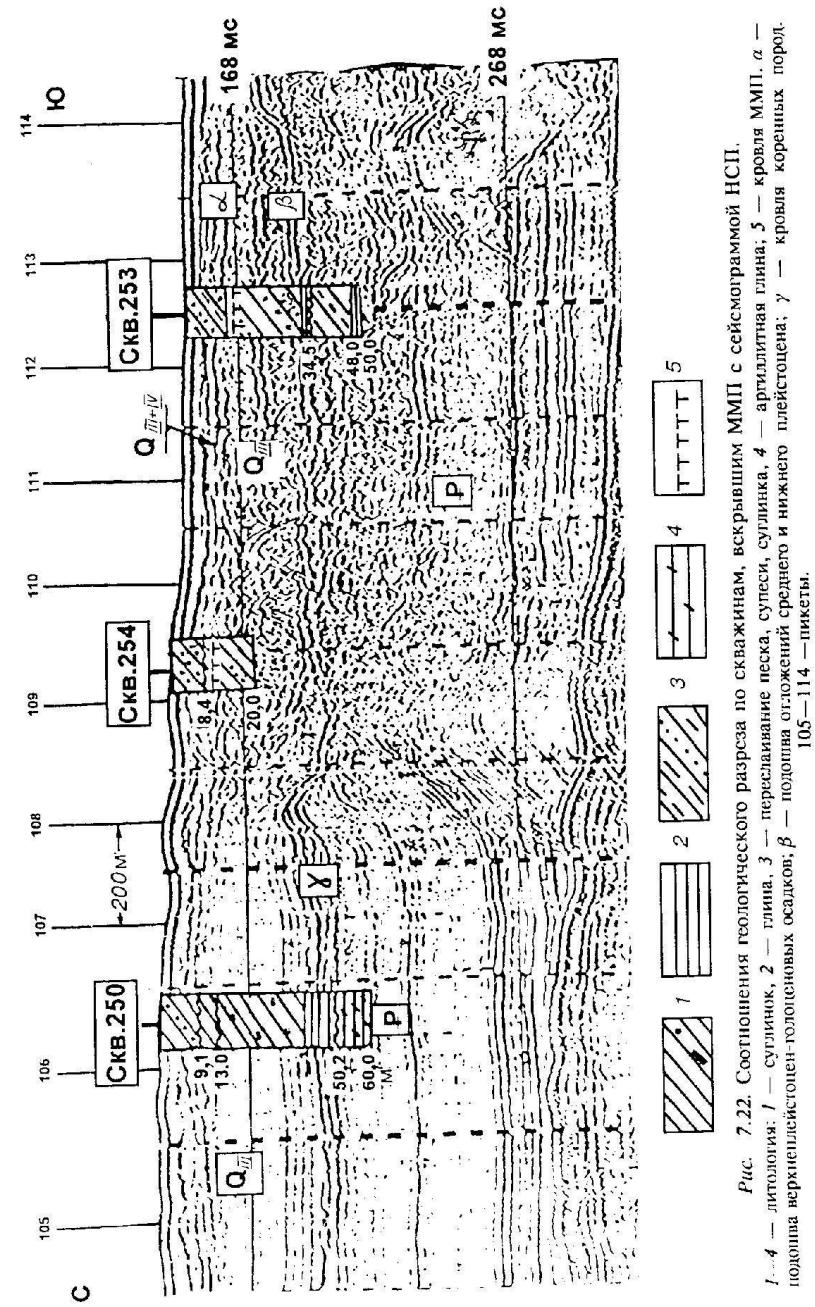


Рис. 7.22. Соотношения геологического разреза по скважинам, вскрывшим ММП с сейсмограммой НСП. 1–4 — литология: 1 — суглинок, 2 — глина, 3 — пересланивание песка, супеси, суглинка, 4 — аргиллитная глина, 5 — кролья ММП. а — записи в скважинах; б — сейсмограмма НСП. б — кролья коренных пород.

тер записи на сейсмограммах вызван скоростными аномалиями в толще многослойных горизонтов, перекрывающей палеогеновые отложения.

На участках, в пределах которых акустическими исследованиями и бурением установлены льдистые многоглетнемерзлые породы, отмечаются аномальные скорости распространения сейсмических волн, составляющие в среднем 1950 м/с.

В то же время самая верхняя часть разреза, представленная верхнеплейстоцен-голоценовыми осадками и не испытавшая промерзания, характеризуется слоистым видом записи.

Указанные особенности картины сейсмограмм ранее предположительно обосновывались криогенными факторами, наложившими глубокий отпечаток на все свойства пород, в том числе и на акустические, которые отображаются на структуре записи.

Характер полного изменения первичной структуры и текстуры морских осадков ярко выражен в обнажении II морской террасы в районе мыса Харасавэй. Здесь изначально горизонтально-слоистые суглиники мощностью более 15 м в результате криогиперзенных процессов разрушены до дресвяно-щебнистого состояния (фото 7.15). Ледяные включения, цементирующие эту толщу, в виде корок, линзочек и прожилок толщиной 1—2 см создают объемную льдистость более 25 %, поэтому трудно представить структуру сейсмозаписи при акустическом профилировании таких пород. Несомненно одно, что слоистый характер записи в таких породах получен не будет.

Прогнозная оценка влияния криогенных факторов на характер сейсмозаписи подтвердилась после обнаружения льдистых пород и подземных пластовых льдов на Русановской нефтегазонесной площади [Смирнов, 1988].

Соотношение геологического разреза, полученного по скважинам, с сейсмоакустической записью показано на рис. 7.22. Скв. 253, пробуренная в точке, где на временном разрезе наблюдается жесткий отражающий слой, обрывающийся по латерали к скв. 254, вскрыла на этом горизонте пластовый лед и льдистые (более 80 %) отложения.

Скв. 254 была пройдена специально на участке, где сейсмозапись отрисовывается в виде антиклинальных складок. Эта структура записи также (по нашим предварительным предположениям) связывалась с мерзлыми породами, что и было подтверждено бурением.

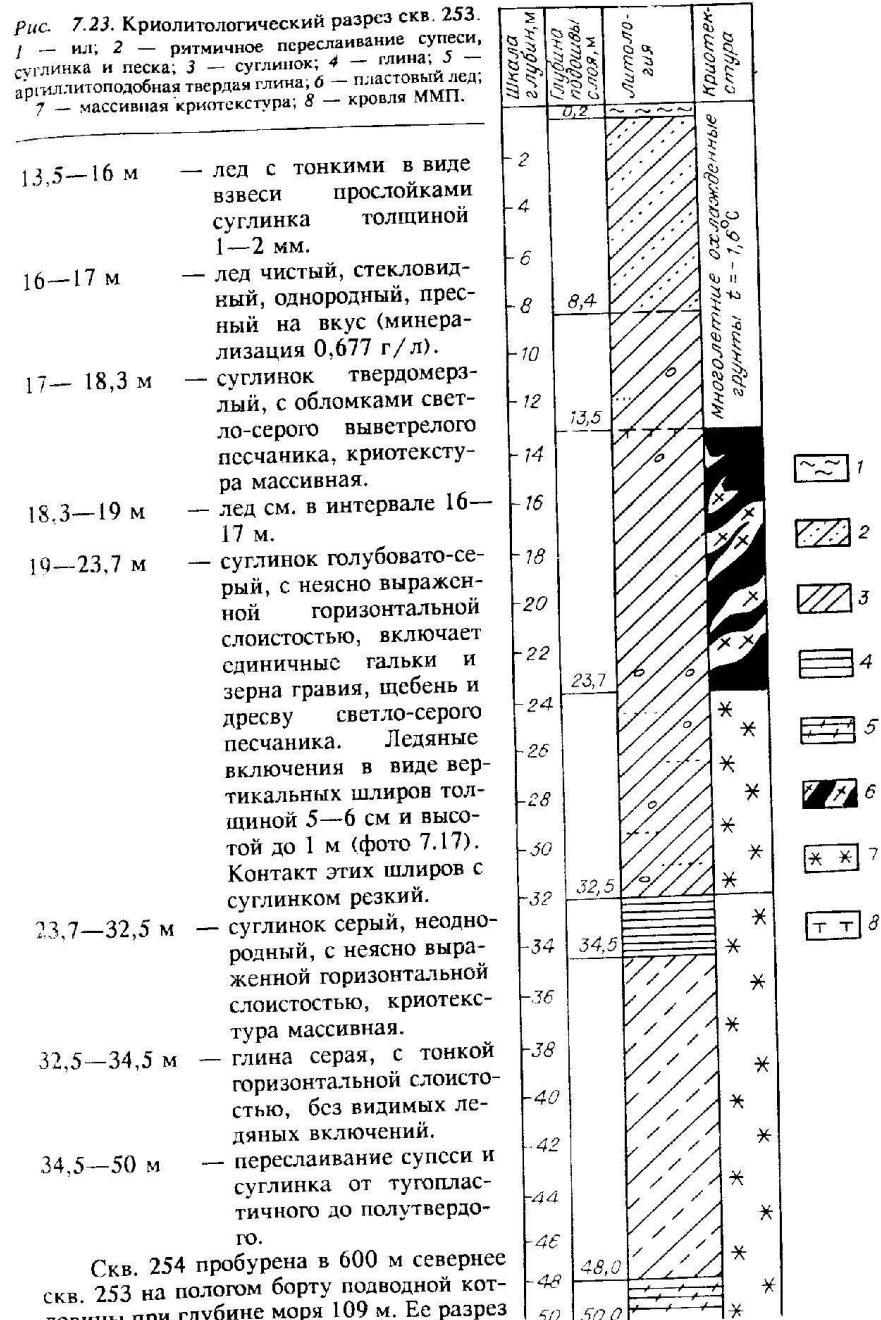
Таким образом, приведенный анализ акустических материалов по многочисленным профилям НСП позволяет с некоторой долей вероятности выявлять многолетнемерзлые породы, в том числе и участки распространения залежей пластовых льдов, а также правильно оценивать генезис макро- и мезоформ современного рельефа морского дна. Учет криогенных факторов позволит избежать ошибок при палеогеографических реконструкциях и стратиграфических построениях.

### 7.3.3. Криогенное строение и температура перехода

В пределах характеризуемой площади состав и криогенное строение новейших отложений изучены по скв. 253, 254 и 206. Местоположение скважин показано на батиметрической карте (см. рис. 7.19). Приведем их краткое описание.

Скв. 253 (рис.7.23) пробурена в котловинообразном понижении при глубине моря 114 м. Этой скважиной под слоем илов и ритмично переслаивающейся начки суглинков, супесей и песков (фото 7.16) общей мощностью 13,5 м вскрыто:

Рис. 7.23. Криолитологический разрез скв. 253.  
 1 — ил; 2 — ритмичное переслаивание супеси-  
 суглинка и песка; 3 — суглиник; 4 — глина; 5 —  
 аргиллитоподобная твердая глина; 6 — пластовый лед;  
 7 — массивная криотекстура; 8 — кровля ММП.



Скв. 254 пробурена в 600 м севернее скв. 253 на пологом борту подводной котловины при глубине моря 109 м. Ее разрез имеет следующее строение:

0,0—0,1 м	— ил суглинистый.
0,1—5,5 м	— ритмичное переслаивание супеси, суглинка и мелкого светло-серого песка.
5,5—8,4 м	— суглинок серый, мягкопластичный, горизонтально-слоистый, с глубины 6,8 м обогащен гидротроилитом.
8,4—10 м	— суглинок серый, пластиично-мерзлый, тонкослоистый, включает единичные обломки черных метаморфизованных аргиллитов.
10—16 м	— глина серая, тонкослоистая, мерзлая. Ледяные включения в виде субвертикальных шлиров высотой до 0,5 м и шириной до 3—5 см. Отмечаются тонкие отдельные линзочки и гнезда льда. Визуально льдистость этого слоя более 50 %.
16—18,5 м	— суглинок серый, мерзлый, включает слабоокатанные гальки песчаника светло-серого цвета. Криогенное строение обусловлено единичными субвертикальными шлирами льда толщиной 0,5—1 см и высотой 20—30 см.
18,5—20 м	— глина серая, твердая, тонко-горизонтально-слоистая за счет слойков светло-серого алеврита толщиной 2—3 мм.

Ледяных включений не обнаружено. При разламывании керна образуются щебнисто-древесные агрегаты с глянцеватой поверхностью, что, очевидно, является следствием вытапливания тонких ледяных линзочек и прожилок.

Мерзлые породы вскрыты также скв. 206, пробуренной южнее Русановской площади на удалении 100 км от берега п-ова Ямал при глубине моря 80 м.

В этой скважине ММП выявлены на глубине 17 м от морского дна. Суглинистые отложения содержали линзочки льда толщиной 3—5 см. Однако, по данным статического зондирования, с глубины 9,5 м увеличивалось лобовое сопротивление при резком падении порового давления, что, вероятнее всего, связано с наличием пластиично-мерзлых пород. Отображение их кровли достаточно уверенно прослеживается на временном разрезе в виде прерывистой жесткой границы (рис. 7.24).

Важной особенностью разреза по скв. 253 является то, что ледяной массив, а также суглинки с базальной криотекстурой и крупными субвертикальными шлирами льда — следствие промерзания опресненного талика по типу замкнутой системы. Мы не исключаем, что промерзание произошло в субаквальных условиях, так как засоленность грунтов не превышает 0,3—0,4 % и соответствует температуре начала их замерзания, составляющей  $-1,1^{\circ}\text{C}$ , в то время как среднегодовая температура придонной воды постоянна и находится в пределах  $-1,6 \pm -1,8^{\circ}\text{C}$ .

Скв. 254, пройденной на борту этой котловины, пластовый лед не вскрыт, но наличие в разрезе крупных субвертикальных шлиров льда свидетельствует об эпигенетическом промерзании осадков сбоку.

Учитывая, что в настоящее время криолитозона Русановской площади, как и всего Карского моря (за исключением прибрежной части), находится в стационарном состоянии, деградация многолетнемерзлых пород идет за счет диффузии морских солей к их кровле.

Термозондирование, выполненное в скв. 249 на глубинах 3, 6, 9, 12, 15 м, дало следующие результаты: до глубины 9 м температура составила  $-0,9^{\circ}\text{C}$ , ниже соответственно  $-0,7$  и  $-0,4^{\circ}\text{C}$ .

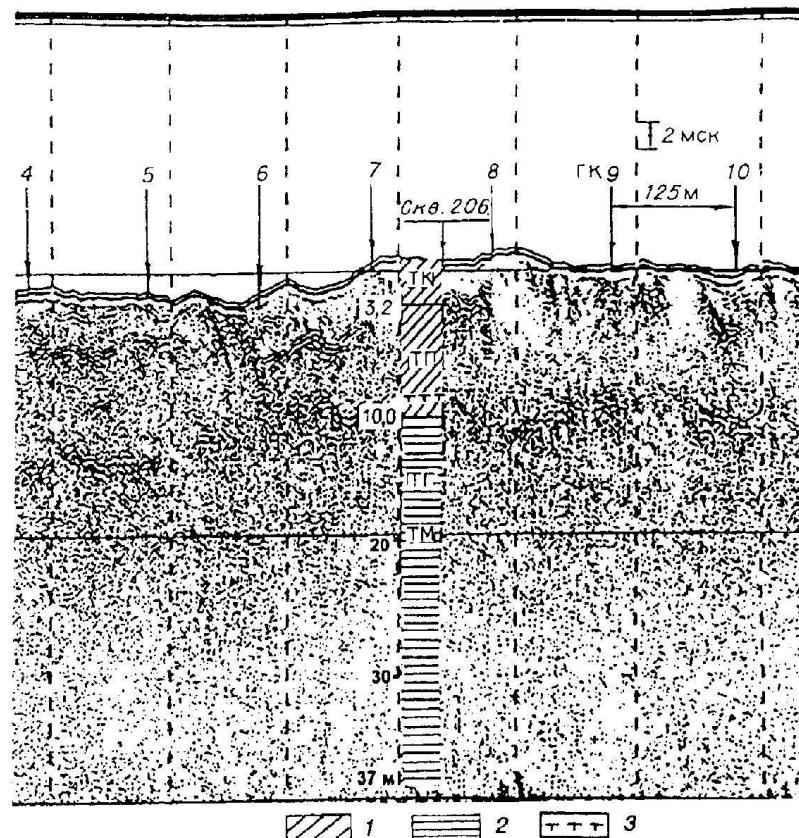


Рис. 7.24. Отображение кровли ММП на акустическом временном разрезе. Детальная площадка Русановская-5.

1 — суглинок; 2 — глина; 3 — предполагаемая кровля ММП. ТК — текучепластичная, ТГ — тугопластичная консистенция; ТМ — твердомерзлая глина; 4—10 (на рисунке) — пикеты.

Данными о температуре мерзлых грунтов на других участках площади мы не располагаем, а можем судить лишь по косвенным признакам. Так, при бурении скв. 253 получен керн твердомерзлых суглинков, включавших, как было отмечено выше, крупные субвертикальные шлиры льда. Концентрация порового раствора грунта составила 0,009 %. Температура начала замерзания при данной засоленности около  $-1,0^{\circ}\text{C}$ . При ней суглинок должен быть пластиично-мерзлым, однако его твердомерзлое состояние позволяет предположить, что температура на глубине 17—20 м в этой скважине не выше  $-1,5 \pm -2^{\circ}\text{C}$ .

Мощность охлажденной зоны, исходя из температурного градиента по скв. 249, можно оценить приблизительно в 40—50 м, а мощность мерзлых пород, установленных визуально по керну, изменяется от 18,5 м (скв. 254) до 32,5 м (скв. 253). Ниже залегают полутвердые иссушенные суглинки без

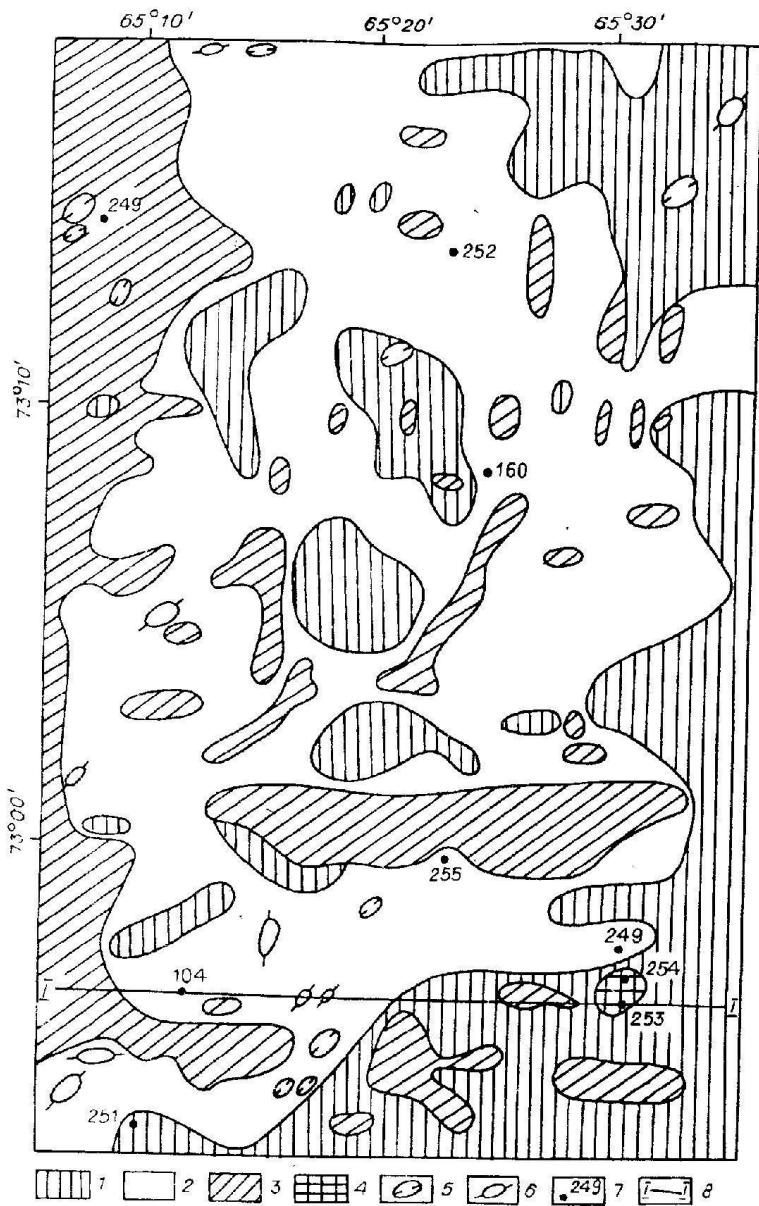


Рис. 7.25. Схематическая карта строения криолитозоны Руслановской площади.  
 1—4 — участки: 1 — преимущественного распространения ММП островного типа с залежами пластовых льдов, 2 — преимущественного распространения многолетнеохлажденных пород и редких островов ММП, 3 — многолетнеохлажденных пород, 4 — ММП вскрытых скважинами; 5 — термокарстовые впадины; 6 — холмообразные поднятия; 7 — инженерно-геологические скважины и их номера; 8 — линия геокриологического разреза.

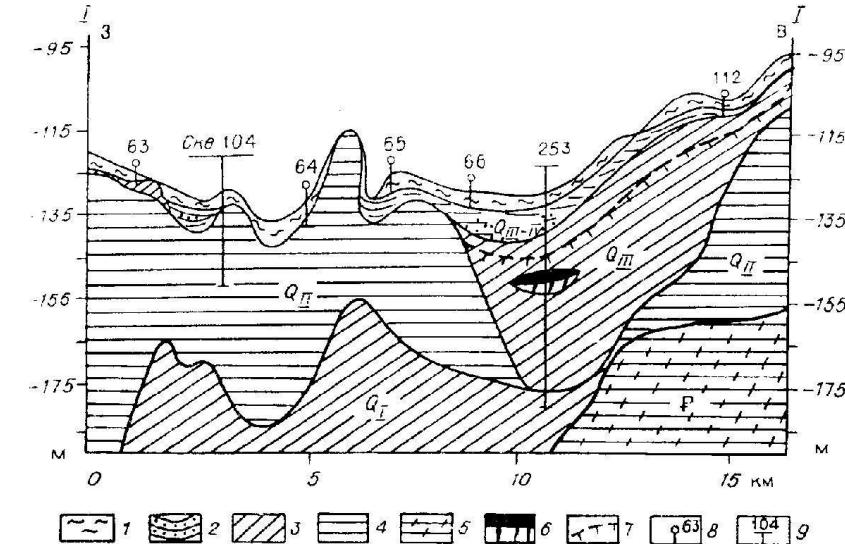


Рис. 7.26. Разрез по линии I—I.  
 1 — ил суглинисто-глинистый; 2 — ритмы; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — пластовый лед и крупные ледяные пилы; 7 — кровля ММП; 8 — станции пробоотбора и их номера; 9 — скважины и их номера.

видимых ледяных включений, поэтому без температурных данных определить их принадлежность к тому или иному типу криогенных пород невозможно.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о том, что на Руслановской площади повсеместно распространены криогенные породы. Преимущественное положение занимают многолетнеохлажденные грунты. Реликтовые массивы листовых осадков и пластовых льдов залегают в основном в понижениях донного рельефа. ММП сформировались в субаэральных условиях (хотя не исключается их субаквальный генезис) и претерпели трансформацию под водной толщей. В настоящее время криолитозона находится в стационарном состоянии.

Процессы криогенеза как в субаэральных, так и в субаквальных условиях отражены в сложных рисунках записей на временных разрезах, что вызывает некоторые трудности при их интерпретации.

На основании тщательного и всестороннего анализа сейсмоакустических материалов и результатов бурения инженерно-геологических скважин и температурных наблюдений составлена карта геокриологического районирования (рис. 7.25) и схематического геокриологического разреза (рис. 7.26). Следует заметить, что представленная карта носит больше прогнозный характер и может служить обоснованием для постановки геокриологических скважин при дальнейших детальных исследованиях криолитозоны.

### Экзогенные геологические процессы и явления

В рассматриваемом регионе процессы и связанные с ними явления наиболее полно изучены в прибрежной зоне, где основная роль в их развитии принадлежит криогенным факторам. На щельфе они изучены недостаточно. Это сопряжено, с одной стороны, часто с неоднозначной интерпретацией материалов сейсмоакустики, ГЛБО и эхолотирования, с другой — отсутствием каких-либо данных, полученных визуальными методами. Наши построения о развитии того или иного процесса базируются на материалах дистанционных исследований, изучения кернового материала и не выходят за рамки предложений, исходящих из общетеоретических предпосылок.

#### 8.1. Криогенные процессы в прибрежной зоне

Широко распространенные криогенные процессы — морозобойное растрескивание грунтов, солифлюкция, пучение, термоэррозия, термоабразия и термокарст.

Морозобойное растрескивание грунтов наблюдается в различных типах местности, за исключением переодически затапливаемых песчаных пляжей. С этим процессом связано образование полигональных структур, различных по морфологии, размерам, возрасту и динамике проявления. Наиболее ярко полигональные формы выражены на высоких лайдах и морских террасах. В частности, на I морской террасе отмечаются хорошо выраженные полигоны до 20 м в поперечнике. В канавках этих полигонов часто отмечаются зияющие трещины (фото 8.1) шириной 2—3 см и глубиной более 1 м. Заполнение их талой водой приводит к образованию элементарных ледяных жилок и торфяных валиков полигонов.

Иногда морозобойные трещины простираются от заторфованной лайды на возвышенные участки пляжа, сложенного супесчано-суглинистыми осадками.

На II морской террасе высотой 18—20 м полигональная сеть на поверхности не выражена, но тем не менее в абразионных уступах наблюдаются полигонально-жильные льды. Ширина их в верхней части 4—5 м (фото 8.2). Как показали результаты исследований, эти льды прекратили развитие и находятся в стадии консервации. Поверхность террасы над жильными льдами снивелирована различными процессами.

Другое следствие морозобойного растрескивания и пучения грунтов — пятна-медальоны. Они приурочены к выпуклым, хорошо дренированным, слабо задернованным участкам высоких террас. Это образования до 1,5—2,0 м в поперечнике. На их поверхности растительность отсутствует, но повсеместно наблюдаются щебнистые и гравийно-галечные высыпки (фото 8.3), сформировавшиеся вследствие их выпучивания в СТС.

Весьма динамичный криогенный процесс — солифлюкция. Она развита на уступах морских террас, на слабо задернованных склонах крупных оврагов, балок и водотоков. В береговых уступах интенсивность проявления солифлюкции зависит от процессов абразии и термоабразии, обеспечивающих подрезку склонов в их основании, которая вызывает неустойчивость грунтов на склонах и их быстрое смещение под действием силы тяжести к основанию уступов.

Часто в береговой зоне движение протаявших грунтов на пологих склонах террас сопровождается разрывом почвенно-дернового слоя (фото 8.4), обраzuющим сплыты и опльвины. Обострению солифлюкционных процессов способствуют также различные типы подземных льдов, залегающих в верхней части разреза. Их протаивание обеспечивает избыточное увлажнение грунтов, а следовательно, и большую их подвижность. Солифлюкционные процессы играют большую роль в захоронении снежников в основании абразионных уступов. Как установлено исследованиями, на Ямальском и Приуральском побережьях под крутыми уступами морских террас ежегодно формируются мощные снежники (10—18 м), которые могут существовать до глубокой осени. Протаивание грунтов в уступах выше снежников приводит к образованию солифлюкционных потоков в виде разжиженных масс грунта, стекающихся на их поверхность (фото 8.5). При этом в верхней части уступов, где залегают пластовые и жильные льды, формируются циркообразные углубления. Кроме того, в солифлюкционный процесс вовлекаются и самые верхние плоские хорошо задернованные участки террас на удалении 5—10 м от их бровок. Подобный механизм захоронения снежников наблюдается и в волноприбойных нишах.

При стабилизации процессов абразии и термоабразии и отмирании береговых уступов погребеные снежники и перекрывающие их грунты могут переходить в многолетнемерзлые и представлять собой одну из разновидностей подземного льда. Изучение захороненных снежников под уступами II морской террасы на Ямальском побережье показало, что они за один сезон фирмизируются и по внешнему виду мало чем отличаются от других типов подземных льдов.

Таким образом, быстрые, а в отдельных случаях и катастрофические солифлюкционные процессы не только приводят к разрушению и деформации береговых склонов, но и могут играть важную роль в процессе криолитогенеза в прибрежной зоне.

Термоабразия является одним из основных процессов. С ней связано разрушение берегов морей, озер, рек и других водоемов. Например, на Харасавэйском побережье, а также на Приуральском и Ямальском участках Байдарацкой губы сильному термоабразионному разрушению подвержены I и II морские террасы. Большую роль в предопределении особенностей термоабразии играют пластовые льды, залегающие как в основании супесчано-песчаных толщ, так и в верхней части разреза под торфянниками.

Вытаивание льдов приводит к образованию ниш (фото 8.6), которые при достижении критических размеров вызывают обрушение вышележащих мерзлых толщ в виде огромных блоков (фото 8.7), где они перерабатываются абразией.

Термоабразионный процесс резко активизируется после штормов, когда оплывшие массы грунта, экранирующие мерзлые породы от дальнейшего протаивания, перерабатываются в волноприбойной зоне и выносятся на акваторию. Обнаженные таким образом мерзлые породы в дальнейшем оттаивают. Скорость отступания берегов в большой степени зависит от интенсивности абразии, т.е. от механической переработки продуктов "чистой" термоабразии.

Статистические данные свидетельствуют о том, что отступание берегов в регионе за счет термоабразии достигает 1,4—2 м/год [Васильев, 1995], а при участии абразионного процесса может составлять 3—5 м/год.

Иногда при сильных штормах, сопровождающихся высоким уровнем воды, как это нами наблюдалось в 1988 г. на Приуральском участке Байдарапской губы, берег II морской террасы в отдельных местах за один штурм отступал на 15—20 м. При этом мерзлые торфяники мощностью до 1,5 м, залегавшие в верхней части террасы, были разрушены и в виде крупных мерзлых блоков вынесены на высокую лайду (фото 8.8).

Следует отметить, что на участках, не подверженных абразии, крутые уступы террас постепенно выполаживаются за счет протаивания и оплывания грунтов. Происходит экранирование мерзлых пород и подземных льдов от дальнейшего протаивания. В итоге берега переходят в стабильное состояние. На поверхности уступов закрепляется травяная растительность, формирующая дерновый слой. Техногенное нарушение на таких участках (подрезка склонов, разработка стройматериалов, прокладка различных коммуникаций и пр.) может вызвать быструю солифлюцию и вовлечение берегового склона в термоабразионный процесс.

Имеющие большое значение в регионе термокарстовые процессы широко развиты на I морской террасе. Они проявляются в образовании небольших озер глубиной 1,5—2 м с плоским дном и зыбкими заторфованными берегами. Наветренным берегам этих озер свойственны термоабразионные уступы, в обнажении которых наблюдаются льдистые торфяники и полигонально-жильные льды. На подветренных берегах развиваются полигоны и торфяные миграционные бугры пучения [Евсеев, 1976, 1979].

На II морской террасе термокарстовые процессы не отмечены, несмотря на очень льдистые грунты, залегающие под маломощным мохово-торфяным слоем. Однако при антропогенном нарушении поверхностного слоя быстро увеличивается глубина протаивания, заболачивается поверхность, что в конечном итоге вызывает обострение других криогенных процессов (фото 8.9).

Не менее важный и широко распространенный процесс в прибрежной зоне Карского моря — термоэрзия. С ней связано образование оврагов, ложбин, русел мелких временных водотоков и других отрицательных форм рельефа. Термоэрзионный процесс приурочен к участкам с благоприятными условиями дренирования поверхности. Развитие оврагов начинается с бровки абразионных уступов вследствие вытаивания полигонально-жильных льдов и продолжается в глубь морских террас на несколько десятков и даже сотен метров.

Отмеченные нами на Ямальском побережье Байдарапской губы термоэрзионные овраги в пределах II морской террасы имели значительные размеры. Глубина их в устьевой части 18—20 м, ширина в основании 10—15 м, а в верхней части достигает 50 м (фото 8.10). Слоны оврагов крутые (40—70°), в устьевой части часто отвесные. В днищах многих крупных оврагов функционируют временные водотоки. Их питание осуществляется за счет

таяния полигонально-жильных льдов, льдистых отложений, а также атмосферных осадков и талых вод. Во время нагонных и сизигийных приливов овраги заполняются водой, которая активизирует абразию, термоабразию и солифлюцию на склонах, а также способствует выносу в море рыхлого материала.

Одним из процессов, широко распространенных в прибрежной зоне, является эоловый. С ним связано образование воронок и котлов выдувания на хорошо дренированных крутых слабозадернованных песчаных склонах высоких морских террас. В прибрежной зоне Байдарапской губы нами отмечались дефляционные воронки и котлы глубиной до 1,5 м и шириной в основании 5—7 м. Иногда выпуклые участки террас частично срезаны, а на оголенной поверхности наблюдается в основном гравийно-галечечно-щебнистый материал.

На низких сильно увлажненных террасах с хорошо развитым мохово-торфяным слоем часто встречаются песчаные надувы, за счет которых их высота вблизи бровок на 1—1,5 м выше по отношению к прилегающей поверхности. Достаточно мощные эоловые пески отмечаются в термоэрзионных оврагах вблизи пляжа. Иногда такие овраги полностью засыпаны песком и хорошо прослеживаются в виде погребенной полигональной сети из-за отсутствия растительного покрова.

Эоловый фактор играет также важную роль при формировании сингенетических мерзлых пород и их криогенных текстур. Пески, разносимые ветром с пляжей на значительные расстояния, оседают на замшелых и хорошо задернованных сильноувлажненных поверхностях террас и лайд, где они постепенно вмываются через мохово-торфяной сезонно-тальный слой к кровле ММП и переходят в многолетнемерзлое состояние. При этом формируются слоистые и базальные криотекстуры. Иногда в мерзлом автохтонном торфе на поверхности террас отмечаются прослойки, линзы и гнезда песка мощностью до 10 см, которые сильно оторфованы и пронизаны нитевидными корешками *in situ* (фото 8.11). При этом песок, как правило, имеет большую льдистость.

Таким образом, роль эолового фактора в криолитогенезе прибрежных территорий арктических морей весьма существенна.

При техногенном нарушении поверхностных условий охарактеризованные процессы обычно активизируются, могут иметь катастрофический характер и вызывать развитие новых процессов и связанных с ними образований, осложняющих хозяйственное освоение прибрежных территорий.

## 8.2. Экзогенные процессы и явления на шельфе

Один из важнейших процессов в шельфовой зоне — вязкопластичное теченис переувлажненных тонкодисперсных грунтов по склонам морского дна. За счет этого процесса ложные осадки перераспределяются в зависимости от уклона поверхности и форм макро- и мезорельефа.

В нижних расположенных частях подводных склонов, в днищах котловинообразных понижений наблюдаются повышенные мощности илистых грунтов, достигающие 3—6 м, а в отдельных случаях 10—15 м и более. В то же время на близлежащих выпуклых формах рельефа мощность илистых грунтов редко превышает 1 м.

За счет неравномерной скорости течения грунта как внутри толщи, так и по латерали на дне формируется полого-волнистый микрорельеф, который хорошо просматривается на эхо- и сонограммах.

Вязкопластичное течение осадков не всегда приводит к полному нарушению их первичных структурных связей. В них прослеживается разноориентированная тонкая слоистость, довольно часто в керне наблюдаются микроскладчатые формы (фото 8.12).

Наиболее ярко подобные деформации встречаются в глинистых осадках. Например, на Куренцовской нефтегазовой площади во всей толще новейших отложений, представленных мягкими коричневыми глинами мощностью до 50 м, отмечаются пластические деформации в виде крутопадающих слоев, мелких антиклинальных складок и других форм.

Следует заметить, что упомянутые деформации свойственны осадкам, сформировавшимся в позднеплейстоцен-голоценовое время и не испытавшим многоглетнего промерзания.

При анализе материалов НСП в пределах Карского шельфа установлено другое интересное образование — крупные пликативные дислокации в отложениях средне- и раннеплейстоценового возраста (рис. 8.1). В верхнеплейстоцен-голоценовых осадках они не наблюдаются.

Происхождение этих дислокаций можно объяснить следующим. Отображение их на сейсмограммах в виде системы антиклинальных складок, очевидно, представляет собой следствие повышенных сейсмических скоростей в многоглетнемерзлых толщах, поэтому подобные изображения на временных разрезах следует рассматривать как псевдодислокации. С другой стороны, они могут быть связаны с оползневыми процессами. Причин их образования может быть несколько. Одна из возможных и, вероятно, главных причин — нарушение равновесного состояния в толщах сильноуважненных дисперсных осадков, имеющих слабую тиксотропную структуру, которая легко разрушается при деформациях. Любое уменьшение уклона дна по ходу движения осадков вызывает в месте выпадения их торможение и при соответствующей консистенции приводит к смятию всей толщи и образованию складок вверх по склону. При этом могут возникать не только "гофры", но и складки волочения, и запрокинутые. При сейсмических толчках глинистые толщи могут оползать при уклонах менее  $2^{\circ}$  [Попов, 1984; Лисицын, 1988].

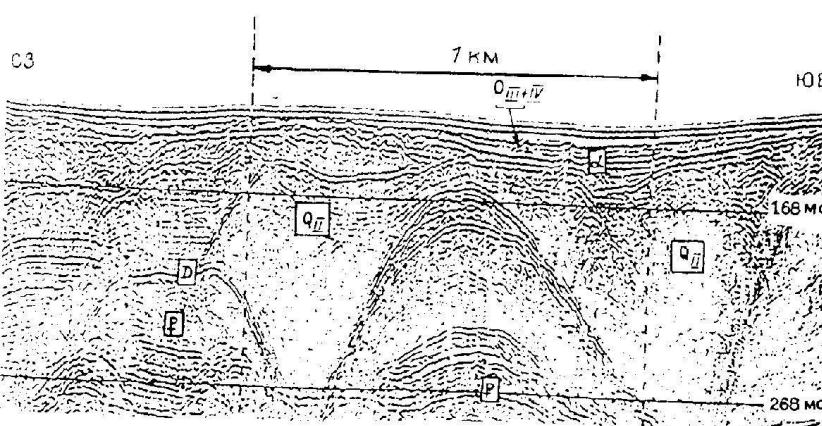


Рис. 8.1. Пликативная дислокация на временном разрезе. Русаловская площадь.

В области распространения субаквальной криолитозоны А.И. Попов [1984] с оползневыми дислокациями связывает формирование подземных льдов и льдистых отложений.

Возможное развитие этого процесса в субаквальных условиях подтверждают наши наблюдения в районе мыса Хасаравэй. Здесь в обнажении берегового уступа II морской террасы высотой около 20 м, сложенной горизонтально- и косослоистыми песками, были отмечены деформации в песчаной толще в виде мелких складок течения (фото 8.13) и крупных антиклинальных образований высотой до 10—15 м (фото 8.14). В осевых частях они имеют крутопадающую слоистость, а вверху как бы слегка опрокинуты в сторону уклона поверхности. Вблизи этих складок песчаные осадки также сильно деформированы. Вся толща песков, слагающих террасу, находится в многослойнemerзлом состоянии. Криотекстура песков массивная, лишь в осевой части складок отмечается субвертикальные шлиры льда, простирающиеся от их подошвы до поверхности. В основании образований залегают мелкие хорошо промытые светло-серые пески со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Охарактеризованные образования Р.Б.Крапивнер [1986] рассматривает как бескорневые структуры нагнетания, т.е. считает их песчаными диапирами.

Процессы, связанные с припайным льдом, заслуживают особого внимания, так как представляют большую опасность для надводных и подводных инженерных сооружений, поэтому считаем необходимым охарактеризовать их более полно.

Изучение рельефа морского дна в пределах проектируемой трассы газопровода через Байдарацкую губу и на Харасавэйском мелководье показало, что в зависимости от глубины моря и литологического состава донных грунтов на поверхности морского дна широко распространены своеобразные формы микро- и макрорельефа, которые на эхограммах фиксируются в виде тилообразной записи (рис. 8.2). Отмечаются валообразные возвышенности высотой до 2 м и шириной от 30 до 60 м, разделенные понижениями.

На сонограммах ГЛБО запись рельефа фиксируется в виде изометрических борозд шириной от 2—5 до 40 м. Длина этих борозд достигает нескольких километров. По краям отмечаются валики высотой 1,5—2 м.

В зависимости от сохранности, выраженности и плотности их расположения по площади выделяются три характерные зоны.

Первая зона расположена на глубине от 0 до 16 м. Здесь донные грунты представлены песками и супесями, поэтому формы донного рельефа сглажены литодинамическими процессами.

Вторая зона занимает участки морского дна на глубине моря до 20 м. В этой зоне дно сложено суглинками и глинами текучей и мягкотекущей консистенции мощностью 5—10 м. Формы донного рельефа представлены ярко выраженным бороздами и валами, плотно покрывающими всю поверхность морского дна. По размерам и ориентировке в этой зоне выделяются три типа борозд. Борозды первого шириной до 15—20 м и глубиной до 1 м ориентированы на юго-юго-восток. Второй тип борозд шириной до 30 м на сонограммах выглядит в виде изометрических светлых и темных полос. Третий представлен узкими бороздами глубиной до 2 м. Они секут в различных направлениях борозды первого и второго типов.

Третья зона расположена на глубинах более 20 м. Здесь дно поверхности и до глубины 5—6 м сложено текучими и мягкотекущими глинами и суглинками. В этой зоне наблюдаются широкие борозды (> 40 м). Их длина достигает нескольких километров. Они ориентированы в основном

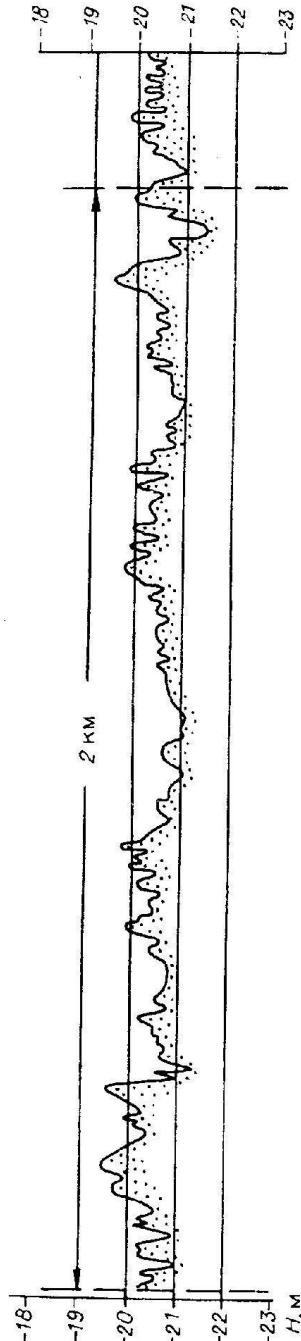


Рис. 8.2. Фрагмент эхограммы, показывающей поперечный профиль макрорельефа морского дна Байкальской губы на участке проксируемого газопровода.

на север (фото 8.15). По их краям отмечаются оплывины, формирующие гофрированный микрорельеф.

При анализе сонограмм ГЛБО установлено пересечение трех разновозрастных борозд и более. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о том, что все линейные формы донного рельефа являются следствием вспахивающей деятельности дрейфующих полей торошеннего льда, стамух, многолетних паковых льдов и, возможно, даже айсбергов.

Известно, что при торошении ледяной покров разрушается на множество полей, которые при сжатии становятся вертикально (на "попа") и смерзаются, а в их подошве формируются ледяные выступы различной высоты, которые и обеспечивают эродирование морского дна. При прижимных ветрах торошенный лед сжимается на кромке припая, в результате чего образуются торосы, ориентированные вдоль изобат. Барьеры торосов с отдельными стамухами отмечаются до глубины 16–17 м. Высота надводной части торосов достигает 4–7 м, а стамух варьирует от 1,5–2 до 6–10 м. Ширина торосов и стамух в основании 18–20 м. Общая высота стамух подводной и надводной частей, определенная термобурением, 9–17 м. По данным промеров и водолазных исследований, заглубление стамух в донный песчаный грунт составляет 0,5–1,0 м. Ширина борозд вблизи стамух достигает 5–20 м, а длина — 80 м.

Аналогичные формы рельефа на дне морей Чукотского и Бофорта в пределах глубин 75 м обнаружены канадскими и американскими исследователями [Rex, 1955; Kovacs, 1972; Taylor, Lewis, 1975; Shearer, Blansco, 1975].

Е.А. Вильнер [1955] при исследованиях в дельте р. Лены отметил на отдельных участках экзарационные борозды глубиной до 9 м.

Таким образом, дрейфующий морской лед, стамухи, торосы и айсберги в пределах Карского шельфа представляют большую опасность как для надводных стационарных сооружений, так и

для различных линейных коммуникаций, прокладываемых на морском дне. Это обстоятельство нельзя не учитывать при проектировании и строительстве различных объектов.

Необходимо еще учесть одно важное обстоятельство, связанное с припайным льдом. На мелководье (до 1,5 м), где припайный лед смыкается с дном, в его подошве на некоторую глубину промерзают донные грунты. При отрыве припая промерзшие грунты вместе со льдом выносятся в море и рассеиваются. Как показывают многолетние наблюдения, припайный лед в Карском море за один осенне-зимний период отрывается 2–3 раза. Если это учесть в геологическом времени, то объемы терригенного материала, выносимого в море, будут весьма значительны. Припайные льды с терригенным материалом нами отмечались летом в Карском море на удалении более 100 км от ближайшего берега (фото 8.16).

**Криогенные процессы и явления в зоне шельфа** связаны с протаиванием и промерзанием пород в многовековом цикле. Их развитие зависит от морфоструктурного плана дна и динамики водного бассейна скорости седиментации литологического состава пород, их льдистости, мощности, засоленности, температуры придонной воды и других факторов.

На ранней стадии развития трансгрессии затоплению подвергались низкие участки побережья (лайды, пляжи, террасы), на которых сформировались достаточно мощные и льдистые син- и эпикриогенные мерзлые толщи, включающие в своем составе различные типы подземных льдов. При быстром затоплении они не претерпели сколько-нибудь существенного абразионного и термоабразионного срезов. Наоборот, здесь активно протекал процесс осадконакопления.

Сверху ММП протаивали в условиях мелководного моря (до 5–7 м) при положительных среднегодовых температурах придонной воды. В соответствии с утверждением Л.А. Жигарева [1984], внешняя граница распространения положительных придонных температур в арктическом бассейне не выходит за пределы изобат 7–8 м. Он же считает, что максимум мощности слоя годовых термооборотов в грунте 10 м можно ожидать на изобате 5,5 м, на которой отмечается максимальная температура воды.

Вследствие протаивания ММП на участках распространения льдистых пород и близко залегающих от дна подземных льдов образовывались отрицательные формы рельефа, которые в одних случаях при благоприятных условиях осадконакопления и литодинамических процессов, протекавших в мелководных условиях, были снивелированы, в других — прикрыты облекающим слоем осадков и поэтому хорошо выражены в рельефе морского дна.

С поднятием уровня моря и при отрицательной среднегодовой температуре придонной воды протаивание мерзлых толщ замедлилось либо полностью прекратилось. Талики, сформировавшиеся в субаквальных условиях на стадии мелководного бассейна, а также различные типы субаэральных таликов с опресненными осадками при переходе в подводные условия начали промерзать. Промерзание их по типу замкнутой системы приводило к образованию на поверхности морского дна микро-, мезо- и макроформ криогенного рельефа.

При анализе многочисленных материалов сейсмоакустического профилирования и эхолитирования, выполненного в широтном и меридиональном направлениях в Баренцевом и Карском морях было, установлено, что довольно часто на общем фоне сравнительно ровной поверхности морского дна наблюдаются мезоформы в виде эллипсовидных поднятий и замкнутых котловин относительной высотой (глубиной) от 3–5 до 12–15 м (рис. 8.3). Их

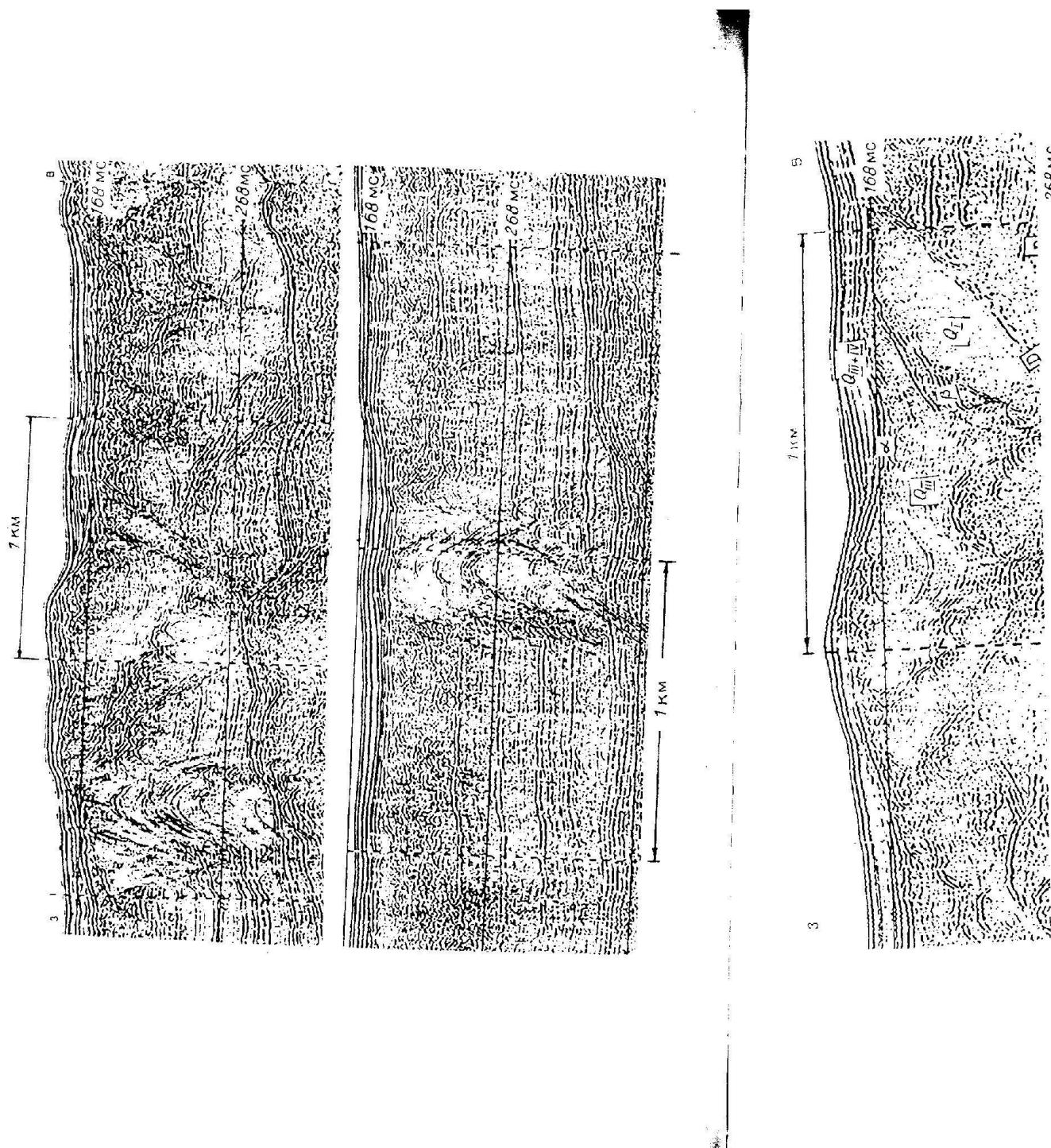


Рис. 8.3. Фрагменты сейсмограмм, характеризующие многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся при дегазации угляводородов в субаквальных условиях за счет дроссельного эффекта.

протяженность от 120—140 до 200—500 м, иногда до 1 км при ширине от 50—100 до 300—350 м. Длинные оси этих мезоформ ориентированы ортогонально к простиранию изобат.

Наиболее ярко выражены положительные формы донного рельефа на шельфе Печорского моря. На сейсмо- и эхограммах они похожи на конусообразные холмы высотой от 3—5 до 12 м и шириной в основании до 120—140 м. Расстояние между холмами 300—400 м и более. Следует отметить, что в Карском море (на Русановской площади) подобные формы макро- и мезорельефа приурочены к глубине моря 80—150 м, а на Печорском шельфе они наблюдаются в изобатах 50—70 м на удалении от берега до 50 км и более. Положительные и отрицательные формы донного рельефа сформировались, по всей видимости, в субаквальных условиях, о чем свидетельствуют несоответствие их ориентировки основному направлению изменения глубин и донному рельефу, и хорошо выраженная конусообразная форма. Если бы эти образования сформировались в субаэральных условиях, то они непременно были бы срезаны абразией в ходе голоценовой трансгрессии.

Авторы склонны считать, что положительные формы донного рельефа — следствие современных криогенных процессов, протекающих в субаквальных условиях. Один из наиболее вероятных механизмов — подводное промерзание замкнутых таликов с опресненными осадками. Такого же мнения придерживаются канадские исследователи, проводившие работы в море Бофорта и установившие аналогичные образования [Shearer et al., 1971]. По их мнению, холмы на морском дне высотой до 30 м и диаметром в

основании более 400 м, приуроченные к глубине моря не более 70 м, являются булгуннями, сформировавшимися в субаквальных условиях.

Предполагаемое геокриологическое строение одного из участков Печорского моря, в пределах которого отмечена система холмообразных формирований, показано на схематическом разрезе, построенном по сейсмоакустическим данным (рис. 8.4). В 1995 г. в пределах одного из таких поднятий Печорского моря с бурового судна "Бавенит" пробурены две скважины. По устному сообщению геолога АМИГЭ А.Г. Длугача, анализировавшего материал бурения, скважиной, пробуренной в центре холма высотой около 12 м, под слоем суглинистого ила мощностью 0,3 м и до глубины 25 м был вскрыт чистый пресный лед, мощность которого не установлена.

Другая скважина, пройденная в понижении между холмами до глубины 13—15 м, вскрыла суглиники текучей и мягкопластичной консистенции, в подошве которых залегали многолетнемерзлые пески. Мощность ММП также не установлена.

Таким образом, можно считать доказанным, что охарактеризованные бугристые образования на морском дне имеют криогенное происхождение. Однако генезис вскрытого бурением льда на данный момент остается дискуссионным. В качестве альтернативных вариантов можно предположить, что такие ледяные образования, слагающие холмы, являются останцами некогда мощных полигонально-жильных льдов, находящихся в настоящее время в стадии деградации. Однако достаточно большие размеры (> 300 м) полигональной сети и резкая изменчивость высоты холмов (от 2—3 до 12—14 м) вызывают сомнение в их полигонально-жильной природе. Следующим механизмом образования этих льдов могут служить выходы пресных напорных вод, приводящих к формированию гидролакколитов в условиях отрицательных придонных температур. Не исключено, что эти льды являются реликтами глетчеров, сохранившимися с сартанского времени.

По мнению Р.М. Бембеля, происхождение локальных очагов повышенной ледистости в отложениях морского дна связано с геодинамически активными субвертикальными зонами деструкции, имеющими чаще всего форму узких трубок и пронизывающими весь осадочный комплекс. В нефтегазоносном Западно-Сибирском регионе к таким зонам деструкции тяготеют не только месторождения углеводородов, но и локальные участки повышенной толщины многолетнемерзлых пород, обусловленные дегазацией залежей, сопровождающейся оклаждением горных пород за счет расширения газа (дрессельского эффекта Джоуля—Томпсона). Деструкция горных пород в активных геодинамических очагах, как правило, приводит к образованию системы унаследованных положительных структурных форм, в сводовой части которых отмечается увеличенная плотность дилатационных трещин, представляющих потенциальные каналы вертикальной миграции газов и воды из глубоких горизонтов. Возможно, что одна часть пресной воды, превратившаяся в пресный лед, в отмеченных локальных очагах имеет глубинное происхождение, а другая обусловлена мембранным эффектом и опреснением первоначально соленых морских вод за счет гидратообразования [McNikov, Smogugin, 1993]. Наиболее вероятно существование целого ряда физико-химических процессов, действующих в геодинамически активных очагах и способствующих формированию локальных ледистых структурных форм на морском дне. Независимо от относительной доли вклада каждого из этих процессов все они имеют один глубинный геодинамический энергетический источник, который в более глубоких геологических горизонтах приводит к формированию зале-

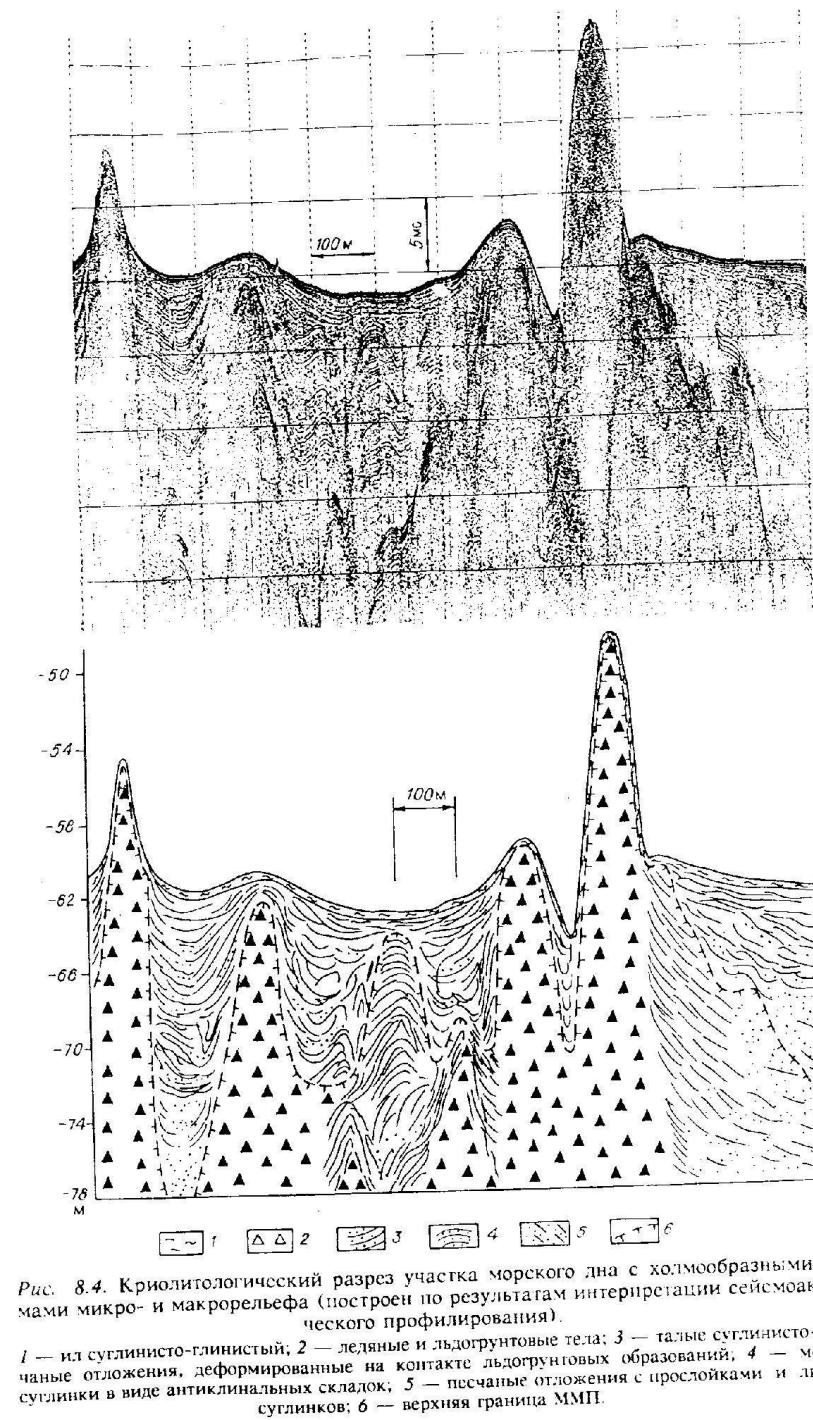


Рис. 8.4. Криолитологический разрез участка морского дна с холмообразными формами микро- и макрорельефа (построен по результатам интерпретации сейсмоакустического профилирования).  
 1 — ил суглинисто-глинистый; 2 — ледяные и льдогрунтовые тела; 3 — талые суглинисто-супесчаные отложения, деформированные на контакте льдогрунтовых образований; 4 — мерзлые песчаные отложения с прослойками и линзами суглинков в виде антиклинальных складок; 5 — песчаные отложения с прослойками и линзами суглинков; 6 — верхняя граница ММП.

жей углеводородов. Выявляемые на профилях НСП локальные очаги повышенной льдистости, представляющие, возможно, субвертикальные зоны деструкции, могут служить хорошим поисковым признаком месторождений углеводородов.

Поперечные размеры отдельных субвертикальных зон деструкции (СЗД) на разрезах НСП составляют 50—200 м. Часто проявляются положительные структурные формы по обеим сторонам каждой СЗД, свидетельствующие как о структурообразующем эффекте, так и об увеличении скорости прохождения упругих волн в очагах повышенной льдистости. Кроме того, на разрезах НСП хорошо видно изменение амплитуды отражений от горизонтов, залегающих ниже морского дна: на участках профиля, где отсутствуют СЗД, амплитуды отражений на порядок и более выше, чем в центральных наиболее деструктивных частях СЗД. Этот динамический признак указывает на потерю отражательной способности в очагах деструкции осадочных пород из-за их повышенной шероховатости.

Таким образом, изложенные взгляды на возможный механизм формирования ледяных залежей вблизи поверхности морского дна без дополнительных исследований текстурно-структурных свойств льда, его химического состава и особенностей строения, состава и температуры вмещающих отложений носят прогнозный характер.

Несомненно одно, что этот процесс сам по себе уникальный, не только представляет большой научный интерес, но и имеет важное практическое значение, так как он широко развит в пределах перспективных нефтегазовых месторождений, которые предусматриваются разрабатывать в ближайшее время, а поэтому требует незамедлительного и всестороннего изучения\*.

В завершение данного раздела считаем необходимым кратко остановиться на одном из ранее неизвестных процессов, который нами установлен в субаквальной криолитозоне. Суть его заключается в том, что при взаимодействии морской воды с пресными текстурными и пластовыми льдами, залегающими в ММП, происходит понижение температуры, т.е. смещение точки фазового равновесия [Ландау, Лифшиц, 1964]. Поясним это на конкретном примере.

При изучении строения криолитозоны Байдарацкой губы, в 15 км от п-ова Ямал при глубине моря 13 м была пройдена скв. 240. Разрез этой скважины до глубины 80 м представлен суглинками. Кровля ММП залегала на глубине 17 м от дна. В интервале 19—29 м вскрыт пресный пластовый лед. В его подошве залегали суглинки с объемной льдистостью до 70 %. С глубины 32 м ледяные включения по разрезу не отмечались. Суглинки с глубиной становились более плотными и имели массивную криотекструту.

Для исследования температурного состояния грунтов рядом (в 2 м) была пробурена вторая скважина. В ней выполнялось только термозондирование грунтов с помощью пенетрационной установки фирмы "Фугро", оборудованной термодатчиком, точность измерения которого составляла 0,1 °C.

Методика термозондирования заключалась в поинтервальном вдавливании зонда в грунт на глубину 3 м. После его выставивания в течение 30—40 мин снимался замер температуры. Перед каждым последующим погружением зонда трехметровый интервал разбуривался долотом диаметром 233 мм с промывкой забоя морской водой. Температура воды на момент бурения составляла 1,5—2 °C.

\*После сдачи данной книги в печать поступили сведения о том, что при бурении инженерно-геологической скважины на одном из ледяных бугров в Печорском море произошла авария вследствие мощного выброса газа, едва не приведшего к потоплению бурового судна "Бавенит".

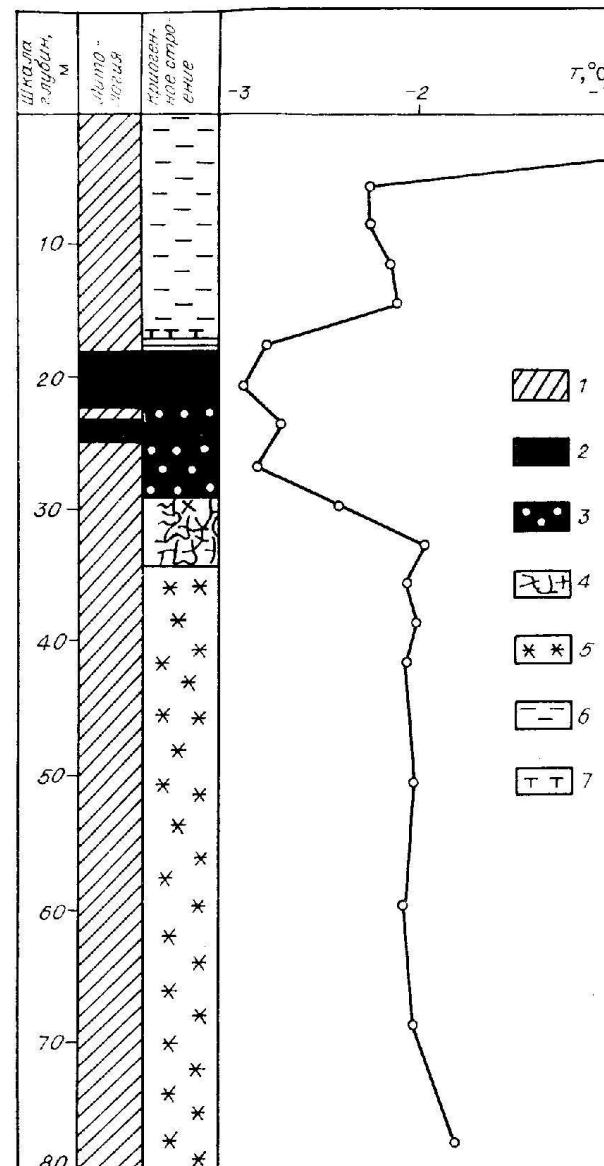


Рис. 8.5. Аномальное понижение температуры в слое пресного пластового льда и льдистых осадков.

1 — суглинок; 2 — пластовый лед; 3 — ледогрунт; 4 — сетчатая и крупношлировая криотекстура; 5 — массивная криотекстура; 6 — многолетнеохлажденные породы; 7 — кровля ММП.

Геокриологическое строение разреза мерзлой толщи и результаты температурных наблюдений свидетельствуют, что аномальное понижение температуры почти на  $1^{\circ}\text{C}$  наблюдается в интервале залегания пластового льда и льдистых отложений (рис. 8.5). Ниже подошвы льдистого горизонта температура вновь повысилась на  $1^{\circ}\text{C}$  и составила  $-2 \pm -2,2^{\circ}\text{C}$  и практически не изменилась по глубине во всей вскрытой толще (до 80 м) с массивной криотекстурой.

Аномальное отклонение температуры мы предположительно связывали с возможными включениями газогидратов в льдистом горизонте. Однако при тщательном изучении керна и льда признаков газовыделения установлено не было. Кроме того, термобарические условия в точке бурения скважины не соответствуют гидратообразованию.

Для проверки выявленного эффекта совместно с Я.Б. Гореликом проведен лабораторный эксперимент, смысл которого заключался в следующем. В 100 г дистиллированной воды было растворено 3 г поваренной соли (соленость близка к морской воде) и при температуре раствора  $0^{\circ}\text{C}$  добавлена ледяная крошка. При помешивании раствора измерялась его температура с помощью термодатчика (термопары медь—константан). Результаты измерений регистрировались самописцем. Точность измерений  $0,01^{\circ}\text{C}$ .

Проведенный эксперимент показал, что при смешивании льда с раствором соли температура понизилась до  $-1,9^{\circ}\text{C}$  и держалась около 2 мин (рис. 8.6). Этим опытом была установлена причина аномального понижения температуры в интервале залегания пластового льда и льдистых отложений, вскрытых морской скважиной. Данное явление следует учитывать при термозондировании ММП в субаквальных условиях, так как значения температур по разрезу,

особенно в льдистых породах, могут быть не всегда representative. Это в конечном итоге может привести, с одной стороны, к неправильным интерпретациям палеогеографических условий формирования криолитозоны и определению ее мощности по температурному градиенту. С другой стороны, учет этого явления имеет важное значение при оценке прочностных характеристик ММП.

Таким образом, рассматривая вышеизложенные материалы, можно сказать, что процесс криолитогенеза на шельфе арктических морей с формированием льдов, льдистых дислокаций не может быть отнесен ни к син-, ни к эпикриогенному типу, а должен рассматриваться в качестве самостоятельного специфического субаквального типа криогенеза и требует дальнейших всесторонних и тщательных исследований.

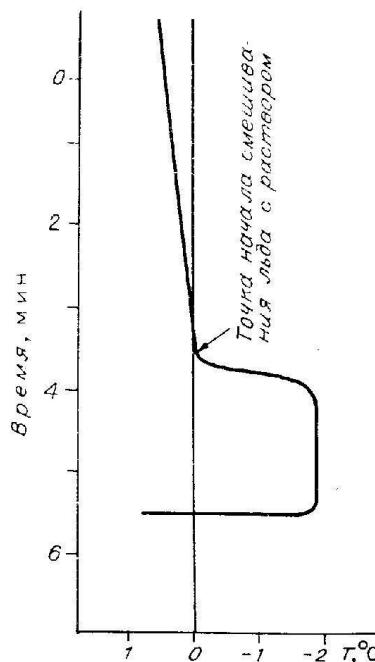


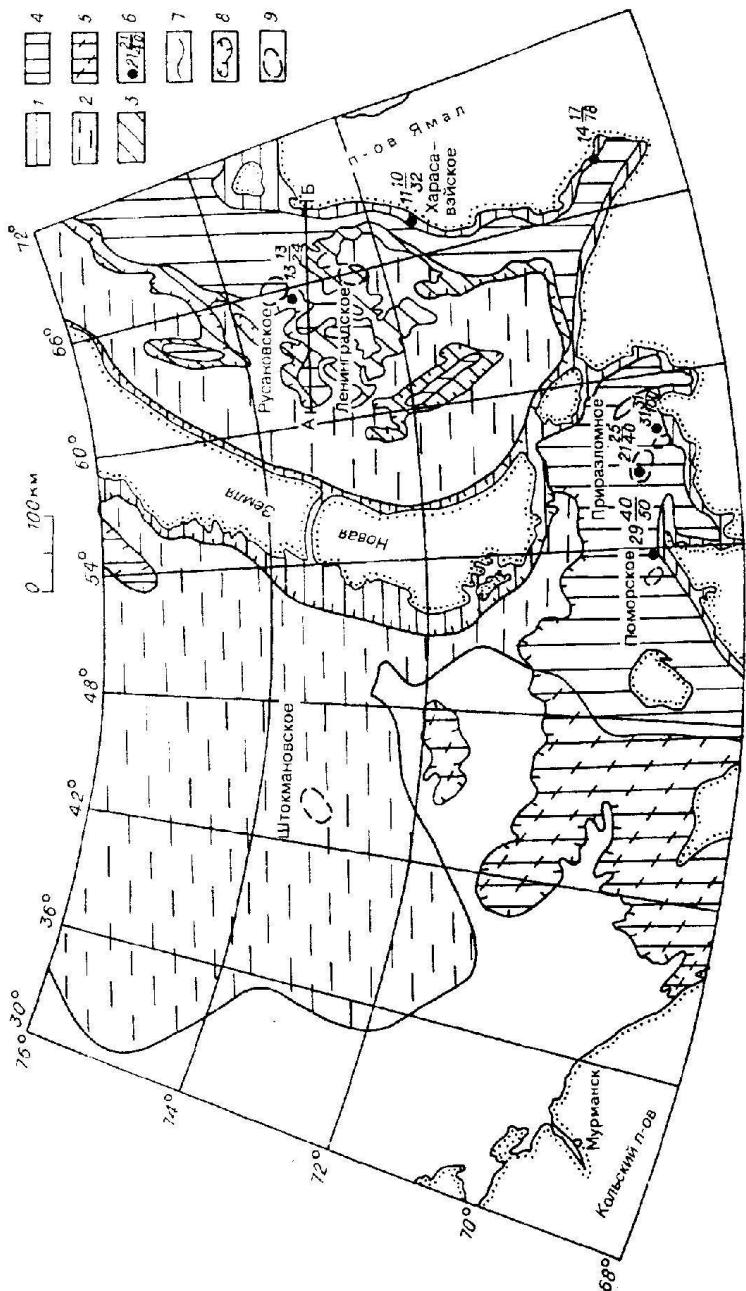
Рис. 8.6. Скорость и величина понижения температуры при смешивании 30%-ного раствора хлористого натрия с пресным льдом при  $0^{\circ}\text{C}$  (результат опыта).

## Геокриологическое районирование и типизация инженерно-геокриологических условий региона

Исходя из палеогеографических особенностей развития Арктического бассейна, современного морфоструктурного плана, скорости поднятия уровня моря, условий седиментации либо размыва осадочных толщ, их промерзания-протаивания и других факторов, выделено пять геокриологических районов (рис. 9.1). Приведем их краткую характеристику.

Первый район занимает узкую полосу вдоль береговой линии Карского и юго-восточной части Баренцева морей, а также вдоль всего побережья архипелага Новая Земля. В этом районе ММП имеют сплошное распространение у термоабразионных берегов, где погружаются в подводные условия за счет отступания берегов. Глубины залегания кровли и подошвы ММП зависят от времени их перехода в субаквальные условия, литологического состава и льдистости пород. Так, вблизи уреза воды кровля ММП залегает на глубине 0—3 м. При удалении на 150—200 м от берега она понижается до 10—15 м от дна. ММП находятся в нестационарном температурном режиме. Температурный градиент по глубине отрицательный. В пределах плоских стабильных берегов в характеризуемом районе ММП существуют в основном в виде редких островов, сохранившихся за счет большой льдистости и суглинисто-глинистого состава отложений.

Второй район занимает в Карском море Приямальскую пологоволнистую аккумулятивно-денудационную равнину в пределах изобат 10—70 м, опоясывающую п-ов Ямал с запада и севера. На шельфе Баренцева моря он приурочен к мелководной зоне Печорского моря. Геокриологические условия этого района определяются длительным промерзанием в верхнем плейстоцене с формированием мощных эпигенетических мерзлых толщ. В процессе трансгрессии эволюция ММП протекала в условиях длительного существования мелководного моря, занимавшего обширные выровненные пространства. Криолитозона в этом районе представлена в основном многолетнеохлажденными породами с температурой  $0 \pm -1^{\circ}\text{C}$ , залегающими с поверхности морского дна и до глубины более 50 м. ММП отмечаются в виде редких островов в пределах изобат 10—15 м. На больших глубинах они деградировали. На деградацию мерзлых толщ в этом районе большое влияние оказали аллередский и голоценовый климатические оптимумы, в течение которых среднегодовая температура под дном трансгрессирующего моря



поднималась от  $-1,8$  до  $+2,3^{\circ}\text{C}$  (во время максимального потепления 6—8 тыс. лет назад) [Неизвестнов и др., 1995].

Третий район приурочен к глубоководной западной части Карского шельфа ( $70$ — $150$  м). Положение его в пределах четырех крупных морфоструктур (Русановской структурной террасы, Ленинградско-Обручевской возвышенности, Центрально-Карского прогиба и мегавала Литке) предопределило особые условия формирования ММП в субаэральных условиях и их трансформацию под покровом водяной толщи.

Сравнительно расчлененная субаэральная поверхность на первом этапе ингрессии, охватившей низкие поверхности, не вызвала эрозионного среза в понижениях рельефа. Наоборот, они стали зонами повышенной аккумуляции осадков, поступающих с более высоких денудационных поверхностей. Быстрое формирование верхнеплейстоцен-голоценовых осадков в этих понижениях с наступлением отрицательной температуры придонной воды стало одним из факторов, способствующих сохранности син- и эпикриогенных толщ, в том числе и подземных льдов, которые были вскрыты скважинами.

В то же время положительные формы рельефа при трансгрессии испытывали денудацию и глубокое протаивание. Таким образом, в охарактеризованном районе ММП имеют островное распространение и приурочены к участкам с повышенными условиями седиментации голоценовых осадков.

Четвертый район занимает часть Кольско-Канинско-Колгуевского шельфа и Гусиного плато. Здесь благодаря теплым водам, поступающим из Атлантического океана, ММП деградировали. Многими скважинами, пройденными в этом районе до глубины  $30$ — $40$  м, были вскрыты грунты с положительной температурой. При изучении кернового материала отмечались признаки, свидетельствующие об их промерзании в прошлом.

Пятый район занимает глубоководную часть Баренцево-Карского шельфа, не испытывавшего субаэрального развития в сартансскую эпоху. Он характеризуется сплошным распространением многолетнеохлажденных грунтов и постоянной отрицательной температурой придонной воды.

Рассматривая строение криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в целом, можно сделать ряд выводов.

1. В Баренцевом море криолитозона имеет сплошное распространение в северо-восточной и юго-восточной (Печорское мелководье) частях. В глубоководных районах она представлена многолетнеохлажденными породами с температурой от  $0$  до  $-1,8^{\circ}\text{C}$  и мощностью более  $20$  м.

2. В мелководной зоне Печорского шельфа, наряду с повсеместным распространением многолетнеохлажденных грунтов, залегают ММП островного типа, которые являются реликтами континентальной криолитозоны.

Рис. 9.1. Карта геокриологического районирования.

1—5 — геокриологические районы: 1 — длительного плейстоценового промерзания: ММП континентально-погруженного и абразионного типа, сплошного распространения вдоль абразионных берегов, редкоостровного — у стабильных; 2 — верхнеплейстоценового промерзания: ММП островного распространения с кровлей от  $15$  до  $40$  м; 3 — поднеплейстоценового промерзания: ММП редкоостровного распространения мощностью до  $40$  м и температурой  $-0,8 \pm -1^{\circ}\text{C}$ ; 4 — сплошного распространения многолетнеохлажденных пород мощностью от  $0$  до  $50$  м; 5 — распространения посткриогенных пород с положительной температурой; 6 — инженерно-геологические скважины, вскрывшие ММП: слева — глубина моря, в числителе — глубина кровли, в знаменателе — полюса ММП; 7—9 — границы; 7 — геокриологических районов, 8 — палеосушки, 9 — перспективных нефтегазовых месторождений.

Глубина залегания кровли ММП изменяется от 25 до 40 м, а подошвы — от 50 до 100 м и более. Мерзлые породы, вскрытые на Поморской, Варандской и Приразломной нефтегазоносных площадях, при глубине моря 25—30 м находятся в стационарном режиме. В северной части шельфа Печорского моря вблизи прол. Карские Ворота на глубине моря 50—70 м развиты холмообразные формы донного макрорельефа — булгуняхи с мощными ледяными ядрами, залегающими непосредственно под илистыми осадками.

3. На Кольско-Канинском шельфе ММП деградировали и имеют в настоящее время положительную температуру грунтов и придонной воды.

4. Шельф Карского моря характеризуется повсеместным развитием многолетнеохлажденных грунтов мощностью до 80 м и температурой  $-1,6 \div -1,8^{\circ}\text{C}$ .

5. ММП распространены в узкой полосе (до 600 м) вдоль абразионных берегов. У стабильных берегов от уреза до изобаты 7—10 м ММП деградировали, перешли в многолетнеохлажденное состояние и находятся в термодинамическом равновесии.

6. В пределах изобат 10—15 м отмечаются единичные массивы льдистых ММП суглинисто-глинистого состава. Их температура  $-0,8 \div -1,0^{\circ}\text{C}$ .

7. На Приамальской подводной аккумулятивной равнине ММП деградировали. Не исключается их наличие на глубинах более 40—50 м от дна.

8. В глубоководных районах Карского шельфа (в пределах изобат 80—150 м) ММП имеют островное распространение. Массивы льдистых суглинисто-глинистых пород и залежи пластовых льдов приурочены к понижениям морского дна. Анализ сейсмоакустических материалов свидетельствует о возможном подводном промерзании отложений, приводящем к деформации поверхности морского дна за счет струйной дегазации углеводородов.

9. Карта геокриологического районирования составлена на основе сейсмоакустических материалов, данных бурения и геотехнических исследований в скважинах и не претендует на статус законченной работы. Она имеет больше прогнозный характер и может быть использована при оценке региональных закономерностей распространения криолитозоны и служить основой для постановки дальнейших исследований.

Изложенные в предыдущих главах материалы свидетельствуют о целесообразности выделения в регионе площадей с относительно простыми, сложными и особо сложными инженерно-геокриологическими условиями.

Участки с простыми инженерно-геокриологическими условиями доминируют в пределах положительных морфоструктурных элементов типа Северо-Канинского, Гусиного, Южно-Канинского и других плато. Они характеризуются небольшими глубинами моря (60—120 м). Их геоморфологические условия довольно просты. Поверхность морского дна субгоризонтальная, слабо расчлененная. В строении верхней (придонной) части геокриологического разреза таких участков преобладают осадочные несцементированные отложения мощностью не более 5 м. Они выделяются в виде двух-трех слоев горизонтального или пологого залегания.

Современные физико-геологические процессы слабо выражены и имеют однонаправленное развитие. Вместе с тем в условиях мелководья вполне вероятны экзарационные воздействия айсбергов на участках с небольшими глубинами и припайных льдов.

К участкам со сложными инженерно-геокриологическими условиями принадлежат такие, которые имеют ряд особенностей. К последним относится в первую очередь значительная мощность верхней части толщи осадочного чехла, представленного несцементированными грунтами, характеризующимися резкой литолого-фациальной невыдержанностью с глубиной и по латерали. Таким участкам свойственно частое обнаружение локальных скоплений газонасыщенных осадков. Также характерен холмисто- и бугристо-грядовой рельеф со значительными уклонами и сильной расчлененностью.

На некоторых участках со сложными инженерно-геокриологическими условиями повсеместно распространены отрицательно-температурные грунты с глубиной залегания нулевой изотермы 10—20 м от дна. Кроме того, в пределах Мурманской возвышенности и Центральной впадины Баренцева моря преобладают положительнотемпературные грунты и возможно локальное проявление оплычин.

Участки с особо сложными инженерно-геокриологическими условиями находятся в пределах новообразованных желобов и прогибов. В придонной части их разреза присутствуют слои мощностью до 10 м со следами подводных оползней. Кроме того, им присущи газонасыщенные осадки и вполне вероятны газогидраты. Грунты по разрезу имеют в основном положительную температуру. Рельеф рассматриваемых участков холмисто-грядовой, грядовой и холмисто-увалистый с относительной глубиной врезов более 30 м.

Среди участков со сложными инженерно-геокриологическими условиями известны площади с относительно высокой сейсмичностью, с проявлением землетрясений магнитудой до 4—6. К таким участкам может быть отнесен Кольский прогиб, прилегающий к разлому Карпинского. Естественно, в их пределах вполне вероятны оползневые и турбидитные процессы. Кроме того, есть участки с незарегистрированной сейсмичностью, но с сохранившимися следами оползней.

Для более полной характеристики данной проблемы необходимы дальнейшие специальные исследования.

На Баренцево-Карском шельфе выделяются также участки с особо сложными инженерно-геокриологическими условиями, расположенные в пределах субаквальной и прибрежной криолитозоны сложного строения. Кроме собственно многолетнемерзлых пород мощностью от 30 до 100 м и более, развиты охлажденные грунты, содержащие воды высокой минерализации — криопэги. Последние либо залегают прослоями в мерзлых грунтах, либо их подстилают. Толща ММП имеет сложное строение и в различной степени льдиста. Типичны шлировые криотекстуры, в том числе базальные, мономинеральные залежи пресных пластовых льдов различного происхождения и мощностью от нескольких метров. Температура грунтов в криолитозоне варьирует от 0 до  $-2^{\circ}\text{C}$ . Широкое распространение "высокотемпературных" (выше  $-2^{\circ}\text{C}$ ) мерзлых, часто пластично-мерзлых грунтов требует особых мероприятий при различных техногенных нагрузках.

В заключение заметим, что оценка региона по степени сложности инженерно-геокриологических условий соответствует региональному этапу изученности. Для более детальной оценки этих условий требуются дополнительные крупномасштабные исследования.

\* \* \*

Обобщение многочисленных материалов, касающихся строения криолитозоны, особенностей строения, состава, мощности, физико-механических свойств пород, показало, что инженерно-геологические условия Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши достаточно многообразны и существенно неодинаковы в разных районах. Это обусловлено всем ходом геологического развития шельфа в четвертичное время, и прежде всего неоднократной сменой этапов субаквального и субаэрального развития.

В четвертичной истории Баренцева и Карского морей отмечаются три крупных этапа, связанных с осушением шельфа: ранне-, средне- и позднеплейстоценовый. При этом уровень моря соответственно понижался на 300, 250 и 140 м [Неизвестнов и др., 1995]. Осушенные районы в эти периоды подвергались эрозии, денудации и глубокому промерзанию. В последующие трансгрессии мерзлые толщи, сформировавшиеся в раннем и среднем плейстоцене, полностью деградировали на протяжении бореального периода (125—75 тыс. лет назад).

Современная криолитозона шельфа и прибрежной зоны образовалась во время сартанской регрессии. Падение уровня моря в этот период достигало не менее 140 м. Однако нами при изучении пластовых льдов, залегающих в виде сплошного маркирующего горизонта в основании II морской (каргинской) террасы, установлено, что они сформировались сингенетически в субаэральных условиях во время зырянской регрессии. О сингенетическом генезисе этих льдов свидетельствуют намытый растительный детрит, включения хорошо сохранившегося автохтонного и намытого мха, нитевидных корешков *in situ* и другие признаки. В последующую каргинскую трансгрессию пластовые льды оказались под уровнем моря и в их кровле сформировалась пачка прибрежно-морских песков, которые в сартанскую регрессию обнажились и промерзли опигенетически. Это обстоятельство несколько расширяет временной интервал существования реликтовых мерзлых толщ в субаквальных условиях, а также является достаточно веским аргументом, свидетельствующим о значительной роли синкриолитогенеза в формировании прибрежно-шельфовой криолитозоны.

По результатам анализа физико-механических свойств грунтов в Байдарапской губе установлен непрерывно прослеживающийся горизонт пересупплотненных осадков, залегающих вблизи поверхности морского дна. Наличие таких грунтов, а также особенности донного макрорельефа (крупные борозды вспахивания вдоль центральной части Байдарапской губы) послужили основанием сделать вывод о существовании шельфового ледника в позднем голоцене (4—1 тыс. лет назад). Выполненные расчеты протаивания (промерзания) субаквальных толщ при различных температурах и определенных временных интервалах (см. табл. 7.3 и выводы на с. 127 и 128), а также расчет уплотнения грунта при различных нагрузках (см. табл. 7.4) позволили оценить возможную мощность ледника и температуру в его подошве и кровле. Приведенные расчеты согласуются с результатами бурения скважин и палеоклиматическими реконструкциями [Шварцбах, 1955; Сергин, 1975; Аро, 1976; Хотинский, 1977; Бурашникова и др., 1979].

На основании анализа состава, строения, распространения, мощности, текстурно-структурных свойств новейших отложений на шельфе Баренцева моря, а также особенностей макро- и мезоформ донного рельефа делается

вывод о возможном покровном оледенении большей части шельфа. В этой связи исключается наличие в разрезе осадочных толщ мерзлых пород (кроме Печорского шельфа). Криолитозона здесь представлена многолетнеохлажденными грунтами.

В результате анализа сейсмоакустических материалов определено, что на Карском шельфе осадочные толщи новейших отложений (за исключением верхнеплейстоцен-голоценовых) претерпели криогенное воздействие, которое находит отображение в структуре записи сейсмограмм, что позволяет достаточно уверенно выделять участки распространения ММП и залежей подземных льдов. Кроме того, по акустическим материалам делается вывод о криогенном генезисе некоторых положительных форм донного рельефа, сформировавшихся в субаквальных условиях. Последними результатами бурения скважин в пределах холмообразных поднятий (типа булгунняхов) установлено наличие в их разрезе пресных льдов мощностью более 25 м. Кровля этих льдов залегает непосредственно под слоем илистых осадков. Образование ледяных массивов, по мнению авторов, связано с дроссельным эффектом, возникающим при дегазации углеводородов, что позволяет предложить их как поисковый признак на обнаружение нефтегазовых месторождений по сейсмоакустическим материалам.

В результате изучения особенностей строения криолитозоны, а также процессов, развивающихся на подводном склоне, выявлены необходимые условия для сохранности массивов реликтовых ММП, которые сводятся к следующему:

1. Мерзлыи толщи должны обладать большой листостью.
2. При переходе в субаквальные условия они не должны подвергаться сколько-нибудь существенному эрозионному срезу.
3. В подводных условиях необходима благоприятная обстановка для быстрой седиментации осадков в кровле ММП.
4. Быстрое поднятие уровня моря и наступление отрицательного температурного режима на морском дне.

Этим условиям, как показали наши исследования, соответствуют реликтовые мерзлые толщи, вскрытые бурением в пределах изобат от 8—12 до 115 м.

Установлено также, что на подводных склонах термоабразионных берегов ММП находятся в нестационарном состоянии и быстро деградируют.

Особо подчеркнем, что в связи с начавшимся освоением нефтегазовых месторождений на шельфе арктических морей России, а также при инженерно-геологических исследованиях и изысканиях изучение субаквальной и прибрежной криолитозоны должно быть обязательным.

Особенности строения криолитозоны, как известно, определяют изменчивость состава и свойств грунтов и в конечном итоге влияют на инженерно-геологическую обстановку в целом.

## Воззрение на криосферу Земли\* (вместо заключения)

Глобальная арена взаимодействия Человека с Природой — географическая (ландшафтная) оболочка Земли, являющаяся объектом изучения наук о Земле. Благодаря функционирующему в Земле геохимическим особенностям и имеющимся в течение геологической истории термодинамическим условиям, позволяющим одному из наиболее распространенных веществ — воде — находиться одновременно в трех агрегатных состояниях, она представляет собой весьма активный компонент, влияющий на эволюцию как органического, так и неорганического мира.

Специфика природных условий России в том, что географическая оболочка в ее пределах находится главным образом в криосфере. Потенциальное расширение ресурсной базы России возможно за счет освоения области распространения многолетней криолитозоны, поэтому одной из приоритетных в России должна стать концепция криосферы. Исходя их руководящей идеи, что равновесие в различных геосферах и их устойчивость исторически сложились сообразно с режимом фазовых переходов воды, определяем криосферу как оболочку Земли, в эволюции которой периодически создаются условия, вызывающие криогенные процессы.

Таким образом, криосфера Земли отражает возможное "критическое" (в смысле переломное) состояние важнейшей жизнеопределяющей субстанции — воды. В результате лишь в рамках криосферной концепции можно установить параметры, отражающие сбалансированность условий, определяющих "разумное" использование природного потенциала как основы устойчивого развития. Мы мало задумываемся над ролью повсеместных фазовых переходов воды в формировании тонкого механизма многоуровневых (от надклеточного до глобального) энергетических потоков. Последние поддерживают существование и развитие биосфера Земли (многие элементы этого механизма совершенно не изучены). Фазовые переходы воды — это, по существу, стабилизатор режима жизнеобеспечения в пределах термодинамических условий, к которым за геологическую историю Земли приспособилось все живое. Да и устойчивость "жизненного" диапазона условий на поверхности Земли в значительной степени определяется наличием и распределением в экзосферах воды.

\*К созданию научной концепции о криосфере Земли.

Объект научной концепции криосферы — все геосфера (включая био-, антропо- и техносфера), находящиеся в пределах криосферы или подверженные ее воздействию. Практически объекты прямых исследований всех наук о Земле в России находятся в пределах криосферы. Специально и наиболее интенсивно отдельные части криосферы изучают следующие науки (по классификации Академии наук РАН): геологические — инженерная геология и гидрогеология; физика океана; метеорология и физика атмосферы; физическая география и водные проблемы. И лишь две науки изучают только объекты криосферы: гляциология (направление физической географии) и геокриология. Последняя возникла как наука, исследующая воздействия человека на криолитозону в связи с возникающими при этом экологическими проблемами. Таким образом, изначально в ней создавались теоретическая и методическая базы для оценки воздействий на окружающую среду (ОВОС).

Приведенное выше определение криосферы не является универсальным. Как и другие сферы Земли, криосфера определяется неоднозначно. Существуют два наиболее общих подхода к ее выделению: первый — по пространству, в пределах которого имеются (границу можно назвать "текущей" во времени), бывают или были в определенный период времени условия возникновения и существования криогенных образований, и второй — в криосферу включаются только криогенные образования. В первом случае, ориентируясь на то, что наиболее выраженная цикличность в развитии криосферы задается годовыми изменениями солнечной радиации, криосферу можно разделить на многолетнюю, сезонную и палеокриосферу, а также добавить к ним зону влияния криосферы, размеры которой зависят от изучаемых процессов. При этом криогенными образованиями можно считать воду в твердом агрегатном состоянии: льды (главным образом лед I; могут быть и другие модификации льда, в частности при очень высоких давлениях стабильно существует до температур более 600 К лед VII), газогидраты (кристаллизованные растворы газа в воде), а также углекислый газ. Но даже при таком выделении условным становится отнесение к криосфере нижней части термосферы, где при отрицательной температуре не бывает водяных паров, и акваторий оксанов в низких широтах, куда заплывают айсберги. Второй подход используется при описании отдельных криогенных образований, так как при нем криосфера задается чрезвычайно многосвязной областью.

Современную криосферу (Человечество живет в гляциоэру) по особенностям морфологии и динамики криогенных образований подразделяют на атмо-, гидросферу и криолитозону. Кроме того, выделяют поверхностные образования (ледники и ледниковые покровы и снежный покров). Все они в настоящее время изучаются различными разделами наук о Земле.

Наиболее выраженный глобальный характер имеет атмосферная часть криосферы (распространена по всей планете). Она существует, по-видимому, в течение всей геологической истории Земли, хотя возникающие в ней криогенные образования наименее устойчивы. В среднем время жизни атмосферных льдов несколько суток (здесь и ниже по В.М. Котлякову [1994]).

Гидросферная часть современной криосферы сформировалась в олигоценовую эпоху (порядка 30 млн лет назад) после того, как установилось Антарктическое циркумполлярное течение, в Полярном же бассейне она существует непрерывно более 3 млн лет. Гидросфера имеет наиболее выраженный сезонный характер (площадь морских льдов в Южном океане за сезон изменяется почти в 5 раз, в Северном Ледовитом — почти в 2 раза [Вертикальная структура..., 1989]), среднее время жизни морских льдов около 1 года, айсбергов — порядка 3 лет.

Время существования современной криолитозоны в России оценивается более 1 млн лет (сингенетически промерзшие отложения раннего плейстоцена, слагающие высокие террасы р. Лены и ее притоков; в бассейне р. Колымы обнаружены грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледяным жилам, свидетельствующие о сингенетическом промерзании пород в позднем плиоцене, порядка 2 млн лет назад). Многолетняя криолитозона подвержена сезонным изменениям лишь в пределах деятельного слоя.

Основная часть поверхностных образований (ледники и ледниковые покровы), аккумулирующая в себе около 99 % массы снега и льда, в качестве современных криогенных образований начал формироваться около 40 млн лет назад в Антарктиде [Зубаков, 1986]. Однако период полной замены льда в ледниках оценивается в 10 тыс. лет (в Центральной Антарктиде превышает 200 тыс. лет). Снежный покров, обладающий самой большой площадью распространения из всех криогенных образований (14 % площади планеты; почти в 3 раза больше площади морских льдов и в 4,5 раза — ледниковых и ледниковых покровов [Котляков, 1994]) при содержании снега и льда всего около 0,04 %, имеет среднее время жизни 130—190 сут.

Криосфера — сложное эволюционирующее глобальное явление. Развитию внешних оболочек Земли присуща определенная направленность: уменьшение радиогенного потока тепла из недр Земли, увеличение континентальных плит, изменение вещественного состава оболочек (появление воды, кислорода и т.п.), эволюция осадконакопления, развитие биосферы и др. Главная черта эволюции, обеспечивающая относительную устойчивость состояния экзосфер, — преобладание хаотических (сложные уникальные объекты с многофакторным поведением) и циклических (разного масштаба системы со сравнительно небольшим числом повторяющихся факторов) процессов, например дрейф литосферных плит, горообразовательные процессы, активизация вулканической деятельности, эвстатические колебания и изостазия, перестройка океанических и атмосферных течений, чередование гляцио- и термоэр, изменение солнечной радиации и т.д.

Возникновение и существование Человечества приурочено к последней (позднескайнозойской) трендкриохроне (терминология В.А. Зубакова [1986]), начавшейся около 40 млн лет назад. Криохроны характеризуются "развитой" (включающей не только атмо-, но и гидро- и литосферу) криосферой и ледниково-психосферным экзосферным режимом. При нем климат высоких широт обладает повышенной чувствительностью к изменениям солнечной радиации, определяемым орбитальным механизмом Миланковича, которые вызывают (служат "спусковым крючком") ритмические климатические колебания с циклами в 41, 100 (ортого-), 400 (супер-) и 1200 (гиперкриохроны) тыс. лет, приводящие к чередованию ледниковых и межледниковых периодов. Наличие и развитие криосферы накладывают свой отпечаток на эволюцию всех экзосфер, что можно рассматривать в рамках глобального регионального и локального воздействий на Природу.

Высокое альbedo ледниковых покровов и занимающих громадные площади (более 14 % поверхности Земли) снежных покровов при высокой прозрачности воздуха (без пыли и аэрозолей) вызывает выхолаживание атмосферы высоких широт (разница температур экватор — полюс для Северного и Южного полушарий соответственно летом — 28 и 40 °C, зимой — 60 и 70 °C, по А.С. Монину, Ю.А. Шишкову). Это поддерживает интенсивную атмосферную циркуляцию с развитыми циклоническими процессами, междиональным переносом, системой западных ветров и мощными ветровыми приповерхностными океаническими течениями (в том числе Антарктическое

циркумполярное). Охлаждение больших объемов нормально-соленых приповерхностных вод в зоне формирования паковых льдов в Южном океане — источник основной массы холодных плотных донных вод (7 свердрупов)\*. Это обеспечивает наличие психосферы — зоны холодных донных вод с температурой ниже 8 °C, температурную асимметрию океана и атмосферы (средние температуры вод океана и атмосферы соответственно 5,6 и 14,2 — 15,0 °C), а также перепады в 15—20 °C между температурами вод: экватора — высоких широт и поверхностных — донных в тропиках (по А.С. Монину, Ю.А. Шишкову). Указанные факторы определяют высокую скорость донных течений (до 0,5 м/с) и широкое развитие в низких широтах апвеллингов, что обуславливает равновесие между концентрациями углекислого газа в океане и атмосфере. Оно поддерживается planktonом, питательными веществами (нитратами, фосфатами), обогащающими холодные воды, и регулирует концентрацию водных паров в атмосфере (степень ее "прозрачности" определяют углекислый газ и пары воды). Ветровой теплоперенос с регулируемой "прозрачностью" атмосферы — механизм самовосстановления "возмущенной" криосферы, колеблющейся во время криозры между ледниковыми и межледниковыми периодами.

Другим примером глобальных проявлений эволюции криосферы могут служить эвглиациостатические колебания уровня Мирового океана: во время позднеплейстоценового оледнения он опускался предположительно на 120 м ниже современного; при полном таянии льдов Антарктиды и Гренландии ожидается подъем уровня на 60 м [Матищов, 1987]. С отмеченными колебаниями связано широкое развитие в пределах современного шельфа субаэральных отложений, в том числе в высоких и умеренных широтах моренных и сингенетических и эпигенетических криогенных образований. Отступание и наступление ледников и колебание уровня моря приводят к гляцио- и гидроизостатическим движениям шельфа, что может вызвать активизацию вулканической деятельности.

Примерами проявления региональных особенностей связей криосферы с другими экзосферами могут служить следующие. Уже упоминавшиеся выхолаживание нижних слоев атмосферы из-за высокого альбедо снежного покрова приводит к температурной инверсии приземного слоя, к ее устойчивости, расширению антициклонов и к формированию циклонов на прилегающей, еще не покрытой снегом территории с экспансиею снежного покрова на нее. Обратная зависимость многолетнего промерзания толщ горных пород от плотности внутритерригина теплового потока выражается в региональных связях средней мощности криолитозоны с возрастом активности крупных текtonических структур.

Особенности теплового баланса, гидрология арктических морей, орография и климатическая зональность континентов определяют в мелком масштабе тип многолетней (ледниковая, равнинная, горная) и сезонной (влажная, аридная) криолитозоны, а в более крупном масштабе — ее зональность: субмаринная, северная (сплошного распространения мерзлые толщи), южная (от прерывистой до редкоостровной мерзлоты), реликтовая и систематического и несистематического сезонного промерзания. Среднегодовая температура поверхности и амплитуда ее колебаний определяют зонально-поясную и секториальную дифференциацию криолитозоны по типам устойчивости сезонного промерзания или протаивания.

\*Свердруп — современный сток всех рек, млн м<sup>3</sup>/с; примерно свердруп сверхсоленых высокотемпературных донных вод поставляет Средиземное море.

В зависимости от геологического строения и условий денудации и седиментации (в четвертичный период) выделяются районы по преобладанию криогенных типов толщ: эпигенетических (на рыхлом или скальном и полускальном основаниях) и сингенетических.

Характер многолетнего промерзания гидрологических структур изменяет условия формирования подземного стока и нарушает вертикальную гидрохимическую зональность. Возникающие при этом криогенные водоупоры разобщают исходную гидрологическую структуру на отдельные бассейны стока. Они до такой степени меняют режим грунтовых вод, что в Центральной Якутии, где сумма осадков за год не превышает характерный для полупустынь уровень (200—300 мм), происходят таежные леса и развита сеть болот. Сплошность, мощность и температурный режим криогенных водоупоров определяют региональные гидрологические условия в области развития многолетней криолитозоны. С аградиющей мерзлотой криоконцентрация подмерзлотных вод, а с деградирующей — криогенное олеснение. Происходит изменение напоров в гидрологических структурах, водно-фильтрационных и коллекторских свойств горных пород.

Спецификой строения криосферы и в значительной степени определяемым ею климатом обусловлена биogeографическая зональность. При этом господствующие в средних и высоких широтах биоценозы развились с учетом годовой цикличности не только климата (за который ответственны в основном атмо- и гидросфера), но и (главным образом) режима промерзания или протаивания криолитозоны, так как им определяются устойчивость и функционирование корневой системы фитоценозов.

Лишь локальные условия и формы развития криосферы и других экзосфер (рельеф, микроклимат, биогеоценозы, геологическое строение, гидрологические и гидрологические условия, распределение геохимических и геофизических полей) обуславливают характер конкретных процессов, выражавших их взаимодействие в общей эволюции, и явлений, фиксирующих ее. Так, строение (гранулометрический состав, льдистость, криогенные текстуры, вертикальная зональность в разрезе и др.) и сезонные и многолетние преобразования отдельных толщ (слоев, массивов) криолитозоны определяются взаимодействием образований и взаимоналожением процессов литосферы (геологические образования, эрозионные процессы, задаваемые формой рельефа), гидросферы (режимы наземных и подземных вод), атмосферы (температура поверхности, осадки, снежный покров) и биосферы (устойчивость снежного и почвенного покрова, гидрохимия последнего, сукцессия). Специфика криосферы при этом — ее высокая чувствительность к температурному и водному режимам, особенно ее "текущая" поверхность, которая чаще всего совпадает с границей фазовых переходов воды. Вследствие этого большую роль в ее развитии играют покровы и экраны (косные, живые и полевые), препятствующие свободному перераспределению тепла и влаги.

Появление антропосферы вносит свои корректировки в развитие и взаимодействие экзосфер Земли, в том числе и криосферы. Наибольшее отражение в научной литературе нашли глобальные антропогенные воздействия (ГАВ), приводящие к изменению теплового баланса Земли (уменьшение альбедо главным образом за счет загрязнения и сведения снежного и ледяного покровов) и режима распределения и протекания термовлажностных циклов в пределах географической оболочки, а также к нарушению глобальных биогеохимических циклов (сведение лесного и растительного покровов, расширение площади сельхозугодий, резкое уменьшение биоразнообразия, извлечение громадных масс из недр с последующим существенным загрязнением

географической оболочки). Угроза выхода ГАВ из-под контроля общества послужила основанием появления концепции устойчивого развития. Применительно к криосфере ГАВ грозят нарушить "прозрачность" атмосферы и вывести Природу из состояния неустойчивого равновесия в настоящем межледниковом периоде. При этом возможны даже нарушение механизма само-восстановления "возмущенной" криосферы и переход системы экзосфер от криосферы к термоэре с совершенно непредсказуемыми катастрофическими последствиями для Человечества. Футурологический потенциал науки недостаточен, чтобы надежно предсказать хотя бы тенденцию поворота Природы к резкому потеплению или к очередному ледниковому периоду, поэтому можно рекомендовать лишь уменьшить глобальные воздействия и организовать систему мониторинга за их последствиями.

Региональные воздействия антропосферы на Природу широко известны обществу (Чернобыль, Арав и др.) не столько по научным, сколько по публицистическим сообщениям. Наиболее широко известны антропогенные воздействия (сведение естественной растительности, прежде всего лесов), выразившиеся в развитии биogeографической зональности, в чем немалую роль играет изменение режима промерзания или протаивания криолитозоны.

Большой общественный резонанс вызвало воздействие на многолетнюю криолитозону линейных сооружений, построенных без надлежащего учета геологических и гидрологических особенностей местности. В частности, при сооружении и эксплуатации БАМа возникли сложности, связанные с развитием наледей и устойчивостью технических сооружений (особенно тоннелей). Недостаточно исследован вопрос о влиянии на криолитозону (особенно высокотемпературную на северо-Западной Сибири) больших промышленных поселений, вблизи которых создаются значительные температурные аномалии за счет как непосредственного интегрального теплового воздействия эксплуатируемых сооружений промышленного и гражданского строительства, так и уменьшения альбедо снежного покрова. Почти не изучен вопрос о влиянии крупных гидroteхнических сооружений (типа Вильнойского водохранилища) на многолетнюю мерзлоту, под которыми должен сформироваться сквозной талик, что приведет к исчезновению криогенного водоупора и изменению гидрологических условий в регионе, а также, возможно, к активизации неотектоники. Очень слабо изучен вопрос о последствиях проведения горных работ типа открытых выработок кимберлитовых трубок, когда при разработке возникает угроза прорыва напорных вод подмерзлотных криопегов. Отсутствует в печати анализ результатов воздействия на криолитозону мирных подземных ядерных взрывов. Только догадываются о влиянии криосферы на распределение электромагнитного поля в экзосферах, что отражается не только на здоровье человека, но и на таких обыденных вещах, как устойчивая радиосвязь и т.п.

Локальные техногенные воздействия на криолитозону, как правило, связанные с инженерными сооружениями и мероприятиями, наиболее подробно изучены организациями ведомственной науки [Изучение..., 1992]. Накопленные знания использовались для разработки методики изучения геокриологических условий осваиваемых территорий и проведения геокриологического и гидрологического прогноза. Локальные воздействия могут быть постоянными (шоссе, линейные и площадные сооружения), периодическими (зимники, эпизодическими (грунтовые дороги, пожары, пожоги, сбросы промывочных жидкостей, грунтовые и земельные работы, дражные разработки и др.) и импульсными (бездорожные просады, расчистки и вырубки леса, аварийные разливы и т.д.). Они выражаются в изменении мезо-

и микрорельефа, снежного и растительного покровов, почв и почвообразующих пород (образование техногенных пород). Все это ведет к нарушению тепловых и водных режимов и к активизации или возникновению многих криогенных экзогенных геологических процессов. Изменение водного режима в слое протаивания, связанное с локальным нарушением дренажа (например, территория ИМЗ СО РАН в Якутске), привело к подъему уровня грунтовых вод и уменьшению глубины протаивания, а тем самым к гибели древесной растительности и заболачиванию территории.

Говоря о воздействии на криосферу, нельзя не отметить, что Человек научился управлять ею и использовать ее особенности в хозяйственных целях (например, снежную мелиорацию как часть агротехнической системы, водно-тепловую мелиорацию мерзлых пород при дражных работах, изменение механических свойств мерзлых пород за счет полимерных добавок и др.).

Предложенный калейдоскоп понятий, фактов, ассоциаций, по нашему мнению, должен показать следующее:

— значение криосферы весьма многообразно и важно в развитии Природы (экзосфера Земли), причем на региональном и локальном уровнях существенную (а иногда и определяющую) роль играет криолитозона (особенно многолетняя);

— несмотря на то, что морфология и динамика отдельных частей криосферы (атмо- и гидросфера; криолитозоны, снежных и ледяных покровов) различны и это зачастую позволяет рассматривать криогенные образования данных частей независимо друг от друга, эволюцию криосферы и ее роль в развитии Природы на любом уровне (глобальном, региональном, локальном) необходимо исследовать как единую проблему, требующую мультидисциплинарного подхода (особенно когда речь идет о натурных и экспериментальных исследованиях);

— регулирование взаимоотношений Человека и Природы главным образом в высоких и средних широтах (Россия) немыслимо без детального изучения строения криосферы и процессов, определяющих ее развитие.

Наиболее широко данные о строении и динамике криосферы (атмо- и гидросфера, а также снежный и ледяной покровы) используются при изучении глобальных ситуаций: климата (Всемирная служба погоды, Программа исследования глобальных атмосферных процессов, Программа по изучению средней атмосферы) [Кондратьев, 1992] и экологии (Международная геосферно-биосфера программа) [Марчук, Кондратьев, 1992; Кондратьев и др., 1993]. Так как указанные проблемы прагматические, то для выявления климатообразующих процессов и понимания степени критичности антропогенной нагрузки на экосистемы, а также нахождения способов регулирования человеческой деятельности широко применяются имитационное моделирование В.Ф. Крапивина [Марчук, Кондратьев, 1992] и организация натурных наблюдений (долговременный мониторинг, исследование процессов и проверка адекватности теоретических моделей) [Кондратьев, 1992; Марчук, Кондратьев, 1992; Кондратьев и др., 1993], главным образом дистанционных. Для преодоления информативной неопределенности, возникающей при имитационном моделировании сложных систем (особенно при имитации социально-экономических систем), используют методы теории игр и пытаются применять имитационно-эволюционную вычислительную технологию [Букатова и др., 1991].

Решение региональных проблем природопользования в криосфере (главным образом в области развития многолетней криолитозоны) обеспечивалось региональными геокриологическими исследованиями [Ершов, 1990]. Они

проводились, как правило, попутно с инженерно-геологическими работами масштабом мельче 1:100 000. При инженерно-геологическом обосновании освоения отдельных регионов делалось мерзлотное прогнозирование с целью оценки влияния геокриологической обстановки на природные ресурсы и обеспечения рационального использования территории. При прогнозировании используются математическое и физическое моделирование, натурные наблюдения, метод аналогий на основе предшествующего опыта и экспертные оценки.

На базе инженерно-геологических изысканий масштабом крупнее 1:50 000 осуществляется геокриологическое обеспечение проектирования, сооружения и эксплуатации инженерных объектов и проведения инженерных мероприятий. При этом мерзлотное прогнозирование проводится для инженерно-геокриологической оценки площадок и трасс (локальные проблемы природопользования), что позволяет выбрать группу приемов управления мерзлотными процессами [Ершов, 1990].

В бывшем СССР наблюдения и исследования криосферы (помимо научных организаций) проводили два ведомства: геологическая служба (инженерно-геологические и гидрогеологические исследования) и гидрометеослужба. Это, а также ведомственная разобщенность наложили некоторую профессиональную узость на материалы массовых исследований криосферы. Многие проблемы, связанные с влиянием криосферы на биосферу, экологию человека, техносферу и др., лишь слегка затронуты научными исследованиями.

В настоящее время в результате практически развала федеральной геологической службы, уменьшения роли других федеральных ведомств (в частности, гидрометеослужбы), резкого уменьшения возможностей научных организаций и увеличения прав территорий на освоение принадлежащих им ресурсов актуальным становится вопрос перестройки организации контроля за проведением геокриологических исследований и использованием их результатов при природопользовании. Для реализации контроля Федеральная наука на основе ревизии накопленных научных знаний и опыта проведенных исследований должна создать и далее поддерживать единое информационное пространство для науки, федеральных служб и структур жизнеобеспечения территорий. При этом наука должна контролировать кондиционность исследований и обеспечивать современный уровень использования их результатов.

Особенно рельефно необходимость новой организации фундаментальных научных исследований видна при освоении Арктических регионов. В пределах Российской Арктики скрестились интересы разного уровня мирового сообщества (проблемы глобального потепления климата, экология Мирового океана при природопользовании в Сибири, на Урале и в Казахстане; проблемы северных народов), федеральные (проблемы обороны, транспорта, приращения природных ресурсов, в частности углеводородных) и региональные. Это обуславливает заинтересованность в обеспечении природопользования в северных районах различных государственных и общественных структур. В то же время Арктика отражает цельность образа криосферы, которая охватывает все геосфера: атмо-, гидро-, лито- и биосферу. Проведение специальных геокриологических исследований в Арктике чрезвычайно дорого (не говоря уже о невозможности в рамках геокриологии проведения мультидисциплинарных исследований), поэтому работы, подчеркивающие необходимость мультидисциплинарных исследований, должны быть доступны широкому кругу научной общественности, а результаты их учтены при создании информационного пространства в концепции криосферы.

## Список литературы

- Авенариус И.Г., Иванов А.Ю., Широков П.А., Шкарин Б.Е. Морфоструктурная интерпретация данных радиолокационного зондирования с космического аппарата "Алмаз-1" (на примере шельфа Гельголандской бухты Северного моря) // Исследования Земли из космоса. — 1994. — № 5. — С. 87—93.
- Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.М. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене — голоцене и географический прогноз. — М.: Наука, 1978. — 76 с.
- Аксенов А.А., Дунаев Н.А. Арктический шельф в позднечетвертичное время. — М.: Наука, 1987. — 277 с.
- Алексеев М.Н., Каплин П.А., Спиридовон М.А. Геологическое картирование шельфов, стратиграфические и палеографические аспекты // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. — М.: Наука, 1984. — С. 5—10.
- Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. — М.: Недра, 1986. — 243 с.
- Андреева С.М., Кинд Н.В. Вторая позднеголоценовая — каргинская интрузия Полярного бассейна на Таймырском полуострове // Четвертичная геология и геоморфология. — М.: Наука, 1980. — С. 7—10.
- Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Молочушкин Е.Н. Расчет деградации многолетнемерзлых толщ под дном моря // Геотеплофизические исследования в Западной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 66—73.
- Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Войченко В.В. и др. Криолитозона Арктического шельфа Азии // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. — С. 183—189.
- Антрапоген Таймыра. — М.: Наука, 1982. — 184 с.
- Арэ Ф.Э. О субаквальной криолитозоне Северного Ледовитого океана // Региональные и температурные исследования мерзлых горных пород в Сибири. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1976. — С. 3—26.
- Арэ Ф.Э. Субаквальная криолитозона Азиатской Арктики // Тр. III Международной конференции по мерзлотоведению. — Эдмонт, 1978. — Т. I. — С. 335—340.
- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. — М.: Наука, 1980. — 158 с.
- Арэ Ф.Э., Толстиков Д.Н. Исследование подземного оледенения в береговой зоне Полярного бассейна геотермическим методом // Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий (материалы к симпозиуму). — Л., 1968. — С. 5—6.
- Базаров И.Я. Геокриологическая карта масштаба 1:10 000 000. — М.: Знание, 1960.
- Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Северной Азии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — 194 с.
- Барапова Н.А., Хруцкий С.Ф. Алгоритм приближенного вычисления палеотемпературы горных пород по современному геотермическому профилю геологического разреза // Геокриологические исследования. — М.: Изд-во МГУ, 1991. — С. 71—79.
- Баудин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. — М.: Недра, 1985. — 176 с.
- Баудин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. — М.: Наука, 1981. — С. 24—41.
- Берчарен У., Ван Кауверинг Дж. Катастрофы и история Земли: Новый формализм. — М.: Мир, 1986. — 456 с.
- Бляжчишин А.И., Линькова Т.И., Кириллов О.В., Шкатов Е.П. Строение позднечетвертичной толщи дна Баренцева моря на разрезе: полуостров Рыбачий — острова Земля Франца-Иосифа // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. — С. 13—19.
- Букатова И.Л., Михасев Ю.И., Шарон А.М. Эволюинформатика: Теория и практика эволюционного моделирования. — М.: Наука, 1991. — 206 с.
- Бурашникова Т.А., Муратова М.В., Суетова Н.А. Палеотемпературы в эпоху оледенения территории СССР // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 244, № 3. — С. 723—727.
- Бык С.Ш., Макагон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. — М.: Химия, 1980. — 296 с.
- Басильев А.А. Термоабразия берегов Западного Ямала // Тез. докл. юбилейного годичного собрания 24—28 апреля 1995 г. // Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений среды и климата на территории криолитозоны. — Нуццино, 1995. — С. 56—57.
- Кейл П.П. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. — М.: Мир, 1982. — 230 с.
- Вертикальная структура и динамика подледного слоя океана / Под ред. Л.А. Тимохова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 141 с.
- Нильнер Б.А. Особенности динамики берегов северных морей // Динамика и морфология берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Т. 4.
- Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: их строение, состав, происхождение // Геокриологические исследования в Арктических районах: Международный симпозиум. СССР, Ямбург, 1989 г. — Тюмень, 1990. — Вып.1. — С. 3—11.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь. — М.: Недра, 1989. — 454 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1984. — Т. 9: Моря Советской Арктики. — 280 с.
- Герасимон И.П. Последний европейский ледниковый покров. — М.: Наука, 1968.
- Гладенко Ю.В., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 4. — С. 3—20.
- Градзинский Р., Костенко А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. — М.: Недра, 1980. — 640 с.
- Григорьев Н.Ф. Современные многолетнемерзлые породы на шельфе Карского моря // Криолитозона арктического шельфа. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1981. — С. 38—44.
- Григорьев Н.Ф. Температурная характеристика донных отложений в прибрежной части Карского моря (Западное побережье п-ова Ямал) // Термика почв и горных пород в холодных регионах, 1982.
- Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. — Якутск, 1987. — 110 с.
- Григорьев Н.Ф., Ермаков О.В. Особенности береговых процессов на Ямальско-Гыданском побережье Карского моря // Береговые процессы в криолитозоне. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 28—31.
- Григорьев Н.Ф., Иванов Н.С. К вопросу о формировании мерзлых толщ на намывных островах в мерзлых горных породах. — М.: Наука, 1965. — С. 122—130.

- Гриценко И.И.** Сейсмостратиграфический анализ новейших отложений щельфовых зон по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Кайнозой щельфа и островов Советской Арктики. — Л., 1986. — С. 46—50.
- Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б., Бондарев В.Н., Онищенко С.В.** Геология и палеогеография позднего кайнозоя Баренцевоморского региона // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. — Апатиты: Кол. науч. центр АН СССР, 1989. — С. 10—17.
- Гроссвальд М.Г.** Оледенение Баренцева щельфа в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы гляциологических исследований. — М., 1967. — Вып. 13. — С. 52—77.
- Гроссвальд М.Г.** Покровные ледники континентальных щельфов. — М.: Наука, 1983. — 216 с.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин. — М.: Изд-во МГУ, 1978а. — 190 с.
- Данилов И.Д.** Полярный литогенез. — М.: Недра, 1978б. — 367 с.
- Данилов И.Д.** Основные литологогенетические типы верхнекайнозойских отложений и особенности их литогенеза // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983а. — С. 193—202.
- Данилов И.Д.** Проблема плейстоценовых отложений // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983б. — С. 221—226.
- Данилов И.Д.** Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология щельфов и материковых склонов. — М.: Наука, 1984. — С. 48—57.
- Данилов И.Д.** Проблемы позднечетвертичной истории Баренцева и Карского морей // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. — М.: Наука, 1988. — С. 73—81.
- Данилов И.Д.** Пластовые льды и субаквальный криолитогенез // Геокриологические исследования. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — С. 16—29.
- Данилов И.Д., Жигарев Л.А.** Криогенные породы арктического щельфа // Мерзлые породы и снежный покров. — М.: Наука, 1983. — С. 17—26.
- Данилов И.Д., Крапивнер Р.Б., Лазунов Г.И.** Проблемы генезиса мореноподобных отложений // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983. — С. 193—202.
- Данилова Н.С., Рыжов В.Н., Соболев В.В.** Геокриологические условия Западного Ямала // Инженерные изыскания в строительстве. — М.: ЦНИИС, 1980. — Сер. XV, вып. I. — С. 8—9.
- Данилова Н.С., Рыжов В.Н., Соболев В.В.** Полуостров Ямал // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. — М.: Наука, 1981. — С. 84—92.
- Дарвин Д.Г.** Прилины и родственные им явления в солнечной системе. — М.: Наука, 1965. — 343 с.
- Джиноридзе Н.Р., Кириенко Е.А., Калугина А.В. и др.** Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. — С. 29—33.
- Дибнер В.Д.** "Древние глины" и рельеф Баренцево-Карского щельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // Тр. Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та, 1968. — Т. 285. — С. 118—122.
- Дибнер В.Д.** Морфоструктуры щельфа Баренцева моря. — М.: Недра, 1973. — 211 с.
- Дербенева М.М.** О преобразовании мерзлых пород под действием тонких водных пленок // Криогенные процессы в почвах и горных породах. — М.: Наука, 1965. — С. 105—113.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.** Общее мерзлотование. — М., 1967. — 403 с.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение морских отложений полуострова Ямал // Мерзлотные исследования. — М.: Изд-во МГУ, 1967. — Вып. VII. — С. 185—191.
- Дубиков Г.И.** Условия формирования пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. — Л.: ПГО "Севморгеология", 1982. — С. 57—67.
- Дубиков Г.И., Корейша М.М.** Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1964. — С. 58—65.
- Дубина М.М., Черняков Ю.А.** Моделирование и расчет термопластического состояния мерзлых пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991.
- Егоров А.Б., Троцюк В.Я.** Генетический контроль образования гидратов микробиального метана в акваториях // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 287, № 4. — С. 974—977.
- Евсеев В.П.** Миграционные бугры пучения Северо-Востока европейской части СССР и Западной Сибири // Проблемы криолитологии. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — Вып. V. — С. 95—159.
- Евсеев В.П., Седов В.В.** Особенности льдообразования в миграционных буграх пучения Западной Сибири на основе структурного анализа // Проблемы криолитологии. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — Вып. VIII. — С. 183—193.
- Ершов Э.Д.** Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — 270 с.
- Ершов Э.Д.** Криогенез. — М.: Недра, 1982. — 212 с.
- Ершов Э.Д.** Общая геокриология. — М.: Недра, 1990. — 559 с.
- Жигарев Л.А.** Принципы и методы картирования криолитозоны арктического щельфа // Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения щельфов: Тез. докл. — Л., 1978. — С. 83—85.
- Жигарев Л.А.** Закономерности развития криолитозоны арктического бассейна // Криолитозона арктического щельфа. — Якутск, 1981. — С. 4—17.
- Жигарев Л.А.** Криогенные породы арктического бассейна // Криогенные процессы и явления в Сибири. — Якутск, 1984. — С. 3—13.
- Жигарев Л.А.** Криолитозона Карского моря и ее динамика при антропогенном воздействии // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1988.
- Жигарев Л.А., Плахт И.Р.** Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Проблемы криолитологии. — М.: Изд-во МГУ, 1974. — С. 115—124.
- Жижченко Б.П.** Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. — М.: Недра, 1974. — 376 с.
- Зархицзе В.С.** Новейший этап развития Арктического щельфа // Геология и неоморфология щельфов и материковых склонов. — М.: Наука, 1985. — С. 58—65.
- Захаров В.Ф.** Походления Арктики и ледовый покров Арктических морей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 96 с.
- Захаров В.Ф.** Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена. — Л., 1978. — 64 с.
- Зигерт Х.Г.** Минералообразование в области вечной мерзлоты // Строение и тепловой режим мерзлых пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — С. 14—20.
- Зимы нашей планеты / Б. Джон, Э. Дербишир, Г. Янг и др.** — М.: Мир, 1962. — 336 с.
- Зубаков В.А.** Глобальные климатические события плейстоцена. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 288 с.
- Иванова Л.В.** Фораминиферы в донных осадках Баренцева моря // Природа и хозяйство Севера. — Мурманск, 1984. — Вып. 12. — С. 36—42.
- Изучение инженерно-геокриологических и гидрогеологических условий верхних горизонтов пород в нефтегазоносных районах криолитозоны. Методическое руководство / Сост. Е.С. Мельников, С.Е. Гречишев, А.В. Павлов и др.** — М.: Недра, 1992. — 288 с.
- Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.** — М.: Изд-во МГУ, 1980. — 256 с.
- Калиненко В.В., Никифоров С.П.** Литологические аномалии на арктическом мелководном щельфе // Геология и геоморфология щельфов и материковых склонов. — М.: Наука, 1984. — С. 184—193.
- Каменский Р.М., Григорьев Н.Ф., Сергеев В.П.** Геокриологические проблемы мелководных участков приарктического побережья // Природные условия осваиваемых регионов Сибири. — Якутск, 1987. — С. 3—8.
- Каплин П.А.** Новейшая история побережий Мирового океана. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — 265 с.
- Каплинская Ф.А.** Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье полуострова Ямал у пос. Харасавэй // Пластовые льды криолитозоны. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1982. — С. 71—80.

- Каплианская Ф.А., Тарноградский В.Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен // Изв. ГО. — 1977. — Т. 109, вып. 4. — С. 314—319.
- Каплианская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области вечной мерзлоты // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. — 1978. — Т. 297. — С. 65—76.
- Карслуу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых гел. — М.: Наука, 1964. — 487 с.
- Карта рельефа поверхности разновозрастного гетерогенного фундамента Арктики и сопредельных площадей. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Р. Пушаровского. — М.: Изд-во Мин geo СССР, 1989.
- Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых отложений // VI конгресс ИНКВА. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 37—44.
- Катасонов Е.М., Пудов Г.Г. Криолитологические исследования в районе Ваниной губы моря Лаптевых // Мерзлотные исследования. — М.: Изд-во МГУ, 1972. — Вып. XII. — С. 130—137.
- Кесельман Г.С., Махмудбеков Э.А. Защита окружающей среды при добыче, транспортировке и хранении нефтепродуктов. — М.: Недра, 1981. — 255 с.
- Кленова М.В. Геология Баренцева моря. — М.: Наука, 1960. — 367 с.
- Клюев Е.В. Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей // Океанология. — 1965. — Т. 4, вып. 5. — С. 863—869.
- Клюев Е.В. Некоторые особенности рельефа дна полярных морей // Зап. гидрографии. — 1968. — № 2. — С. 38—43.
- Кондратьев К.Я. Глобальный климат. — СПб.: Наука С.-Петербургское изд-ние, 1992. — 359 с.
- Кондратьев К.Я. и др. Экология и политика. — СПб.: Изд-во РАН, 1993. — 285 с.
- Коптиг В.А. Конференция ООН по окружающей среде и развитию. Чем грозит России игнорирование ее выявлений? // Трагедия цивилизации. — Новосибирск: ТОО "Параллель", 1994. — С. 9—16.
- Котлов Ф.Б. Изменение геокриологической среды под влиянием деятельности человека. — М.: Недра, 1978. — 230 с.
- Котляков В.М. Мир снега и льда. — М.: Наука, 1994. — 286 с.
- Крапивнер Р.Б. Мореноподобные суглинки Печорской равнины — осадки длительно замерзающих морей // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. — 1973. — № 12. — С. 12—18.
- Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. — М.: Недра, 1986. — 204 с.
- Крапивнер Р.Б. О сдвиговой тектонике на Баренцевом шельфе // Результаты, методика и техника морских геолого-геофизических исследований континентальных окраин. — Рига: ВИНИМорго, 1988. — С. 37—41.
- Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. — М.: Наука, 1988. — С. 103—133.
- Криотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана / В.А. Соловьев, Г.Д. Гинзбург и др. — Л.: Недра. Ленинград. изд-ние, 1987. — 250 с.
- Крицук А.Н., Коростелев Ю.В. Особенности проявления криогенных процессов в районах развития молниевых пластовых льдов // Изучение и прогноз криогенных физико-геологических процессов. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1984. — С. 4—11.
- Крицук А.Н., Червова Е.И. Гидрохимическая характеристика поверхностных вод и подземных льдов Среднего Ямала // Криогидрогеологические исследования. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1985. — С. 117—126.
- Кроноткин П.Н., Трапезников Ю.А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их взаимная связь с геотектоническими процессами // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — С. 32—50.
- Куряяцев А.А., Романовский Н.Н. Криолитозона шельфа полярного бассейна // Проблемы геологии шельфа. — М.: Наука, 1975. — С. 60—66.
- Куряяцев А.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н. Общее мерзлотоведение. — М.: Изд-во МГУ, 1978. — 463 с.
- Ландшафт Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. — М.: Наука, 1964. — 566 с.
- Ласточкин Л.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. — Л.: Недра. Ленинград. отд-ние, 1978. — 247 с.
- Левашкович В.Г., Цибуля Л.А., Десятков В.М. Течиевой поток на островах Баренцевоморского региона // Сов. геология. — 1992. — № 8. — С. 67—70.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука, 1988. — 309 с.
- Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Экспедиция в Карское море // Природа. — 1994. — № 10. — С. 32—43.
- Макагон Ю.Ф. Газовые гидраты, предупреждение их образования и использование. — М.: Недра, 1985. — 232 с.
- Марков К.К. Палеогеография четвертичного периода СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Марков К.К., Спасская И.И. Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. — М.: Наука, 1975.
- Марчук Г.И., Кондратьев К.Я. Приоритеты глобальной экологии. — М.: Наука, 1992. — 264 с.
- Маслов А.Д. Физико-механические и теплофизические свойства донных отложений юго-западной части Карского моря // Инженерно-геологические свойства донных отложений Мирового океана. — Л.: ПГИ "Севморгео", 1985. — С. 51—63.
- Матишин Г.Г. Гляциальная морфоструктура и особенности оледенения шельфа Баренцева моря // Геология моря. — Л., 1976. — Вып. 5. — С. 20—26.
- Матишин Г.Г. О характере плейстоценового оледенения Баренцева шельфа // Докл. АН СССР. — 1977. — № 1. — С. 184—187.
- Матишин Г.Г. Дно океана в ледниковый период. — Л.: Наука. Ленинград. отд-ние, 1984. — 176 с.
- Матишин Г.Г., Мировой океан и оледенение Земли. — М.: Мысль, 1987. — 269 с.
- Матишин Г.Г., Павлов Л.Г. Актуальные проблемы палеогеографии и палеоэкологии северных морей в четвертичный период // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. — М.: Наука, 1988. — С. 5—26.
- Мельников П.И. О наличии многолетнемерзлых пород под реками и озерами на территории Якутской АССР // Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии. — М.: Наука, 1964. — С. 97.
- Молочушкин Е.Н. Мерзлотно-геологические исследования юго-восточной окраины шельфа моря Лаптевых // Проблемы геологии шельфа. — М.: Наука, 1975. — С. 87—91.
- Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.Н. Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Методы определения тепловых свойств горных пород. — М.: Наука, 1970. — С. 154—169.
- Назинцев Ю.А. О снегонакоплении на льдах Карского моря // Тр. Арктического и Антарктического НИИ. — 1964. — Т. 267. — С. 31—47.
- Неизвестнов Я.В. Мерзлотно-гидрологические условия зоны арктических шельфов СССР // Криогенозона арктического шельфа. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1981а. — С. 18—28.
- Неизвестнов Я.В. Методологические основы изучения инженерной геологии арктических шельфов СССР // Иня. геология. — 1981б. — № 1. — С. 3—14.
- Неизвестнов Я.В., Зархадзе В.С., Мусатов Е.Е. Эволюция мерзлотных условий Баренцево-Карского шельфа в позднем кайнозое // Тез. докл. юбилейного годичного собрания 24—28 апреля 1995 г. "Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной среды и климата на территории криолитозоны". — Нуццино, 1995. — С. 24—25.
- Нейштадт М.И. Голоцен. — М.: Наука, 1968.
- Некрасов В.В. Курс общей химии. — М.: Химия, 1965. — Ч.1.
- Некрасов И.А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития. — Якутск, 1976. — 246 с.
- Неоген-четвертичная палеоокеанология: по микропалеонтологическим данным / М.С. Бараш, И.И. Блюм и др. — М.: Наука, 1989. — 285 с.

- Нешива С. Океанология. — М.: Мир, 1991.
- Никиторова Е.Г., Чаплыгин Е.И., Шлайер А.Д. Барические системы и динамические процессы в арктических морях // Океанология. — 1969. — Т. 9, № 5. — С. 782—790.
- Общее мерзлотоведение (геокриология). — М.: Изд-во МГУ, 1978. — 464 с.
- Пармизин Ю.П. Карст в мерзлых породах // Природа. — 1984. — № 10. — С. 34—40.
- Платих И.Р. Развитие криогенных пород прибрежного шельфа моря Лаптевых по палеогеографическим данным // Криолитозона арктического шельфа. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1981. — С. 53—62.
- Погребицкий Е.Ю. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. — 1976. — № 1. — С. 13—22.
- Пономарев В.М. Подземные воды на территории с мощной толщей многолетних мерзлых пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 200 с.
- Попов А.И. О дислокациях и криолитогенезе Северной Евразии // Вест. МГУ. Сер. 5. География. — 1984. — № 3. — С. 3—9.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. — М.: Мир, 1987. — Т. 1. — 557 с.
- Рокос С.И., Люстерник В.А. Формирование состава и физико-механических свойств иллювиальных четвертичных мореноподобных отложений центральной части шельфа Баренцева моря (Южно-Баренцевская впадина и ее структурное обрамление). — Киев: Ин-т геологических наук, 1990. — 50 с.
- Романовский Н.Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере Приморской низменности Якутии и Новосибирских островах // Мерзлые исследования. — М.: Изд-во МГУ, 1961. — Вып. 1. — С. 124—144.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 335 с.
- Савельев Б.А. Термика и механика природных льдов. — М.: Наука, 1983.
- Савицкий В.О., Хведчук И.И., Чуйко А.И. Принципы и методы выделения структурно-стратиграфических (сейсмостратиграфических) подразделений // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 52—59.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. — Л., М.: НИИГА и Главморпути, 1953. — Т. 77. — 627 с.
- Сенин Б.Н., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. — Мурманск, 1988. — 176 с.
- Сергин С.Я. Температура поверхности Земли в наиболее теплые и холодные эпохи позднечетвертичного времени // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1975. — № 3. — С. 37—48.
- Смирнов В.М. Берговые процессы на побережье Западного Ямала // Изв. ВГО. — 1986. — Т. 118, № 5. — С. 428—452.
- Смирнов С.И. Некоторые вопросы региональной динамики подземных вод в связи с гидрохимическими закономерностями // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1970. — Т. 45, № 5. — С. 8—21.
- Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). — М.: Наука, 1970. — 525 с.
- Соколов В.П. Геология и перспективы нефтеносности Западно-Сибирской низменности. — М.: Гостоптехиздат, 1960. — 157 с.
- Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. — Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1981. — С. 28—38.
- Соломатин В.И. Ископаемые реликты льда на севере Зап. Сибири // Материалы гляциологических исследований. — М., 1977. — Вып. 29. — С. 233—240.
- Соломатин В.И. Погребенные остатки плейстоценовых ледников и их палеогеографическое значение // Тез. докл. к XI конгрессу ИНКВА. — М., 1982. — Т. 3. — С. 295—296.
- Соломатин В.И., Крючков В.И. и др. К вопросу о генезисе пластовых льдов на севере Западной Сибири // Природные условия Зап. Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — Вып. 8. — С. 64—74.
- Спесивцев В.И. Критерии выделения криогенных пород на шельфе Карского моря по сейсмоакустическим данным // Тез. докл. юбилейного годичного собрания 24—28 апреля 1995 г. "Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной среды и климата на территории криолитозоны". — Пущино, 1995. — С. 107—108.
- Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. — Л.: Недра. Ленинград, отд-ние, 1982. — 616 с.
- Сузальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. — Л.: Стройиздат, 1977. — СНиП 11-18-76. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. — М.: Стройиздат, 1977. — ч. II, гл. 18. — 45 с.
- Такки Д.Ф., Буйваленко Е.Ф. Морфоструктурная карта юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. — 1976. — Т. 16. — С. 639—644.
- Тарасов Г.А. Особенности позднечетвертичной седиментации в Баренцевом море // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. — М.: Наука, 1988. — С. 82—92.
- Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей пластовых льдов на Карском побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. — Якутск, 1982. — С. 80—89.
- Томирдиаро С.В., Черненский Б.Н. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. — М.: Наука, 1987. — 198 с.
- Трофимов В.Г., Баду Ю.Б., Варенышев В.В. и др. Основные закономерности распространения, строения толщи и температуры многолетнемерзлых пород полуострова Ямал // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1975. — С. 123—174.
- Трофимов В.Г., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и лысистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — 247 с.
- Трофимов В.Г., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фаусов Н.Г. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). — М.: Изд-во МГУ, 1975а. — 278 с.
- Трофимов В.Г., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фаусов Н.Г. Основные закономерности гидротектонических условий верхней части разреза полуострова Ямал // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1975б. — С. 228—246.
- Фартишев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. — 136 с.
- Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. — М.: Мир, 1982.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. — М.: Наука, 1977. — 200 с.
- Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. — М.: Наука, 1987. — С. 39—45.
- Цибуля А.А., Левашкивич В.Г. Тектоновое поле Баренцевоморского региона. — Анатиты: Колыванский научный центр РАН, 1992. — 45 с.
- Чеховский А.Л. О распространении многолетнемерзлых пород под шельфом Карского моря // Тр. ИНИИС Госстроя СССР. — М., 1972. — Т. XVIII. — С. 100—111.
- Чеховский А.Л., Белоусова Е.Б., Кацлита Т.Н. Реконструкция температуры воздуха климатического оптимума Западной Сибири на основе изучения строения и мощности многолетнемерзлых пород Евразии. — М.: Наука, 1981. — 92 с.
- Шварцбах М.Б. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. — М.: Изд-во иностр. лит., 1955. — 254 с.
- Швецов П.Ф. Геотермические условия мезо-кайнозойских нефтеносных бассейнов. — М.: Наука, 1974. — 130 с.
- Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. — М.: Наука, 1974. — 172 с.
- Шенард Ф.П. Морская геология. — Л.: Недра. Ленинград, отд-ние, 1976. — 488 с.
- Шнейхер А.О. О влиянии атлантических волн на формирование особенностей гидрометеорологических процессов в зимний период (на примере морей Карского и Лаптевых). — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. — 1967. — Т. 99, № 2. — С. 114—121.
- Шполянская Н.А. Прогноз динамики вечной мерзлоты на основе анализа ее современного состояния и плейстоценовой истории (на примере Западной Сибири). // Вопросы криологии Земли. — М.: Недра, 1976. — С. 49—67.

- Шполянская Н.А. О возможности субмаринного криолитогенеза. Геокриологические исследования в Арктике // Строение современной криолитозоны Арктики. Ее эволюция и устойчивость в плейстоцене—голоцене. — Тюмень, 1990. — С. 53—61.
- Шполянская Н.А., Минкин М.А., Фельтман Г.М. Динамика вечной мерзлоты Западной Сибири в плейстоцене // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во МГУ, 1980. — Вып. 7. — С. 127—141.
- Экология и биосфера Карского моря — Апатиты, 1982. — 182 с.
- Bezmaternykh E.F., Kireev G.I., Gritsenko I.I. Tertiary Aplift and erosion-effects on prospectivity and Proceeding // International Seminar on Seismic Stratigraphy of the Barents Sea Region. IKU Sintef group, 1989. — P.193—197.
- Bischoff J.L., Piper D.(ed.). Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. — N.Y., 1979. — 650 p.
- Blak R.F. Permafrost review // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1954. — Vol. 5. — P. 339—355.
- Chamberlain E.J., Sellman S.E., Blouin D.M. et al. Engineering properties of subsea permafrost in the Prudhoe Bay region of the Beaufort Sea // Proc. Third Intern. Conf. on Permafrost, National Research Council of Canada. — Ottawa, 1978. — P. 629—635.
- Gataullin V., Polyk L., Epstein O., Romanyk B. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // Boreas. — 1993. — Vol. 22. — P. 47—58.
- Grudge A. Occurrence of offshore permafrost in northern Canada // Coast and shelf Beaufort sea. — Arlington. — 1925. — Vol. Va. — P. 427—436.
- Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass Transport Process in Subsea Permafrost // Geoph. — 1978. — Vol. 83. — P. 4707—4712.
- King L., Rokoengen T., Gumbiksrud T. Quaternary seismostratigraphy of the Mid Norwegian Shelf, 65°—67°30' // A till tongue stratigraphy, 1981. — Vol. 114. — P. 58.
- Kovacs A. On ice scoring along the shelves of the Arctic Ocean // Amer. Geophys. Union Trans. Abstr. — 1972. — Vol. 53. — P. 1008—1009.
- Lachenbruch A.H. Thermal effects of the Ocean on permafrost // Geol. Soc. Amer. — 1957. — Vol. 68. — P. 1515—1530.
- Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Heat flow on the Arctic // Arctic. — 1969. — Vol. 22. — P. 300—311.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., Moses T.H. Permafrost, Heat Flow and the geothermal Regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. geoph. — 1982. — Vol. 87. — P. 9301—9316.
- Lovo V., Elverhoi A. Submarine permafrost and gas hydrates in the Barents Sea // Norsk Polarinstitutt Rapportserie. — 1990. — N 56.
- Mackay J.R. Off shore permafrost and Ground Ice, Southern Beaufort Sea, Canada // Can. J. Earth. Sci. — 1972. — Vol. 9, N 11. — P. 1150—1161.
- Melnikov W., Smorygin G. Peculiarities of formation and thawing of ice originated from colloid solutions phase conditions of water in the cryosphere // Proc. 7 Intern. conf. of Permafrost. — 1993. — Vol. 1. — P. 455—460.
- Natural gases in marine sediments // Marine Science. — N.Y., 1974.
- Parry W.E. Journal of a voyage of discovery of a northwest Passage from the Atlantic to the Pacific. — Murray: London, 1821. — 310 p.
- Polyk L., Scott J., Gataullin V., Timothy A. Two-step deglaciation of the southwestern Barents Sea // Geology. — 1955. — Vol. 23. — P. 567—571.
- Rex M.N. Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near Barrow // Alaska — Arctic. — 1955. — Vol. 8, N 3. — P. 177—186.
- Sættem J. Glaciotektonics and glacial geology of the southwestern Barents Sea. Doktor ingnior avhandling. Institutt for geologi og bergteknikk Trondheim. IKU publ., 1991. — Vol. 53. — 224 p.
- Sangrey D.A. Engineering behavior of marine sediments // Ocean science and engineering. — 1983. — Vol. 8(3). — P. 329—349.
- Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon explortion / Ed.C.E. Payton. — Tulsa Amer. A.P.G., 1977. — 516 p.
- Shearer J.M., Bianco S. Further observation of the scouring phenomena in the Beaufort Sea // Geol.Surv.Can.Pap. — 1975. — Vol. 75-1. — P. 483—493.
- Shearer J.M., Makrob R.F., Peletier R.R., Smith T.B. Submarine pingo in the Beaufort Sea // Science. — 1971. — Vol.174, N 4011. — P. 816—818.
- Stoll R., Ewing J., Bryan G. Anomalous wave velocities in sediments containing gas hydrates // J. geophys. Res. — 1971. — Vol. 76.
- Taylor P., Lewis C.F. Nearshore marine geological reconnaissance at Cunningham inlet, Somerset Island, N.W.T. // Geol. Surv. Can. Pap. — 1975. — Vol. 75-1, pat A. — P. 505—507.
- Whit S.E. Is frost action only hydration Shaffring // A review Arctic and Alpine Res. — 1976. — Vol. 8, N 1. — P. 1—6.

# Оглавление

<b>Введение . . . . .</b>	3	
<b>Глава 1. Инженерно-геологическая изученность региона . . . . .</b>	6	
<b>Глава 2. Методика выполнения анализируемых исследований . . . . .</b>	11	
2.1. Бурение инженерно-геологических скважин и техника отбора проб . . . . .	—	
2.2. Акустические исследования . . . . .	12	
2.3. Геокриологические исследования . . . . .	14	
2.4. Лабораторные анализы . . . . .	15	
<b>Глава 3. Физико-географическая характеристика региона . . . . .</b>	17	
3.1. Особенности рельефа прибрежной суши и морского дна . . . . .	—	
3.2. Гидрометеорологические условия . . . . .	25	
<b>Глава 4. Геологическое строение . . . . .</b>	33	
4.1. Стратиграфия и литология . . . . .	—	
4.2. Вещественный состав грунтов . . . . .	42	
4.3. Неотектонический режим и палеогеография региона . . . . .	59	
<b>Глава 5. Физико-механические свойства грунтов . . . . .</b>	68	
<b>Глава 6. Геокриологические условия шельфа и прибрежной суши . . . . .</b>	83	
6.1. О стационарной и нестационарной криолитозоне . . . . .	—	
6.2. Условия аgradationи и деградации мерзлых толщ . . . . .	85	
6.3. Условия стабильности существования газогидратов на шельфе . . . . .	90	
6.4. Криолитозона шельфа Баренцева моря . . . . .	95	
6.5. Криолитозона шельфа Карского моря и его прибрежной зоны . . . . .	103	
<b>Глава 7. Геокриологические условия ключевых участков . . . . .</b>	105	
7.1. Криолитозона Байдарацкой губы и прибрежной суши . . . . .	—	
7.1.1. Общие сведения о природных условиях . . . . .	—	
7.1.2. Геокриологические особенности прибрежной зоны Приуральского участка Байдарацкой губы . . . . .	107	
7.1.3. Геокриологические особенности прибрежной зоны Ямальского участка Байдарацкой губы . . . . .	116	
7.1.4. Особенности строения и эволюции криолитозоны Байдарацкой губы . . . . .	122	
7.2. Криолитозона прибрежной суши и мелководья Харасавийского месторождения . . . . .	129	
7.2.1. Общие сведения . . . . .	—	
7.2.2. Криолитозона прибрежной суши . . . . .	132	
7.2.3. Криолитозона мелководья . . . . .	134	
7.3. Криолитозона Русановского нефтегазового месторождения . . . . .	145	
<b>Глава 8. Экзогенные геологические процессы и явления . . . . .</b>	156	
8.1. Криогенные процессы в прибрежной зоне . . . . .	—	
8.2. Экзогенные процессы и явления на шельфе . . . . .	159	
<b>Глава 9. Геокриологическое районирование и типизация инженерно-геокриологических условий региона . . . . .</b>	171	
<b>Воззрение на криосферу Земли (вместо заключения) . . . . .</b>	178	
<b>Список литературы . . . . .</b>	186	

Научное издание

Мельников Владимир Павлович  
Спесивцев Валентин Ионович

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА  
БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЁЙ

*Вниманию читателей!*

**Сибирская издательская фирма**

предоставляет индивидуальным и коллективным заказчикам  
следующие виды услуг:

- редактирование и выпуск книг по заказу;
- изготовление оригинал-макетов книг на дискетах;
- помочь в оформлении и редактировании диссертаций и других материалов;
- размещение рекламы на страницах книг и журналов Сибирского отделения РАН.

Издательство приглашает иностранных партнеров  
к сотрудничеству в области книгоиздания.

Фирма готова рассмотреть любые деловые предложения и  
программы.

*Об условиях размещения заказов и их оплате можно узнать по адресу: 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18;  
телефон: (8—3832)22—33—23;  
факс: (8—3832)22—51—81.*

Редактор А. М. Самогенко  
Художественный редактор Л. В. Матвеева  
Художник А. И. Смирнов  
Технический редактор Л. П. Минеева  
Корректор Л. М. Акентьева  
Оператор электронной верстки И. В. Мерегина

ИБ № 1849

ЛР № С20297 от 27.11.91 г. Сдано в набор 09.09.95. Подписано в печать 11.12.95.  
Формат 70 × 100 1/16. Офсетная печать Усл. печ. л. 16,3 — 1,5 печ. л. на мел. бумаге +  
+ обложка. Уч.-изд.л. 14,9. Тираж 300 экз. Заказ № 516.

"Наука". Сибирская издательская фирма РАН. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 РАН. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

---

## *Вниманию заказчиков!*

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, кор. 2. Отдел комплектования библиотек Торговой фирмы "Академкнига"; 197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7, магазин "Книга — почтой" Санкт-Петербургского оптово-розничного отделения "Академкнига" и в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга — почтой".

690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга — почтой");

620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга — почтой");

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга — почтой");

420043 Казань, ул. Достоевского, 53;

660049 Красноярск, проспект Мира, 84;

117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;

117383 Москва, Мичуринский проспект, 12;

103642 Москва, Б. Черкасский пер., 4;

630200 Новосибирск, ул. Восход, 15, комн. 508б;

630090 Новосибирск, Морской проспект, 22;

142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;

142292 Пущино Московской обл., МР "В", 1 ("Книга — почтой");

443022 Самара, проспект Ленина, 2 ("Книга — почтой");

191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57;

199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2;

194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4;

634050 Томск, Набережная реки Ушайки, 18;

450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга — почтой");

450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.

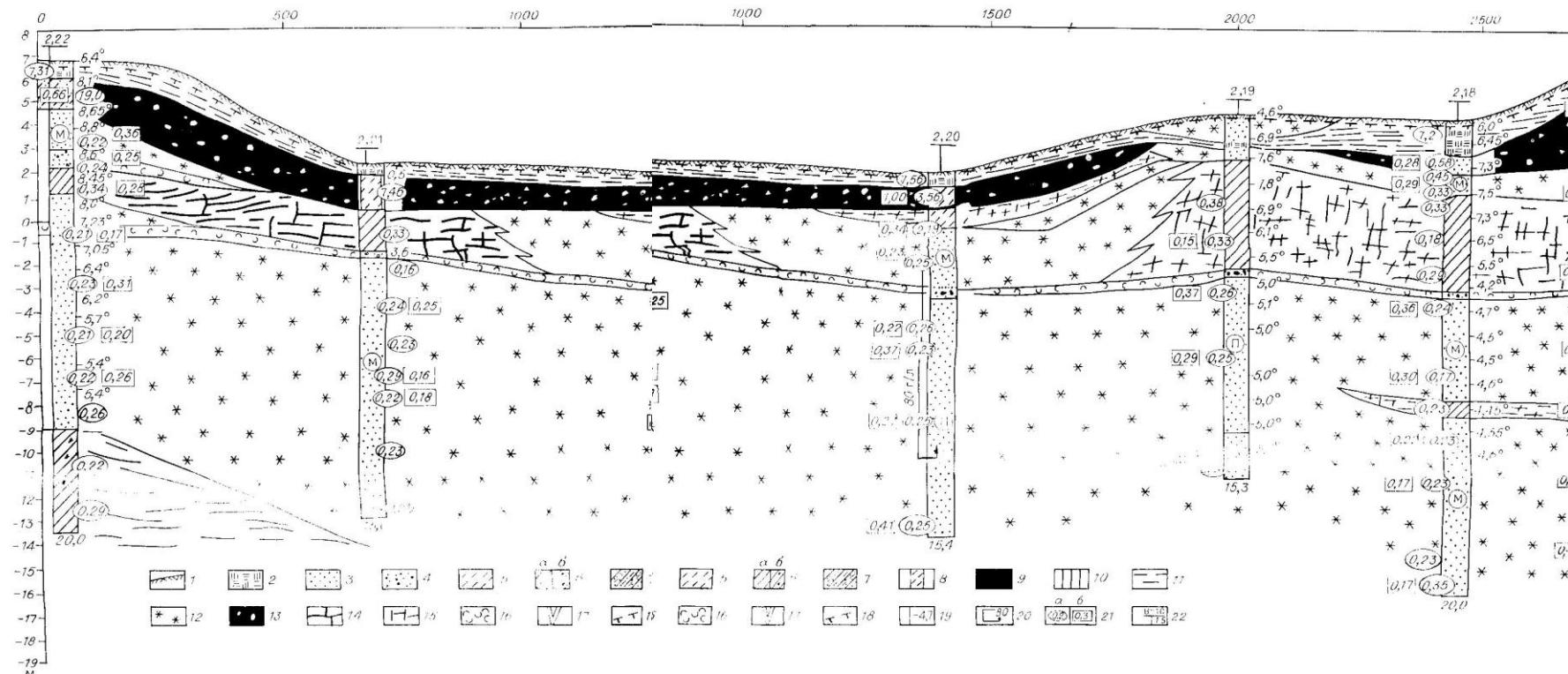
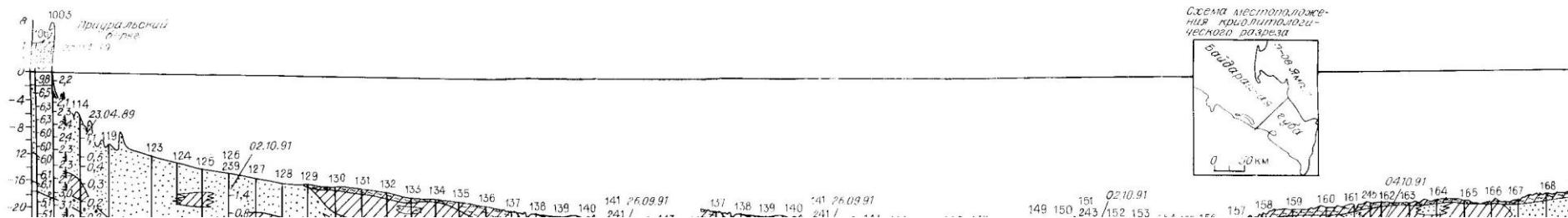


Рис. 7.1. Геок

1 — почвенно-растительный слой; 2 — торф; 3 — песок (средний, мелкий, п. — щебенчатый, г. — гравийный); 4, 5 — супесь; 6 — суглинок (6); 7 — моренный суглинок (6); 8 — пересыпанное суглинка, супеси и песка; 9 — литологический состав включения во льду; 10 — подземный лед; 11 — морской лед; 12 — морская вода; 13—16 — криотекстура; 12 — массивная, 13 — базальная (блокированная), 14 — селитая, 15 — мелкосеччатая, 16 — корковая; 17 — полигонально-жиловый лед; 18 — кровли природной впадины; 19 — ограничительные значения температур; 20 — зона напорных криоплитов и значение минерализации (‰); 21 — природная влажность (‰) и льдостойкость (‰); 22 — номер и глубина скважин.

Рис. 7.1. Геокриолого-геологический разрез Приуральского берега Байдаранкой тундры на участке проектируемого газопровода Ямал-Центр.



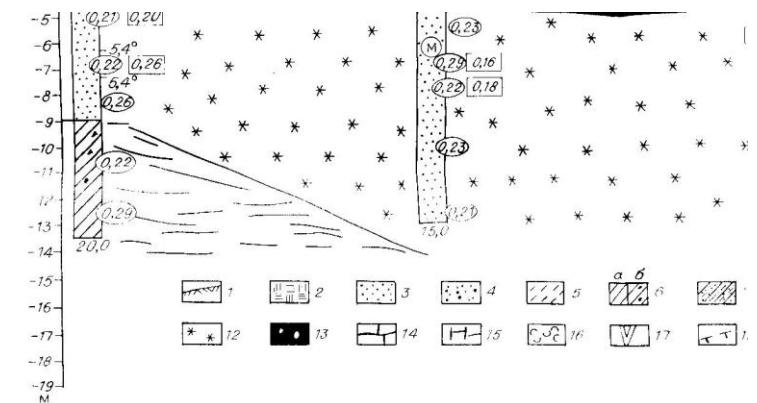
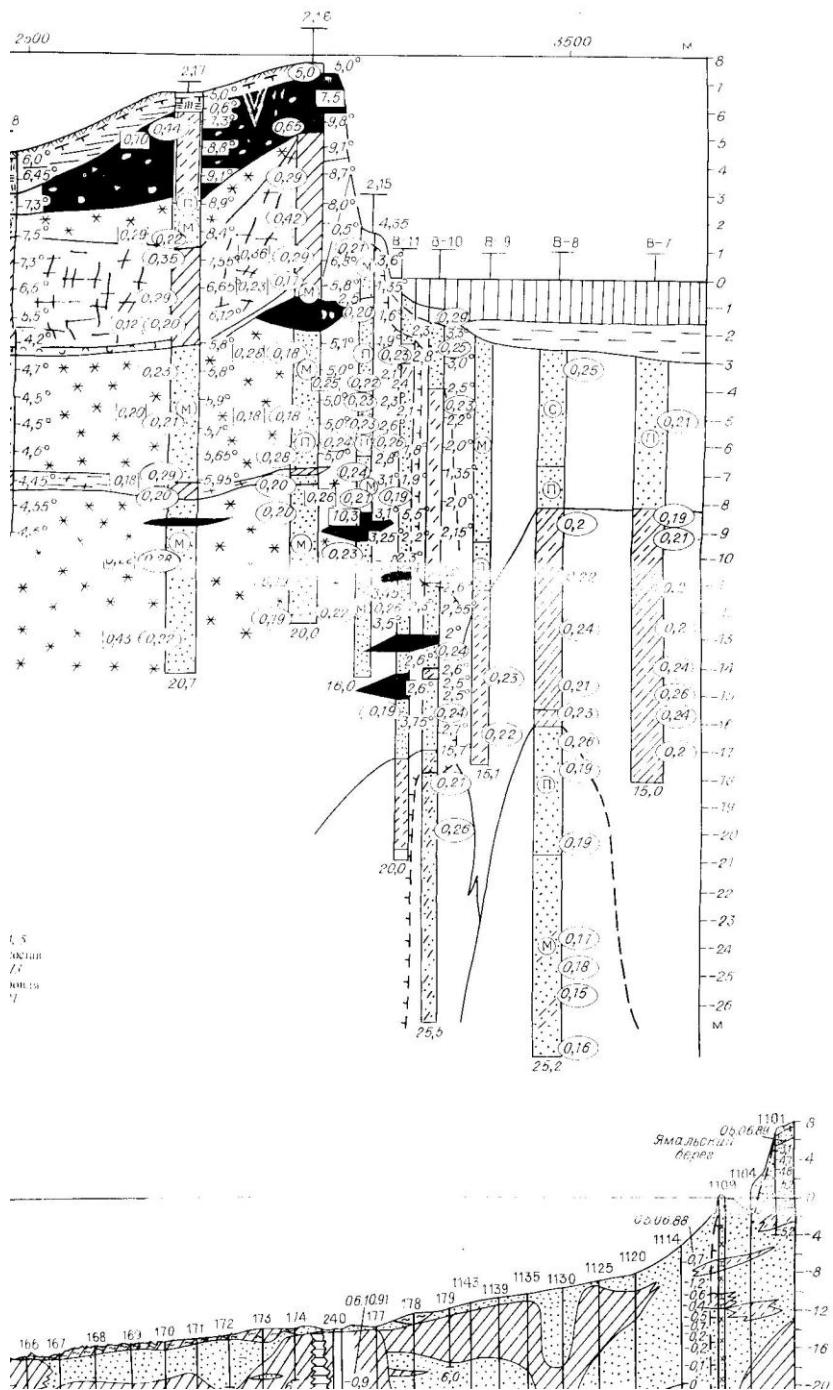
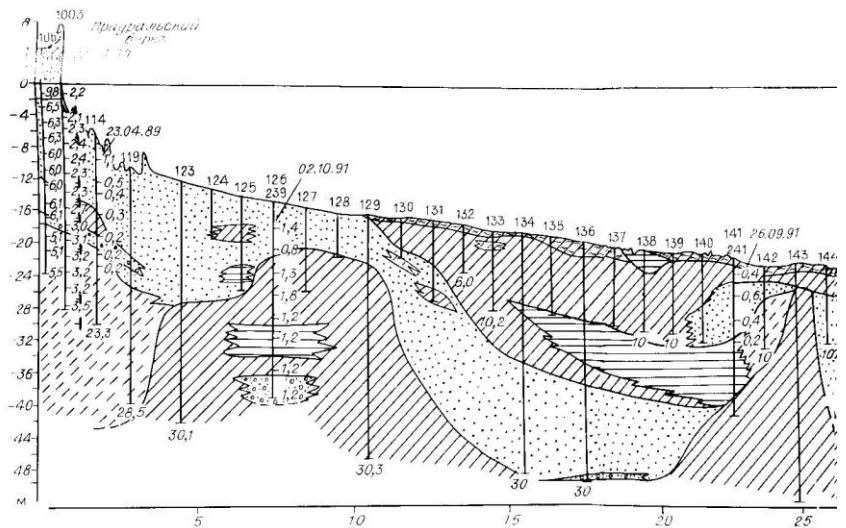


FIG. 7.1. Fcos

1 — почвенно-  
супесь; 6 — с  
включениями вол-  
базальными шата-  
ММП; 19 — с  
природной влагой



*Рис. 7.10.* Криолигологический разрез Байдарской губы на участке подводного перехода 7—литогенез: I — горф, 2 — из супесиентов, 3 — из глинистых, 4 — песок, гравий, тальк, 5 — суглинок, 8 — глины; 9—II — криотектон; 9 — базальном (стакановка), 10 — сечватка, 11 — месс; 13 — значения отрицательной температуры по скважинам, 14 — дата измерения; 15 — литологически се номер и глубина (м).

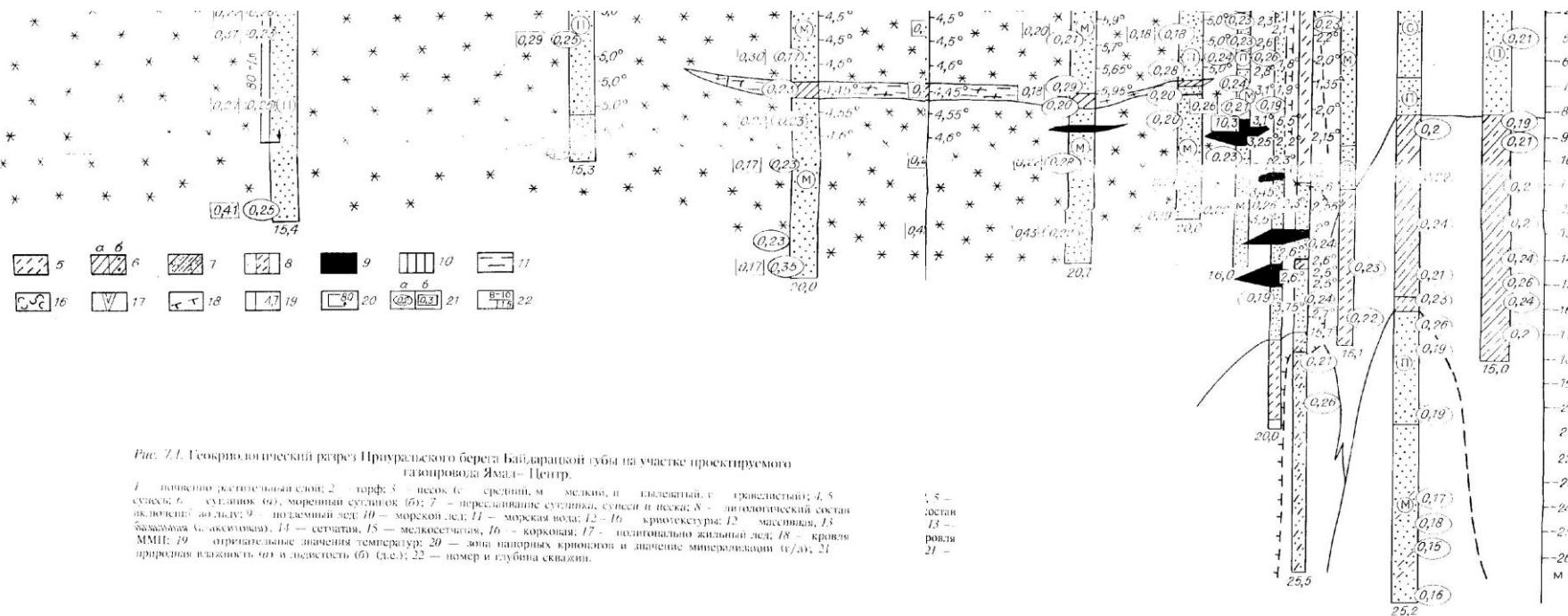
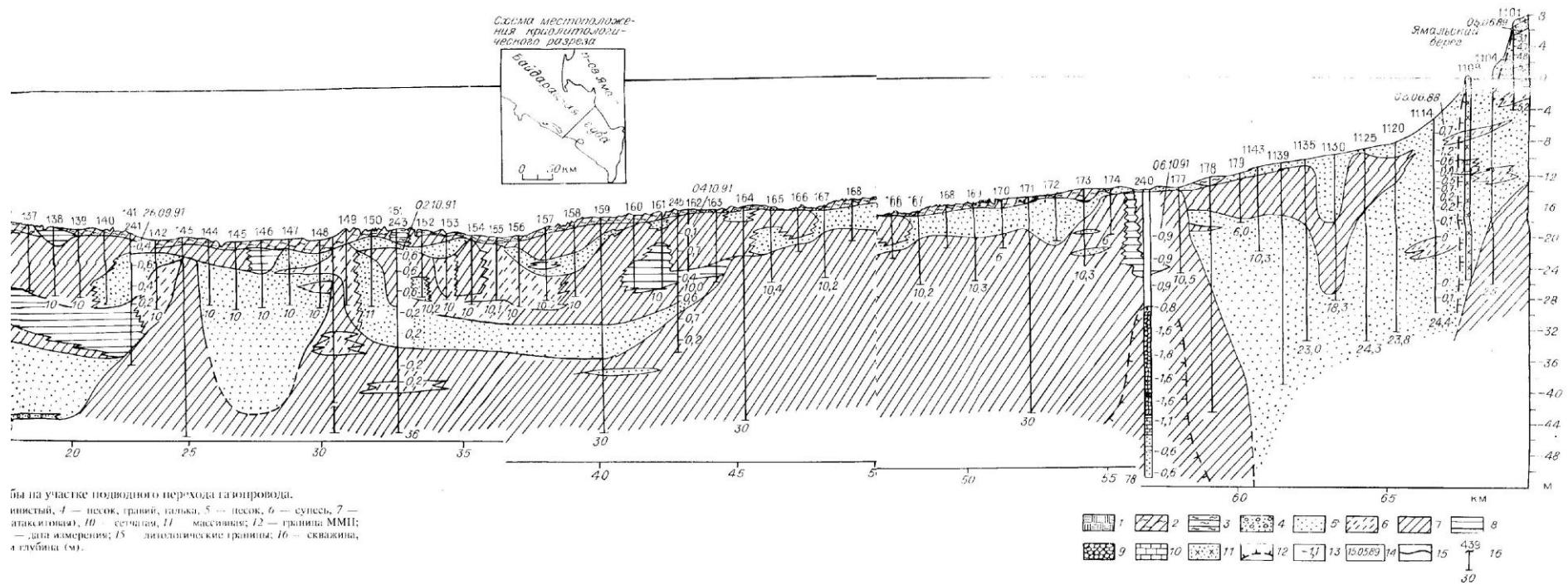


Рис. 7.1. Геокриологический разрез Приуральского берега Байкальской губы на участке проектируемого газопровода Ямал-Центр.

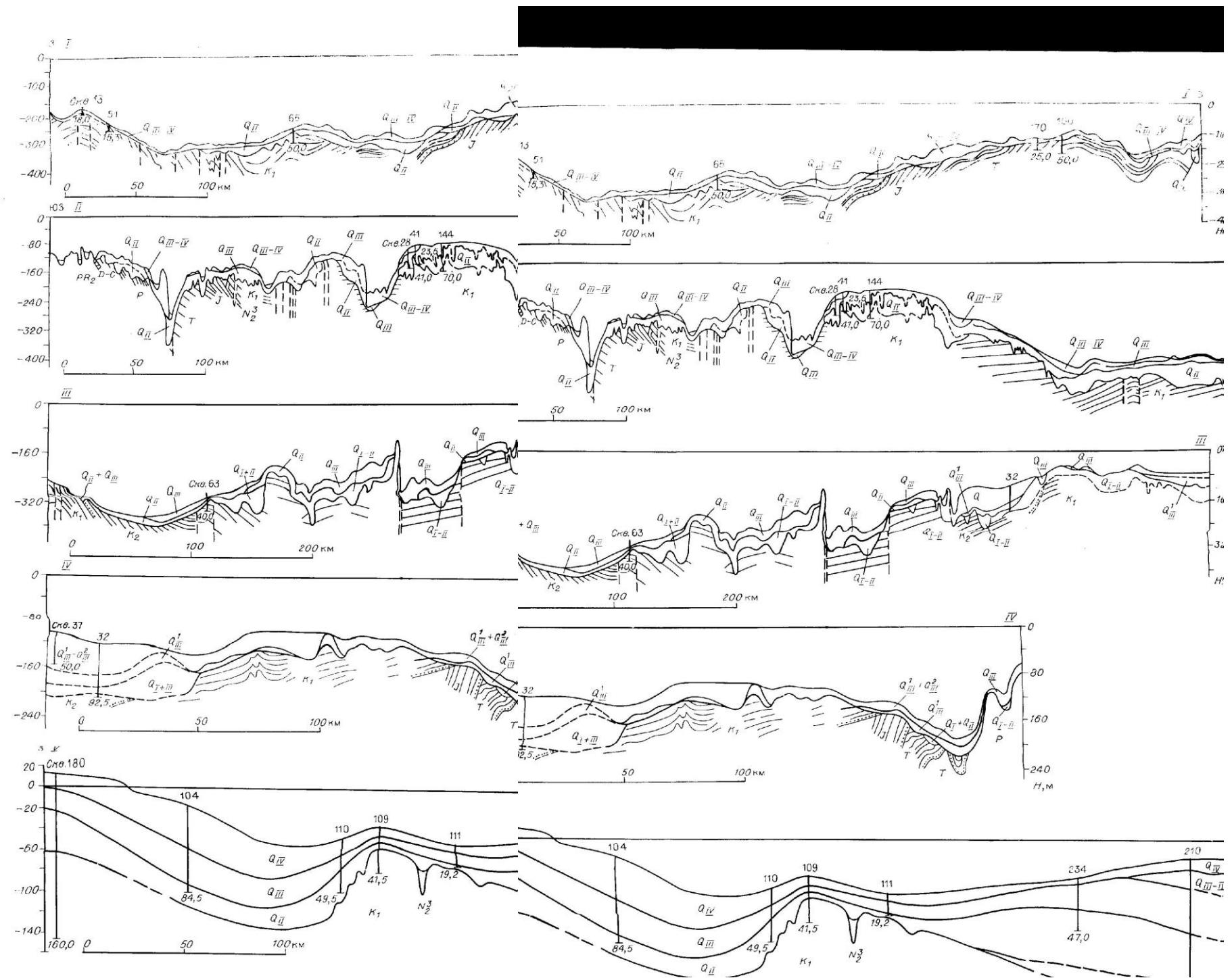
1 - почвенно-растительный слой; 2 - торф; 3 - песок; 4 - средний, м - мелкий, п - гравелит; 5 - супесь; 6 - галька; 7 - пересыпь супеси и песка; 8 - алювиальный состав озера (ледник); 9 - подземный лед; 10 - морской лед; 11 - морская вода; 12 - гравий; 13 - криогенетура; 14 - массивная; 15 - мелкостенная; 16 - корковая; 17 - полигонально-жизненный лед; 18 - кровля ММП; 19 - отрицательные значения температур; 20 - зона панорных крионаготов и значение минерализации (г/дс); 21 - природная влажность (м) и подвижность (б) (д.с.); 22 - номер и глубина скважин.

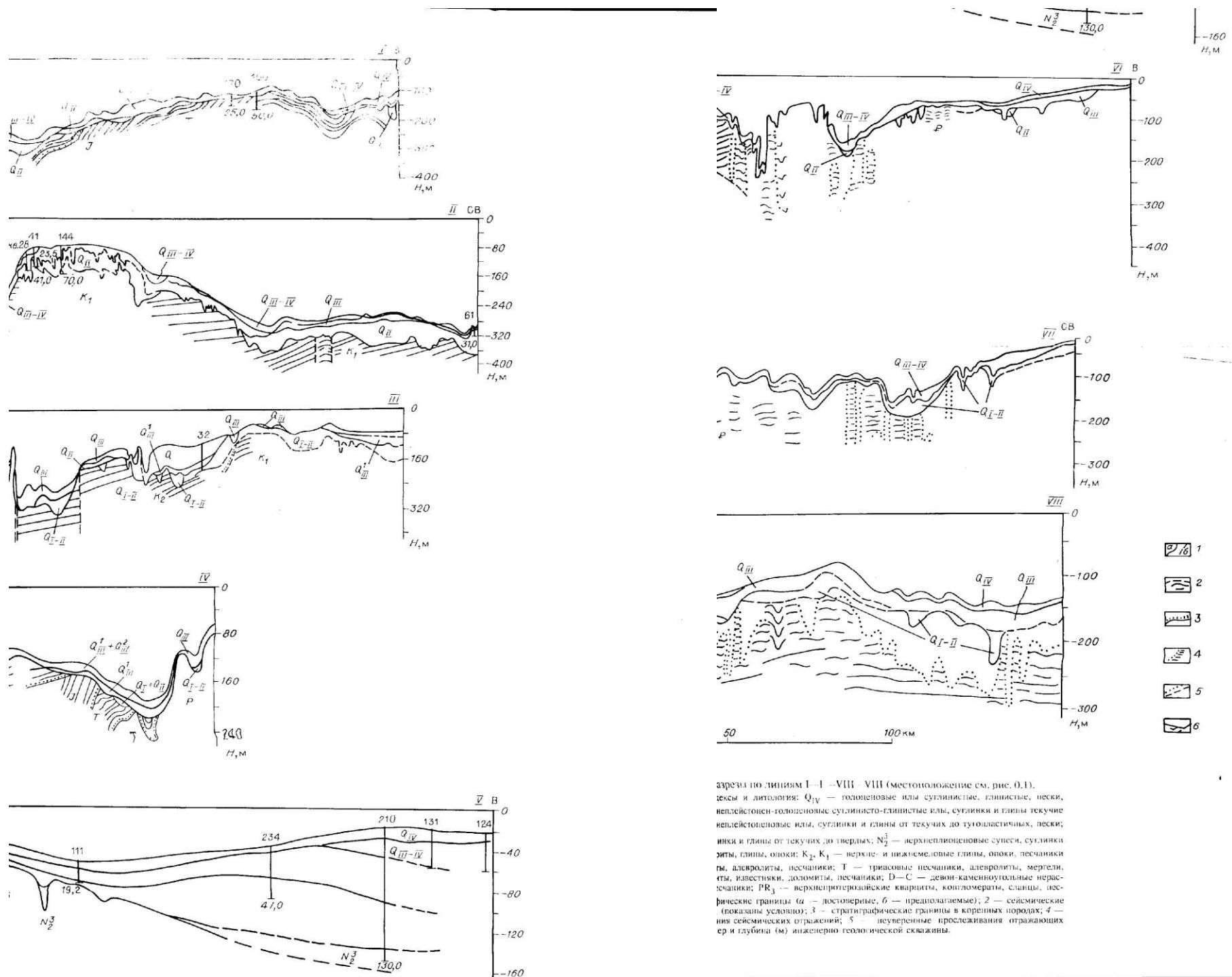
15 -  
ледник  
13 -  
ровня  
21 -



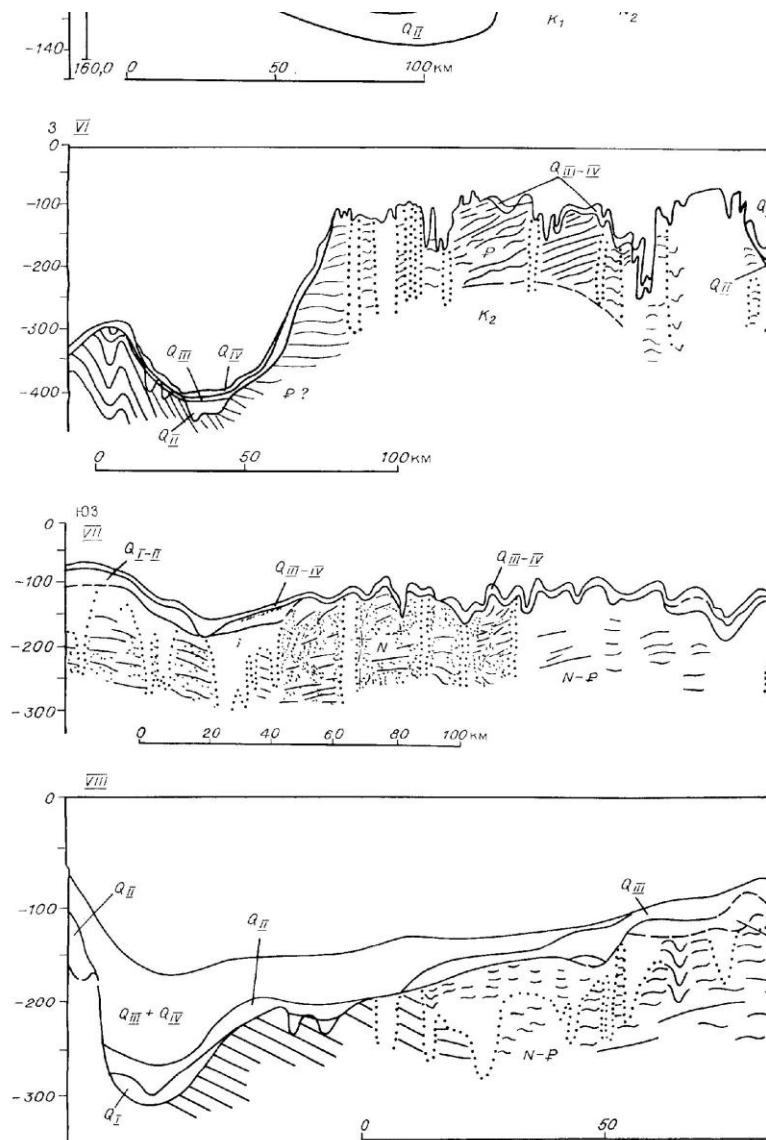
на участке подводного перехода газопровода.

1 - почвенно-растительный слой; 2 - торф; 3 - песок; 4 - средний, м - мелкий, п - гравелит; 5 - супесь; 6 - галька; 7 - пересыпь супеси и песка; 8 - алювиальный состав озера (ледник); 9 - подземный лед; 10 - морской лед; 11 - морская вода; 12 - гравий; 13 - криогенетура; 14 - массивная; 15 - мелкостенная; 16 - корковая; 17 - полигонально-жизненный лед; 18 - кровля ММП; 19 - отрицательные значения температур; 20 - зона панорных крионаготов и значение минерализации (г/дс); 21 - природная влажность (м) и подвижность (б) (д.с.); 22 - номер и глубина скважин.





зарезы по линиям I—I—VIII—VIII (местоположение см. рис. 0.1).  
 Текущие и литология: Q<sub>IV</sub> — голоценовые или суплиннистые, глинистые, пески, неоднократно-голоценовые суплиннисто-глинистые илилы, суплинники и пльзы текучие гипелейстоеновые илилы, суплинники и глины от текучих до тяжелосуглинистых, глины; иллы и глины от текучих до твердых; N<sub>2</sub><sup>3</sup> — верхнеплиоценовые супеси, суплинники иллы, глины, опоки; K<sub>2</sub>, K<sub>1</sub> — верхне- и нижнемеловые глины, опоки, песчаники иллы, алевролиты, песчаники; I — триасовые песчаники, алевролиты, мергели, известняки, доломиты, песчаники; D—C — девон-каменноугольные нерасчлененные PR<sub>3</sub> — верхнепротерозойские кварциты, конгломераты, сланцы, нефелиновые граниты (а — дестоверные, б — предполагаемые); 2 — сейсмические (показаны условно); 3 — стратиграфические границы в коренных породах; 4 — линии сейсмических отражений; 5 — неупорядоченные прослеживания отражающих гор и глубина (м) инженерной геологической скважины.



*Рис. 4.1.* Сейсмогеологические разрезы по линиям I—I—IV  
 Здесь и далее на рис. стратиграфические индексы и литология: Q<sub>IV</sub> — гравийно-глинистые отложения; Q<sub>III—IV</sub> — верхнеплейстоцен- голоценовые сухие и мягкоизластичной консистенции; Q<sub>III</sub> — верхнеплейстоценовые илы, суглики Q<sub>II</sub>; Q<sub>I</sub> — средне- и нижнеплейстоценовые суглинки и глины от текучих до п- твердые, пески; p — наледенованные пески, алевролиты, глины, опоки; K<sub>2</sub>, K<sub>1</sub> — с глауконитом; J — юрские глины аргиллиты, алевролиты, песчаники, нестрагоцетные глины; Р — пермские алевролиты, известняки, доломиты, п- члененные доломиты, известняки, мергели, песчаники; РR<sub>3</sub> — верхнетретичники, гравелиты, эфузивы. 1 — стратиграфические границы (а — дист- отражения внутри комплексов коренных пород (показаны условно); 3 — ст- границы зон резкого прекращения прослеживания сейсмических отражений- границ; б — номер и глубина (м) инженерно-