ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

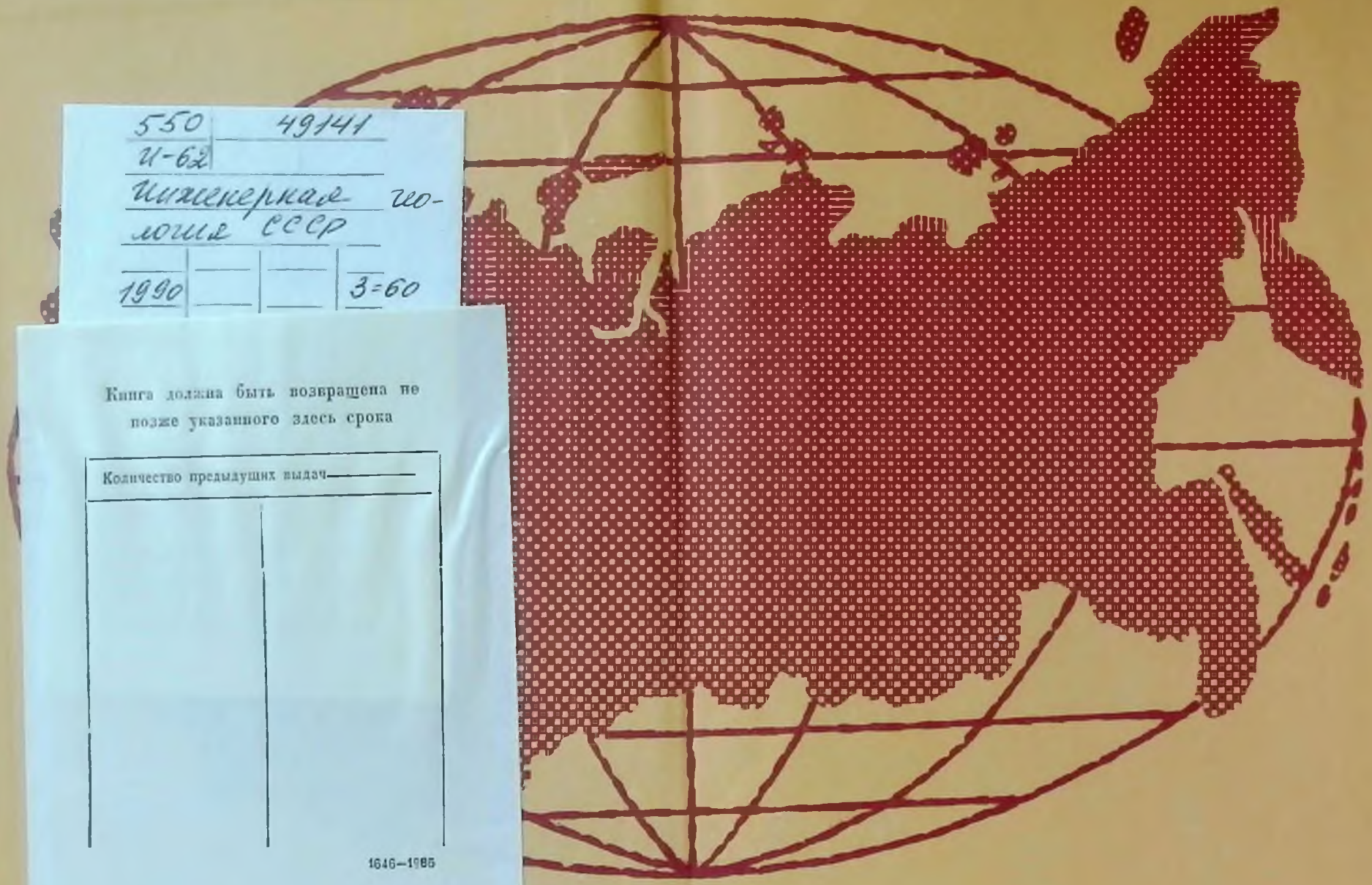
ШЕЛЬФЫ СССР

550 49141
И-62
Инженерная геология СССР
1990 3=60

Книга должна быть возвращена не позже указанного здесь срока

Количество предыдущих выдач

1646—1985



550
И-62

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

ШЕЛЬФЫ СССР

Под редакцией
К.И. ДЖАНДЖГАВЫ, И.С. КОМАРОВА,
Я.В. НЕИЗВЕСТНОВА

ТЕХНИЧЕСКАЯ БИБЛИОТЕКА
Инф.
Инв. № 49141

МОСКВА "НЕДРА" 1990

ББК 26.3
И 62
УДК 624.131.1

Редакционная коллегия: *Е. М. Сергеев* (главный редактор), *В. В. Баулин, В. П. Бочкарев, В. П. Волков, В. П. Воксавичус, Г. А. Голодковская, Б. В. Графский* (заместитель главного редактора), *С. Е. Гречищев, К. И. Джанджгава, С. Г. Дубейковский, Д. Г. Зилинг* (ответственный секретарь), *Г. А. Колпашников, И. С. Комаров, М. М. Максимов, П. И. Мельников, Я. В. Неизвестнов, К. И. Сычев* (заместитель главного редактора), *В. Т. Трофимов* (заместитель главного редактора), *А. С. Хасанов, В. К. Шевченко, А. И. Шеко, Е. А. Яковлев*

Организация-спонсор **Гидрогеологическая партия 7-го района ПГО «Гидроспецгеология»**

Инженерная геология СССР. Шельфы СССР/
И 62 К. И. Джанджгава, И. С. Комаров, Я. В. Неизвестнов и др.; Редкол.: Е. М. Сергеев (гл. ред.) и др.; Под ред. К. И. Джанджгавы, И. С. Комарова, Я. В. Неизвестнова М.: Недра, 1990.— 240 с.: ил.
ISBN 5-247-01784-6

Описаны история развития, основные закономерности формирования и пространственных изменений условий шельфов. Дано систематическое инженерно-геологическое описание шельфов Балтийского, Черного, Каспийского, арктических и дальневосточных морей. Рассмотрено воздействие инженерно-хозяйственной деятельности на зону шельфов и прилегающих к ним территорий.

Для научных работников — геологов, гидрогеологов, геокриологов, географов, изыскателей.

И $\frac{1804090000-165}{043(01)-90}$ 122—90 **ББК 26.3**

ISBN 5-247-01784-6

© Коллектив авторов, 1990

ВВЕДЕНИЕ

Изучение шельфов морей и океанов во второй половине XX в. приобрело первостепенное научно-практическое значение. Шельф вмещает более 20 % мировых запасов нефти и газа, значительные запасы железа, кобальта, никеля, строительных песков и других полезных ископаемых. На шельфе и побережьях строят порты, гидроэлектростанции, использующие энергию моря, комплексы подводных и берегозащитных сооружений. И наконец, шельф — это крупнейшая зона промышленного рыболовства.

Шельфовая зона, или предконтинент, является самостоятельной геодинамической системой морских окраин и включает морской берег, собственно шельф (подводная полка) и верхнюю часть континентального склона. Ширина и глубина шельфа зависят от геолого-структурных особенностей краевых зон океанических и морских впадин. Наибольшие ширина (до 100 км и более) и глубина (150 м и более) характерны для шельфов погруженных в море платформ и плит, наименьшие (соответственно до 10 км и 100 м) — для шельфов орогенных поясов, горно-складчатых сооружений, островных дуг.

Шельфам морей и океанов СССР, охватывающим площадь более 6 млн км^2, что составляет 1/3 площади страны, свойственны все известные в мировом океане геолого-структурные типы шельфа.

В связи с интенсификацией геологоразведочных работ на шельфе и морского строительства инженерно-геологические исследования акваторий морей приобрели важное значение, так как опережая все виды работ по освоению шельфа и побережий, они создают основу проектирования берегоукрепительных и подводных комплексов сооружений, разведки и добычи полезных ископаемых в морских акваториях, планомерного народнохозяйственного освоения побережий.

Морские инженерно-геологические исследования на шельфе морей и океанов СССР начали развиваться с 60-х годов в связи со строительством новых и расширением старых портов, разведкой и добычей нефти и газа, подводных россыпей и строительных песков в морских акваториях, строительством подводных и берегоукрепительных сооружений, эффективным курортным освоением морских побережий.

Работы в этом направлении ведут коллективы подразделений Мингео, Миннефтепрома, Мингазпрома, Минморфлота, Минтрасстроя, Академий наук СССР, УССР, ГССР, Азерб. ССР, Латв. ССР, Московского и Одесского университетов и других организаций, сотрудники которых принимали участие в составлении данной книги.

Накопившийся к концу 70-х годов материал позволил сделать некоторые обобщения и в общих чертах охарактеризовать

инженерную геологию шельфов морей СССР в специальных разделах восьмитомной монографии «Инженерная геология СССР».

К этому же времени в процессе развития инженерной геологии как науки о геологической среде обособливается новая отрасль — морская инженерная геология, в структуре которой особенно выделяются морское грунтоведение и морская инженерная геодинамика.

Развитию работ по инженерно-геологическому изучению шельфовой зоны морей СССР в значительной степени способствовала организованная при Научном Совете АН СССР проблемная комиссия по инженерной геологии и гидрогеологии шельфа и морских побережий, которая проводит координацию морских инженерно-геологических исследований, и кроме того, организовала всесоюзные симпозиумы в Батуми (1971 г.), Одессе (1973 г.), Баку (1976 г.), Гагра (1978 г.) и других городах, международный симпозиум в Тбилиси (1988 г.), опубликовала ряд сборников. Все это способствовало приоритету советской науки в деле развития морской инженерной геологии.

Накопившийся к настоящему времени значительный фактический материал по инженерной геологии шельфов морей СССР, отраженный в научных трудах, производственных отчетах, Генсхемах берегоукреплений, проектах морских портов и других гидротехнических сооружений, временных методических руководствах, показал, что морские шельфы и континентальные обрамления — это элементы единой геодинамической системы, связанные между собой сложными структурными зависимостями, что обусловило комплексное инженерно-геологическое изучение шельфа и побережий, объединенных понятием «шельфовая зона».

Следовательно, изучение геологического строения и развития шельфов морей и океанов является фундаментальной основой для инженерной геологии шельфовых зон.

Наряду с геологическим строением, основными факторами, определяющими формирование инженерно-геологических условий шельфовой зоны моря, являются неотектоника и связанные с ней дифференцированные движения, формирующие гетерогенные структурные блоки на шельфе и отличающиеся сейсмической активностью, эвстатический режим акватории; гидрологические факторы (твердый сток рек, ветроволновой режим, а для Арктики и динамика льдов); закономерности изменчивости вещественного состава и инженерно-геологических свойств морских отложений в процессе литогенеза; геоморфология и ландшафтно-климатическая зональность; подводные морские каньоны; современные геологические процессы; интенсивная деятельность человека. Таким образом, шельфовая зона является сложной динамической системой, для познания которой необходима информация по элементам, образующим систему, границам системы, структуре внутренних зависимостей, включая обратную связь, перемещение и учет материала и энергии, время.

Инженерно-хозяйственная деятельность человека существенно влияет на геологическую среду. Недостаточно обоснованная хозяйственная деятельность вызывает размывы берегов и подводного склона на несколько порядков превышающие скорости эвстатических трансгрессий, как это наблюдалось после переброски р. Риони в новое русло после постройки Батумского, Очамчирского, Сочинского портов на Черном море. Строительство крупных портов — Ильичевск (на Черном море), Находка, Ванино и других (на дальневосточных морях), освоение нефтегазоносных площадей на Каспии и Сахалине, добыча строительных песков и россыпей с шельфа Черного, Балтийского морей и Северного Ледовитого океана вносят серьезные изменения в экологию морских акваторий и побережий. В связи с этим при строительстве портов, берегоукрепительных сооружений, речных и морских гидротехнических комплексов, добыче полезных ископаемых с морского дна на первый план выдвигаются проблемы прогноза литодинамики с учетом мероприятий по охране и рациональному использованию геологической среды.

Особенно остро проблемы экологии стоят при освоении уникальной курортной зоны Черноморского побережья, где освоение береговой зоны без научного прогноза часто сопровождалось нарушением естественных процессов литодинамики шельфа, и, как следствие, интенсивным размывом морских берегов.

В книге последовательно освещаются закономерности формирования и пространственных изменений инженерно-геологических условий, региональные инженерно-геологические условия, опыт инженерно-хозяйственного освоения и, в случае наличия достаточного материала, прогноз региональных изменений геологической среды в связи с дальнейшим народнохозяйственным освоением шельфовых зон.

Согласно Е. М. Сергееву [46], инженерно-геологическая типизация крупных территорий, в том числе и шельфа, должна представлять собой синтез всех знаний об ее инженерно-геологических условиях и предусматривать количественную оценку роли того или иного фактора при различных видах строительства, при этом исключительно важно установление глобальных структур в их геологическом развитии.

Следуя этому положению, при инженерно-геологическом районировании морских бассейнов по геолого-структурному принципу выделяются инженерно-геологические регионы, генетически соответствующие в основном двум типам: платформенному шельфу, приуроченному к краевым зонам древних и молодых платформ и плит, и орогенному, обрамляемому горно-складчатыми системами, рифтогенами и островными дугами. На уровне выделенных по геолого-структурному принципу регионов I и II порядка ведется характеристика региональных инженерно-геологических условий. Существенным отличием морского шельфа от континентальных территорий является тот факт, что в краевых зонах морских впадин, особенно в верхней части шель-

фа и на морском береговом склоне, процессы литодинамики протекают значительно активнее, чем на суше. Поэтому гидрологическим факторам (подводным течениям, волновому режиму акватории) уделяется особое внимание, так как с ними связаны гидрогенные и гравитационные процессы, сопровождаемые значительными изменениями геологической среды и деформациями подводных и прибрежных сооружений.

Дальнейшее развитие инженерно-геологических исследований на морских шельфах и побережьях определяется перспективными планами народнохозяйственного развития СССР. Одной из важнейших задач, вытекающих из этих решений, является разработка научных основ рационального использования и охраны геологической среды в краевых зонах морей и океанов.

Основа мероприятий по охране и рациональному использованию морских шельфовых зон — сохранение естественного режима литодинамики и искусственного наращивания пляжей и морского мелководья — главных факторов берегозащиты.

Важнейшая ближайшая задача морской инженерной геологии — совершенствование методики и техники морских инженерно-геологических исследований. Внедрение существующих временных рекомендаций на Черном и Балтийском морях показало, что изучение шельфа и побережий следует проводить в едином комплексе на основе среднемасштабной комплексной геологической и инженерно-геологической съемки, при этом на опорных участках в зависимости от конкретных задач по обоснованию проектов берегоукрепления, подводного и надводного строительства, добычи полезных ископаемых с морского дна следует проводить детальные исследования. Необходимо в широком масштабе применять детальное эхолотное профилирование, внедрять геоакустические методы, глубоководные погружаемые аппараты для подводных визуальных исследований, плавучие средства для бурения картировочных скважин на подводном склоне моря, пенетрационные методы для определения физико-механических свойств в естественном залегании. Следует разработать и внедрить методику и технику целенаправленных режимных наблюдений (мониторинг) за литодинамикой шельфа, оползневыми процессами и динамикой береговой зоны моря с учетом проблем экологии.

В этом комплексе необходимо учитывать прецизионные геодезические наблюдения с целью количественной оценки роли неотектоники, а на побережьях орогенного типа следует проводить микросейсмическое районирование для оценки роли сейсмики на устойчивость шельфовой зоны моря.

В подготовке настоящей книги приняли участие сотрудники Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР, ПГО «Гидроспецгеология», ВМНПО «Союзморинжгеология», ВНИИ «Океанология», МГРИ им. С. Орджоникидзе, Московский и Одесский университеты, ПГО «Грузгеология», ПГО «Севкавгеология» и др.

Часть первая

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Балтийское море является типичным внутриплатформенным бассейном общей площадью 386 тыс. км². Протяженность береговой линии Балтийского моря в пределах СССР составляет 2400 км.

По конфигурации Балтийское море представляет собой субмеридионально вытянутую, сравнительно мелководную (до 294 м) акваторию, относимую к типу шельфовых морей. Очертания ее сложные, изрезанная центральная часть моря выражена системой относительно замкнутых впадин — Гданьской, Готландской и Северо-Балтийской, а в северной части — впадинами так называемого Ботнического моря и собственно Ботнического залива. Максимальные глубины названных впадин достигают соответственно 113, 250, 294 и 140 м. Они разделены довольно широким Аландским порогом и Готландско-Гданьской седловиной с глубины моря в среднем 50 м. На северо-востоке от центральной части моря, почти под прямым углом, ответвляется на восток узкая и длинная впадина Финского залива с глубиной моря до 120 м. На запад от нее расположена глубокая Ландсортская впадина с максимальной глубиной 459 м.

Балтийское море играет важнейшую роль в жизни страны. С ним исторически связано развитие Русского государства и в настоящее время народнохозяйственное развитие РСФСР, Латвийской, Эстонской и Литовской ССР, в пределах которых расположены крупнейшие порты: Ленинград, Таллинн, Рига, Клайпеда и другие, обеспечивающие промышленно-торговые и культурные связи СССР со странами Европы, да и всего мира.

Климат Балтийского моря, несмотря на обособленность бассейна, формируется под влиянием Атлантического океана. Средняя температура воздуха в южной части моря составляет (в °С) в январе —1,1, в июле 17,5, а в средней части соответственно —2,3 и 16,5. Годовое количество осадков — 600—800 мм. В Балтийское море за год поступает свыше 400 км³ речных вод, примерно 2 % его объема.

Соленость верхнего слоя Балтийского моря в зависимости от речного стока и метеорологических процессов колеблется (в ‰) от 7 до 7,8 в центральной части моря, в Финском заливе до 6, в средней части Рижского залива 3—6. Нижний слой имеет устойчивую соленость — 7—12 ‰.

В Балтийском море наблюдаются как стационарные, так и временные течения. К стационарным относятся два противоположного направления потока вод: поверхностное течение распресненных вод к Датскому проливу и встречное глубинное те-

чение более соленых тяжелых океанических вод с низкими скоростями.

Сила ветров над Балтикой достигает 12 баллов. Возникновение сильного волнения наиболее вероятно у восточного побережья Балтики на участке открытого моря между мысом Колка и г. Лиепая. Направление ветра и волн преимущественно юго-западное, наибольшая скорость ветра 35—40 м/с, наибольшая высота волн — 10,9 м.

Внешняя граница зоны значительного воздействия волн на дно проходит по изобате 70 м. Приливно-отливные колебания уровня моря весьма незначительны, однако нагонные подъемы уровня могут достичь 3—4 м.

Максимальная температура поверхностных вод моря отмечается в августе (15—17 °С). На глубинах более 50 м температура круглый год практически постоянная (3—4 °С).

Сплошной ледяной покров ежегодно образуется вдоль берегов Финского и Рижского заливов, в Куршском и Вислинском заливах. В суровые зимы толщина прибрежного льда превышает 1 м, в мягкие — составляет около 0,5 м. Неподвижным льдом часто покрывается весь Финский залив до западного берега о. Готланд. Средняя продолжительность ледяного периода в Финском заливе 130 дней, в Рижском — 80—90 дней. На широтах южнее г. Лиепая Балтийское море замерзает лишь в очень суровые зимы (не более 50 дней в году).

В тектоническом отношении шельф Советского сектора Балтийского моря расположен в пределах приосевой части восточного борта Балтийской синеклизы (центральная часть и Рижский залив) и южного склона Балтийского щита (северная часть моря, Эстонский архипелаг и южная часть Финского залива). Акваториальная часть Балтийской синеклизы отличается максимальными глубинами залегания кристаллического фундамента (более 3000 м) и наиболее полным разрезом платформенного чехла. С этой частью акватории связаны основные перспективы нефтегазоносности новой Балтийской нефтегазоносной провинции, в пределах которой на территории Литовской ССР и Калининградской области в терригенных отложениях среднего кембрия за последние 10—15 лет открыто более 20 месторождений нефти.

В истории изучения современных инженерно-геологических условий шельфа Балтийского моря выделяют три этапа.

Первый этап изучения охватывает период от 70-х годов прошлого века до 40-х годов нашего столетия. Он характеризуется выполнением первых систематизированных промерных работ и сбором проб донных осадков гидрографической службой в северной, южной и центральной частях моря.

Второй этап исследований, охватывающий период с 1945 г. до середины 70-х годов, характеризуется широким развитием как региональных, так и детальных работ, проводимых советскими учеными. Эти исследования были направлены на выявле-

ние общих закономерностей современного осадконакопления в бассейне Балтийского моря, установление закономерностей образования и скопления полезных ископаемых (полей железомарганцевых конкреций, титано-магнетитовых россыпей, скоплений строительных песков и др.).

Третий этап, начавшийся с 1975 г., включает целенаправленные инженерно-геологические исследования, проводимые в основном ВНИИморгео и Балтийской морской геологической экспедицией ВМНПО «Союзморинжгеология». К этому периоду относятся также инженерно-геологические изыскания, проведенные Ленгидропроектом с целью обоснования плотины в Финском заливе в Ленинграде.

Эти работы проводили научно-исследовательские организации АН СССР (Атлантическое отделение ИО АН СССР), научные и производственные подразделения Министерства геологии СССР (ВНИИморгео), Министерства рыбного хозяйства СССР (ВНИРО) и Академия наук союзных республик (Литовской и Эстонской ССР). Большое внимание советские исследователи уделяли изучению вещественного состава донных отложений, геоморфологии береговой зоны Советской Прибалтики и физико-механических свойств донных осадков.

Результаты комплексного исследования геологического строения верхней части осадочного чехла и донных осадков отражены в работе [5], а также в ряде статей.

По данным исследований второго этапа на примере Балтийского моря была обоснована правомерность применения принципов и методов естественно-исторического, инженерно-геологического и гидрогеологического районирования морских акваторий как основы для выявления закономерностей их инженерно-геологических и гидрогеологических условий.

Раздел I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Глава 1

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Докайнозойская история развития. Молодой возраст (до (12 000 лет — голоцен) Балтийского моря и его шельфа обусловили сравнительно малую мощность четвертичных донных отложений, под которыми залегают каледонские, герцинские и альпийские платформенные структурные комплексы (рис. 1.1).

Бассейн Балтийского моря представляет собой депрессию

Рис. 1.1. Структурное положение Балтийского моря. *Составили И. Л. Дзилна, Л. Э. Берзинь, Н. А. Кутень.*

1 — линия Тейсейра-Торнквиста (юго-западная граница Восточно-Европейской платформы); *2—4* — границы Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий (*2*), Балтийского щита (*3*) и надпорядковых структур Восточно-Европейской платформы (*4*)

тектонического происхождения, расположенную на южном склоне Балтийского щита и обработанную ледником во время Великого четвертичного оледенения.

Северная часть акватории, Ботнический залив и бо́льшая часть Финского залива находятся в пределах Балтийского щита, южная граница которого определяется выходами на дно пород кристаллического фундамента.

Вода средней и северной частей моря вместе с заливами Гданьским, Финским и Рижским занимают депрессию, частично расположенную в пределах двух надпорядковых структур Восточно-Европейской платформы — Балтийского щита и Балтийской синеклизы. В их пределах к восточному и южному берегам моря примыкает суша, где развиты осадочные толщи от палеозоя до четвертичных. В южной части синеклизы под четвертичными отложениями залегают мезозойские отложения.

Средняя, наиболее глубоководная, субмеридионально вытянутая часть моря расположена в пределах осевой части Балтийской синеклизы, которая согласно последним представлениям, является частью Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий Восточно-Европейской платформы, простирающейся вдоль ее юго-западного края от Черного до Северного морей на расстояние более 1500 км.

Как часть зоны перикратонных опусканий Балтийская синеклиза испытала длительное прогибание в течение всего платформенного этапа развития. Сложная и длительная история геологического развития синеклизы получила отражение в стратиграфической полноте, фациальном разнообразии и многоярусном строении платформенного чехла.

Установлено, что в формировании структуры платформенного чехла определяющая роль принадлежит ортогональной си-

стеме разломов — наложенной по отношению к внутренней структуре фундамента.

Для докайнозойского этапа развития акватории юго-восточной части Балтийского моря характерны приуроченность зон наибольшего прогибания и накопления максимальных мощностей всех литолого-стратиграфических комплексов к приосевой части Балтийской синеклизы, а также постепенная регрессия — обмеление и сокращение бассейнов осадконакопления и перемещение областей накопления максимальных мощностей отложений всех основных литолого-стратиграфических комплексов в южном и юго-западном направлениях.

Новейший тектонический этап развития бассейна. В конце плиоцена депрессия Балтийского моря, приуроченная к осевой части древнего перикратонного прогиба, вместе с прилегающей с востока сушей представляла собой наклонную на юг низменную аккумулятивно-денудационную равнину с небольшими мелководными бассейнами континентального осадконакопления на юге. Центральную часть депрессии занимала крупная водная артерия с развитой сетью притоков. Большая глубина палеодолин (до —280 м в Рижском заливе) и высокие отметки нахождения морских межледниковых отложений на прилегающей суше (до +100 м) указывают на большую амплитуду плейстоценовых движений (порядка 400—500 м).

Общее поднятие территории Прибалтики в конце плиоцена — в начале плейстоцена завершилось образованием в Скандинавии ледникового щита, впоследствии покрывшего весь северо-запад Восточно-Европейской платформы. Под влиянием ледниковой нагрузки поднятие сменилось глубоким и дифференцированным погружением.

По имеющимся данным на прилегающей суше впадину Балтийского моря покрывали, по крайней мере, шесть самостоятельных оледенений или крупных их стадий [10, 33]. Общая мощность отложений ледникового комплекса достигает 20 м.

Поверхность ледниковых отложений и краевые формы стадийного и фазового стояния последнего оледенения в значительной степени изменены волновой деятельностью поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики. Однако, по литературным данным, исследования озерно-ледниковых отложений позволили наметить в депрессии Балтийского моря до 7 зон краевых образований отступания последнего Балтийского ледника.

Начало формирования Балтийского моря как единого бассейна осадконакопления связано с началом постепенного (с остановками) отступания последнего оледенения с полосы краевых образований померанской стадии (16 тыс. лет назад), с фазы, когда отступающий край ледника переместился в пределы современной морской котловины.

С отступанием ледника от краевых образований лужской (Северо-Литовской) фазы стояния в начале беллингского потоп-

ления (12,7 тыс. лет назад) перед фронтом образовалось Южно-Балтийское приледниковое озеро, которое сначала занимало южную часть депрессии Балтийского моря, имело низкий (порядка 30 м) уровень и связь с морем в районе проливов Зунда. С отступанием ледника от района Лиепаи (11,9 тыс. лет назад) озеро распространилось на север и соединилось с локальными приледниковыми озерами в пределах впадины Рижского залива. По мере изостатического поднятия порога стока в проливах уровень Южно-Балтийского предледникового озера стал повышаться.

С отступанием ледника от возвышенности Пандивере в начале аллереда (11,8 тыс. лет назад) произошло его соединение с озером Рамзея и образование единого крупного водоема Балтийского ледникового озера с низким уровнем. К этому этапу, возможно, относятся наиболее низкие древнебереговые уровни (—70÷—80 м) в юго-восточной Балтике [5]. В конце аллереда уровень Балтийского ледникового озера достиг максимального значения.

Начало голоценового этапа развития Балтийского моря соответствует отступанию ледника с краевых образований Салпаусселька, которое сопровождалось (8200 лет назад) резким спадом уровня Балтийского ледникового озера через освободившийся ото льда пролив в средней части Швеции. Уровень понизился на 26 м и сравнялся с уровнем океана. В море проникли соленые океанические воды и образовалось Иолдиевое море с минерализацией не более 2—3‰. Береговая линия Иолдиевого моря в юго-восточной Балтике расположена на глубинах от —56 до —63 м.

Следующее повышение уровня моря происходило в позднем бореале (8000—8100 лет назад) и связано с началом крупной атлантической трансгрессии, окончательно установившей морские условия во впадине Балтийского моря. Первая трансгрессия (стадия Мастоглоя) была непродолжительной (800—900 лет) и сменилась регрессией, амплитуда которой составляла около 20 м. В течение литоринового этапа развития бассейн испытал ряд трансгрессивно-регрессивных циклов — две трансгрессии в атлантическое время и одно или даже два повышения уровня моря в суббореальное. Максимума уровень Литоринового моря (на 3—4 м выше современного) достиг в период климатического оптимума голоцена (6000—4000 лет назад). Береговая линия максимальной стадии Литоринового моря в юго-восточной части Балтики сливается с современным берегом, в северной части на побережье Латвии располагается на отметках 5—7 м, в Эстонии 10—15 м и выше уровня моря.

В послелиториновое время уровень моря несколько понизился. В связи с неотектоническим поднятием Скандинавии приток соленых вод через Датские проливы уменьшился.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МОРСКОГО БАССЕЙНА

Формационный состав дочетвертичных отложений. Докембрийский фундамент на субчетвертичную поверхность выходит в Финском заливе и представлен магматическими, метаморфическими и интрузивными породами различных формаций. Они сложены гранито-гнейсами архея и нижнего протерозоя, раннеплатформенными гранитами рапакиви и анортозитами Выборгского массива, сопряженными с ними раннеплатформенными порфиритами и порфирами и интрузивными массивами калиевых порфировидных гранитов. Породы кристаллического фундамента относятся к высоким категориям и являются надежным основанием при строительстве.

Толща песчано-глинистых пород, выделяемая как нижняя терригенная формация байкальского и каледонского структурных комплексов (рис. 2.1), залегая непосредственно над кристаллическим фундаментом, узкой полосой выходит на субчетвертичную поверхность подводного склона Финского залива. Формация объединяет пестроцветные и сероцветные песчано-алеврито-глинистые отложения гдовской свиты котлинского горизонта венда и лантоваского горизонта кембрия верхнебайкальского структурного комплекса, представляющего собой прибрежные и дельтовые образования мелкого моря, и морские глинисто-песчанистые отложения нижнего кембрия (зоны Holmia и Protolenus) каледонского структурного комплекса. Мощность нижней терригенной формации составляет 100—120 м. Отложения формации объединены в две группы: полускальные с пластичными и пластичные породы.

На субчетвертичную поверхность в северной части Средней Балтики между о. Готланд и островами Хийумаа и Сааремаа выходит нижняя карбонатная формация (800—900 м) каледонского структурного комплекса. Она объединяет отложения морской глинисто-карбонатной формации ордовика и отложения морской карбонатно-глинистой формации силура. Породы формации — известняки и доломиты с прослоями глин и мергелей — относятся к группе скальных пород с пластичными. Плотность карбонатных пород 2,70—2,89 г/см^3, объемная масса 2,5—2,62 г/см^3, пористость известняков и доломитов 3 %, мергелистых разностей до 20 %. Сопротивление раздавливанию в воздушно-сухом состоянии 20—100 МПа, замачивание уменьшает прочность пород на 10—30 МПа.

Южнее, почти до широты г. Лиепая, субчетвертичная поверхность сложена толщей преимущественно терригенных отложений среднего и нижней частью верхнего девона, слабо изученных и плохо поддающихся расчленению.

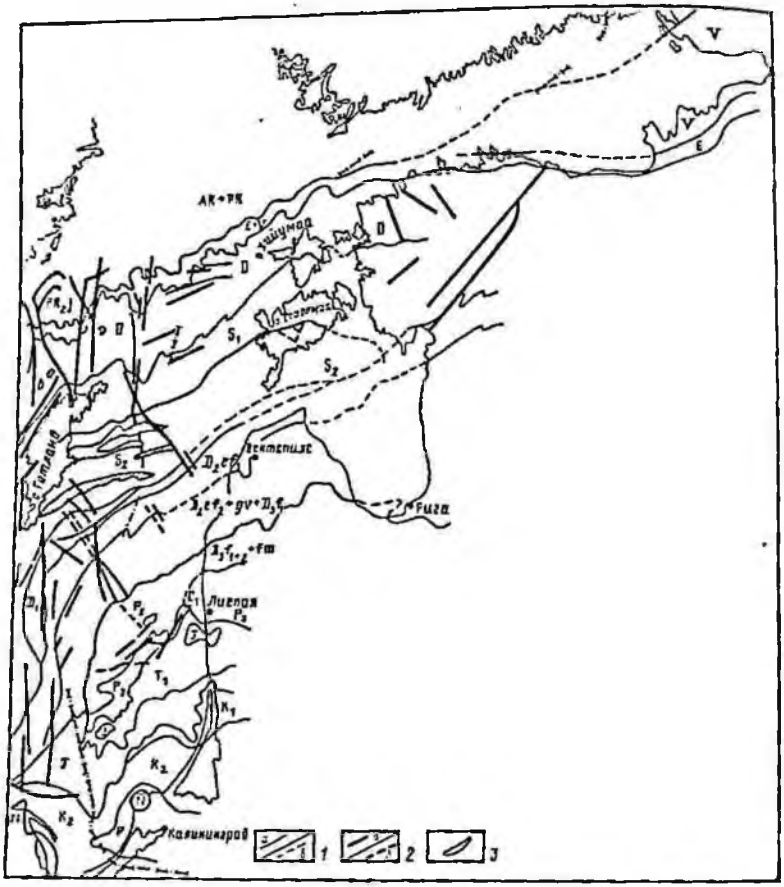


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Восточного сектора Балтийского моря. *По А. И. Ефимову, А. И. Тимофееву, Д. А. Лацису и др.*

1 — границы распространения основных литолого-стратиграфических комплексов (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *2* — разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *3* — тела рифовых построек

Отложения герцинского структурного комплекса представлены чередующимися сероцветными и пестроцветными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными формациями девона — карбона мощностью свыше 1 км.

В инженерно-геологическом отношении породы формаций герцинского структурного комплекса относятся к скальным, полускальным, пластичным.

Скальные породы представлены доломитами. Доломиты обычно трещиноватые, их пористость 5—20 %. Сопротивление сжатию (50—150 МПа) зависит от количества глинистой примеси, трещиноватости и пористости. Из полускальных пород

наиболее развиты мергели, доломитовые мергели, песчаники. Девонские и каменноугольные глины сильно уплотнены и отличаются низкой естественной влажностью. Отложения формации водоносны. Воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевые и сульфатные, неагрессивные.

Южнее широты Швянтойи субчетвертичная поверхность южно-восточного сектора Балтийского моря сложена отложениями киммерийско-альпийского структурного комплекса. В составе комплекса выделяются карбонатно-сульфатно-галогенная формация верхней перми и карбонатно-терригенная формация нижнего триаса, нижней, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена.

Отложения верхней перми на субчетвертичной поверхности представлены верхней карбонатной частью формации — известняками и доломитами с прослоями органогенно-детритовых известняков, песчаных алевролитов и песчаников. Мощность отложений не превышает 50 м. Известняки и доломиты относятся к группе полускальных и скальных пород с сопротивлением сжатию порядка 40 МПа. На субчетвертичной поверхности распространены весьма ограниченно.

В карбонатно-терригенную формацию объединены: карбонатно-терригенные отложения триаса, представленные глинами с прослоями песка и песчаника, глинистого известняка и доломитов, аргиллитом, алевролитом, песчаником, гравелитом и растительными остатками и прослоями бурого угля; отложения внутриконтинентальных водоемов нижней юры; морские карбонатно-песчано-глинистые образования средней и верхней юры, сложенные песчаниками, песками, алевролитами, глинами, мергелями, известняками; кварцево-глауконитовые пески и песчаники нижнего мела; кремнисто-карбонатные и кварцево-глауконитовые песчаники верхнего мела; песчаники, алевриты и глины палеоцена.

Пестроцветные глины нижнего триаса относятся к группе пластичных пород, глинистые пески и алевриты палеоцена выделены в группу песчаных пород с пластичными.

Формационный состав и стратиграфо-генетические комплексы, комплексы четвертичных отложений. В комплексе отложений новейшего тектонического этапа в пределах юго-восточного сектора Балтийского моря выделяют три осадочные формации: ледниковую, ледниково-водную и морскую.

Они закономерно сменяют друг друга в разрезе и по площади и в совокупности представляют собой формационный ряд, характерный для единого ритма трансгрессивного развития гляциального шельфа, обусловленного покровным оледенением, его дегляциацией и установлением морских условий осадконакопления.

Отложения ледниковой формации на акватории Балтийского моря представлены как собственно ледниковыми (моренными), так и флювиогляциальными и лимногляциальны-

ми образованиями, сформировавшимися в континентальных условиях и синхронно с ледниковыми отложениями в краевой зоне оледенения.

Среди ледниковых отложений позднего плейстоцена по условиям залегания, формам и характеру рельефа дна выделяют основные морены и краевые моренные образования. Первые относительно равномерным плащом покрывают подводные равнинные плато, склоны крупных впадин; вторые в основном осложняют поверхность и склоны возвышенностей.

Ледниковая базальная формация (2—10 м) представлена валунными глинами, суглинками, супесями с прослоями и линзами песка. Основные породы формации — коричневато-бурые и серые моренные суглинки и супеси. На большей части акватории они перекрыты маломощным (1—3 м) слоем современных морских осадков, местами полностью представлены только продуктами волновой их переработки — валунами, крупногравийным и галечным материалом.

Гранулометрический состав суглинков неоднородный по разрезу и по площади. Коэффициент неоднородности изменяется в широких пределах. По содержанию глинистой фракции (до 30 %) они относятся к суглинистым тяжелым, относительно высокая плотность (2,05 г/см^3) позволяет считать их сравнительно надежным основанием сооружений.

Отложения ледниково-водной формации представлены в основном глинами разных стадий литификации Балтийских приледниковых озер. Глины буровато-серого цвета, содержат включения песка, гравия, гальки, местами с прослойками суглинков. Распространены ограниченно в пределах относительного мелководья, где мощность достигает 10 м, и почти повсеместно в пределах глубоководных впадин, где их мощность составляет 15 м и более (Готландская впадина). Глины относительно однородны (коэффициент неоднородности 4,2), отличаются повышенной влажностью и пластичной консистенцией. По мере увеличения глубины моря консистенция глин изменяется — от полутвердой к мягко- и текучепластичной. Глины характеризуются сравнительно высокой пористостью и средней плотностью и относятся к слабо литифицированным связанным глинистым породам. По физико-механическим свойствам — это сильно сжимаемые породы. Минимальные значения сцепления составляют 0,0006 МПа, угла внутреннего трения — 6°. Деформационные свойства также изменяются в широких пределах. Наименьшие значения модулей общей деформации ($E=2{,}0\div2{,}2$ МПа) характерны для недоуплотненных глин текучепластичной консистенции. Для тугопластичных и полутвердых глин модуль общей деформации составляет 34—76 МПа.

Морская формация объединяет отложения нескольких стадий морских бореальных трансгрессий Балтийского бассейна (Йолдиевое и Литориновое моря) и отложения стадии Анцилового озера. По фациальным условиям в формации выделяют два

стратиграфо-генетических комплекса: отложения подводного берегового склона и глубоководных котловин.

Отложения подводного берегового склона распространены в пределах прибрежного мелководья и верхней части склонов впадин и котловин до глубин моря порядка 60 м и соответствуют части подводного склона, испытавшей волновую переработку и дифференциацию наносов в береговой зоне голоценовых морских бассейнов Балтики.

Они представлены терригенным обломочным материалом — валунами, галькой, гравием, песком и крупным алевролитом. Крупнообломочные отложения в основаниях сооружений отличаются прочностью. Пески и крупнозернистые алевриты образуют группу песчаных пород, для которых характерно закономерное уменьшение зернистости по мере увеличения глубины моря. Для песков установлены практически неизменные по разрезу влажность (23,7 %) и плотность сухого грунта (1,51 г/см^3), плотность в водонасыщенном состоянии 1,8—2,1 г/см^3, коэффициент пористости 0,57—0,75. Пески рыхлые, недоуплотненные, при динамическом взаимодействии в натурных условиях приобретают текучесть. Эти пески для строительства ненадежны, поскольку на них возможна самопроизвольная осадка сооружений. На склонах глубоководных впадин и в отдельных депрессиях мелководья в качестве переходного типа к глубоководным отложениям развиты алевриты, перекрытые с поверхности илами мощностью до нескольких метров. По гранулометрическому составу илы мелкоалевритовые с естественной влажностью в пределах 136—169,4 %, которая вниз по разрезу неравномерно снижается до 69,4 %. Плотность сухого грунта илов составляет от 0,46 до 0,54 г/см^3 и вниз по разрезу достигает 0,88 г/см^3. Аналогично изменяются физические свойства алевритов: влажность при мощности в колонке 2,5 м уменьшается от 66 % в кровле до 31,9 % в основании слоя, плотность сухого грунта с глубиной возрастает от 0,96 г/см^3 до 1,10 г/см^3 (в кровле) при изменении по латерали (минералообразовании) — от 0,93 до 1,21 г/см^3. Алевролиты также имеют рыхлое сложение, недоуплотнены и являются грунтами ненадежными. Мощность отложений комплекса подводного склона колеблется от нескольких десятков метров на абразионных участках подводного склона до 7 м в пределах древнебереговых аккумулятивных форм.

Стратиграфо-генетический комплекс глубоководных котловин представлен алевритовыми илами, которые с увеличением глубины моря сменяются пелитовыми илами. Илы в основном гидрослюдистые и каолинито-гидрослюдистые или вермикулито- и монтмориллонито-гидрослюдистые, содержат до 7 % $C_{орг}$; до 1 % $CaCO_3$. Отличаются высокой влажностью (312,4 %), плотность сухого грунта составляет 0,27 г/см^3, у поверхности дна в интервале глубин 60—75 см значения этих параметров достигают соответственно 292,1 % и 0,35 г/см^3.

БИБЛИОТЕКА
Шифр
Инв. № 49141

Мощность комплекса морских алевролитовых и пелитовых илов в глубоководных котловинах в пределах юго-восточного сектора Балтики достигает 15—20 м.

Основные закономерности строения рельефа шельфа и береговой зоны. Юго-восточный сектор Балтийского моря в геоморфологическом отношении представлен рядом субмеридионально вытянутых впадин — Гданьской, Готландской и Форё. На севере и юге сектора отрицательные формы рельефа вытянуты в субширотном направлении (Финский залив).

По степени расчлененности рельефа дна выделяют три части. Южная часть (до широты г. Лиепая) представлена в целом выровненным рельефом, средняя часть акватории (до северной оконечности о. Хийумаа) характеризуется развитием ступенчатого рельефа. Для северных частей Центрального бассейна и Финского залива характерен холмисто-грядовый рельеф.

На прибрежном мелководье вдоль описываемого побережья в рельефе выделяются две зоны: подводный береговой склон до глубин 20—25 м, находящийся в зоне современного волнового воздействия, и внешний край мелководья с рельефом, выровненным волновым воздействием в береговой зоне при изменении уровня бассейна Балтики в поздне- и послеледниковое время. В настоящее время здесь преобладают процессы аккумулятивного выравнивания. Однако местами сохранились реликты ледниковых аккумулятивных форм (друмлины, озы, краевые гряды и валы) с различной степенью размытости.

Прибрежное мелководье плавно переходит в пологие склоны впадин (углы менее 1°), в пределах которых распространен мелкохолмистый или грядовой рельеф моренных отложений, почти лишенный покрова рыхлых современных осадков. Возвышенные участки прибрежного, а иногда весьма отдаленного от современного берега, мелководья, широко развитые в районе от г. Вентспилс до о. Хийумаа на глубинах менее 20 м и в районе западнее г. Клайпеды на глубинах 45—55 м, образуют банки, поверхность которых выровнена абразионно-аккумулятивными процессами. Прибрежное мелководье и склоны впадин расчленены долинообразными понижениями, часто расположенными на морском продолжении речных долин. Вследствие аккумулятивного выравнивания в прибрежной зоне они слабо выражены в рельефе и часто полностью погребены под современными осадками. Наиболее резко в рельефе подводного склона выражена долина пра-Немана, прослеживающаяся в виде широкой депрессии с глубин —30 м до северного склона Готландской впадины.

В пределах прибрежного мелководья и склонов впадин установлены подводные террасы на глубинах от 10 до 70 м, соответствующие регрессивным стадиям и литориновым трансгрессиям Балтики.

В рельефе дна Советского сектора Балтики выделяются грабенообразные впадины с глубинами 100—200 м: Гданьская,

Готландская, Северо-Балтийская с Финским желобом, тектоническая природа которых не вызывает сомнений. Дно впадин осложнено холмами и грядами (высотой 20—30 м), ориентированными соответственно направлению движения ледников.

Во впадине Рижского залива рельеф дна представлен абразионно-аккумулятивной равниной, выстланной толщей в основном рыхлых отложений мощностью от 15 до 50 м. В центральной части впадины наблюдается поднятие о. Рухну, вытянутое в северо-северо-западном направлении, имеющее тектоническую природу, сопряженное с обеих сторон с желобами, глубина которых — 56 м — максимальная для всего залива. Средняя глубина залива составляет 40 м.

Согласно морфологической классификации берегов берега юго-восточного сектора Балтийского моря относятся к абразионно-аккумулятивному типу. Выровненный, преимущественно аккумулятивный берег развит вдоль всего побережья Латвии и Литвы. Для берега такого типа характерны широкие пляжи, отмелость подводного склона и широкое развитие разнообразных аккумулятивных береговых форм на нем.

Абразионно-аккумулятивные берега Куршской косы, Самбийского полуострова и Вислинской косы крупнобухтово-лагунные. Размыв берегов здесь составляет от 30 см до 2 м в год.

Западно-Эстонский берег (включая берега островов) принадлежит к типу бухтового, абразионного. Здесь преобладают отмелые, низменные, слабо абрадируемые участки. В северной части Эстонии вдоль Финского залива берег глинтовый — высокий, обрывистый, расчлененный мысами и бухтами, изобилующими каменистыми рифами и островками.

Основные закономерности гидрогеологических условий. Подземные воды четвертичных водно-ледниковых и ледниковых отложений побережья Балтики имеют гидравлическую и ионно-обменную связь с акваторией, в которой разгружаются слабоминерализованные (до 1 г/л) воды.

Воды описываемого придонного слоя через гидрогеологические окна и тектонические трещины могут обогащаться водами напорных горизонтов гидрохимических зон, расположенных ниже. Разгрузка подземных вод той или иной гидрогеохимической зоны (площадная или проявляющаяся в виде сосредоточенных выходов) отражается на физическом состоянии донных отложений и, соответственно, на их физико-механических свойствах в сторону их ухудшения. По литературным данным, сосредоточенная разгрузка напорных подземных вод зоны активного водообмена в юго-западной прибрежной зоне Рижского залива приводит к разуплотнению песчаных накоплений на довольно обширных площадях, что способствует активизации геологических процессов в данном случае литодинамических.

Закономерности гидрогеологических условий. В формировании инженерно-геологических условий шельфа Балтийского

моря, наряду с другими факторами, немаловажное значение имеют характер и особенности его гидрологической обстановки, в частности, твердый сток рек, волнения и течения, вызывающие абразию морских берегов, движение донных насосов и другие современные экзогенные геологические процессы.

По данным количественной оценки А. И. Блажчишина и Ю. Д. Шуйского, взвешенный твердый сток рек, сформировавшийся в результате механического смыва, составляет 5,2 млн т/год. Значительно меньше составляет сток влекомых веществ — 175 тыс. т/год. Материал речных наносов класса крупности более 0,05 мм, как правило, не поступает за пределы береговой зоны. Максимальные количества обломочного материала реки водосбора Балтики выносят в период половодий. Например, 75 % среднегодового количества наносов р. Даугава выносится в апреле — мае (до сооружения Рижской ГЭС). Около 67 % всего количества взвеси поступает в глубоководную часть Балтийского моря. На Балтике отношение величины влекомых речных наносов к взвешенному материалу дает отношение 1 : 26.

Наряду с материалом твердого стока рек в море поступает абразионный материал, величина которого, по расчетам А. И. Блажчишина и Ю. Д. Шуйского, составляет 24,9—28,2 млн т/год. Наибольшее количество материала берегового и подводного склонов сносится с юго-восточного побережья между Мекленбургской бухтой и Рижским заливом. Суммарное количество обломочного материала, поставляемого реками в Балтийское море, значительно меньше (в 5 раз) количества абразионного материала, а если учесть, что часть речного обломочного материала остается в устьевых областях, то и в 6—7 раз. Однако в заливах, где волновая деятельность ограничена или берега сложены скальными породами, доля речных выносов возрастает. Это иллюстрирует численное отношение речного обломочного материала, выносимого в море, к абразионному обломочному материалу. В среднем по Балтике это отношение составляет 0,3, по Ботническому заливу 1,33, по Финскому заливу 3,44, по Рижскому заливу 1,68, для юго-восточной Балтики 0,12. Естественно, следует учитывать некоторую изменчивость показателя, зависящую от гидрометеорологических условий. Так, например, мощность потока наносов на открытом берегу моря составляет 300—500 тыс. м^3/год, а в годы большой штормовой активности — вдвое больше. Вдольбереговой перенос взвеси и влекомых наносов поверхностными течениями, вызванными ветрами, происходит в зоне прибоя по направлению с юга на север. Ветры силой 6—8 баллов дуют обычно не более 2—3 сут, силой 10—12 баллов — не более 12 ч. Волнения и поверхностные течения, обусловленные ими, развиваются очень быстро: через 9—11 ч (при постоянной силе ветра) рост волн прекращается. Направления ветра и волн преимущественно юго-западные, наибольшая скорость ветра 35—40 м/с, наибольшая высота волн 10,9 м. Максимальных значений длина и период волн достигают в централь-

ных и северных частях бассейна и равны соответственно 160 м и 10 с. Средняя длина штормовой волны в открытых районах Балтики составляет 140 м при периоде 9 с.

Скорости поверхностных течений обычно не превышают 5—20 см/с, в исключительных случаях они достигают 100—150 см/с. Максимальные скорости глубинных течений, как можно судить по результатам прямых измерений в Готландской впадине, достигают 20 см/с, а в самом придонном слое 4—5 см/с. Такие скорости имеют существенную способность переноса взвеси и соответственно принимают участие в процессах современного осадконакопления.

Общие закономерности инженерно-геологических условий. Основная геоструктурная особенность Балтики — моноклинальное залегание комплексов осадочного чехла. Если породы кристаллического фундамента в северной части акватории представляют ложе морского дна или покрыты только маломощными четвертичными отложениями, то в южной ее части глубины залегания кровли фундамента достигают 3,5 км (в Гданьском заливе). В среднем погружение кровли фундамента с севера на юг и юго-запад составляет 3 м/км. Характерной чертой для кристаллического фундамента является упомянутое ранее разломно-блоковое строение.

Приведенные разломно-блоковые системы и их динамика под воздействием ледниковых нагрузок в неотектоническом этапе развития акватории в значительной мере обусловили распределение плейстоценовых, преимущественно моренных, накоплений, их значительные мощности и сохранность разновозрастных горизонтов в той или иной части дна акватории. Мощность отдельных моренных горизонтов колеблется от первых метров до 10, а общая их мощность на положительных морфоструктурных не превышает 20 м. Во впадинах, особенно на их склонах и в погребенных врезах, она, как правило, возрастает: на восточном склоне Готландской впадины она достигает 50—60 м, в Северо-Балтийской впадине 30—40 м, Рижской 30—50 м, а в пределах куэстовых равнин вокруг Эстонского архипелага и к западу от него вследствие унаследованного неотектонического поднятия в течение всего плейстоцена — всего 5 м и менее.

На положительных морфоструктурах прослеживаются выходы моренных отложений на морское дно или они покрыты маломощным слоем отложений морской голоценовой формации.

Однако на участках подводного берегового склона, на банках и цоколях ряда островов выходят на дно породы дочетвертичных формаций. Породы этих формаций относятся к группам скальных, полускальных и пластичных и могут служить надежными основаниями фундаментов морских сооружений.

Рассмотренные выше особенности инженерно-геологических условий Балтийского моря и характер проявления неотектонических движений обусловили основные черты рельефа дна. Южная его часть, представляющая собой область гляциоизостати-

ческого опускания, в целом характеризуется выровненным рельефом; средняя часть — область позднепослеледникового поднятия, характеризуется развитием ступенчатого рельефа, а северная, включая северную часть Финского залива, — холмисто-грядовым рельефом.

В прибрежной зоне, особенно в южной части, где береговые образования древней стадии Балтики находятся ниже современного уровня моря, почти повсеместно отчетливо развито мелководье, в котором выделяются подводный береговой склон до глубин 20—25 м и внешний край мелководья. Здесь в течение всего голоцена преобладали процессы аккумулятивного выравнивания благодаря достаточно обильному поступлению в водоем материала как твердого речного стока, так и механического смыва вследствие абразии берегов и подводного берегового склона. Важная роль в зоне прибрежного мелководья принадлежит процессу движения наносов, причиняющего много забот портовым службам.

Глава 3
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА

В целом шельф юго-восточного сектора Балтийского моря вместе со всей центральной частью и заливами Финским, Ботническим и Рижским расположен в зоне неотектонического прогибания, развитого в пределах древней докембрийской Восточно-Европейской платформы, и относится к инженерно-геологическому региону первого порядка. В его пределах по отношению к крупным структурам, направленности тектонических движений в платформенный этап развития акватории, формационному составу пород докайнозойского чехла выделяют три инженерно-геологических региона второго порядка (области) (рис. 3.1).

По неотектоническим особенностям — приуроченности к блоковым структурам с различными направленностью и степенью дифференцированности новейших движений, геоморфологической характеристике и распределению морфоструктур, определивших условия осадкообразования и накопление по площади, — в пределах регионов второго порядка (областей) выделяют регионы третьего порядка (инженерно-геологические районы). Так, например, в пределах южного склона Балтийского щита, представляющего собой область в целом дифференцированного неотектонического поднятия, выделяют: район относительного опускания — впадина Финского залива, район поднятия островов Эстонского архипелага и др.

В пределах Балтийской синеклизы — области дифференцированного новейшего прогибания — выделяют ряд инженерно-геологических районов устойчивого опускания, соответствующих отрицательным морфоструктурам, и ряд регионов относительного новейшего поднятия (см. рис. 3.1). Внутри этих инженерно-геологических районов (регионов третьего порядка) в зависимости

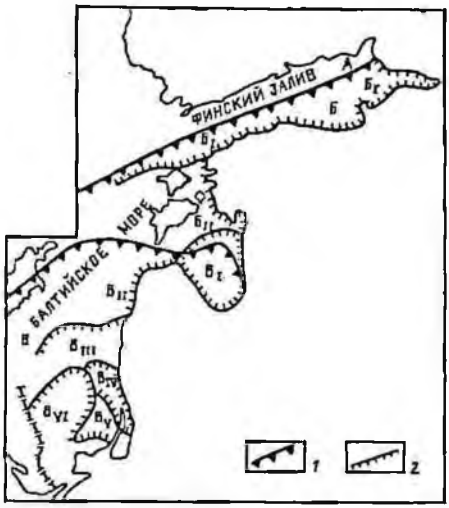


Рис. 3.1. Схема инженерно-геологического районирования юго-восточной части Балтийского моря. *Составила И. Л. Дзилна.*

Границы: *1* — инженерно-геологических областей; *2* — инженерно-геологических районов. А — северо-восточная часть Балтийского щита; Б — южный склон Балтийского щита: $Б_I$ — южная часть акватории Финского залива, $Б_{II}$ — поднятие Эстонского архипелага и Западно-Сваремской ступени; В — Балтийская синеклиза: $В_I$ — впадина Рижского залива, $В_{II}$ — Готландская впадина, $В_{III}$ — Лиепайское и Клайпедское поднятия с Вентспилской ступенью, $В_{IV}$ — Нямунасское понижение, $В_V$ — Куршское поднятие, $В_{VI}$ — Гданьская впадина

от характера современных морских и береговых процессов (абразии, размыва берегов, условий питания твердым стоком, аккумуляции на подводном склоне и др.) выделяют инженерно-геологические подрайоны (регионы четвертого порядка). В качестве подрайона рассматриваются подводный береговой склон и береговая зона в пределах современного волнового воздействия.

Раздел II

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ (ОБЛАСТЕЙ) ШЕЛЬФА

Глава 4

ОБЛАСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Описываемый сектор шельфа инженерно-геологической области Балтийского щита охватывает незначительную часть региона. К нему относится Выборгский залив, примыкающий к Карельскому перешейку на суше и являющийся частью северного подводного склона Финского залива. Более мелкие таксоны в этом регионе нами не выделены.

Учитывая небольшие размеры шельфа, относящегося к данной области, и то, что слагающие шельф породы практически не отличаются от пород, развитых на южном склоне Балтийского щита, здесь приводится лишь общая инженерно-геологическая

характеристика шельфа. Более подробно инженерно-геологическая характеристика развитых здесь пород приводится при описании области южного склона Балтийского щита.

Коренное ложе Выборгского залива сложено породами кристаллического фундамента, которые в пределах подводного склона часто выходят на поверхность морского дна, иногда покрыты голоценовыми морскими песчано-глинистыми образованиями мощностью 1,5 м, в понижениях дна до 10 м. Четвертичные отложения представлены ледниковой формацией — моренными суглинками и супесями или продуктами их перемыва, в различной степени размытыми формами краевой ледниковой аккумуляции — валами, озовыми грядами, которые вытянуты в субмеридиональном направлении. Высота гряд достигает первых десятков метров. Максимальная глубина моря немногим более 30 м. Рельеф дна сильно расчленен. По геоморфологическим особенностям затопленная часть щита представляет собой прибрежную абразионно-аккумулятивную равнину с реликтовыми формами ледниковой экзарации и аккумуляции. В понижениях рельефа разрез четвертичных отложений представлен отложениями ледниково-водной и современной морской формаций. Первая представлена глинами и алевритовыми глинами Балтийского ледникового озера, вторая — илистыми и глинистыми отложениями всех стадий Балтийского моря. Берег моря — шхерного типа, с многочисленными островами и банками. Единый вдольбереговой поток отсутствует. Непротяженные вдольбереговые течения ограничиваются пределами мелких заливов и бухт.

Глава 5

ОБЛАСТЬ ЮЖНОГО СКЛОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Область занимает южную часть акватории Финского залива и часть акватории, омывающей берега островов Эстонского архипелага (за исключением западного и южного прибрежья о. Сааремаа). К выделенному региону относится краевая южная часть Балтийского щита, находящаяся под осадочным чехлом, который в пределах региона представлен в основном протерозойско-палеозойским структурным комплексом.

Четвертичные отложения представлены формациями материкового оледенения, поздне- и послеледниковой и морских бореальных трансгрессий. Мощность отложений незначительная, местами они отсутствуют.

Рельеф дна акватории и подводного склона сильно расчленен. Морфологический облик дна и современных берегов связан с геологическим строением и продолжающимся в настоящее время достаточно быстрым (до 3 мм в год) тектоническим поднятием.

Внутри инженерно-геологического региона второго порядка (области) выделяют следующие инженерно-геологические районы (регионы третьего порядка):

Инженерно-геологический район южной части Финского залива. В геологическом отношении он почти ничем не отличается от охарактеризованной выше области южного склона Балтийского щита.

Внутри района выделяют площади развития пологоступенчатой равнины (в основном западная часть) и площади подводных котловин (восточная часть). В пределах пологоступенчатой равнины, примыкающей к берегам Эстонской ССР, выделяют прибрежную и всхолмленную абразионно-аккумулятивные равнины.

Прибрежная абразионно-аккумулятивная равнина охватывает подводный береговой склон до глубин 50 м, чаще не превышает 10 м, ширина колеблется от нескольких километров (западная часть) до 100 (на востоке). Равнина вдоль побережья Эстонской ССР сильно расчленена, рассечена системой ложбин северо-западного и северного направлений глубиной более 40 м и осложнена подводными выступами и островами. К западу, вдоль побережья Эстонского архипелага, абразионно-аккумулятивный характер прибрежной равнины сменяется абразионным. Поток движения наносов ограничивается пределами отдельных бухт и обусловлен характером источников материала и местными гидрологическими условиями [32]. Основным источником питания потока наносов являются отложения ледниковой и ледниково-водной формаций, развитых на подводном склоне, и выносы рек. В западной части подводного склона осадконакопление происходит согласно законам механической дифференциации частиц с образованием на нем песков различной крупности. В приосевых частях бухт, особенно наиболее глубоководных, например Таллиннской, осаждается алевритовый и более тонкий материал. На севере островов Эстонского архипелага подводный склон узкий, берега обрывистые, аккумулятивная терраса у подножия узкая, часто отсутствует, бенч местами осложнен скоплениями валунов и глыб коренных пород. Встречаются отдельные формы ледниковой аккумуляции.

Близ устьев рек Нарвы, Луги и Невы на востоке прибрежная равнина более выровненная, подводный береговой склон аккумулятивный. Мощность четвертичных отложений до 30 м.

Породы коренного основания (в зоне выхода) на подчетвертичной поверхности образуют крутые уступы, так называемые глинты высотой от 20 до 80 м, являющиеся характерным морфоструктурным элементом южной части Финского залива. У подножия глинта широко развиты конусы осыпания и обвала, иногда отчетливо выражена абразионная платформа — бенч, усеянная валунами, вымытыми из морен или валунами и глыбами коренных карбонатных пород.

Расчлененный рельеф восточной части Финского залива со следами ледниковой экзарации и аккумуляции препятствует образованию течений и развитию вдольбереговых потоков, что способствует накоплению мелкоалевритовых и глинистых илов

в понижениях рельефа. Для комплекса морских голоценовых отложений характерно возрастание с глубиной степени глинистости в пределах отложений отдельных стадий Балтийского бассейна и всего послеледникового комплекса в целом. Среди минералов преобладают гидрослюды (75—80 %). Отмечается возрастание содержания каолинита вверх по разрезу, что объясняется усилением денудации каолинитсодержащих пород фундамента Скандинавии вследствие неотектонического поднятия щита.

Инженерно-геологический район поднятия Эстонского архипелага и Западно-Сааремской ступени. Занимает обширную прибрежную часть в пределах глубин от 10 до 100 м. Коренное основание сложено ордовикскими и силурийскими отложениями терригенно-карбонатной формации каледонского структурного комплекса, образующего пологую моноклиналь, слабо наклоненную на юг и юго-восток. Мощность четвертичных отложений, представленных в основном отложениями Балтийского ледникового озера, в среднем 5 м, в отдельных межгрядовых понижениях и врезах возрастает до 20 м. Отложения Балтийского ледникового озера представлены ленточными и микроленточными или гомогенными глинами. В песчано-алевритовой фракции преобладают (в %) кварц до 63,8, полевые шпаты до 17,9, карбонаты до 20, в гравийной фракции доминируют обломки кристаллических (50—60) и карбонатных (35—45) пород. Среди глинистых минералов (фракция менее 0,001 мм) гидрослюды составляют 69—80 % [50]. Формирование отложений относится к концу аллерёда — началу позднего дриаса в глубоководных условиях (более 200 м) озерно-ледникового бассейна, после его освобождения от ледникового покрова. На подводном береговом склоне в условиях дефицита наносов широко развиты абразионные уступы, подводные клифы. Берега западной части островов Эстонского архипелага — куэстовые.

Глава 6

ОБЛАСТЬ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Описываемая область занимает Рижский залив и восточную часть открытого Балтийского моря. В пределах области осадочная толща представлена отложениями трех структурных комплексов. На субчетвертичной поверхности морского дна с севера на юг последовательно обнажаются все породы коренной основы, начиная с ордовика. Четвертичные отложения представлены ледниковой формацией, поздне-послеледниковой формацией и формацией морских бореальных трансгрессий. Внутри области Балтийской синеклизы выделяют следующие инженерно-геологические районы (регионы третьего порядка).

Инженерно-геологический район впадины Рижского залива. Четвертичные отложения впадины Рижского залива образуют сплошной чехол мощностью 25—40 м. Резкое возрастание мощ-

ностей наблюдается в погребенных эрозионных врезах, приуроченных к субчетвертичной поверхности.

Отложения морской формации чаще всего с размывом залегают на отложениях озерно-ледниковой и ледниковой формаций в скальных породах коренного субстрата. Мощность их не превышает 10 м и лишь местами возрастает до 20 м и более.

Разрез дна впадины Рижского залива выполняют отложения следующих стратиграфо-генетических комплексов.

Современный морской комплекс (мощность 10—20 м) представлен в основном пылеватыми песками, реже мелкими, средней плотности сложения (до глубин 20—25 м) и глинистыми илами (до 20 м) с тонкими прослоями пылеватого песка. Пески пылеватые, серые, средней плотности сложения (табл. 6.1), по гранулометрическому составу характеризуются примерно одинаковым содержанием частиц фракций 0,1—0,25 и 0,1—0,05 мм соответственно 44,2 и 45,7 %, что говорит об их слабой сортировке (u=5,5) и возможном укрупнении материала по латерали к берегу. Пески пылеватые содержат беспорядочно распределенные включения гиттии и ракушечный детрит. Содержание органического материала не превышает 1 %. По результатам химических анализов водных вытяжек пески современные морские неагрессивны к бетонам нормальной плотности. По содержанию гидрокарбонатов пески обладают средней агрессивностью к бетонам повышенной плотности. Пески пылеватые обладают весьма высокой коррозионной активностью к углеродистой стали как по величине потери массы образца, так и по влажности поляризационного тока.

Илы глинистые коричневато-серого цвета приурочены к понижениям донного рельефа, где могут достигать значительных мощностей. В юго-западной части акватории предполагаемая

Таблица 6.1

Основные физические свойства современных морских отложений впадины Рижского залива

Порода	Пластичность		Плотность, г/м³		Коэффициент пористости	Естественная влажность, %
	нижний предел	число пластичности	грунта	сухого грунта		
Песок пылеватый средней плотности	—	—	$\frac{1,92}{0,05}$ (30)	1,50 (30)	0,770 (30)	$\frac{28}{1,7}$ (30)
Ил глинистый текучий	$\frac{26}{4,0}$ (19)	24 (19)	$\frac{1,54}{0,06}$ (19)	0,88 (19)	2,08 (19)	$\frac{78}{3,1}$ (19)

Примечание. Здесь и далее в числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение, в скобках — число определений.

Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых отложений впадины Риж

Порода	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Плотность, г/см³	
			грунта	сухого грунта
				Озерно-ледника
Песок пылеватый плотный	—	—	$\frac{1,90}{0,02}$ (12)	1,54 (12)
Суглинки текучие	$\frac{22}{4,2}$ (8)	16 (8)	$\frac{1,84}{0,07}$ (8)	1,30 (8)
Супеси пластичные	17 (6)	5 (6)	2,10 (6)	1,74 (6)
				Ледниковый
Песок пылеватый плотный	—	—	2,19 (4)	1,91 (4)
Супесь пластичная	$\frac{13}{0,9}$ (12)	4 (12)	$\frac{2,18}{0,05}$ (12)	1,89 (12)
Супесь твердая	15 (4)	2 (4)	2,24 (4)	1,99 (4)

Физико-механические свойства отложений современной морской и озерно-лед

Порода		Нижний предел пластичности	Число пластичности
Ил глинистый	Дно впадины (глубина 181—218 м)	69 (3)	54 (3)
	Склон впадины (глубина 70—154 м)	$\frac{44}{6,4}$ (17)	51 (17)
Ил глинистый	Верхняя часть разреза	$\frac{35}{2,9}$ (6)	28 (6)
Ил глинистый с прослоями суглинка текучепластичного	Нижняя часть разреза	$\frac{30}{2,2}$ (21)	30 (21)

Таблица 6.2

ского залива

Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа	Модуль деформации, МПа
вый комплекс				
0,730 (12)	$\frac{23}{1,4}$ (12)	—	—	—
1,090 (8)	$\frac{42}{9,4}$ (8)	$\frac{11}{0,11}$ (8)	$\frac{0,01}{0,05}$ (8)	$\frac{1,7}{0,43}$ (8)
0,540 (6)	20 (6)	$\frac{12,67}{0,10}$ (3)	$\frac{0,013}{0,04}$ (3)	28 (3)
комплекс				
0,390 (4)	14,8 (4)	—	—	—
0,420 (12)	$\frac{15}{1,3}$ (12)	$\frac{27}{0,036}$ (6)	$\frac{0,020}{0,008}$ (6)	9,85 (4)
0,330 (4)	12,6 (4)	$\frac{30}{0,03}$ (4)	$\frac{0,029}{0,007}$ (4)	18,8 (2)

Таблица 6.3

никовой формации Готландской впадины

Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа
грунта	сухого грунта				
1,15 (3)	0,31 (3)	7,10 (3)	270 (3)	—	—
$\frac{1,34}{0,07}$ (17)	0,53 (17)	4,04 (17)	$\frac{155}{20,1}$ (17)	$\frac{3,5}{0,0024}$ (6)	$\frac{0,0037}{0,0004}$ (6)
$\frac{1,34}{0,03}$ (6)	0,55 (6)	4,06 (6)	$\frac{144}{14,7}$ (6)	—	—
$\frac{1,58}{0,07}$ (21)	0,90 (21)	2,06 (21)	$\frac{7,6}{8,9}$ (21)	$\frac{3}{0,086}$ (11)	$\frac{0,0069}{0,0015}$ (11)

мощность илов может достигать 15—20 м. По содержанию органических веществ илы классифицируются как грунты с примесью растительных осадков.

Верхнеплейстоценовый озерно-ледниковый комплекс (табл. 6.2) представлен песками, супесями и суглинками. По гранулометрическому составу пески содержат 52,4 % фракции 0,1—0,05 мм, 40,1 % — 0,1—0,25 мм и незначительное (до 10 %) количество пыли (фракции от 0,05 до 0,005 мм). Суглинки текучие, супеси пластичные, реже твердые с прослоями пылеватого песка толщиной 2—3 см. В южной части залива вскрытая бурением мощность комплекса составила 13 м.

Верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс представлен супесями и пылеватыми песками. Песок пылеватый, серый, с гравием и галькой, встречается в виде прослоев и линз ограниченной мощности и постепенно переходит в моренные супеси. Супесь моренная светло-коричневая, пластичная, с включениями гравия и слабоокатанной гальки осадочных пород, вниз по разрезу с увеличением содержания грубообломочного материала — голубовато-серых песчаников коренного субстрата — постепенно переходит в твердую супесь. Вертикальная изменчивость моренных отложений проявляется как в существенном отличии физических, так и деформационных свойств пластичных и твердых супесей (см. табл. 6.2). По результатам химического анализа поровых вод, моренные супеси неагрессивны к бетонам нормальной плотности, но характеризуются весьма высокой коррозийной активностью к углеродистой стали по величине потери массы образца, удельной электропроводности и плотности поляризационного тока.

Инженерно-геологический район Готландской впадины. Акватория Готландской впадины характеризуется зональным изменением инженерно-геологических условий в связи с приуроченностью ее к прибрежной абразионно-аккумулятивной равнине (восточный склон впадины) и самого днища впадины (глубоководная часть). Эти две новейшие структуры, обособившиеся в позднечетвертичное время, резко отличаются по строению и составу четвертичных отложений, рельефу и особенностям проявления современных геологических процессов.

Восточный борт впадины представляет собой пологонаклонную равнину со слабовсхолмленным ледниково-аккумулятивным рельефом. С глубины 120—130 м прослеживается аккумулятивная выровненная поверхность днища Готландской впадины, полого погружающейся к осевой зоне впадины. Мощность покровного чехла колеблется в интервале 20—40 м. В основании разреза залегают ледниковые образования. На склоне впадины ледниковые отложения образуют сложную многослойную толщу мощностью до 70 м, выходящую на поверхность дна и выраженную в плане в виде конечной моренной гряды субмеридионального направления. В глубоководной части впадины (днище

впадины) ледниковые отложения образуют прерывистый в плане чехол максимальной мощностью 10—15 м, перекрытый 20—30-метровой толщей поздне- и послеледниковых отложений. Надморенная толща представлена слабоуплотненными и неконсолидированными глинистыми отложениями, накапливавшимися на различных стадиях развития Балтийского бассейна.

В разрезе четвертичной толщи впадины выделяют три стратиграфо-генетических комплекса отложений.

Современный морской глинистый комплекс сложен осадками литориновой и постлиториновой стадий развития Балтийского моря. На склоне Готландской впадины илы современного морского комплекса являются более уплотненными по сравнению с верхним слоем илов дна впадины. Несмотря на некоторое уплотнение илов склоновой части, они характеризуются крайне низкими значениями показателей сопротивления сдвигу (табл. 6.3), угол внутреннего трения 3°30′, сцепление 0,0024 МПа.

Верхнеплейстоценовый озерно-ледниковый комплекс (мощность 10—15 м) сложен глинистыми осадками, накапливающимися на начальных стадиях формирования Балтийского бассейна. Для осадков комплекса характерны тонкослоистая ленточная и микроленточная текстуры, высокая карбонатность и присутствие грубообломочного материала. Отложения комплекса характеризуются явно выраженной вертикальной изменчивостью физических свойств: так, верхняя часть комплекса (до 2,0 м) по характеристике свойств ближе к современным отложениям, нижняя — более консолидирована с прослоями (до 0,2—0,3 см) суглинка текучепластичного.

Верхнеплейстоценовый ледниковый суглинистый комплекс на склоне Готландской впадины выходит на поверхность дна и достигает мощности 15—40 м, на большей части он залегает вторым или третьим от поверхности и имеет мощность от 2 до 15 м. Представлен бурыми текучепластичными суглинками с включениями гравия и гальки. Для моренных суглинков впадины характерны высокая пористость ($e=0{,}920$), небольшая плотность (1,91 г/см^3), высокая сжимаемость ($\alpha=0{,}0021$ МПа$^{-1}$) и низкое сопротивление сдвигу (угол внутреннего трения 12°50′, сцепление 0,0083 МПа).

Инженерно-геологический район Лиепайского и Клайпедского поднятий с Вентспилской ступенью. Лиепайское поднятие разделяет Готландскую и Гданьскую впадины, протягиваясь шириной 40—60 км от г. Лиепая в юго-западном направлении. Поверхность поднятия имеет весьма слабый уклон в юго-западном направлении (0,0004), характеризуется холмисто-грядовым рельефом: высота отдельных гряд составляет 3—5 м, ширина, как правило, 200—300 м и в незначительной степени видоизменена современными абразионными процессами. Глубина акватории колеблется от 65 до 80 м.

Четвертичный покров поднятий имеет незначительную мощность: от нескольких десятков сантиметров в центральной части

Лиепайского поднятия (а в ряде участков отсутствует) до 5 м в юго-западной части.

В результате проведенных инженерно-геологических исследований в верхней части разреза дна поднятия выделены три стратиграфо-генетических комплекса отложений.

Верхнеплейстоценовый озерно-ледниковый суглинистый комплекс распространен в юго-западной части акватории (мощность 0—5 м). Представлен серовато-коричневыми и коричневыми суглинками, реже глинами с редким рассеянным гравием и мелкой галькой осадочных и метаморфических горных пород. Суглинки озерно-ледникового комплекса характеризуются значительной пористостью (табл. 6.4).

Верхнеплейстоценовый ледниковый суглинисто-супесчаный комплекс характеризуется повсеместным распространением в юго-западной части поднятия, где мощность комплексов составляет около 2 м. Представлен в основном пластичными моренными супесями с большим содержанием грубообломочного материала (см. табл. 6.4).

Девонский терригенно-карбонатный комплекс выходит на поверхность дна в северо-восточной части акватории. Минеральный состав обломочной части песчаников девона характеризуется преобладанием кварца (80—85 %) при незначительном содержании микроклина, реже кислого плагиоклаза. Цемент доломитовый, глинистый. По величине временного сопротивления одноосному сжатию (14,4 МПа) девонские песчаники относятся к скальным малопрочным грунтам.

Инженерно-геологический район Нямунасского понижения. Нямунасское понижение локализуется по контурам осевой части так называемой долины пра-Немана, проявленное даже в современном рельефе. В геоморфологическом отношении рассматриваемая площадь дна является широкой пологосклонной

Физико-механические свойства озерно-ледниковых, ледниковых и девонских

Порода	Показатель пластичности		Плотность, г/см³	
	нижний предел	число пластичности	грунта	сухого грунта
Суглинки мягкопластичные (lg III)	$\frac{23}{5,3}$ (13)	17 (13)	$\frac{1,90}{0,13}$ (13)	$\frac{1,43}{0,2}$
Супесь пластичная (g III)	$\frac{13,5}{3,5}$ (6)	6,8 (6)	$\frac{2,16}{0,2}$ (6)	1,98 (6)
Песчаник (D)	—	—	2,04	1,87

ложбиной, которая прослеживается примерно до глубины 30 м в прибрежной части вплоть до северного края Гданьской впадины. В пределах акватории Нямунасского понижения глубина моря изменяется от 35 м в прибрежной до 70 м в ее осевой, наиболее удаленной от берега, части. Этот участок морского дна принято относить к областям древней аккумуляции. Разрез дна Нямунасского понижения слагают отложения следующих стратиграфо-генетических комплексов.

Современный морской комплекс на площади понижения слагает поверхность дна моря, испытывая увеличение в направлении осевой части ложбины. Мощность комплекса в среднем составляет 7 м. Представлен в основном пылеватыми (реже мелкими) серыми однородными песками. Пески проявляют значительную изменчивость как по латерали, так и вниз по разрезу. По горизонтали пылеватые пески переходят в серые текучие супеси переменной мощности и невыдержанные по простиранию; вниз по разрезу пески сменяются более дисперсными текучими суглинками и глинами с включениями и прослоями пылеватых песков.

Верхнеплейстоценовый озерно-ледниковый глинистый комплекс (табл. 6.5) с некоторой степенью условности подразделяется на глины Балтийского ледникового озера и глины локальных приледниковых озер мощностью 3—7 и 10 м соответственно.

Верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс характеризуется мощностью 25—30 м, но в палеоврезах может достигать 60 м. В опробованной верхней части представлен коричнево-серыми моренными суглинками с гравием, галькой и валунами полутвердой консистенции. Плотность грунта суглинков изменяется от 1,88 до 2,10 г/см^3, угол внутреннего трения равен 25°, сцепление — 0,025 МПа. Модуль общей деформации достигает 35 МПа.

Таблица 6.4

отложений Лиепайского и Клайпедского поднятий с Вентспилской ступенью

Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа	Модуль деформации, МПа	Сопротивление одноосному сжатию, МПа
0,930 (13)	$\frac{57}{10,2}$ (13)	$\frac{9,5}{3}$ (10)	$\frac{0,037}{0,013}$ (10)	$\frac{2,8}{0,8}$ (12)	—
0,405 (6)	$\frac{14,9}{3,4}$ (6)	21,016 (4)	0,055 (4)	9,3 (4)	—
0,433	8,9	—	—	—	14,4

Таблица 6.5

Физико-механические свойства отложений озерно-ледникового комплекса

Порода	Показатели пластичности		Плотность грунта, г/см³	Естественная влажность, %	Содержание органических веществ, %
	нижний предел	число пластичности			
Глина текучепластичная	26 (9)	30 (9)	1,74 (9)	77 (5)	8,8 (6)
Глина мягкопластичная	30	28,5	1,75	53	9,7

Примечание. В скобках — число определений.

Инженерно-геологический район Куршского поднятия. Рельеф дна акватории Куршского поднятия с глубинами моря 26—37 м представляет собой конечно-моренную гряду, оставленную отступающим ледником северо-литовской (Линкувской) стадии последнего оледенения. Гряды рельефа сложены в основном крупными валунами с прослоями гравийно-галечных отложений небольшой мощности (0,2—0,3 м). Мощность четвертичных отложений изменяется от 20 до 25 м. В строении верхней части разреза Куршского поднятия принимают участие три стратиграфо-генетических комплекса отложений.

Современный морской песчаный комплекс характеризуется спорадическим распространением и крайне небольшой мощностью, на большей части поднятия отсутствуют вовсе. Комплекс представлен серыми мелкозернистыми песками.

В разрезе ледникового комплекса А. И. Гайгелас [11] выделил: балтийскую и грудаскую морены верхнего и мядининскую морену среднего плейстоцена. Общая мощность комплекса составляет около 18 м. Вертикальная изменчивость физических свойств моренных отложений имеет незакономерный характер, за исключением прослоев «безвалунных суглинков», имеющих повышенную плотность и несколько завышенную природную влажность (табл. 6.6). Фактически для всех отложений ледниковой формации характерны весьма высокая коррозионная активность к углеродистой стали и низкая активность к бетонам нормальной плотности.

Среднечетвертичный ледниковый комплекс, залегающий ниже по разрезу, представлен карбонатной твердой супесью массивной текстуры. Морена содержит много обломков меловых пород, особенно опок, мергелей и кремней. Характерно повышенное содержание обломков доломитов (см. табл. 6.6).

Верхнемеловой терригенно-карбонатный комплекс в качестве коренной основы на Куршском поднятии представлен суглинками и аргиллитами общей мощностью до 50 м. Суглинок серый, твердый, имеет низкую плотность (1,88 г/см³), значительную

Таблица 6.6

Физико-механические свойства отложений верхне-, среднеплейстоценовых ледниковых комплексов Куршского поднятия

Порода	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа	Модуль деформации, МПа
			грунта	сухого грунта					
Суглинок полутвердый (g III)	13/2,2 (8)	9 (38)	2,17/0,09 (38)	1,89 (38)	0,430 (38)	15/3,2 (38)	22,16/0,110 (24)	0,089/0,025 (27)	9,0/2,5 (38)
Суглинок полутвердый (g III) «безвалунный»	18/6 (6)	12 (6)	2,08/0,05 (6)	1,74 (6)	0,560 (6)	20/2,9 (6)	22,25/0,18 (5)	0,076/0,039 (5)	7,1/2,1 (6)
Супесь твердая (g III)	15/2,1 (28)	9 (28)	2,21/0,08 (28)	1,96 (28)	0,380 (28)	13/2,6 (28)	27,5/0,031 (3)	0,078/0,005 (3)	—
Супесь твердая (g II)	13/1,0 (32)	6 (32)	2,27/2,06 (32)	2,05 (32)	0,310 (32)	10/1,2 (32)	31/0,06 (6)	0,055/0,012 (6)	31,1/9,1 (16)

Таблица 6.7

Физико-механические свойства отложений современного морского комплекса Гданьской впадины

Порода	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Модуль деформации, МПа
			грунта	сухого грунта			
Песок мелкозернистый	—	—	1,90	1,57	0,800	0,826	—
Ил глинистый	34 (4)	32 (4)	1,50 (4)	0,84 (4)	2,300 (4)	82 (4)	1,1 (4)

Примечание. Здесь и далее в скобках — число определений.

влажность (29 %) и высокое сопротивление сдвигу, угол внутреннего трения равен 36°50′, сцепление — 0,027 МПа. Суглинки по ряду параметров (СНиП II-28—73) неагрессивны к бетонам нормальной плотности.

Аргиллиты алеврито-известковые состоят на 70—75 % из тонкодисперсного материала глинисто-карбонатного состава, 15—20 % породы приходится на обломочный материал алевритовой размерности, 10—15 % составляют известковые раковины фораминифер и примерно 1—3 % объема породы приходится на поры различных размеров. Содержание $CaCO_3$ составляет от 17 до 25 % всей массы породы. По значению временного сопротивления одноосному сжатию (7,26 МПа) аргиллиты относятся к малопрочным размягчаемым породам.

Инженерно-геологический район Гданьской впадины. Четвертичный покров акватории Гданьской впадины характеризуется повсеместным распространением и резким изменением мощностей за счет палеоврезов. В пределах палеоврезов мощность четвертичных отложений местами превышает 100 м, вне этих зон их мощность колеблется от 20 до 100 м. В строении верхней части разреза дна Гданьской впадины принимают участие следующие стратиграфо-генетические комплексы.

Современный морской песчано-глинистый комплекс характеризуется повсеместным распространением и определенной дифференциацией гранулометрического состава в зависимости от глубины акватории. В сравнительно мелководной зоне (до 50 м) преобладают пески среднемелкозернистые, ниже — пылеватые, с глубин порядка 70 м начинаются илы. Мелкозернистые пески кварцево- и кварцполевошпатового состава являются хорошо сортированными (коэффициент неоднородности 1,8—2,1), но имеют рыхлое сложение, высокую пористость и обнаруживают тиксотропные свойства. Мощность глинистых илов на фоне общего возрастания с глубиной моря в значительной степени контролируется погребенным холмистым ледниковым рельефом. Их максимальная мощность на дне впадин достигает 18 м. По мере увеличения глубины моря гранулометрический состав илов меняется в сторону большей дисперсности (табл. 6.7).

Верхнеплейстоценовый озерно-ледниковый глинистый комплекс представлен ленточновидными (осадки локальных приледниковых озер) и гомогенными глинами и суглинками (отложения Балтийского ледникового озера) с включениями мелкого гравия. Комплекс повсеместно распространен во впадине с возрастанием мощности в сторону глубоководной части, где достигает максимальных значений (21 м). Показатель текучести глин варьирует от мягкопластичной до тугопластичной.

Верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс характеризуется значительными колебаниями мощностей — от 10 м в донной части впадины до 40 м и более в мелководной. Ледниковый комплекс сложен пластичными бурыми супесями, реже суглинками с гравием и галькой магматических и осадочных пород.

Изменчивость физических свойств супесей является незакономерной как по разрезу, так и по латерали. Для них характерны низкая природная влажность, несколько превышающая влажность на границе раскатывания (16 и 15 % соответственно), и относительно небольшая плотность грунта 2,07 г/см^3. Модуль общей деформации суглинков изменяется от 53,4 до 97,1 МПа, а угол внутреннего трения 20—30°.

Современные геологические процессы, оказывающие существенное влияние на инженерно-геологические условия шельфа, по своей природе подразделяются на эндогенные и экзогенные.

Развитие процессов эндогенной природы, выражающееся в современных вертикальных движениях земной коры, приводит к образованию либо интенсивно дислоцированных зон, либо к формированию зон повышенной трещиноватости, к которым приурочены области разгрузки подземных вод. Кроме того, выделение на некоторых участках шельфа Балтики газообразных продуктов разрушения газогидратных залежей (реликт времени плейстоценовых оледенений) и сероводорода из глубоководных илов тоже связано с проявлением эндогенных процессов. По мнению А. И. Блажчишина, подобное образование газовых вулканов на дне Балтийского моря происходит в пределах зон современных тектонических движений земной коры. В настоящее время активность выделения скоплений газа крайне незначительна [6].

В целом акватория Балтийского моря и заливов асейсмична, однако, в прибрежной зоне (вдоль северного и южного берегов) Финского залива зафиксирован ряд землетрясений, отдельных силой до 6—7 баллов [2, 38]. Так, землетрясение, зарегистрированное 25 октября 1976 г. с эпицентром в районе о. Осмусааре, было силой 5—6 баллов с очагом локализованным, предположительно, на пересечении разломов широтного и северо-восточного направлений.

Эпицентры землетрясений также установлены вдоль восточного побережья Центральной Балтики вблизи г. Вентспилс и на участке побережья Клайпеда — Лиепая.

Важнейшим региональным экзогенным фактором, во многом определяющим динамическое состояние берега Балтийского моря в западной части Рижского залива, является выделенный восточно-балтийский вдольбереговой поток наносов, начинающийся у абразионных берегов Самбийского полуострова и достигающий в длину 450 км. Кроме того, небольшая ветка потока, минуя аккумулятивный выступ мыса Колка, поступает в Рижский залив и вдоль западного побережья достигает устья р. Даугавы.

Согласно В. К. Нуделису, восточно-балтийский поток подразделяется на ряд взаимосвязанных звеньев: самбийский, куршский, клайпедско-лиепайский, курземский и западно-рижский. В пределах каждого звена вдольберегового потока выделяются зоны питания, транзита и разгрузки, существенно раз-

личающиеся по балансу наносов, что непосредственно сказывается на динамике и морфологии берега. Основным источником питания восточно-балтийского вдольберегового потока наносов является абразия берегов Самбийского полуострова, где в поток вовлекается 150—200 тыс. м³ наносов в год. Дополнительным и весьма мощным источником питания потока в последние годы стал выброс пульпы янтарного комбината (на северо-западе Самбийского полуострова), твердая часть которой составляет до 2,5 млн м³/год. Хотя значительную часть этого выброса составляют дисперсные и пылеватые частицы, которые в основном выносятся за пределы вдольберегового потока, влияние антропогенного источника питания на восточно-балтийский поток еще не оценено. Севернее поток наносов пополняется за счет размыва Куршской косы (50—60 тыс. м³/год), а также вследствие размыва на участках Гируляй — Карклинский, расположенного севернее Клайпеды (25—30 тыс. м³/год), и Швянтойи-Папе (около 25 тыс. м³/год). Северная оконечность южной части потока, приуроченная к побережью Латвии, за исключением участка Швянтойи-Папе, в целом характеризуется разгрузкой потока и уменьшением его мощности от 500 тыс. м³/год в районе границы с Литовской ССР до 250 тыс. м³/год и менее в районе Лиепая.

Курземское звено потока наносов, начинающееся зоной размыва, особенно интенсивно проявляющейся на участке Акменьраго — Юркалне, достигает стадии насыщения южней г. Вентспилс, где происходит выпадение значительной части транспортируемых потоков наносов — около 500 тыс. м³/год. Далее, на отрезке Вентспилс — мыс Овиши поток вновь набирает мощность до 100 тыс. м³/год, но на отрезке мыс Овиши — мыс Колка происходит торможение потока и аккумуляция материала. Небольшая часть восточно-балтийского потока (примерно 10 % мощности потока участка мыс Овиши — мыс Колка), огибая аккумулятивный выступ мыса Колка, поступает в Рижский залив, двигаясь на юг к вершине залива. Максимальная мощность этого потока отмечается между поселками Роя и Энгуре (50 тыс. м³/год); разгрузка его происходит в береговой зоне Юрмалы. В прибрежной зоне восточного побережья залива установлено наличие двух локальных потоков наносов, движущихся в противоположные стороны: от мыса Кюрмрагс на север в акваторию Пярнусского залива и на юг в сторону вершины Рижского залива. Длина южного потока не превышает 50 км, северного — 90 км; мощность их составляет соответственно до 25 тыс. м³/год и до 15 тыс. м³/год. По аналогии с восточно-балтийским потоком можно выделить вдольбереговой поток в Нарвском заливе, о чем свидетельствуют смена абразионных берегов на западе залива аккумулятивными на востоке, возрастание ширины пляжа и появление гряды авандюн.

Чрезвычайная сложность береговых процессов на побережье Эстонии в значительной мере затрудняет подсчет переноса об-

ломочного абразионного материала. Размыв дна здесь составляет примерно 1 м³/год с площади 1000 м². Общий объем обломочного материала, смываемого с 1 км полосы пляжа, составляет 500—600 м³/год. Из них примерно 300—400 м³/год выносится в открытую часть моря. Общий объем обломочного материала, смываемого с подводного склона в пределах Эстонской ССР и Ленинградской области, составляет не менее 450—500 тыс. м³/год. Из них в береговой зоне остается 150—240 тыс. м³ преимущественно песчаных и грубообломочных частиц.

Средняя скорость седиментации пелитового материала глубоководной части Балтийского моря колеблется от 0,6 до 1,3 мм/год [29]. Наибольшие скорости современного осадконакопления отмечены в пределах полузамкнутых впадин типа Рижской или Гданьской, в их локальных депрессиях, а также вблизи устьев крупных рек (до 1,6 мм/год).

В результате доминирующих юго-западных и северо-западных ветров идет разрушение восточного берега Балтийского моря. Большая скорость разрушения (до 5 м/год, в среднем 0,5—1,0 м/год) прослеживается местами именно в его юго-восточной части. Она обусловлена преобладанием рыхлых, легко размываемых палеоген-неогеновых и четвертичных отложений (песков, супесей, суглинков), приглубостью подводного склона, относительно высокой гидродинамической активностью прибрежных вод. Другие участки побережья, сложенные кристаллическими докембрийскими, а также нижнепалеозойскими карбонатными породами, характеризуются широким развитием почти незатронутых волновыми процессами берегов. С таких участков поступает в море минимально возможное количество абразионного материала.

Гранулометрическая дифференциация влекомых наносов, твердого стока рек и абразионного материала в береговой зоне способствует концентрации осадков берега в аккумулятивных формах рельефа, поддерживая заносимость портовых сооружений. В открытое море ежегодно выносится примерно 10,8—12,2 млн т мелкоалевритового и пелитового материала, который расходуется на наращивание мощностей иловых осадков.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ШЕЛЬФА И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

История инженерно-хозяйственного освоения акватории Балтики базируется большей частью на опыте разнообразного гидротехнического строительства в береговой зоне и лишь в последние десять лет затрагивает проблему постановки нефтегазоразведочных сооружений в открытом море. Морское гидротехниче-

личающиеся по балансу наносов, что непосредственно сказывается на динамике и морфологии берега. Основным источником питания восточно-балтийского вдольберегового потока наносов является абразия берегов Самбийского полуострова, где в поток вовлекается 150—200 тыс. м³ наносов в год. Дополнительным и весьма мощным источником питания потока в последние годы стал выброс пульпы янтарного комбината (на северо-западе Самбийского полуострова), твердая часть которой составляет до 2,5 млн м³/год. Хотя значительную часть этого выброса составляют дисперсные и пылеватые частицы, которые в основном выносятся за пределы вдольберегового потока, влияние антропогенного источника питания на восточно-балтийский поток еще не оценено. Севернее поток наносов пополняется за счет размыва Куршской косы (50—60 тыс. м³/год), а также вследствие размыва на участках Гируляй — Карклинский, расположенного севернее Клайпеды (25—30 тыс. м³/год), и Швянтойи-Папе (около 25 тыс. м³/год). Северная оконечность южной части потока, приуроченная к побережью Латвии, за исключением участка Швянтойи-Папе, в целом характеризуется разгрузкой потока и уменьшением его мощности от 500 тыс. м³/год в районе границы с Литовской ССР до 250 тыс. м³/год и менее в районе Лиепая.

Курземское звено потока наносов, начинающееся зоной размыва, особенно интенсивно проявляющейся на участке Акменьраго — Юркалне, достигает стадии насыщения южней г. Вентспилс, где происходит выпадение значительной части транспортируемых потоков наносов — около 500 тыс. м³/год. Далее, на отрезке Вентспилс — мыс Овиши поток вновь набирает мощность до 100 тыс. м³/год, но на отрезке мыс Овиши — мыс Колка происходит торможение потока и аккумуляция материала. Небольшая часть восточно-балтийского потока (примерно 10 % мощности потока участка мыс Овиши — мыс Колка), огибая аккумулятивный выступ мыса Колка, поступает в Рижский залив, двигаясь на юг к вершине залива. Максимальная мощность этого потока отмечается между поселками Роя и Энгуре (50 тыс. м³/год); разгрузка его происходит в береговой зоне Юрмалы. В прибрежной зоне восточного побережья залива установлено наличие двух локальных потоков наносов, движущихся в противоположные стороны: от мыса Кюрмрагс на север в акваторию Пярнусского залива и на юг в сторону вершины Рижского залива. Длина южного потока не превышает 50 км, северного — 90 км; мощность их составляет соответственно до 25 тыс. м³/год и до 15 тыс. м³/год. По аналогии с восточно-балтийским потоком можно выделить вдольбереговой поток в Нарвском заливе, о чем свидетельствуют смена абразионных берегов на западе залива аккумулятивными на востоке, возрастание ширины пляжа и появление гряды авандюн.

Чрезвычайная сложность береговых процессов на побережье Эстонии в значительной мере затрудняет подсчет переноса об-

ломочного абразионного материала. Размыв дна здесь составляет примерно 1 м³/год с площади 1000 м². Общий объем обломочного материала, смываемого с 1 км полосы пляжа, составляет 500—600 м³/год. Из них примерно 300—400 м³/год выносится в открытую часть моря. Общий объем обломочного материала, смываемого с подводного склона в пределах Эстонской ССР и Ленинградской области, составляет не менее 450—500 тыс. м³/год. Из них в береговой зоне остается 150—240 тыс. м³ преимущественно песчаных и грубообломочных частиц.

Средняя скорость седиментации пелитового материала глубоководной части Балтийского моря колеблется от 0,6 до 1,3 мм/год [29]. Наибольшие скорости современного осадконакопления отмечены в пределах полузамкнутых впадин типа Рижской или Гданьской, в их локальных депрессиях, а также вблизи устьев крупных рек (до 1,6 мм/год).

В результате доминирующих юго-западных и северо-западных ветров идет разрушение восточного берега Балтийского моря. Большая скорость разрушения (до 5 м/год, в среднем 0,5—1,0 м/год) прослеживается местами именно в его юго-восточной части. Она обусловлена преобладанием рыхлых, легко размываемых палеоген-неогеновых и четвертичных отложений (песков, супесей, суглинков), приглубостью подводного склона, относительно высокой гидродинамической активностью прибрежных вод. Другие участки побережья, сложенные кристаллическими докембрийскими, а также нижнепалеозойскими карбонатными породами, характеризуются широким развитием почти незатронутых волновыми процессами берегов. С таких участков поступает в море минимально возможное количество абразионного материала.

Гранулометрическая дифференциация влекомых наносов, твердого стока рек и абразионного материала в береговой зоне способствует концентрации осадков берега в аккумулятивных формах рельефа, поддерживая заносимость портовых сооружений. В открытое море ежегодно выносится примерно 10,8—12,2 млн т мелкоалевритового и пелитового материала, который расходуется на наращивание мощностей иловых осадков.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ШЕЛЬФА И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

История инженерно-хозяйственного освоения акватории Балтики базируется большей частью на опыте разнообразного гидротехнического строительства в береговой зоне и лишь в последние десять лет затрагивает проблему постановки нефтегазоразведочных сооружений в открытом море. Морское гидротехниче-

ское строительство ведется в двух основных направлениях — оградительные сооружения и берегоукрепительные. В условиях Советской Прибалтики преобладающее значение имеют оградительные и другие портовые сооружения, а в прибрежной зоне Калининградской области в основном берегоукрепительные. За последние годы в южной части Советской Прибалтики начато строительство стационарных нефтегазопоисковых и разведочных сооружений. Портовое строительство на Балтике имеет почти 300-летнюю историю развития.

Еще в начале XVIII в. были проведены весьма крупные гидротехнические работы по освоению и фортификации устьев Невы и по сооружению Ревельского (Таллиннского) порта. Такой же характер носили работы по устройству портового канала в г. Лиепая. На сухом месте вручную в период с 1697 по 1700 гг. был прорыт канал от озера до моря длиной около 2 км. Ширина его составляла 50 м, глубина — 4—5 м, тип гидротехнических сооружений — ряжевые конструкции. Инженерный период морского гидротехнического строительства начался с середины XIX в. в г. Лиепая, когда возникла необходимость подключения его к трансатлантической судоходной линии, т. е. вместо глубин 5—6 м потребовались 9-метровые глубины. Тогда были заложены на материке в твердых связных грунтах каналы и бассейны и углублен аванпорт до 10 м. Применялись мощные всякого рода механизмы парового привода, действовал крупный бетонный завод.

Дальнейшее развитие портового строительства было продолжено лишь после первой мировой войны, когда начали применять вибропогружение свай и сваи-оболочки (вместо массивных свай) и их забивку. Затем бетонные массивы заменили тетраподами и конструкциями, снижающими потребность в бетоне и дающими лучшие результаты по гашению волновой энергии.

За последние 10—20 лет широко в практику вошло гидротехническое моделирование при проектировании портовых сооружений и берегоукрепительных работ. Практика показала, что на восточных берегах Балтийского моря буны предпочтительней «одежд» и вертикальных стенок. Последние даже вредны в смысле сохранения пляжей. Буны следует строить в известной мере ажурными и низководными, при этом преимущества имеют деревянные свайные частоколы, однорядные или двухрядные с каменным заполнением. Буны из металлического шпунта гораздо менее долговечны в морских условиях.

Ленинград ежегодно подвергается наводнению, возникающему в результате прохождения циклонов в зоне Балтийского моря и Финского залива и образования вследствие этого на Балтике так называемой «длинной волны». Длинная волна, усиливаясь ветровым нагоном, сейшевыми и приливными колебаниями уровня воды в Финском заливе, вызывает интенсивный нагонный подъем воды в Невской губе и в дельте р. Невы. Наи-

более опасным является осенний период, на который приходится около 70 % всех нагонных подъемов уровня, в том числе все катастрофические наводнения. Во время этих наводнений уровень воды поднимался на 4 м и более.

В связи с этим в 1979 г. Советом Министров СССР было принято решение о строительстве комплекса сооружений защиты Ленинграда от наводнений в зоне границы Невской губы с Финским заливом в зоне створа Горская — Кронштадт — Ломоносов с ограждением акватории Невской губы площадью около 400 км^2. Длина трассы по створу составляет 25,4 км.

В состав защитного комплекса входят: два судопропускных сооружения с судоходными пролетами шириной 200 и 110 м для пропуска соответственно морских судов и судов местного флота; шесть водопропускных сооружений, каждое длиной 280—300 м, включающие 64 водопропускных отверстия с пролетом в свету по 24 м; одиннадцать защитных каменно-земельных дамб; автомагистраль на 6 полос движения с туннелями под судоходными каналами, мостами через водопропускные сооружения.

Судопропускные сооружения имеют судоходные пролеты, оборудованные откатными металлическими воротами, перекрывающими эти пролеты при угрозе наводнения. Все отверстия водопропускных сооружений оборудованы сегментными металлическими затворами, которые в обычных условиях подняты и перекрывают отверстия в периоды больших нагонов воды, способных вызвать наводнения.

Район сооружения располагается на южном склоне Балтийского кристаллического щита. Основанием защитных и транспортных сооружений будут служить главным образом плотные, прочные и слабодеформируемые протерозойские и четвертичные отложения, среди которых основное значение имеют котлинские глины и отложения лужской и невской стадии оледенения. На участке трассы в Южных воротах Невской губы имеются слабые (сильно деформируемые) глинистые озерно-ледниковые отложения балтийского возраста, представленные в основном ленточными глинами.

Характерной особенностью песчаных побережий Балтийского моря является наличие местами значительных масс рыхлого мелкозернистого материала в береговой зоне и на морском дне. Это обусловливает большую динамичность рельефа дна, размывы берегов, развитие мощных потоков наносов, заносимость водных путей и портовых сооружений, что характерно для литовского побережья Балтики. Особые затруднения для гидротехников создает также вынос наносов реками. Самая крупная по твердому стоку на Балтике р. Висла выносит в море миллионы кубических метров грунта. Теперь, когда возникла необходимость в 18-метровой глубине в связи с развитием судоходства, сооружениям портов заносимость стала весьма реальной угрозой. Например, весной 1958 г. глубины на Клай-

педском подходном канале уменьшились за несколько дней с 9 и почти до 4 м. В 1962 г. в период зимних штормов глубины на баровом канале в Вентспилсе упали с 10 до 6 м. В настоящее время с появлением мощных земснарядов борьба с заносимостью решительно изменилась. Кроме того, положение улучшилось также после замены глубоководных свалок грунта, вычерпанного при углублении дна, свалками на мелководье в прибрежной полосе. Это снижает опасность и объемы размывов подветренных от портов участков. Иногда применяется также способ переброски грунта с наветренной на подветренную сторону портов. Такие мероприятия решают вопросы как по борьбе с заносимостью, так и по защите берегов.

Строительство и постановка морских нефтегазоразведочных сооружений на шельфе Балтийского моря началось в 1980 г. в связи со строительством стационарных морских платформ в юго-восточной части Балтийского моря.

Инженерно-геологические исследования на Балтике проводятся в основном для обеспечения постановки морских самоподъемных (СПБУ) и стационарных (МСП) буровых установок. Для постановки самоподъемных буровых оснований в качестве основного несущего слоя, как правило, используют отложения ледниковой формации, характеризующиеся высокой несущей способностью, и скальные породы коренной основы. Перекрывающие их отложения озерно-ледниковой формации имеют невысокие строительные свойства и при загрузке опор СПБУ продавливаются, как правило, вплоть до кровли подстилающих моренных отложений. Так, при постановке СПБУ в пределах Нямунасского понижения погружение опор основания составило около 15 м, т. е. вся толща озерно-ледниковой формации была продавлена и стабилизация произошла на глубине залегания кровли моренных суглинков. Стационарные буровые основания на Балтике установлены в зоне глубин порядка 30 м в юго-восточной части акватории на траверсе городов Балтийска и Ниды. В отличие от самоподъемных оснований, для которых основным несущим слоем являются отложения ледниковой формации, стационарные основания монтируются на анкерных сваях, заглубленных в коренные породы. Отложения ледниковой формации, несмотря на их высокую несущую способность, в качестве несущего слоя основания стационарных платформ не используются из-за относительно небольшой их мощности (порядка 20 м), поэтому сваи заглубляют в коренные породы на значительную глубину (около 50 м и более).

Опыт строительства подводных линейных коммуникаций на Балтике крайне незначителен и в основном пока базируется на примере трассы выпуска сточных вод г. Риги в Рижский залив, в районе пос. Болдерая. Трасса глубинного выпуска протяженностью 2500 м от кромки берега до изобаты 15,5 м заглублена в грунт. Глубина укладки труб с учетом вертикальной дефор-

мации склона дна (2—3 м) после шторма 1969 г. составила от 5 м в прибрежной до 3 м в глубинной части трассы.

Техногенные воздействия, приводящие к региональным изменениям геологической среды Балтийского моря, обусловлены следующими факторами: приносом загрязнителей речным стоком; попаданием в воду нефтепродуктов при загрузке танкеров и в процессе нефтеразведочных работ при бурении с морских платформ; усилением восточно-балтийского вдольберегового потока наносами вследствие выброса пульпы Янтарного комбината.

За изменениями геологической среды, вызванными техногенными воздействиями следят соответствующие ведомственные контрольные службы; при необходимости разрабатываются и осуществляются различные мероприятия по предупреждению или ликвидации вредных последствий. Так, например, при установке нефтеразведочных платформ, как правило, фиксируют природное состояние геологической среды, а в последующем ведут контроль за ее изменениями в процессе выполняемых работ. Проводят гидрометеорологические наблюдения и разрабатывают прогнозы по возможному разносу нефтепродуктов в случае аварийных попаданий нефтепродуктов в море. По результатам исследований следов загрязнения окружающей среды или каких-либо других изменений в районах нефтеразведочных работ на Балтике не обнаружено.

Немало забот причиняет портовой службе восточно-балтийский вдольбереговой поток наносов. Зарождается он у абразионных берегов Самбийского полуострова. Небольшая ветка этого потока, миновавшая мыс Колка, имеет продолжение в Рижском заливе. Перемещаясь вдоль его западного берега, она достигает устья р. Даугава. Основным источником питания потока является материал абразии берегов Самбийского полуострова, где им вовлекается около 150—200 тыс. м^3/год грунта.

В целях уменьшения воздействия движения наносов в районе портов сооружены молы; менее эффективны каменные дамбы, буны. Режим заносимости во многом связан с метеорологическими, а в широком плане с климатическими факторами, точнее — с климатическими циклами. Согласно прогнозам специалистов, цикл активизации ветровой и волновой деятельности и абразионных процессов следует ожидать в 1985—1995 гг. Некоторое уменьшение процесса заносимости может быть достигнуто путем изменения места и глубины выброса пульпы Янтарного комбината.

Часть вторая

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФОВ МОРЕЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Шельфы морей Северного Ледовитого океана (Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) ограничивают с севера всю территорию СССР на протяжении свыше 10 тыс. км. Площади морей Северного Ледовитого океана составляют (10^3 км^2): Белое — 90, Баренцево — 1405, Карское — 880, Лаптевых — 700, Восточно-Сибирское — 936 и Чукотское — 582.

Основным направлением народнохозяйственного использования шельфовых морей Севера СССР являются морские транспортные перевозки по Северному морскому пути, связывающего промышленно развитые районы европейской части с севером Сибири и Северо-Востоком СССР через порты Мурманск, Архангельск, Диксон, Тикси, Певек.

В последнюю четверть века все большее внимание начинают уделять минеральным ресурсам шельфовой зоны Северного Ледовитого океана. Обнаружена нефть на о. Колгуев. Получен первый опыт отработки подводного месторождения касситерита на шельфе Восточно-Сибирского моря [34]. Предложена примерная схема освоения минеральных ресурсов дна Северного Ледовитого океана.

Инженерно-геологическое изучение шельфов морей Северного Ледовитого океана до начала семидесятых годов связано с портовым строительством Мурманска, Кандалакши, Архангельска, Амдермы, Диксона.

Геологическое изучение донных осадков в открытом море начато в 1921 г. работниками морского института и продолжено с 1958 г. Главным управлением гидрометслужбы и НИИ геологии Арктики Министерства геологии СССР.

В 1971—1972 гг. Проблемная лаборатория МГУ провела комплексные мерзлотно-инженерно-геологические исследования в Ванькиной губе моря Лаптевых. С 1973 по 1977 г. Мурманская экспедиция НПО «Севморгео» выполнила мелкомасштабные инженерно-геологические исследования отдельных площадей Баренцево-Карского шельфа. В эти же годы были проведены также морские инженерно-геологические изыскания и попутные инженерно-геологические исследования в Байдарецкой губе, в проливах Новосибирских островов и ряде других регионов. Перечисленные исследования обобщены в томах 1—5 монографии «Инженерная геология СССР», тем самым подведен итог начальному этапу изучения инженерно-геологических условий шельфов северных морей СССР [23].

В конце 70-х и 80-х годов проводили исследования позднечетвертичных отложений Арктического шельфа Евразии, а также на шельфе и островах Восточно-Сибирского моря.

В 1974—1979 гг. сотрудники ЛГУ исследовали донные осадки Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. Механические свойства осадков определяли в их естественном залегании.

В конце 70-х — начале 80-х годов эпизодические исследования донных морских отложений продолжили сотрудники объединения «Севморгеология», а с 1979 г. к планомерному инженерно-геологическому изучению относительно мелководных областей Баренцево-Карского шельфа приступило объединение «Союзморинжгеология» Мингазпрома СССР [17, 24, 28].

Новый этап в исследовании инженерно-геологических условий шельфов северных морей, связанный с изучением перспектив освоения их минеральных ресурсов, опирается на фундаментальные труды по геологическому строению и геологической истории данного региона [34, 39].

Перечисленные геологические материалы и первые результаты планомерного инженерно-геологического изучения отдельных районов шельфа позволяют несколько по-иному осветить ряд инженерно-геологических аспектов для шельфов северных морей СССР.

Раздел I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Глава 7

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФА

В истории геологического развития сегмента земной коры на месте современных шельфовых морей Северного Ледовитого океана выделяют два цикла: протогейский и неогейский [34].

Геологическое развитие региона в протогее и региональных мегаструктур, обрамляющих Северный Ледовитый океан, на раннем этапе неогея подробно освещены в 1—5 томах монографии «Инженерная геология СССР» [23]. Поэтому этот период, измеряемый миллиардами лет, нами характеризуется вкратце. Большое внимание уделено кайнозойскому этапу развития, в котором сформировались современные контуры рельефа.

Протогейский, или раннедокембрийский, цикл охватывает время от начала формирования земной коры до становления

древних платформ на рубеже 1900—1650 млн лет назад. В течение рассматриваемого цикла образовался первичный гранито-метаморфический слой.

В протогейском цикле физико-механические свойства горных пород формировались в условиях регионального метаморфизма от самых начальных его стадий до зеленосланцевой и амфиболитовой. В результате проявления карельской складчатости сформировался своеобразный структурный план, представляющий собой сочетание жестких блоков и зажатых между ними складчатых зон с резко выраженной линейностью. Таким образом, под воздействием названных процессов к концу раннего протерозоя сформировался гранито-метаморфический слой в пределах всей рассматриваемой шельфовой зоны.

Неогейский цикл, охватывающий время от начала позднего протерозоя до современного, делят на четыре мегаэтапа: рифейский, вендско-девонский, каменноугольно-пермский и триасово-четвертичный.

На протяжении рифейского мегаэтапа господствовал стабильный платформенный режим накопления однообразных по составу маломощных карбонатных формаций. Формирование платформенных терригенных отложений имело локальный характер.

Для тектонического режима вендско-девонского этапа характерно расширение подвижных областей с геосинклинальным режимом, захватившее почти всю площадь шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, значительную часть шельфа Карского и частично — Баренцева морей и Североземельско-Таймыро-Новоземельской зоны прогибания.

В западно-арктических многеосинклинальных областях происходило накопление терригенных и биогенных осадков терригенной и терригенно-карбонатной формаций прибрежных зон, карбонатной формации открытого моря. Существенное развитие здесь также получила черносланцевая формация. В Таймырском прогибе развивались доманиковая и эвапоритовая формации. Для восточно-арктических областей шельфа характерна преимущественно эвапоритовая формация. В восточно-арктических областях шельфа эвгеосинклинального режима накапливались мощные отложения, образовавшие вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-осадочные, терригенно-кремнистые и в подчиненном объеме — многеосинклинальные формации.

В конце этапа каледонская орогения, охватившая обширные пространства Северного Ледовитого океана, обусловила интенсивные колебательные движения и в платформенных областях, что привело к формированию глубоких размывов, угловых и стратиграфических несогласий.

В начальной стадии каменноугольно-пермского этапа почти вся площадь шельфов представляла собой гигантскую эпикаледонскую платформу, в мелководных морских бассейнах которой формировались маломощные карбонатные и терригенно-карбо-

натные толщи. В субаэральных условиях развились коры выветривания латеритового типа. Геосинклинальный режим существовал лишь в прогибах Урало-Новоземельской области.

Для тектонического режима зрелой (позднепалеозойской) стадии этапа характерно интенсивное проявление заключительных фаз герцинского тектогенеза, обусловившее формирование эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов. На восточно-арктическом шельфе орогенез проявился в дифференциации блоковых подвижек, оживлении вулканической деятельности с образованием туфов, туфогенных пород и эффузивов.

Для областей платформенного режима, панарктической платформенной области, захватывающих западные шельфы, включая лаптевский, характерны полное отсутствие магматизма, преобладание карбонатных и терригенных, а в верхах разреза — гипсоносных отложений.

Триасово (позднепермско)-четвертичный (арктический) этап включает в себя доокеаническую и синокеаническую (кайнозойскую) стадии оформления геоструктур арктической депрессии [34].

В доокеаническую стадию — поздняя пермь — поздний мел — сформировалась цепь барьерных островов, включающая острова Вайгач, Новая Земля, Северная Земля, обособившие Баренцевский и Западно-Сибирский седиментационные бассейны. В средний и поздний этапы доокеанической стадии на месте горных цепей между Новой Землей и Северным Таймыром образовался погребенный выступ, получивший название Северо-Сибирский порог и отделивший Западно-Сибирский бассейн от Баренцевского.

Верхний этаж доокеанического комплекса сформировался в период от поздней перми до маастрихтского яруса позднего мела включительно. Морские терригенные формации начала этапа сменились терригенными преимущественно континентальными осадками юры и мела.

Синокеаническая стадия развития Арктической депрессии началась в палеогене, когда произошло коренное изменение тектонической и физико-географической обстановки, вызванное формированием абиссали современного Северного Ледовитого океана. С этим периодом связано накопление терригенных и угленосных формаций.

В неогене на всей площади мегарегиона продолжалось терригенное осадконакопление. В позднем миоцене произошло повышение тектонической активности, связанное, по-видимому, с перестройкой океанских впадин, отчетливо проявившееся на южных окраинах Баренцево-Карского шельфа. С этим периодом активизации связывают начало новейшего этапа в Арктике [39]. В раннем плиоцене вся площадь шельфа была осушена. В среднем — позднем плиоцене в результате трансгрессий неглубоким морем оказались покрытыми часть Баренцевоморского шельфа, почти весь Карский шельф, северные окраины шельфов морей

Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, на приморских равнинах которых сформировались аллювиально-озерные отложения.

Новая активизация тектонических движений произошла во второй половине позднего плиоцена (2,4—1,8 млн лет назад) и в плейстоцене (1,8—0,8 млн лет назад). В этот период произошли возрождение гор, обрамляющих седиментационные бассейны, общее поднятие материковой окраины Евразии и глубокое врезание речной сети (базис эрозии снизился на 200—300 м), а также размыв неогеновых отложений, особенно сильный на западно-арктических шельфах. Прогрессирующее похолодание, начавшееся в плиоцене, привело к становлению полярного типа литогенеза, проявившегося в субаэральных и субаквальных условиях, сменявших друг друга во время регрессий и трансгрессий.

В субаэральных условиях при отрицательных среднегодовых температурах воздуха, что по косвенным данным имело место еще в плиоцене [39], глубоко промерзли недра и широко развились криогенные процессы, приведшие к значительной переработке и перераспределению ранее сформировавшихся отложений. Наиболее важные из них — перераспределение влаги в процессе промерзания и сегрегационного льдовыделения, обезвоживание и уплотнение осадков в межшлировых блоках, диспергирование и агрегация пылеватой фракции минеральной составляющей в результате многократного промерзания и протаивания, формирование пластовых залежей льда, морозное растрескивание и формирование полигонально-жильных льдов, термокарст и солифлюкция. Особенности протекания указанных процессов и явлений определяются прежде всего типом промерзания — сингенетическим или эпигенетическим. При смене субмаринного режима субаэральным, что неоднократно происходило на протяжении четвертичного периода во время регрессий моря, отложения промерзали при насыщении их солеными водами. В этом случае формировались относительно малольдистые породы, содержащие, наряду с кристаллами льда, кристаллы солей, представленные главным образом мирабилитом и кальцитом.

Полярный тип литогенеза в субширотных условиях проявлялся в формировании мореноподобных толщ, содержащих включения обломочного материала за счет ледового и айсбергового разноса [39].

Основные трансгрессии полярного бассейна происходили в конце раннечетвертичного (400 тыс. лет назад) — середине среднечетвертичного периода, когда уровень моря достиг отметок — 200—+240 м; на рубеже среднечетвертичного и раннечетвертичного периода во время бореальной (казанцевской) трансгрессии (130—70 тыс. лет назад), когда устойчивое осадконакопление происходило на всей площади современных шельфов; в позднечетвертичный период (50—25 тыс. лет назад), во время кар-

гинской трансгрессии, когда на севере Евразии уровень моря достигал отметок 100 м, и на рубеже позднечетвертичного и современного периодов в позднеплейстоцено-голоценовую трансгрессию, начавшуюся 18—16 тыс. лет назад.

Четвертичные трансгрессии моря в западном секторе Арктики проникали далеко на юг от современного берега моря. В восточной части Арктики трансгрессии происходили менее интенсивно, не захватывая всей площади современных шельфов.

Трансгрессии чередовались с регрессиями, происходившими в среднечетвертичное и позднечетвертичное время — 70—50 тыс. лет назад (валдайско-зырянская) и 25—18 тыс. лет назад, когда в пределах всех полярных шельфов уровень моря упал на 100—120 м.

При смене регрессий трансгрессиями смена субаэрального режима на субаквальный сопровождалась активной термоабразией мерзлых льдистых пород и протаиванием всей толщи многолетнемерзлых пород как снизу, так и сверху. Протаивание и промерзание отложений способствовали повышению их прочностных свойств как за счет уплотнения, так и за счет их сульфатизации и карбонатизации.

На западно-арктическом шельфе, как показали ориентировочные расчеты, могли сохраниться лишь маломощные реликты многолетнемерзлой толщи, сформировавшейся во время последней позднеплейстоценовой регрессии моря. Условия для сохранения реликтов более древних подземных оледенений здесь отсутствуют.

На восточно-арктическом шельфе на отдельных его площадях, представляющих собой средне- и позднеплейстоценовую палеосушу, возможно, существуют и более древние реликты мерзлой зоны.

В течение последней трансгрессии образовался верхний слой «слабых» преимущественно глинистых отложений, прибрежных песков и галечников. При этом изменения климата в голоцене от весьма холодного (в «малую ледниковую эпоху») до относительно теплого (во время климатического оптимума), отразились на составе и свойствах осадков. В климатическом оптимуме формировались высокоглинистые осадки, обогащенные органическим веществом, в период похолодания — ледово-морские, обогащенные грубообломочным материалом.

Таким образом, сложные события всей геологической истории региона отразились на составе и свойствах горных пород, слагающих седиментационные бассейны арктической геодепрессии, и определили направление основных геологических процессов, имеющих инженерно-геологическое значение.

Различная тектоническая активность и история геологического развития в целом породили достаточно ярко выраженную специфику компонентов инженерно-геологических условий в западном и восточном секторах Советской Арктики. Для Баренцево-Карского шельфа характерно наличие глубоких (более 600 м)

неотектонических желобов, некомпенсированных осадками, и относительно большие глубины моря, особенно в пределах окраинно-материковой Баренцево-Карской плиты.

Для восточно-арктического шельфа характерны практически полная компенсированность мощными (до 3000 м) кайнозойскими отложениями достаточно многочисленных прогибов и впадин, ровная поверхность дна и небольшие глубины, составляющие в большинстве случаев первые десятки метров.

Моря восточной части Евразии характеризуются большей ледовитостью, чем западной. На восточно-арктическом шельфе значительно более широко развиты геологические процессы, обусловленные воздействием припайных и плавучих одно- и многолетних льдов на дно. В то же время из-за более высокой влажности климата в западном секторе Арктики более широко развиты покровные льды, образующие ледниковые щиты и купола барьерных островов.

Палеогеографические условия четвертичного периода определяют области распространения четвертичных отложений континентального и континентально-морского происхождения, содержащих торф, заторфованные и мерзлые породы. Эти отложения залегают в основном на мелководье, до изобат 50—60 м. В направлении к большим глубинам континентальные отложения замещаются морскими с более однородными физико-механическими свойствами [36, 37].

Изменчивость же характера донных осадков последней морской трансгрессии подчиняется распределению современных глубин моря. На наиболее мелководных участках развиты преимущественно пески, на несколько бо́льших глубинах — в основном супесчаные и суглинистые илы, а в наиболее глубоких областях шельфа — глинистые илы. Однако эта закономерность нарушается в непосредственной близости от берегов, в особенности у берегов, имеющих шхерный характер. В бухтах, заливах, эстуариях рек, термокарстовых и эрозионных углублениях доголоценового ложа нередко развиты глинистые осадки мощностью до 30—40 м. Изменчивость физико-механических свойств отложений и осадков бассейновых комплексов по глубине в целом подчиняется экспоненциальному закону.

Глава 8

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФОВ МОРЕЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В основу инженерно-геологического районирования шельфов морей Северного Ледовитого океана положен структурно-тектонический принцип, опирающийся на научные разработки Ю. Е. Погребицкого [34], выделившего на основе теории сегментации Земли Арктическую геодепрессию — надпорядковую геоструктуру, включающую в себя седиментационные бассейны и сопря-

женные с ними островные поднятия. С запада на восток выделяются следующие седиментационные бассейны:

— Баренцевский, включающий акватории морей Печорского, Баренцева и северной части Карского, а также Большеземельскую тундру;

— Западно-Сибирский, включающий акваторию южной части Карского моря и Западно-Сибирскую низменность;

— Лаптевский, охватывающий акваторию моря Лаптевых;

— Восточно-Сибирско-Чукотский бассейн, включающий акватории одноименных морей и Яно-Колымскую низменность.

Шельфы окраинных морей Северного Ледовитого океана в системе Арктической геодепрессии необходимо рассматривать с позиций глобального подхода к инженерно-геологическому районированию. С этих позиций шельф Белого моря можно считать геоструктурой того же ранга, что и седиментационные бассейны Арктической геодепрессии (рис. 8.1).

Раздел II

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФОВ

Глава 9

ШЕЛЬФ БЕЛОГО МОРЯ

Беломорский регион расположен на северной окраине европейской части СССР между Кольским и Канинским полуостровами и включает акваторию практически всего Белого моря, являющегося частью бассейна Северного Ледовитого океана. В структурно-тектоническом отношении Белое море занимает Беломорско-Балтийскую неотектоническую впадину Восточно-Европейской платформы.

Северная граница региона проходит южнее 68° с. ш. Площадь региона около 90 тыс. км^2, протяженность с севера на юг составляет более 500 км. Рельеф дна неровный и сложный. Самые большие глубины моря отмечены в Центральном районе и Кандалакшском заливе, во внешней части которого отмечена максимальная глубина. Характерно плавное уменьшение глубин от устья к вершине Двинского залива. Наиболее мелководная — северная часть моря, лишь на самом севере его глубины местами достигают 60—70 м, основная же часть акватории Мезенской губы не выходит за пределы изобаты 20 м. Дно неровное, особенно у Канинского берега и входа в Мезенский залив, район усеян множеством банок, распределяющихся несколькими грядами.

В южной части региона на дне Онежского залива встречено множество каменистых банок, «корг», неровности донного рельефа в надводной части выражены в виде большого количества островов.

Рис. 8.1. Инженерно-геологическое районирование шельфов морей Северного Ледовитого океана. *Составил Я. В. Неизвестнов.*

Регионы II порядка: *I* — Баренцевский, *II* — Южно-Карский; *III* — Лаптевский; *IV* — Восточно-Сибирско-Чукотский; *V* — Беломорский

Белое море является типичным субполярным внутренним морским бассейном. Довольно суровые климатические условия определяются связью Белого моря с бассейном Северного Ледовитого океана, что сказывается на продолжительности зимнего сезона с низкими средними значениями температур.

Ледовый покров, который держится с октября до мая, в основном состоит из плавучих дрейфующих льдов: неподвижный лед формируется в устьях рек, вершинах заливов, кое-где вдоль берегов. Почти все льды Белого моря юго-западными ветрами и сточными течениями весной выносятся в Баренцево море; на месте тают мало.

Белое море относится к типу приливных морей, что и определяет особенности его гидрологического режима. Характерной чертой гидрологического режима являются приливно-отливные колебания, которые порождают мощные периодические по направлению и почти постоянно действующие по времени, приливно-отливные течения, охватывающие всю толщу воды до дна и достигающие очень больших скоростей. Наиболее мощные течения со скоростями около 2,5 м/с возникают в Мезенской губе; в Онежской губе они достигают 0,8—1,0 м/с, в Кандалакшском заливе — 0,3 м/с.

Рассматриваемая площадь приурочена к неотектонической впадине на стыке двух крупнейших мегаструктур Восточно-Европейской платформы — Балтийского кристаллического щита и Русской плиты — и имеет трехъярусное строение. Нижний ярус — архейский кристаллический фундамент, средний — верхнепротерозойско-палеозойский платформенный чехол, верхний — чехол новейших (четвертичных) отложений.

Комплекс архейских метаморфических пород мощностью 8—10 км состоит из кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов и амфиболитов, которые пронизаны гранитовыми, гранодиоритовыми, диоритовыми, пегматитовыми, перидотитовыми и другими группами интрузий.

Наиболее ранние платформенные образования в данном ре-

гионе — верхнепротерозойские красноцветные кварцитопесчаники, песчаники, конгломераты терской серии, развитые по южному берегу Кольского полуострова, а также песчаники ненокской серии Онежского полуострова. В районах нижнего течения р. Онеги, Онежского полуострова, на побережье Двинской губы и далее по Зимнему берегу в Мезенской губе обнаружены отложения нижнего кембрия, представленные двумя сериями (валдайской и балтийской), состоящими из песчаников, аргиллитов и аргиллитоподобных глин.

На восточном побережье Белого моря встречены девонские (?) глинистые пачки, а также толща сложного чередования глин, мергелей, известняков, линз песчаников позднепермского возраста.

Четвертичный чехол распространен неравномерно: в области Балтийского кристаллического щита мощность его сравнительно невелика, во многих местах он совершенно отсутствует, в то время как в восточных районах четвертичные отложения наиболее распространены. По Е. Н. Невесскому, на юге Белого моря мощность четвертичных отложений возрастает до 60 м.

Инженерно-геологическая характеристика дочетвертичных пород. Как показали исследования основных физико-механических свойств кристаллических пород региона, по инженерно-геологической классификации они относятся к группе скальных, характеризующихся высокими прочностью и устойчивостью. Временное сопротивление сжатию составляет как правило, более 100 МПа, незначительно снижаясь при водонасыщении и замораживании. Водопоглощение не превышает сотые и десятые доли процента.

Многочисленные наблюдения и данные литературных материалов показали, что кристаллические породы архея и протерозоя, распространенные здесь, имеют высокие остаточные напряжения, горизонтальная составляющая которых много больше вертикальных. Под воздействием тектогенеза и вторичных изменений, связанных с ним, происходит ослабление прочности пород, нарушение их монолитности, превращение их в полускальные и крупнообломочные.

Верхнепротерозойские и палеозойские платформенные отложения относятся, как правило, к группе полускальных.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений. Формирование стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений региона связано с тремя основными этапами геологического развития гляциального шельфа: развитием покровного оледенения, его деградацией и установлением морского режима седиментации. В соответствии с этим выделяют три комплекса, закономерно сменяющих друг друга в разрезе: ледниковый, ледниково-водный и морской. Они составляют своеобразный формационный ряд, соответствующий единому ритму трансгрес-

сивного развития гляциального шельфа в позднем плейстоцене — голоцене.

Распространенные в Беломорском регионе моренные отложения ледникового комплекса Днепровского и Валдайского оледенений отличаются как по особенностям распространения на различных участках, так и по составу.

Результаты изучения физико-механических свойств ледниковых отложений различных участков Белого моря показали, что это очень плотные породы. Плотность их изменяется от 2,20 до 2,25 г/см^3, влажность — от 8 до 15 % и пористость — от 18 до 39 %. Ледниковые отложения, развитые в районе Сумских шхер, характеризуются достаточно высокими прочностными и деформационными показателями: угол внутреннего трения в среднем составляет 38—40°, модуль общей деформации — 40 МПа.

Ледниково-водный комплекс состоит из ледниково-озерных и ледниково-морских отложений. Генетическое и возрастное единство их формирования позволило объединить обе эти группы осадочных образований в единую ледниково-водную формацию.

Ледниково-озерные отложения, развитые в северо-западной части Онежского залива, представлены в основном суглинистыми и супесчаными разностями, часто содержащими гравий и мелкую гальку, в то время как ледниково-озерные отложения юго-восточной части Онежского залива представлены типичными ленточными глинами серого и коричневато-серого цвета, в которых чередуются коричневатые слойки глинистого состава и серые песчаные. Слоистость обычно горизонтальная. Мощность слойков составляет 2—5 мм в верхних частях разреза и обычно возрастает книзу до 10—20 мм. Вниз по разрезу увеличивается содержание песчаного материала вплоть до появления прослоев песка мощностью до 2 см, а также присутствуют отдельные зерна гравия и мелкой гальки. Обычно внутри горизонта ленточных глин отмечаются прослои однородных глин бурого цвета мощностью до 40 см.

Различие в составе и текстурных особенностях этих отложений нашло свое отражение и в показателях их физико-механических свойств (табл. 9.1 и 9.2).

Верхнечетвертичные — современные морские осадки представлены зеленовато-серыми и серыми глинами с редкими прослоями и линзами суглинков и супесей. Как правило, в верхней части разреза этих осадков наблюдаются прослои, обогащенные раковинным детритом; средняя и нижняя его части обычно обогащены органическим веществом. Отдельные стяжения и примазки органического вещества фиксируются по всему разрезу. В центральной части Белого моря, а также в отдельных впадинах, окаймляющих ее, эти осадки представлены зеленовато-серыми илами с большим содержанием органических веществ, которые фиксируются черными сажистыми примазками. По гранулометрическому составу морские осадки четко выделяются из

Таблица 9.1

Физические свойства четвертичных водно-ледниковых осадков Белого моря

Место отбора проб	Плотность, г/см³	Влажность, %	Коэффициент пористости	Предел текучести	Предел пластичности	Число пластичности
Ледниково-озерные						
Северо-западная часть Онежского залива	1,78—2,08 (11)	24—46 (30)	0,67—1,20 (6)	19—28 (6)	15—17 (6)	6—14 (6)
Юго-восточная часть Онежского залива	1,52—1,69 (15)	54—84 (48)	1,55—2,34 (5)	30—56 (16)	16—30 (16)	14—28 (16)
Ледниково-морские						
Северо-западная часть Онежского залива	1,78—1,9 (10)	38—48 (20)	0,96—1,24 (10)	34—45 (8)	21—26 (8)	13—19 (8)
Юго-восточная часть Онежского залива	1,46—1,82 (10)	42—85 (20)	1,13—2,46 (10)	35—48 (10)	16—26 (10)	13—25 (10)

Таблица 9.2

Результаты пенетрационных испытаний морских и ледниково-морских глинистых грунтов Белого моря

Место отбора проб	Удельное сопротивление пенетрации, кПа		Индекс чувствительности	Число определений
	Ненарушенное сложение	Нарушенное сложение		
Морские осадки				
Центральная часть Белого моря	—	4—6	—	20
Район проливов	—	9—2	—	15
Центральная часть Онежского залива	9—27	6—7	1,5—3,8	20
Ледниково-морские отложения				
Район проливов	—	13—27	—	10
Центральная часть Онежского залива	13—21	9—13	1,15—1,99	10

всех верхнечетвертичных отложений высоким содержанием глинистых частиц (от 30 до 70 %), песчаные частицы присутствуют редко.

Современные морские осадки представлены различными литологическими типами. В зонах устойчивого накопления, в глубоководных районах, формируются глинистые и суглинистые разности с высоким содержанием глинистых частиц, в то время как на участках с относительно небольшими глубинами моря, в обстановке повышенной гидродинамической активности, формируются осадки с более высоким содержанием песчаных частиц. Песчаные современные отложения содержат до 70 % фракций размером 2—0,5 мм. Среди них выделяются крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые разности. Основную роль играют разнозернистые пески, которые почти постоянно содержат примесь гравия и гальки. Свойства морских осадков Белого моря, приведены в табл. 9.3.

Результаты исследований вещественного состава и физико-механических свойств четвертичных отложений Белого моря показали, что ледниковые отложения представляют собой природную естественную смесь различных фракций горных пород: от глинисто-суглинистых разностей до валунов. Это определяет их высокую плотность, повышенную прочность и слабую сжимаемость.

Полную противоположность ледниковым осадкам представляют водно-ледниковые и морские, которые являются слабо уплотненными отложениями малой степени литификации.

Вдоль побережья Белого моря местами развиты зоны островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород мощностью от 5 до 50 м, приуроченных в основном к торфяникам, оторфованным грунтам и суглинкам; в местах поверхностного залегания песков многолетнемерзлые массивы редки и вообще отсутствуют. Средняя годовая температура пород в подзонах изменяется от 0 до —2 °С для мерзлых толщ и от 0 до 0,5 °С для таликов.

На дне моря многолетнемерзлые отложения отсутствуют. Для Беломорской впадины, представляющей собой субаквальный артезианский бассейн, характерно наличие напорных пресных вод в позднепалеозойских и более молодых водоносных горизонтах, получающих питание на п-ове Канин и из других районов окружающей суши. Современные осадки содержат соленые поровые воды морского типа, агрессивные к бетону.

Современные геологические процессы и явления. Положение Белого моря на стыке Балтийского щита и Русской плиты предопределило тектонический режим отдельных его участков.

Окраина Балтийского щита разделена глубинными разломами на ряд самостоятельных блоков — Беломорский, Кольский, Мурманский, Карельский, испытывающих вертикальные движения различных скоростей и знаков. Берега на участках от мыса Канин Нос до устья Сев. Двины, берега Онежской губы, а так-

Таблица 9.3

Физические свойства морских верхнечетвертичных — современных и современных осадков на различных участках Белого моря

Место отбора проб	Плотность, г/см³	Влажность, %	Коэффициент пористости	Предел текучести	Предел пластичности	Число пластичности
Верхнечетвертичные — современные осадки						
Центральная часть Белого моря	1,2—1,66 (32)	32—302 (32)	1,78—8 (32)	—	—	—
Центральная часть Онежского залива	1,29—1,72 (46)	67—143 (164)	2,02—9,81 (22)	37—72 (30)	20—36 (30)	11—48 (30)
Современные осадки						
Участок прируслового пространства р. Выг	1,27—1,72 (45)	55—144 (74)	1,16—3,64 (44)	31—80 (52)	20—65 (52)	11—40 (52)
Районы проливов	1,37—1,76 (46)	46—123 (46)	1,36—3,59 (26)	30—65 (46)	15—29 (46)	13—36 (46)

же восточная часть Кольского полуострова погружаются. Наибольшие скорости опускания отмечены у Зимнего берега (4 мм/год), Мезенской (2 мм/год) и Двинской (3 мм/год) губах. Наибольшие скорости поднятия характерны для северной части западного побережья (4,5 мм/год).

В гидрологическом режиме Белого моря основная роль принадлежит мощным приливно-отливным течениям. С приливами на Белом море связано широкое распространение песчаных, валунных, илистых осушек, скалистых и глинистых осыхающих бенчей, эстуариев. В результате активного воздействия волнения на дно происходят изменение очертаний абразионного и аккумулятивного профиля и распределение наносов на подводном склоне. Под влиянием приливно-отливных течений в зонах интенсивных течений (в узких проливах, ложбинах, на пологих склонах отмелей) формируются осадки, которые тесно связаны с подводными обнажениями морены или флювиогляциальных осадков, служащих источником поступления обломочного материала. Отложения этого типа образуют локальные аккумулятивные тела, сложенные хорошо сортированным мелко-среднезернистым песком, совершенно отмытым от глинистой фракции. Специфические гидродинамические условия (интенсивные приливно-отливные течения) в проливах приводят к формированию особых аккумулятивных форм песчаного состава — песчаных волн, лент.

Из современных геологических процессов и явлений наиболее активны абразионные процессы берегов и дна Белого моря, начало развития которых следует отнести ко времени полного освобождения Белого моря ото льдов последнего оледенения и превращения его в бассейн с нормальным морским осадконакоплением, т. е. 6—8 тыс. лет назад.

В настоящее время в результате абразии в прибрежную зону поступает 10—20 млн т обломочного материала ежегодно. Основным материалом является песок и гравий, менее половины составляют крупные фракции.

К абразионным берегам Белого моря относятся берега Соловецких островов, Хедострова на юге Онежской губы, район мыса Ворзогоры к западу от устья Онеги. Такие берега встречаются на юге и востоке Кольского полуострова как в рыхлых четвертичных отложениях, так и в древних осадочных вулканогенных и метаморфических породах.

Глава 10
ШЕЛЬФ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

Баренцевский регион занимает шельфовую зону одноименного седиментационного бассейна, включающего акватории морей Баренцева, Печорского и северной половины Карского. Общая площадь региона составляет 1860 тыс. км², в том числе весь баренцевоморский шельф 1420 тыс. км², шельф северной части Карского моря около 440 тыс. км².

Бассейн открыт в сторону Лофотенской котловины. От Беломорской впадины Восточно-Европейской платформы Баренцевский седиментационный бассейн отчленен подводным продолжением Канино-Тиманской гряды. Южно-Карская впадина Западно-Сибирского бассейна отделена от Баренцевского бассейна Пай-Хойско-Новоземельско-Таймырской цепью поднятий, включая погребенный Северо-Сибирский порог (рис. 10.1). От океанской впадины Нансена Беренцевский бассейн отделен цепью барьерных поднятий, расположенных вблизи бровки континентальной террасы. В этих пределах регион занимает пространство между параллелями 81°52′ и 66°44′ с. ш. и меридианами 16°30′ и 104°1′ в. д.

По характеру рельефа шельф Печорского моря отличается от шельфа Баренцева моря и северной части Карского. Печороморский шельф представляет собой плоскую равнину с ровным дном. На границе с Баренцевым морем находится о. Колгуев, представляющий собой останец палеогеновой денудационной равнины, обособленный в связи с развитием прибрежных депрессий в позднем плейстоцене.

Шельф Баренцева и северной части Карского морей имеет сложный рельеф. Для него характерно чередование желобов, впадин и подводных поднятий. Дно этой части региона в разных

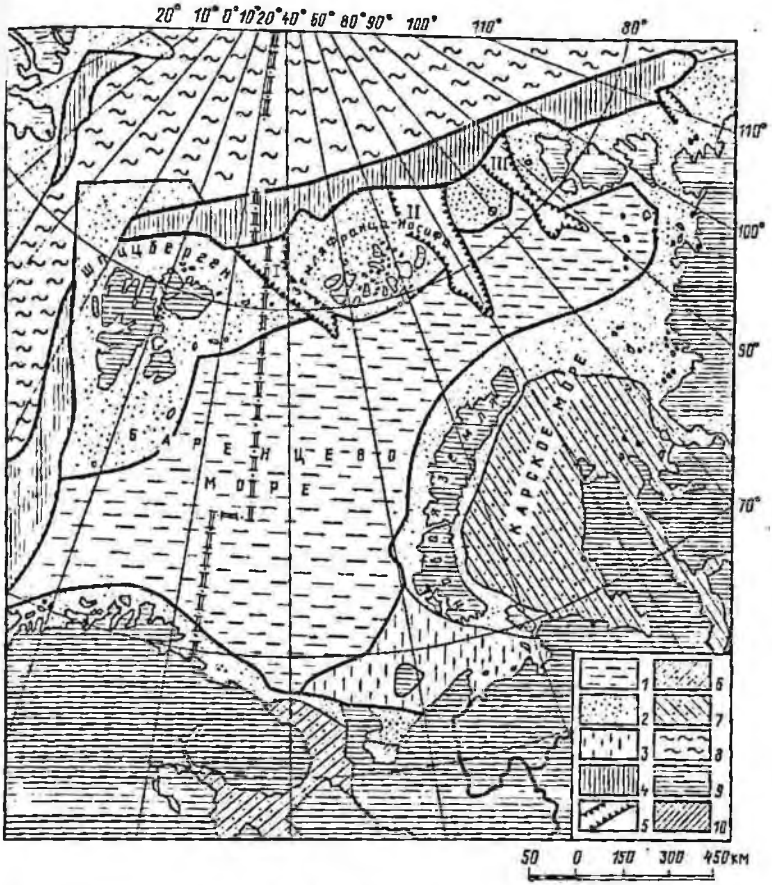


Рис. 10.1. Тектоническая схема Баренцевского региона. *По М. Л. Вербе.*

1 — система внутришельфовых впадин и поднятий Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты; *2* — система подводных окраинно-шельфовых и пограничных поднятий Баренцево-Карской и Печорской плит; *3* — Печорская внутриматериковая плита (подводная часть); *4* — континентальный склон; *5* — окраинно-шельфовые желоба-грабены, не компенсированные осадками: I — Франц-Виктория, II — Святой Анны, III — Воронина; *6* — подводная часть Южно-Карской котловины Западно-Сибирской внутриматериковой плиты; *7* — подводная часть Беломорско-Балтийской впадины Восточно-Европейской платформы; *8* — океанские впадины; *9* — островная и континентальная суша; *10* — подводная часть Мезенской синеклизы Русской плиты

направлениях пересекают желоба: Западный, Нордкапский, Зюйдкапский, Франца-Виктория. Наиболее глубокая часть Баренцева моря — Западный желоб с глубинами до 600 м. Выделяют Центральную, Северо-Восточную, Южно-Новоземельскую впадины.

На границе с Северным Ледовитым океаном в Карском море расположены два широких глубоководных желоба: Святой Анны и Воронина с глубинами более 600 м.

Вершины внутришельфовых поднятий расположены на глубинах первых десятков метров, например Центральная возвышенность, возвышенность Персея (здесь находится наименьшая глубина Баренцева моря — 63 м). Центральная Карская возвышенность, расположенная между желобами Святой Анны и Воронина, характеризуется небольшими глубинами (менее 50 м) и заканчивается островами Визе, Ушакова, Уединения — низменными останцами, сложенными континентальными угленосными отложениями. Окраинношельфовые блоково-купольные поднятия завершаются островами архипелагов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли.

Климат Баренцевоморского региона — полярный морской. Средняя месячная температура воздуха в зимние месяцы (с декабря по март) на юго-западе Баренцева моря составляет от нуля до —2 °С, на северо-востоке от —16 до —18 °С, на северо-востоке Карского моря от —28 до —30 °С. Лето короткое и холодное. Над Баренцевым морем формируется устойчивый антициклон. Погода пасмурная и относительно устойчивая. В июле температура воздуха в северо-восточной части 0÷2 °С, в северной, открытой части моря около нуля, на юго-западе региона среднемесячная температура июля 9—10 °С.

Баренцево море — одно из самых теплых морей Северного Ледовитого океана. Северная часть Карского моря характеризуется гораздо более суровыми условиями.

Определяющее значение для формирования гидрологического режима имеет водообмен с соседними морями. Наибольшее количество воды несет мощное теплое Нордкапское течение — ветвь системы Гольфстрим. Годовой поток теплых атлантических вод достигает $^1/_4$ объема моря, примерно 74 тыс. км^3.

Ледовитость Баренцева моря изменяется от года к году, но полностью оно не замерзает никогда. Припай занимает сравнительно небольшие площади.

Карское море полностью замерзает в осенне-зимнее время. Суровый климат обусловливает круглогодичное существование льда в нем. Льдообразование на севере Карского моря начинается в сентябре. В прибрежной зоне и между островами образуется припай. В открытых районах моря распространены дрейфующие льды толщиной до 2 м.

В геологическом строении коренной основы шельфа региона принимают участие комплексы докембрийских, палеозойских и мезозойско-кайнозойских образований.

Инженерно-геологическая характеристика горных пород (дочетвертичных). Дорифейские формации кристаллического фундамента сложены метаморфическими, в меньшей степени метаморфизованными магматическими и осадочными породами: гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранулитами, гранито-гнейсами, мигматитами, диоритами, диабазами, кварцитами. Скорости распространения продольных сейсмических волн в породах кристаллического фундамента составляют 5200—

8200 м/с; по данным Н. Б. Дортман и В. Д. Ломтадзе, на побережье Кольского полуострова их плотность колеблется от 2,74 до 3,13 г/см^3, временное сопротивление сжатию достигает 230—400 МПа, а модуль общей деформации превышает $1 \cdot 10^5$ МПа. Все это позволяет рассматривать породы кристаллического фундамента в инженерно-геологическом отношении как твердые скальные весьма высокой прочности.

Байкальские флишоидные и терригенные формации сложены метаморфизованными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, скорость распространения продольных сейсмических волн в которых составляет 4200—5900 м/с. Близкими сейсмическими скоростями характеризуются доломиты и доломитизированные известняки карбонатных формаций комплекса.

Усредненная плотность (в г/см^3) пород рассматриваемого комплекса, принимаемая при гравиметрических исследованиях, составляет для песчаников 2,66, глинистых сланцев 2,75, доломитов 2,82.

Горные породы байкальского мегакомплекса по своим инженерно-геологическим свойствам относятся к твердым скальным весьма высокой и высокой прочности, с временным сопротивлением сжатию 200—250 МПа.

Карбонатные — терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные формации каледонско-герцинского мегакомплекса сложены преимущественно известняками, доломитами, мергелями, в меньшей степени конгломератами, песчаниками, аргиллитами, гипсами и гипсолитами, кремнистыми породами и вулканитами. По данным сейсморазведочных работ пластовые скорости в терригенно-карбонатных отложениях самой нижней части разреза колеблются от 5040 до 7460 м/с, в карбонатных отложениях верхов разреза — от 4950 до 6400 м/с. Большие скорости распространения сейсмических волн и высокие значения плотности отложений, составляющие в среднем 2600—2,65 г/см^3 [34], позволяют рассматривать породы промежуточного чехла в инженерно-геологическом отношении как скальные породы высокой прочности. Однако в толще отложений «нижнего» (доверхнепермского) платформенного комплекса присутствуют также полускальные и растворимые сульфатные породы, относящиеся к породам пятой группы (особого состава, состояния и свойств) по классификации Саваренского — Ломтадзе.

Терригенные и угленосные формации киммерийского мегакомплекса собственно платформенного чехла сложены песками, алевритами, глинами, песчаниками, алевролитами с редкими прослоями ракушняков, мергелей, известняков, доломитов, бурых углей. Трапповая формация сложена преимущественно базальтами.

Пластовые скорости распространения сейсмических волн составляют в (м/с) : 2500—4200 в верхнепермских и триасовых отложениях и 2200—3800 в юрско-меловых [34]. Плотность

верхнепермских и триасовых песчаников и алевролитов по данным 30 определений (о. Колгуев), отобранных с глубины свыше 1500 м, составляла 1,78—2,57 г/см³. Плотность отобранных выше по разрезу юрско-нижнемеловых песчаников, алевролитов и глин составляла, по данным 90 определений, 1,72—2,31 г/см³. Близкими значениями плотностей обладают алевриты и пески этого же комплекса отложений. Существенно более высокими значениями скоростей распространения продольных сейсмических волн (5100—5900 м/с) характеризуются базальты трапповой формации, входящие в состав осадочно-вулканогенной толщи окраинно-шельфового поднятия.

По физико-механическим свойствам базальты относятся к группе пород высокой прочности, с временным сопротивлением сжатию в зависимости от пористости и выветрелости от 30 до 300 МПа.

В целом для киммерийского мегакомплекса горных пород осадочного чехла характерна пестрота инженерно-геологических свойств. На большей части площади Баренцевского бассейна субчетвертичную поверхность слагают уплотненные песчано-глинистые породы раннемелового возраста, относящиеся к породам третьей — четвертой групп по инженерно-геологической классификации Ф. П. Саваренского, содержащим довольно многочисленные прослои и линзы бурых углей, что определяет довольно сложные инженерно-геологические условия площадей дна с неглубоким залеганием рассматриваемых слоев. Внутришельфовые поднятия сложены преимущественно полускальными (реже скальными и мягкими связными) породами нижних горизонтов рассматриваемого комплекса, окраинно-шельфовое поднятие — магматическими скальными породами, перемежающимися с полускальными песчано-глинистыми и угленосными отложениями. Инженерно-геологическую неоднородность участков выходов пород трапповой формации подчеркивает структура «битой тарелки» базальтового покрова, обусловленная густой сетью тектонических трещин шириной до 10 м, заполненных до глубины 15 м «слабыми» породами и обломками базальтов, разбивающими покров на блоки размером в сотни метров в поперечнике.

Терригенные верхнемеловые отложения альпийского комплекса выполняют новейшие впадины на шельфе. Наиболее крупные из них расположены севернее Новой Земли (южное окончание желоба Франц-Виктория) и на юге шельфа Баренцева моря (Нордкапский прогиб и Южно-Баренцевская впадина). Для верхнемеловых отложений комплекса характерны пластовые скорости распространения упругих волн 1790—1820 м/с, на 5—10 % превышающие пластовые скорости четвертичной толщи [34]. Верхнемеловые — палеогеновые отложения вскрыты скважинами в Коротаихинской впадине и на о. Колгуев, где они представлены среднеуплотненными песками, глинами и алевритами. Мощность их увеличивается у границ континентального шельфа. Так, на о. Западный Шпицберген (Норвегия) она превышает

2,5 км. Палеогеновые отложения представлены прочными скальными и полускальными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами каменных углей и линзами известняков.

Инженерно-геологическая характеристика новейших отложений. Новейшие отложения, образующие сплошной чехол мощностью 20—170 м на шельфе, прерывающийся лишь на вершинах наиболее крупных поднятий, по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования разделены на пять комплексов. Однако повсеместным развитием пользуются лишь три верхних комплекса. Стратиграфический объем комплекса, по данным одних исследователей, включает в себя верхи миоцена, плиоцен, плейстоцен и голоцен; по другим данным,— охватывает только верхний плейстоцен и голоцен [24, 25].

Генезис отложений — морской и ледово-морской. В прибрежной части шельфа присутствуют также аллювиально-морские (дельтовые), аллювиальные (в палеодолинах), озерно-ледниковые и ледниковые отложения. Наряду с терригенными отложениями, близ Кольского побережья отмечены слои биогенных образований — ракушняков. Выделенные по материалам непрерывного сейсмопрофилирования комплексы осадочного чехла, отражающие, с одной стороны, его структуры, а с другой — изменение физико-механических свойств через акустическую жесткость, можно рассматривать как инженерно-геологические.

В целом, средние пластовые скорости сейсмических волн в новейших отложениях не превышают 1740 м/с. Однако, наряду с достаточно прочными новейшими отложениями, в комплексе присутствуют и «слабые» осадки, илы, что обусловливает определенную сложность инженерно-геологических условий площадей развития рассматриваемого комплекса.

Характеристики литостратиграфических комплексов новейших отложений даны по Р. Б. Крапивнеру, И. И. Гриценко, В. Е. Мельницкому и др. [24, 25].

Комплекс морских и ледово-морских отложений нижнего плиоцена распространен фрагментарно вблизи побережья Печорского моря и, по-видимому, в желобе Самойлова при мощности 30—50 м. На шельфе не вскрыт. На суше его аналогом служат колвинские слои, развитые по долинам рек, сложенные главным образом плотными алевритистыми глинами с раковинами моллюсков, гравием и валунами.

Комплекс аллювиальных, аллювиально-морских (лиманных) морских и ледово-морских отложений среднего и верхнего плиоцена распространен на дне шельфовых ложбин и желобов и выполняют эрозионные палеоврезы, углубляясь в подстилающие мезозойские или палеозойские породы на 50—100 м, иногда прорезая и нижнеплиоценовые отложения. Основная часть комплекса представлена ледово-морскими алеврито-песчано-глинистыми мореноподобными отложениями (диамиктоном) с включением крупнооб-

ломочного материала. В основании комплекса залегают валунно-галечные отложения мощностью до 1 м, в кровле — иногда пески мощностью 5—8 м. Аллювиально-морские отложения представлены преимущественно глинами и глинистыми алевритами. Ледово-морские мореноподобные отложения по аналогии с падимейскими слоями на печорской суше характеризуются коэффициентом пористости менее 0,5, что обычно свойственно глинистым отложениям тугопластичной, полутвердой и твердой консистенций.

Аллювиально-морские глины печорского мелководья по данным более 40 определений обладают невысокими прочностными свойствами. Их плотность составляет 1,84—2,08 г/см³, коэффициент пористости 0,72—0,96, влажность 27—84 %, удельное сцепление 10—55 кПа, угол внутреннего трения 3—19°, модуль общей деформации 1,1—1,8 МПа. Примерно такие же показатели физико-механических свойств характерны и для аллювиально-морских алевритов.

Комплекс ледово-морских, аллювиально-морских и аллювиальных нижне-среднечетвертичных отложений имеет сплошное распространение по площади шельфа, прерываясь лишь на плато Персея и некоторых других крупных положительных подводных морфоструктурах. В северной части региона комплекс имеет одночленное строение. Состоит из глинистых, суглинистых и супесчаных мореноподобных ледово-морских отложений преимущественно среднечетвертичного возраста. На участках палеоврезов речных долин и в прибрежной части Печороморского шельфа комплекс приобретает двучленное строение за счет появления в разрезе аллювиальных и лагунных песков, а также супесей, суглинков и глин средней мощностью 15—20 м. Для верхней глинистой пачки в южной части региона характерна складчатость нагнетания, обусловленная «выпором» подстилающих аллювиальных песков и супесей, обладающих плывунными свойствами [28].

Мореноподобные глинистые отложения верхней пачки содержат примерно равное количество глинистой и алевритовой фракций, песчаной — обычно до 10 %. Содержание обломочного материала неравномерное: от единичных включений дресвы до десятков процентов гравия и щебня, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Для ледово-морских отложений характерен темно-серый цвет; плотность 1,90—2,40 г/см³, влажность 11—33 %, коэффициент пористости 0,45—0,70, относительно высокие прочностные свойства, консистенция мореноподобных суглинков и глин преимущественно тугопластичная, полутвердая и твердая [13]. Модули деформации отложений составляют 7—12 МПа. Диапазон изменений удельного сцепления и угла внутреннего трения соответственно 20—130 кПа и 7—41°. Близкими значениями физических свойств обладают аллювиально-морские глины.

Комплекс ледово-морских, аллювиально-морских и аллювиальных верхнечетвертичных отложений севернее 72° с. ш. представлен мореноподобными суглинками и глинами, содержащими рассеянный обломочный материал мощностью 3—12 см, редко больше первых метров. В районе о. Колгуев и к югу от него в Печорском море комплекс приобретает отчетливое двучленное строение за счет появления внизу разреза ритмично-слоистой песчаной пачки мощностью 30—40 м, содержащей прослои (1—2 м) ракушняка. К западу от о. Колгуев мощность мореноподобных суглинистых отложений верхней пачки увеличивается до 30—35 м. Для мореноподобных глинистых отложений верхней части разреза характерны (по сравнению с более древними мореноподобными отложениями) малая плотность, текучепластичная и мягкопластичная консистенции. Однако такими свойствами, видимо, обладают только относительно разуплотненные отложения, залегающие вверху пачки. По мере углубления консистенция мореноподобных отложений становится тугопластичной и полутвердой, соответственно изменяются прочностные и деформационные свойства (табл. 10.1).

Комплекс морских, ледово-морских, аллювиально-морских и аллювиальных верхнечетвертичных—современных отложений и осадков залегает на размытой поверхности мореноподобных верхне- или среднечетвертичных отложений. На прибрежных площадях шельфа и на банках до глубины моря 100 м преобладают пески, на больших глубинах супесчаные, суглинистые и глинистые илы. В ядрах новейших поднятий (плато Персея, Центральное и Адмиралтейства, Северо-Карская возвышенность, Приканинский район) современные осадки имеют мощность менее 0,2 м. Наиболее значительные площади их развития при мощности 4—15 м приурочены к впадинам и желобам. На шельфе Печорского моря и в Кольском фиорде голоценовые отложения и осадки характеризуются мощностью до 50 м.

По особенностям гранулометрического состава (содержание крупнообломочного материала) глинистые осадки близки к более «древним» мореноподобным отложениям, значительно уступая им по степени уплотнения. Особенно много крупнообломочного материала (до 15 %) содержат донные осадки вблизи берегов островов с ледниковыми покровами.

Крупнообломочные отложения и пески (см. табл. 10.1) развиты вблизи берегов островов и континента. В глубоких проливах и бухтах Земли Франца-Иосифа они нередко погребены под толщей глинистых осадков.

Алеврито-глинистые осадки вблизи островов, обогащенные органическими примесями, обладают синевато-серым, почти черным цветом, на удалении островов цвет осадков голубовато-серый. В нижней части разреза рассматриваемого комплекса алеврито-глинистые осадки уплотнены и представляют собой мягко-

Физико-механические свойства верхнечетвертичных и верхнечетвертичных —

Отложения	Плотность, г/см³			Влажность, %	Коэффициент пористости
	влажного грунта	минеральной части	сухого грунта		
					Верхнечет
Мореноподобный суглинок верхней разуплотненной зоны	1,73—1,93	—	—	30—50	0,50—0,70
Мореноподобный суглинок	1,98—2,34	—	—	9—26	0,32—0,52
Аллювиальные морские глины	1,85—2,19	—	—	28—40	0,72—1,17
Аллювиальные морские пески	1,69—1,88	—	—	30—36	0,42—0,73
					Верхнечетвертичные
Галечники	2,04—2,16	—	—	21—23	0,50—0,65
Пески крупные и гравелистые	1,95—2,10	—	—	16—21	0,66—1,05
Песок мелкий и средней крупности	1,81—2,10	—	—	19—23	0,59—1,06
Песок пылеватый (испытания прессиометром)	1,95	—	—	—	0,739
					Морские верхнечетвертич
Суглинок нижней части разреза	1,54—1,98	2,66—2,80	1,03—1,53	12—46	0,53—1,04
Ил глинистый	1,35—1,82	2,66—2,74	0,83—1,18	40—153	1,22—3,48
Ил суглинистый	1,48—2,05	2,68—2,77	1,24—1,42	32—94	0,89—2,18
Ил супесчаный	1,69—1,92	2,62—2,74	1,28—1,42	30—62	0,81—1,14

пластичные глины и суглинки, переходящие местами в полутвердые (см. табл. 10.1).

В желобах Самойлова, Альбанов и других депрессиях нижняя часть разреза представлена слабо уплотненными гомогенными или слоистыми глинами.

В верхней части разреза мощность комплекса достигает 10 м, в ряде случаев несколько более, осадки слабо уплотнены, обладают текучей консистенцией, высокой влажностью и пористостью. В них активно протекают современные биохимические процессы, о чем можно судить по высокому содержанию метана в поровых водах. Перечисленные свойства позволяют классифицировать эти осадки в зависимости от числа пластичности как супесчаные, суглинистые или глинистые илы (см. табл. 10.1).

Таким образом, в чехле новейших отложений прочность грунтов уменьшается, с одной стороны, в направлении от более древних к молодым, с другой,— хотя и менее отчетливо, в направлении от песчаных отложений к глинистым.

Таблица 10.1

современных отложений Баренцевского региона

Предел		Число пластичности	Консистенция	Удельное сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, градус	Модуль деформации, МПа	Число определений
текучести	пластичности						
вертичные							
—	—	8—17	—	0,003—0,031	5—18	1,2—11	24
—	—	8—17	—	0,022—0,05	15—32	12,4—37,4	59
—	—	18—48	—	0,03—0,04	14—21	2,9—8,5	40
—	—	—	—	—	20—26	1,0—7,5	7
—современные							
—	—	—	—	0	38—40	30—40	7
—	—	—	—	0	13—44	9—16,2	73
—	—	—	—	0—0,002	18—33	1—1,5	138
—	—	—	—	0	25	17,3	1
ные — современные							
22—51	17—37	10—17	0,42—1,1	0,003—0,02	5—19	1,2—4,9	16
38—68	19—42	18—45	0,78—2,09	0,002—0,02	0—5	0,3—5,6	72
33—43	18—26	11—17	1,0—1,8	0,001—0,012	0—6	0,2—2,9	114
22—30	18—28	3—7	1,0—22	0,005—0,025	0	1—4	31

Поддонные отложения окраинных морей Северного Ледовитого океана в большинстве случаев, судя по температурам морской воды, имеют отрицательную температуру. Во внутришельфовых желобах и впадинах, куда не проходят атлантические воды, придонные температуры даже летом составляют —1,7 °С. Низкие температуры свойственны и вершинам подводных возвышенностей. Ориентировочные подсчеты показали, что мощность пояса отрицательных температур на шельфе, где средние температуры составляют —1,7 ÷ —1 °С, достигают 25—50 м, в ряде случаев и более 50 м. Однако температура отложений находится, как правило, выше температуры замерзания вод морской солености (—1,91 °С), насыщающих отложения, что определяет отсутствие условий для сохранения многолетнемерзлых пород, сформировавшихся во время позднеплейстоценовой и более древних регрессий. Судя по ориентировочным подсчетам, на глубинах моря менее 60 м в районе Земли Франца-Иосифа, Центрально-карской возвышенности и на колгуевско-печорском мелководье на глубинах нескольких десятков метров от дна могут сохра-

ниться линзы или даже острова мерзлых пород. Подтверждений этому почти нет, кроме устного сообщения В. Н. Бондарева о вскрытии скважиной в Печорском море, в удалении от берега на 22 км, под слоем воды (15 м) и грунтов (20 м) мерзлых песков. В. А. Соловьев считает также, что субаквальные мерзлые породы должны в обязательном порядке сохраниться на месте исчезнувших в XVI—XVII вв. в Печорском море островов: «Земля Виллоуби», о. Витсена, «Скобка». Мерзлые породы также должны сохраниться на отмелях у о. Колгуев и возможно мелких островов севера Карского моря, возникших в результате отступания островной береговой линии за счет термоабразии.

Для прибрежной полосы островов Земли Франца-Иосифа, испытывающих поднятие, характерно новообразование мерзлых пород из-за промерзания дна при глубинах менее 2—2,5 м, на котором бо́льшую часть года лежит припайный лед. Новообразованная мерзлая зона слагает вокруг интенсивно поднимающихся островов своеобразные козырьки мощностью у уреза берега 15—20 м, шириной десятки — возможно первые сотни метров. У берегов о. Земля Александры ширина этой кромки составляла 20—45 м. Температура реликтовых мерзлых пород обычно выше —2°С, новообразованных — ниже —4 ÷ —5 °С.

Современные донные осадки содержат поровые воды морского типа, слегка опресненные у кольско-канинских берегов, нередко насыщенные метаном. Широкое развитие соленых и слаборассольных вод морского типа в донных осадках и горных породах, обусловливающих высокое содержание ионов магния, хлора и сульфатов, определяет средне-, а довольно часто, и сильноагрессивное воздействие придонной среды на металлические, бетонные и железобетонные конструкции.

Современные геологические процессы и явления. Из геологических процессов и явлений, оказывающих влияние на инженерно-геологические условия шельфа, заслуживают внимания движение наносов, воздействие на дно припайных и плавучих льдов, промерзание и протаивание донных отложений, подводные землетрясения.

Перемещения наносов, вызываемые действием течений и волн, активно происходят в Печорском море, особенно интенсивно разрушаются термоабразионные берега о. Колгуев и островов севера Карского моря. Эти наносы в Печорской губе и у берегов о. Колгуев образуют ряд валов и «кошек», ориентированных по основным направлениям вдольберегового переноса. В прибрежной части в период отсутствия ледяного покрова большие массы наносов, перемещаясь под действием течений и штормовых волнений, изменяют рельеф дна, осаждаются на отмелях, косах и барах. На колгуевско-печорском мелководье деформации донной поверхности, вызванные волновым воздействием, после крупных штормов превышают 0,3 м. На относительно крутых склонах подводных долин и желобов перемещение наносов вызывает оползни и суспензионные потоки. Такие явления могут иметь

место в окаймлении желобов Святой Анны, Воронина, Франц-Виктория и др.

С удалением от берега перемещение наносов имеет ограниченное развитие даже вблизи крупных островов, сложенных преимущественно скальными горными породами. Так, у берегов Новой Земли вдольбереговой поток наносов почти отсутствует.

Поперечное же перемещение наносов по пологим подводным склонам происходит достаточно интенсивно, сопровождаясь аккумуляцией песчаных и крупнообломочных отложений.

На значительной части площади своего развития донные осадки шельфа испытывают волновое воздействие. Интенсивный вынос мелких фракций осуществляется до глубин 60—90 м. Действие волн и течений сказывается и на глубинах 120—130 м. Однако если скорость движения придонных слоев воды на глубине 60—70 м составляет 10—15 см/с, то на глубинах 120—130 м она снижается до 0,5—1 см/с.

Вблизи берегов островов особенно окраинно-шельфовых поднятий на глубинах до нескольких десятков метров происходит «ледовое выпахивание» дна айсбергами и перевернутыми вследствие торошения льдинами. Глубина борозд, выпаханных крупными айсбергами, может достигать 10 м и выше при ширине сотни метров.

Промерзание горных пород и осадков морского дна осуществляется при обмелении моря в результате тектонических поднятий или образования аккумулятивных форм рельефа. Начинается промерзание под слоем воды на глубине менее 2,5 м. В зимнее время на малых глубинах припайный лед обычно смерзается с донными отложениями и температура их резко понижается. Интенсивность промерзания зависит от местных климатических условий. На островах Земля Франца-Иосифа, например, под слоем льда формируется мерзлая зона мощностью 20 м. Промерзание пород сопровождается их карбонатизацией и сульфатизацией за счет выделения солей из воды морского типа. В прибрежной зоне островов севера Карского моря, сложенных мерзлыми рыхлыми отложениями, происходит протаивание пород, оказавшихся на дне моря при толщине слоя воды свыше 2—2,5 м. Наступлению моря способствует интенсивная термоабразия берегов, сложенных мерзлыми рыхлыми отложениями.

Низкие температуры морских вод и процессы газонефтеобразования, протекающие в мощных толщах осадочных пород, определяют возможность формирования природных газовых гидратов, цементирующих отложения. Образование этих своеобразных мерзлых пород, устойчивых при низких положительных температурах, возможно и в глубоких желобах под слоем воды свыше 300 м. Сцементированные газовыми гидратами отложения еще более неустойчивые, чем мерзлые льдосодержащие породы. При повышении температуры или снижении давления гидраты разлагаются с выделением большого объема газа. При «протаивании» отложения доструктируются, ухудшаются их прочностные харак-

теристики, что, по мнению ряда исследователей, может вызвать массовое развитие оползней. Эти процессы потенциально наиболее опасны на склонах глубоководных желобов. Вдоль кольско-канинского побережья, где существует подземный сток с континента, возможны процессы суффозии.

Характер современных геологических процессов контролируется вертикальными движениями земной коры, со знаком которых связаны ослабление или усиление волнового воздействия на дно, смена промерзания отложений протаиванием и наоборот. В целом на современном этапе западно-арктический шельф испытывает опускание [39]. Однако блоковое строение шельфов обусловливает чередование в пространстве областей с положительным и отрицательным знаком вертикальных движений. Контрастные тектонические подвижки по разломам, ограничивающим крупные блоки земной коры, вызывают землетрясения. В рассматриваемом регионе землетрясения связаны с глубинными разломами, ограничивающими грабены желобов Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина. Сейсмостатические данные за последние 70 лет позволили выделить во фронтальной части Баренцево-Карского шельфа 6—7-балльные сейсмические зоны шириной по 100—200 км [34]. Сейсмичность относительно крутых склонов желобов на 1—2 балла выше средней. Землетрясения на них могут вызывать оползни и суспензионные потоки. Зона с повышенной контрастностью вертикальных движений захватывает также районы побережья Кольского полуострова, где проявляются слабые (до 5 баллов) землетрясения.

Глава 11
ШЕЛЬФ КАРСКОГО МОРЯ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ)

Южно-Карский регион, являющийся акваториальным продолжением Западно-Сибирской внутриматериковой плиты, расположен в юго-западной части шельфа Карского моря. Регион ограничен с запада, севера и востока системой орогенных поднятий Новой Земли, Таймыра и подводного Северо-Сибирского порога, с юга — побережьем Западно-Сибирской низменности. Северная граница проходит по параллели 77°30′, южная в среднем на параллели 70°. Площадь региона около 450 тыс. км^2.

К северу от п-ова Ямал расположена денудационная равнина с плоской поверхностью — Ямало-Гыданская отмель, в северо-западной зоне интенсивного опускания земной коры — Восточно-Новоземельский желоб, представляющий собой ряд глубоких впадин, разделенных в основном невысокими поднятиями. Между Ямало-Гыданской отмелью и Восточно-Новоземельским желобом располагается ряд глубоких впадин, разделенных поднятием, относительная высота которого свыше 100 м. Этот район с крупнохолмисто-котловинным рельефом получил название «Западно-Карская подводная равнина».

Климат региона — полярный морской. Вторжения теплого воздуха с циклонами и Новоземельская бора способствуют неустойчивости зимней погоды в западной части. Зимой часты метели. Средняя месячная температура воздуха в январе понижается с юго-запада на северо-восток от —16 до —24 °С. Минимальная температура воздуха может достигать —48 ÷ —52 °С. Лето короткое и холодное с пасмурной дождливой погодой. Состояние атмосферы относительно спокойное. Прогрев летом слабый, часты туманы. В июле температура воздуха в среднем у поверхности моря изменяется от 8 на юге до 2 °С на севере.

Морские воды имеют низкую температуру. Зимой температура воды в подледном слое составляет от —1,5 до —1,8 °С. В Обско-Енисейском районе — от —1,3 до —1,4 °С. От поверхности до дна в холодное время года она почти везде близка к температуре замерзания. Летом температура поверхностных вод изменяется от 6 в юго-западной части моря до 2 °С на севере.

Большой речной сток (1290 км³/год) и летнее таяние льдов распресняют поверхностный слой моря. Летом соленость вблизи устьев рек Оби и Енисея колеблется (в ‰) от 5 до 10, в юго-западных районах моря составляет 25—28, а у Новой Земли повышается до 30,5; зимой от 25 до 34. С глубиной соленость повышается и достигает 34—35 ‰ у дна.

В осенне-зимнее время Карское море полностью замерзает. Образование льда на юге начинается в октябре. Площади припая в юго-западной части моря невелики. С октября по май почти все море покрыто дрейфующими льдами разных видов и возраста. Среди них преобладают однолетние льды местного происхождения. Их максимальная толщина достигает (в мае) 1,5—2 м. Дрейф льдов в основном выносной, т. е. направлен на север. У восточных берегов Новой Земли формируется Новоземельский ледяной массив. За лето он обычно вытаивает на месте. Август и сентябрь — месяцы наибольшего очищения моря ото льдов.

В геологическом строении региона принимают участие отложения мезозойско-кайнозойского плитного комплекса, повсеместно перекрытые толщей новейших отложений. Плитный комплекс залегает или на архейско-протерозойских метаморфических породах кристаллического фундамента, или на рифейско-палеозойских отложениях складчатого основания или параплатформенного чехла (рис. 11.1).

Внутренней части Южно-Карской котловины свойственно трехэтажное строение. Нижний этаж — фундамент сложен метаморфическим комплексом кристаллических пород архейско-раннепротерозойского возраста; средний (промежуточный) — эпикарельский параплатформенный комплекс, подразделяющийся на три этапа: рифейский, вендско-девонский и каменноугольно-нижнепермский. По Ю. Е. Погребицкому [34], параплатформенные отложения промежуточного этажа, в отличие от Баренцев-

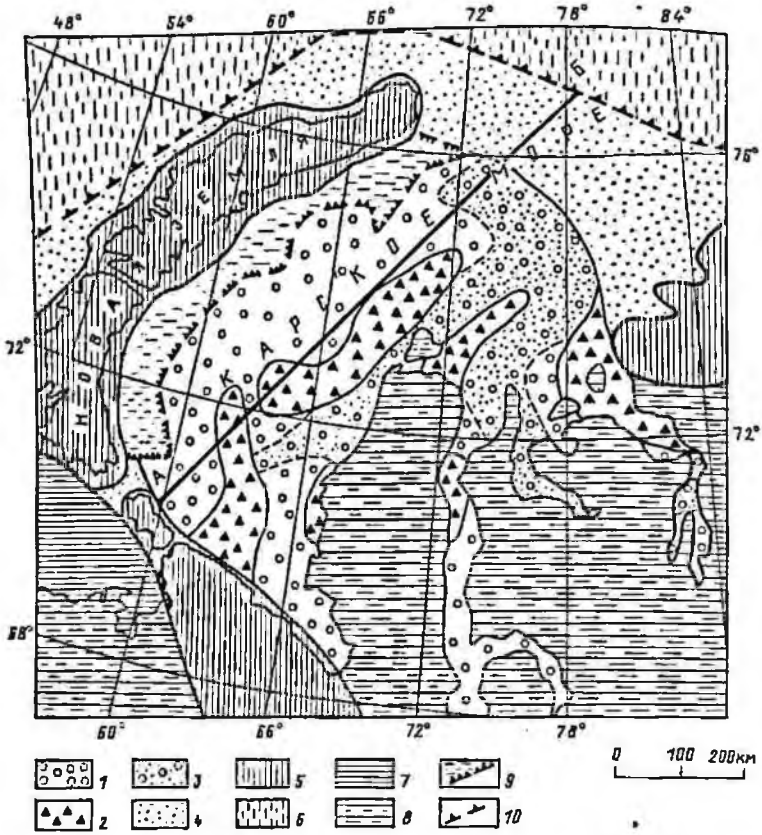


Рис. 11.1. Структурно-тектоническое районирование южной части Карского моря и его обрамления [34].

Субмаринная часть Южно-Карской котловины и ее элементы: *1* — прогибы и впадины; *2* — поднятия (своды и валы); *3* — тафрогенные желоба и основания плитного комплекса; *4* — приорогенный желоб; *5* — раннекиммерийский складчатый комплекс (на дне моря и на суше); *6* — Баренцево-Карская плита; *7* — Печорская плита; *8* — субаральная часть Печорской и Западно-Сибирской плит; *9* — склоны и продолжение орогенов под водой и мезозойско-кайнозойские отложения; *10* — пограничная флексурно-разрывная зона

ского региона, характеризуются повышенной дислоцированностью и преимущественно терригенным составом каменноугольных — пермских отложений. Верхний этаж сложен бассейновым комплексом, состоящим из пермско-триасовых осадочно-вулканогенных образований (рис. 11.2) и плитного комплекса терригенных отложений.

Для плитного комплекса характерно развитие системы пологих валов и прогибов, ориентированных преимущественно в северо-восточном направлении, и куполовидных структур площадью до 1300 км². Наиболее интересными новейшими структурами являются Ямало-Гыданское поднятие, Байдарацкий компенсиро-

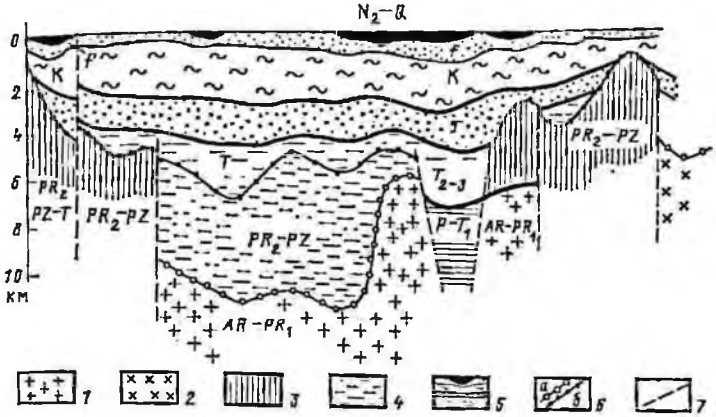


Рис. 11.2. Геолого-геофизический разрез южной части Карского моря [34].

Комплексы: *1* — архейско-карельский, *2* — байкальский, *3* — раннекиммерийский, *4* — паралатформенный промежуточный, *5* — осадочный в платформенном залегании; кромки магнитных тел: *6* — кровли складчатого фундамента (*а*) и тафрогенного комплекса (*б*); *7* — разрывные нарушения

ванный прогиб и Предновоземельский трог, некомпенсированный осадками.

Инженерно-геологическая характеристика основных формаций дочетвертичных горных пород. Субчетвертичную поверхность региона слагают плитные терригенные, угленосные и кремнисто-глинистые морские и континентальные формации, сложенные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, глинами, алевритами, песками с прослоями и пачками бурых углей, а также опоковидными глинами, глинистыми опоками, опоками, алевролитами на опаловом цементе.

Судя по скоростям распространения сейсмических волн (2100—2800 м/с), среди терригенных отложений преобладают полускальные породы средней прочности, в меньшей степени — уплотненные песчано-глинистые несцементированные отложения. Наибольшей прочностью обладают породы кремнисто-глинистой формации, распространенные под чехлом новейших отложений в центральной части региона. Бурые угли, приуроченные к угленосным формациям, развиты в периферических частях региона, характеризуются слабой устойчивостью, высокой сжимаемостью, что позволяет рассматривать их как породы особого состава, состояния и свойств.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов новейших отложений. Исследования, выполненные на акватории Карского моря, и данные, полученные при изучении береговых разрезов п-ова Ямал [19], позволили выделить следующие основные стратиграфо-генетические ком-

плексы четвертичных отложений: среднечетвертичные морские отложения ямальской серии; верхнечетвертичные ледово-морские и морские отложения; верхнечетвертичные аллювиально-морские отложения; верхнечетвертичные — современные морские отложения и осадки.

Морские отложения ямальской серии вскрыты скважинами на суше, где они представлены мерзлыми суглинками серого цвета с раковинами моллюсков и включениями гравия и гальки в подошве толщи. На акватории комплекс не изучен.

Верхнечетвертичные морские и ледово-морские отложения на шельфе представлены суглинками и глинами с прослоями песков, как правило, в немерзлом состоянии (табл. 11.1), за исключением отдельных линз реликтовых многолетнемерзлых пород на мелководье.

Пластично-мерзлые суглинки и глины характеризуются слоистой криогенной текстурой с льдистостью включений, равной 0,15—0,28 при суммарной влажности — 35—53 %. Температура их составляет 0,8—1 °С, т. е. выше точки фазовых перепадов воды морской солености, что свидетельствует об их неустойчивости в результате интенсивно протекающих процессов деградации. Относительное сжатие при протаивании под основанием морских сооружений может превышать 20 %.

Верхнечетвертичные аллювиально-морские (дельтовые) отложения, изученные в Байдарской губе — прадельте р. Оби, представлены переслаивающимися песками, супесями и суглинками (см. табл. 11.1). Их свойства определены по пробам, отобранным на дне Байдарацкой губы непосредственно под слоем современных осадков.

Верхнечетвертичные — современные осадки последней трансгрессии (табл. 11.2) представлены песками, супесчаными, суглинистыми и глинистыми илами. Пески распространены на прибрежных участках, занимая также обширные площади Ямало-Гыданского мелководья. Пески мелкие, кварцевые и кварцево-полевошпатовые. Пляжевые фации песков содержат десятки процентов рудных минералов. Илы распространены в желобах, впадинах и других депрессиях, обладают повышенным содержанием растворимых соединений железа, марганца и органического вещества преимущественно растительного происхождения.

Для поддонных отложений верхней части разреза шельфа, мощностью от первых десятков до первых сотен метров характерны отрицательные среднегодовые температуры. Сезонные колебания температур (до положительных значений) характерны лишь для прибрежного мелководья до глубин 10—15 м. Наиболее характерные температуры донных отложений 1,8—0, понижающиеся близ берегов до —3,7 ÷ —7,2 °С.

Реликтовые многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся на субаэральном этапе развития тех или иных районов шельфа, сохранились в виде узкой кромки (козырька) вдоль берегов островной и континентальной суши шириной до нескольких ки-

Таблица 11.1

Физико-механические свойства немерзлых верхнечетвертичных отложений Карского моря

Отложения	Плотность грунта, г/см³	Влажность, %	Коэффициент пористости	Число пластичности	Показатель консистенции	Удельное сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, градус	Модуль общей деформации, МПа	Число определений
Морские и ледово-морские									
Морские суглинки	1,83—2,24	13—36	0,50—0,76	8—17	0,20—0,82	0,007—0,02	19—23	6—12	29
Ледово-морские суглинки	1,98—2,34	9—18	0,32—0,52	13—17	0,10—0,28	0,025—0,055	25—32	124—220	5
Ледово-морские и морские глины	1,85—2,19	28—49	0,72—1,02	19—21	0,80—1,10	0,003—0,04	15—21	6,5—8,5	6
Аллювиально-морские									
Пески	1,92—2,02	20—23,6	0,44—0,79	0	—	0—0,002	30—32	21—28	4
Супеси	1,86—2,08	23—28	0,40—0,90	5—7	0,1—0,4	0,003—0,01	19	10	5
Суглинки	1,70—2,00	21—36	0,47—0,92	9—16	1	0,03—0,05	12	4—7	11

Таблица 11.2

Физико-механические свойства осадков последней трансгрессии Южно-Карского региона

Отложения	Плотность грунта, г/см³	Влажность, %	Коэффициент пористости	Число пластичности	Показатель консистенции	Удельное сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, градус	Модуль общей деформации, МПа	Число определений
Пески	1,72—1,99	30—36	0,73—0,92	0	—	0,02	20	1,45	7
Супесчаные илы	1,72—1,88	34—46	0,94—1,26	3—7	1,6—3,2	0,01—0,02	8—12	2,5—4	14
Суглинистые илы	1,63—1,89	35—67	1,02—1,84	8—17	1,4—2,8	0,005—0,012	3—10	1—2,5	21
Глинистые илы	1,38—1,68	55—152	1,47—3,48	19—32	1,5—3,8	0,002—0,01	2—9	0,3—1	18

лометров [16]. Сплошная субаквальная зона реликтовых многолетнемерзлых пород с удалением от берега переходит в островную. Один из таких островов площадью около 0,3 км² вскрыт у берегов Ямала на расстоянии 5—6 км на глубине моря 11—12 м. Мерзлые породы представлены верхнечетвертичными суглинками и супесями слоисто-сетчатой и массивной криогенных текстур при мощности прослоев льда до 11 см [16]. Температура реликтовых мерзлых пород —0,8 ÷ —1,6 °С, вскрытая мощность свыше 30 м. У берегов, испытывающих относительные поднятия в результате тектонических движений или намыва аккумулятивных форм, на глубинах моря менее 1,2—2,5 м развиты современные субаквальные многолетнемерзлые породы мощностью до 15 м. Кровля современных многолетнемерзлых пород расположена под деятельным слоем на глубинах свыше 0,3—1,5 м от морского дна. Современные многолетнемерзлые породы представлены преимущественно песками массивной криогенной текстуры, средняя температура которых составляет —1 ÷ —3 °С, понижаясь до —9 у берегового уреза.

Современные геологические процессы и явления. Наиболее интенсивно современные геологические процессы протекают в прибрежной зоне. Несмотря на то что, по мнению ряда исследователей [16], последняя трансгрессия, начавшаяся около 18 тыс. лет назад, закончилась к началу голоцена, отступление берегов, сложенных рыхлыми отложениями, сцементированными льдом, осуществляется и в настоящее время достаточно быстро. Скорость отступания берегов Ямала в среднем составляет 2 м, островов Карского моря — до 4—5 м в год [12]. Динамика изменения береговой линии, по-видимому, контролируется характером современных вертикальных движений. На участках, испытывающих устойчивые опускания, пляж отсутствует или его ширина не превышает 10 м. Береговой уступ, сложенный льдистыми, чаще всего супесчано-суглинистыми отложениями, подвергается интенсивному разрушению с образованием глубоких ниш и карнизов. Поступающий в воду обломочный материал перемывается с выносом глинистых и пылеватых частиц. Песчаные частицы вовлекаются во вдольбереговые потоки наносов. Движение наносов имеет направление с запада на восток. Это движение происходит под действием течений и штормовых волнений. Перемещение больших масс наносов изменяет батиметрию дна, обусловливает формирование песчаных кос (кошек), подводных валов и других аккумулятивных форм. Заметное перемещение песчаных наносов прослеживается до глубин 30—50 м. Мерзлые породы, оказавшиеся в результате термоабразии берегов под дном моря, где средние температуры придонных вод имеют значения более высокие, чем точки фазовых переходов лед — вода при данной солености, подвергаются протаиванию на нижней и на верхней поверхностях. Интенсивность протаивания сверху, исходя из результатов исследований, выполненных Н. Ф. Григорьевым [16] у западных берегов Ямала, составила около 10 м за 100 лет.

В результате термоабразионного разрушения берегов формируется подводный козырек реликтовых многолетнемерзлых пород, что сопровождается подводным термокарстом и размывом дна.

У берегов, испытывающих вертикальные движения положительного знака (например, берега Югорского п-ова и отдельные участки Ямальского побережья), абразионные уступы отчленяются от берега моря песчаными пляжами шириной сотни метров, на образующихся отмелях отлагаются песчаные наносы. При достижении глубин менее 2,5—1,5 м начинается промерзание донных отложений с образованием верхнего козырька многолетнемерзлых пород (ММП) нередко сливающегося у берегового уреза с реликтовыми ММП. Промерзание песков, насыщенных морской водой, происходит с образованием линз рассолов вымораживания с высокоагрессивными водами.

На крутых склонах Новоземельского желоба движение наносов может вызвать суспензионные потоки и оползни. На глубинах свыше 300 м в отложениях, слагающих склоны и днище желоба, возможны процессы гидратообразования.

Донные отложения Карского моря подвержены воздействию айсбергов, паковых и однолетних льдов с образованием штрихов и борозд на глубинах до 100 м.

Глава 12
ШЕЛЬФ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Лаптевский регион занимает шельф моря Лаптевых. Площадь его составляет около 650 тыс. км^2. В структурном отношении регион, по Ю. Е. Погребицкому [34], представляет собой окраинно-материковую плиту, названную Лаптевским седиментационным бассейном, открытым в сторону океана. С запада регион ограничен поднятиями Северной Земли и Таймыра, с юга — грядой Прончищева, хребтами Хараулах и Кулар, с востока — цепью поднятий Святой Нос (Новосибирские острова). Лаптевский седиментационный бассейн расположен непосредственно по простиранию океанских впадин Нансена и Амундсена, представляя собой их материковое крыло, занимающее пространство между параллелями 71—80° с. ш. и меридианами 110 и 140° в. д. (рис. 12.1).

Дно моря Лаптевых — слабопересеченная равнина. Подводные долины с хорошо выраженными бортами чередуются с плосковершинными положительными формами рельефа. Бóльшая часть моря Лаптевых очень мелководна: глубины менее 50 м.

По климатическим условиям море Лаптевых является одним из самых суровых арктических морей. Бóльшую часть года над морем свирепствуют морозы. Продолжительность периода с положительными среднесуточными температурами составляет около 2 мес. в северной части моря и около 3 мес. — в южной. Наиболее холодными месяцами являются январь и февраль. Над

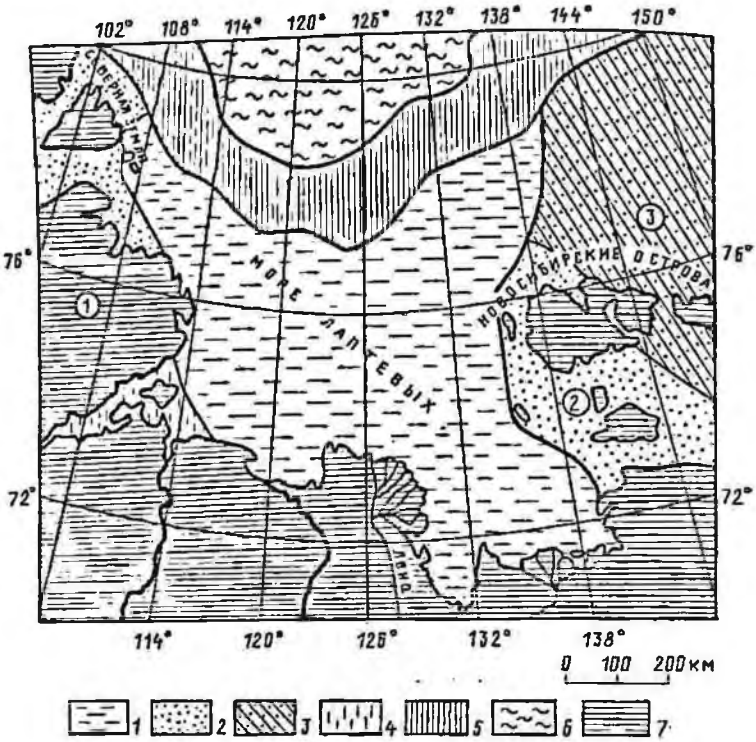


Рис. 12.1. Структурно-тектоническое районирование моря Лаптевых и его обрамления [34].

1 — Лаптевская окраинно-материковая плита; *2* — пограничное поднятие на шельфе; *3* — смежные регионы шельфа; *4* — кайнозойские тектонические депрессии на шельфе; *5* — континентальный склон; *6* — абиссальная котловина; *7* — суша. Цифры в кружках: 1 — системы Таймыро-Североземельских поднятий и периферийных кайнозойских тектонических депрессий; 2 — Котельническо-Святоносская зона поднятий; 3 — Восточно-Сибирско-морско-Чукотский регион

большей частью моря в эти месяцы среднемесячные температуры воздуха составляют —28÷—32 °С. Экстремальные значения температуры воздуха могут достигать —50÷—53 °С и —2÷—5 °С. Наиболее теплые месяцы — июль и август. Средняя температура в северной части моря 0÷1, а вблизи побережья 3—4 °С. Абсолютный максимум 10—15 на севере моря, 20—23 на юге и 30—33 °С в бухтах и заливах.

Зимой над морем наблюдаются южные и западные ветры со средней скоростью 7—8 м/с, к концу зимы скорость их уменьшается, часто наблюдаются штили. Летом преобладают северо-восточные и восточные ветры со средней скоростью 5—5,5 м/с. Летом часто бывают туманы, а зимой метели.

С октября по май море Лаптевых покрыто льдами различных толщины и возраста. Образование льда начинается в сентябре,

в октябре замерзает более прогретая юго-восточная часть моря. Площадь припая в море Лаптевых составляет 30 % всей площади моря. У западных берегов он незначителен, в некоторые зимы отсутствует. В восточной части моря образуется обширный и мощный припай толщиной до 2 м.

За припаем расположены Восточно-Североземельская, Таймырская, Ленская и Новосибирская полыньи. Ширина зоны полыней и молодого льда может достигать нескольких сот километров. Севернее море покрыто дрейфующими льдами. Таяние льда начинается в июне — июле. Припай летом разрушается.

Море характеризуется низкими температурами воды. Зимой температура подледного слоя воды равна —0,8 в юго-восточной части моря и —1,8 °С в северо-западной. Летом средняя температура поверхностного слоя воды изменяется от +5 на юго-востоке акватории до —1,3 °С на северо-западе. В районах, очищающихся ото льда, верхний слой воды прогревается до 10 °С.

Поверхностные течения в море Лаптевых в целом образуют циклонический круговорот вод со средней скоростью около 2 м/с. В среднем в море преобладает волнение 2—4 балла с высотами волн около 1 м. Максимальная высота волн (6 м) наблюдается осенью. Характер приливов преимущественно полусуточный. Величина прилива в основном около 0,5 м и только в Хатангском заливе превышает 2 м в сизигии. Сезонно-нагонные колебания уровня достигают 1—2, в заливах 2,5 м.

Инженерно-геологическая характеристика формаций дочетвертичных пород. Субчетвертичную поверхность региона слагают метаморфические формации кристаллического фундамента: карбонатные, глинисто-карбонатные и галогенные формации рифейско-нижнепалеозойского комплекса, а также терригенные и угленосные морские, паралические и континентальные формации нижнекиммерийского комплекса параплатформенного чехла, терригенные и угленосные морские и континентальные (шельфовые) формации альпийского мегакомплекса платформенного чехла.

По данным геофизических исследований, инженерно-геологические свойства метаморфических формаций кристаллического фундамента, платформенных глинисто-карбонатных и галогенных формаций промежуточного чехла сопоставимы с идентичными формациями Сибирской платформы [23]. Граничные скорости распространения продольных сейсмических волн (6000—6800 м/с для поверхностей кристаллического фундамента и 4600—5000 м/с для карбонатных формаций) позволили предположить высокую прочность докембрийских и нижнепалеозойских пород, хотя в нижнепалеозойской толще (по аналогии с сушей) возможны прослои сильно растворимых пород: гипсов, ангидритов и солей.

Залегающие под четвертичным покровом в западной части региона нижнемеловые пески, алевриты и глины характеризуются невысокими скоростями продольных сейсмических волн, составляющими в среднем 2300 м/с, что свидетельствует об их доста-

точной уплотненности и прочности. Однако наличие довольно многочисленных пачек и прослоев бурых углей существенно снижает инженерно-геологические свойства пород угленосных формаций. Скорости распространения продольных сейсмических волн в залегающих под четвертичным покровом отложениях шельфовой формации альпийского мегакомплекса, широко распространенных в центральной и восточной частях региона, меньше (1800—2300 м/с), чем у рассмотренных выше терригенных пород промежуточного чехла, что позволяет предполагать, что уплотненность и прочность этих отложений тоже меньше. Пробы немерзлых отложений континентальных и морских фаций шельфовой формации альпийского мегакомплекса, приведенные в табл. 12.1, отобраны на дне Ванькиной губы под четвертичным покровом мощностью более 30 м.

Угленосная формация альпийского мегакомплекса изучена в проливах Новосибирских островов — отрицательных тектонических структурах и погребенного Котельническо-Святоносского поднятия. Сложена она здесь плотными песчанистыми и аргиллитоподобными глинами, переслаивающимися с мелкими и пылеватыми песками, алевритами и бурыми углями. Мощность (в м) прослоев глин 2—15, песков 2,2—27, алевритов 0,8—1,5, бурых углей 0,2—4,2; глинистые грунты обладают полутвердой и пла-

Физико-механические свойства отложений шельфа моря Лаптевых

Отложения	Плотность, грунта, г/см³	Влажность, %	Коэффициент пористости	Предел текучести	Предел пластичности	Число пластичности
						Континентальные и морские осадки
Аллювиальные алевриты миоцена	1,86—2,01	22,2—25,2	0,61—0,74	23,9—31,7	16,4—22,8	7,5—8,9 5,2—6,5
Морские алевриты плиоцен-четвертичные	1,90—2,11	10,7—19,7	0,40—0,70	21,8—23,8	16,2—17,3	—
						Современные гли
Глинистый ил	1,48—1,75	51—96	1,37—2,55	43—50	—	—
Суглинистый ил	1,60—1,99	29—72	0,94—1,90	27—45	—	—
Суглинистый ил	1,35—1,95	37—87	0,85—6,69	21—25	—	—

* В районах новообразований мерзлой зоны, вблизи берегов островов и континента консистенцией. По данным Л. А. Жигарева, прочность осадков при температуре —3,6 + до 0,580 МПа, а угол внутреннего трения 25—38°. При оттаивании удельное сцепление

стичной консистенцией, реже твердомерзлой или пластичномерзлой.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений. Наиболее распространенными на шельфе моря Лаптевых являются комплексы средне-верхнечетвертичных ледово-морских и озерно-аллювиальных, а также современных ледово-морских и аллювиально-морских отложений и осадков.

Ледово-морские отложения представлены преимущественно суглинками с включениями крупнообломочного материала до 10—11 %. По результатам четырех определений, выполненных Л. А. Жигаревым, исследовавшим керн скважин в Ванькиной губе, для суглинистых аллювиально-морских отложений характерны значения плотностей 1,77—2,18 г/см^3 при плотности минеральных частиц 2,61—2,64 г/см^3 и коэффициенте пористости 0,31—0,74. Влажность отложений 14,7—19,7 %, показатель консистенции 0,18—0,59, удельное сцепление 18,6—0,41 МПа, угол внутреннего трения 17—24° и модуль общей деформации 12,7—39,2 МПа.

Озерно-аллювиальные отложения представлены супесями, суглинками с песком и торфом. Супеси и суглинки, отобранные из

Таблица 12.1

Показатель консистенции	Удельное сцепление, МПа		Угол внутреннего трения, градус	Модуль деформации, МПа	Индекс чувствительности	Число определений
	Ненарушенное сложение*	Нарушенное сложение				
шельфовой формации Ванькиной губы						
—	—	—	18—21	15—22	—	4
—	—	—	21—22	16—55	—	6
нистые осадки						
1,39—2,10	0,0014—0,0055	0,0005—0,0015	0—3	0,66—0,98	2,6—8,9	4
1,14—3,21	0,0015—0,009	0,0005—0,004	0—7	1,12—1,80	2,3—8,5	15
3	Не определялось		—	—	—	2

опробованы сезонномерзлые и многолетнемерзлые осадки, обладающие твердомерзлой —4,0 °С составляет 1,49—1,80 МПа. Удельное сцепление этих грунтов колеблется от 0,410 уменьшается до 0,004 МПа.

керна скважин, пробуренных в проливах Новосибирских островов, содержат, как правило, растительные осадки в количестве, превышающем 10 %, что характеризует их как заторфованные. Плотность немерзлых заторфованных глинистых отложений (по 62 определениям) колеблется от 1,56 до 1,73 г/см³. Прочностные и деформационные свойства озерно-аллювиальных отложений также, по-видимому, существенно более низкие, чем приведенные выше для одновозрастных морских отложений.

Мерзлые озерно-аллювиальные отложения, широко распространенные на шельфе моря Лаптевых, по данным 69 определений, обладают плотностью, равной 1,20—1,85 г/см³, льдистостью включений — 0,10—0,15, что определяет их значительную просадочность при оттаивании. Криогенная текстура пород слоистая и сетчатая, толщина ледовых прослоев до 4 см. Пески, образующие прослои среди глинистых озерно-аллювиальных отложений мощностью 2—17 м, преимущественно мелкие и пылеватые, часто заторфованы, средней плотности и плотные, водонасыщенные и мерзлые. Плотность немерзлых песков составляет 1400—1820 (18 определений), мерзлых — 1620—1740 г/см³ (32 определения). Криогенная текстура массивная, мощность включений 3—5 м.

Прослои торфа мощностью от 7 см до 1,4 м встречаются в толще аллювиально-озерных отложений на глубине 7—55 м от дна. Торф плохо разложившийся, уплотненный, с примесью песка, водонасыщенный или мерзлый. Объемная плотность мерзлого торфа — 1,53—1,57 г/см³.

Современные ледово-морские осадки представлены илами глинистыми, суглинистыми и супесчаными, а также песками и галечниками. Распространение отдельных литологических разностей контролируется современными глубинами моря в результате чего, по мере их извлечения, галечники сменяются песками и супесчаными, суглинистыми и глинистыми илами. Мощность осадков неравномерная, изменяющаяся от долей метров на участках современных поднятий морского дна до первых десятков метров на интенсивно погружающихся неотектонических блоках и в пределах термокарстовых эрозионных и других углублений доголоценовой поверхности.

В современных глинистых осадках — илах повсеместно присутствует крупнообломочный материал размером до 10 см в поперечнике. Присутствие же на поверхности голоценовых террас островов крупных глыб и отторженцев размером до нескольких метров в поперечнике позволяет предполагать наличие в толще современных осадков крупных обломков, принесенных плавучими льдами.

Супесчаные илы характеризуются серым и зеленовато-серым цветом. В заливах и губах, где в илах содержание органических веществ повышается от 0,4 до 40 %, цвет илов темно-серый до черного. Суглинистые и глинистые илы имеют темно-серый, зеленовато-серый, а в приповерхностных слоях бурый и коричневый цвет (см. табл. 12.1).

Мощность морских песков обычно не превышает 1 м; сложение рыхлое и среднеплотное, пористость 35—50 %.

Современные аллювиально-морские отложения представлены суглинками, супесями и песками дельты Лены и Яны, суммарная мощность около 20 м. Отложения в большинстве случаев находятся в многолетнемерзлом состоянии. Консистенция их твердомерзлая, суммарная влажность 30—72 %, криогенная текстура — слоистая, сетчатая, трещинная и лучевидная. На приустьевых взморьях рек распространены многолетнемерзлые пески, обладающие суммарной влажностью 21—25 %. В мерзлых песках присутствуют прослои и линзы льда толщиной 1—20 мм.

Среднегодовые температуры поддонных отложений региона почти повсеместно имеют отрицательные значения — от —1 до —1,8, а на глубине менее 2 м значительно ниже от —11 до —12 °С. На малых глубинах (до 15 м) за счет прогрева поверхностных вод в летнее время поддонные отложения в слое мощностью несколько метров имеют положительные температуры — до +1,5 °С.

Реликтовые многолетнемерзлые породы, по данным работ [36, 37], развиты под дном моря Лаптевых на глубинах до 60 м. В полосах шириной от первых сотен метров до нескольких десятков километров вдоль берегов континента и островов реликтовые многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение, образуя своеобразный козырек, в пределах которого их мощность колеблется от единиц до нескольких сот метров. Форма и размеры козырька изменяются в зависимости от особенностей развития береговой зоны, определяющихся характером современных вертикальных движений земной коры и гидрологическим режимом моря. Так, к востоку от мыса Святой Нос, на берегу пролива Дмитрия Лаптева, ширина козырька составляет 20—30 км. Кровля мерзлых пород у берега располагается непосредственно под припайным льдом у внешней кромки под 13-метровой водной толщей на глубине 1,2—7,5 м. Мощность многолетнемерзлых пород у берега более 130 м, на расстоянии 20 км — 30 м. К западу от мыса Святой Нос, в Ванькиной губе, ширина козырька не превышает 300 м. Мощность ММП на пляже — 150—200 м в удалении 210 м — 16 м. Глубина залегания кровли ММП изменяется от 1,8 (у берега) до 106 м. По литературным данным, наклон кровли ММП — 30°. Многолетнемерзлые породы встречены на расстоянии 10 км от берега на глубине от дна 86 м. Острова ММП мощностью до 35 м вскрыты скважинами на расстоянии 42 км от берега континента на изобате 14—15 м. Несомненно также присутствие обширных реликтов ММП на мелководных банках, образовавшихся в результате полного разрушения существовавших в первую половину текущего столетия островов Семеновского и Васильевского в море Лаптевых.

Новообразование субаквальных ММП происходит как на участках дна, испытывающих поднятия, так и в областях интенсивной аккумуляции. Так, в дельте р. Лены, растущей за счет выноса

большого количества осадков, на придельтовом мелководье, обладающем весьма малыми уклонами, многолетнемерзлые аллювиально-морские отложения распространены на расстоянии 20 км от берега на площади десятков тысяч квадратных километров. Мощность ММП у внешнего края придельтового мелководья составляет 0,7—6 м, вблизи берега превышает 100 м [23].

Подземные воды, сформировавшиеся под влиянием разнообразных процессов, среди которых заметную роль играли процессы вымораживания во время регрессий моря, сменяющихся таянием подземных льдов и инфильтрацией соленых вод во время трансгрессий, характеризуются пестрыми минерализацией и химическим составом и коррозийной активностью к металлам инженерных сооружений.

Современные геологические процессы и явления. В пределах Лаптевского бассейна и пограничных поднятий происходят интенсивные вертикальные движения земной коры, скорость которых превышает 5 мм/год [23]. Наиболее контрастные движения свойственны Усть-Ленскому рифтогенному желобу, соединяющему рифтовую зону со срединно-океаническим хребтом Гаккеля, что определяет ее повышенную сейсмичность. Сейсмичность связана с «собственными» землетрясениями магнитудой 5—6. Весь шельф моря Лаптевых вследствие этого характеризуется средней сейсмичностью — 6—8 баллов.

Характер вертикальных движений земной коры оказывает влияние и на интенсивность воздействия морских течений и волн на донные отложения, увеличивая ее на поднимающихся участках и уменьшая на опускающихся. В целом практически вся площадь шельфа подвержена действию течений и волнений моря, определяющих интенсивность и направления переноса наносов. Однако в наибольшей степени эти процессы развиты в приустьевых частях Лены, Яны и других рек бассейна и у интенсивно разрушающихся берегов, сложенных мерзлыми четвертичными отложениями. Относительно благоприятная обстановка для аккумуляции материала, взвешенного в морской воде, существует на дне эрозионных врезов, пересекающих шельф особенно на глубинах моря более 30—40 м.

Термоэрозия берегов, особенно на участках, испытывающих устойчивое погружение, приводит к полному уничтожению островов и процессов термокарста при погружении мерзлых пород под морское дно.

На участках шельфа, где происходит обмеление моря под влиянием тектонических движений положительного знака или в результате аккумуляции рыхлого материала, осуществляется промерзание поддонных отложений. По литературным данным, в районе устья р. Лены промерзание донных отложений начинается под припайным льдом. Подо льдом толщиной 1,5—2,5 м образуется сезоннопромерзающий слой, оттаивающий летом; при толщине менее 1,5 м — слой мерзлых отложений, т. е. начинается формирование многолетнемерзлых пород. Образование мерзлой

зоны может сопровождаться морозным растрескиванием и появлением жильных льдов.

В подводных каньонах, прорезающих континентальный склон под воздействием землетрясений и других факторов, могут возникнуть мутьевые потоки, на склонах — подводные оползни. Дно моря Лаптевых подвержено воздействию многолетних торосистых льдов, высота подводной части которых достигает 20 м.

Глава 13

ШЕЛЬФ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО И ЧУКОТСКОГО МОРЕЙ

Восточно-Сибирскоморский — Чукотский регион включает шельфовую часть одноименного седиментационного бассейна [34], отделенного на западе от Лаптевского поднятия Котельно-Святоносским поднятием, включающим острова Котельный, Малый и Большой Ляховский. На севере бассейн открыт в сторону океанских впадин американской части Северного Ледовитого океана. Южное материковое крыло бассейна зажато в обрамлении гор Северо-Востока СССР. Восточное окончание региона находится за пределами государственной границы СССР. Общая площадь региона, расположенного между 146° в. д.— 168°49′30″ з. д. и 79° — 63°30′ с. ш., составляет вместе с островами около 1,5 млн. км².

Рельеф дна шельфовой части Восточно-Сибирского моря и западной части шельфа Чукотского моря, входящих в регион, представляет собой подводную равнину. Значительные впадины и возвышения отсутствуют.

Среди морей советского арктического шельфа Восточно-Сибирское самое мелководное: преобладают глубины до 20—25 м. В западной его части расположена Новосибирская отмель. Преобладающие глубины в западной и центральной частях моря — 10—20 м, в восточной — 30—40 м.

По своим глубинам и орографическим особенностям Чукотское море мало чем отличается от соседнего Восточно-Сибирского. Дно его — мелководная равнина, лишено резких углублений и возвышенностей, преобладающие глубины 40—50 м.

Климат региона — полярный морской, со значительным влиянием континента. Зима очень холодная, самые холодные месяцы январь и февраль, абсолютный минимум температуры достигает —48 ÷ —50 °С, над морем преобладают ветры юго-западные и западные со средней скоростью 5—7 м/с. Лето холодное, сырое, пасмурное, с частыми туманами, самый теплый месяц июль, средняя температура воздуха от нуля на севере до 4 °С в прибрежных районах, в июле — августе преобладают северо-восточные и восточные ветры.

Восточно-Сибирское море — самое ледовитое из арктических морей. Немногим уступает ему в этом отношении западная часть Чукотского моря. С сентября — ноября по май — июль вся акватория морей обычно покрыта льдом. Льдообразование начинается в сентябре и в начале октября достигает прибрежных райо-

нов. Припай сильно развит в западной части региона, распространяясь от материка до Новосибирских островов. В восточной части припай занимает только узкую прибрежную полосу шириной до 10—20 км в Чукотском море.

За припаем на западе моря образуется Новосибирская, а на востоке — Врангелевская стационарные заприпайные полыньи. Следует отметить, что зона полыней и молодых льдов в регионе выражена гораздо меньше, чем в западных арктических морях.

Дрейфующие льды представлены однолетними и двухлетними льдами толщиной 2—3 м. Таяние льдов начинается в июне, очищение моря ото льдов происходит медленнее, чем в других арктических морях. В западной части моря на месте обширного припая формируется Новосибирский ледяной массив, который образует многолетние льды.

Восточно-Сибирское море слабо прогревается и является одним из самых холодных арктических морей нашей страны. Зимой температура воды вблизи устьев рек равна —0,2 ÷ —0,6 °С, у северных границ моря —1,7 ÷ —1,8 °С. В заливах и бухтах температура воды достигает 7—8 °С, в открытых ото льда районах только 2—3 °С, у кромки льда она близка к нулю. Материковый сток в море невелик (около 250 км^3/год) и поэтому не влияет на общий гидрологический режим моря, а лишь обусловливает гидрологические особенности прибрежных участков в летнее время.

Соленость воды у поверхности морей в общем увеличивается от юго-запада к северо-востоку. Зимой и весной она равна (в ‰): 4—5 вблизи устьев Колымы и Индигирки; 20—22 у островов Медвежьих; 24—26 на северных окраинах Восточно-Сибирского моря; 28—32 в Чукотском море. Летом соленость уменьшается. Скорость постоянных течений до 0,5 м/с.

В геологическом строении Восточно-Сибирскоморского — Чукотского региона принимают участие породы всего стратиграфического диапазона — от архея до голоцена. Однако, в отличие от Баренцево-Карской материковой окраины, на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского морей преобладают кайнозойские отложения.

В структурном отношении рассматриваемый шельф представляет собой окраинно-материковую плиту, северо-западная часть которой получила название Восточно-Сибирскоморской (рис. 13.1).

Инженерно-геологическая характеристика дочетвертичных горных пород. Наиболее древние рифейские и вендско-нижнепалеозойские горные породы терригенно-карбонатной и карбонатной формаций складчатого фундамента и промежуточного чехла изучены на Новосибирских островах и о. Врангеля.

Рифейские (?) терригенно-карбонатные породы слабо метаморфизованы. Только в приконтактовых зонах с магматическими телами отмечаются вторичные кварциты и инъекционные гнейсы. Рассланцованные аркозовые песчаники имеют облик кристалли-

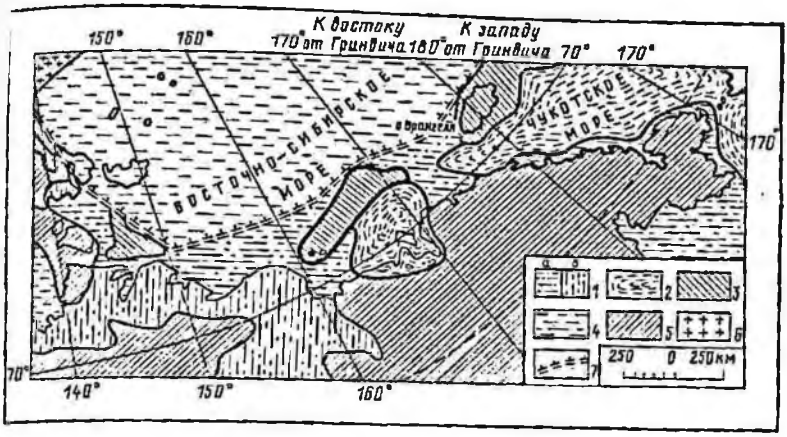


Рис. 13.1. Тектоническая схема Восточно-Сибирскоморско-Чукотского региона. *По С. И. Полькину:*

1 — тектонические депрессии на шельфе (*а*) и суше (*б*); *2* — тектонические впадины и прогибы; *3* — горсты оседания и гряды на шельфе; *4* — Восточно-Сибирско-Чукотская окраинно-материковая плита; *5* — орогенное обрамление; *6* — погребенные сводово-глыбовые поднятия с рифтогенными желобами; *7* — флексурно-разломные ограничения окраинно-материковой плиты

ческих сланцев. Метаморфизованные породы в основном представляют собой прочные скальные породы за исключением сильно разрушенных пород приразломных зон и углистых сланцев, которые относятся к полускальным.

Основная часть шельфа рассматриваемого региона сложена кайнозойскими терригенными морскими и паралическими угленосными формациями — глинами, алевритами и бурыми углями. Глины и алевриты морской терригенной и паралической формаций в немерзлом состоянии твердые, полутвердые и мягкопластичные, в мерзлом — пластичномерзлые. Плотность немерзлых глин, отобранных в проливах Новосибирских островов составляет (по 12 определениям) 1,56—1,85 г/см^3. Криогенная текстура мерзлых глин — ячеистая и слоистая, толщина ледовых прослоев до 2 см, расстояние между ними 20—40 см. Суммарная влажность 23—29 %. Плотность немерзлых алевритов 1,88—1,91 г/см^3, влажность суммарная 8,4—11,9 % (8 определений). Криогенная текстура слоистая, толщина ледовых прослоев до 3 мм.

Угленосная паралическая формация сложена, наряду с глинами и алевритами, мелкими и пылеватыми песками и бурыми углями, мощность прослоев которых составляет от нескольких десятков сантиметров до 3 м. Плотность немерзлых водонасыщенных песков (по единичным определениям) — 1,64—1,77 г/см^3 при влажности до 22 %, мерзлых песков (по 19 определениям) — 1,37—1,74 г/см^3 при суммарной влажности 16—27,1 %. Криогенная текстура массивная, редко слоистая. Пески содержат до 20 % углефицированной древесины.

Наличие прослоев и пачек бурых углей в паралических толщах резко ухудшает их строительные свойства, что усугубляется присутствием реликтовых многолетнемерзлых пород, нередко пересланивающихся с немерзлыми обычно глинистыми отложениями.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений. Наиболее распространены на шельфе озерно-аллювиальные, морские и аллювиально-морские средне-верхнечетвертичные отложения, а также осадки голоценовой трансгрессии.

Озерно-аллювиальные отложения представлены супесями и суглинками с содержанием растительных осадков нередко выше 10 %, что характеризует эти отложения как заторфованные. Плотность немерзлых заторфованных супесей и суглинков по данным 53 определений образцов из керна скважин, пробуренных в восточной части Котельно-Святоносского поднятия,— 1560—1730 г/см³. Плотность мерзлых озерно-аллювиальных отложений, вскрытых скважинами вблизи берегов Приморской низменности и под дном пролива, по данным 69 определений составляет 1200—1850 г/см³.

Морские отложения представлены суглинками и глинами, аллювиально-морские преимущественно супесями, песками, гравийниками. Четвертичные отложения верхней части разреза характеризуются отрицательными температурами и нередко мерзлым состоянием. Как мерзлые, так и подвергавшиеся промерзанию талые четвертичные отложения, по данным исследований, выполненных в восточной части Бофортско-Чукотской плиты, обладают относительно высокой прочностью; сопротивление сдвигу 0,005—0,26 МПа для талых глинистых отложений и до 0,135 МПа для немерзлых песков с гравием. Прочность на сжатие незасоленной мерзлой супеси при температуре —3,3 °С и влажности 24,8 % составила 0,006 МПа.

Современные морские осадки представлены песками, супесчаными, суглинистыми и глинистыми илами мощностью от долей метра до 30. Наиболее детально физико-механические свойства современных осадков изучены в районе Чаунской губы Восточно-Сибирского моря [20], где проанализировано 182 образца, отобранных по трем галсам, и выполнены определения прочностных свойств в 17 точках; для донных осадков характерно присутствие крупнообломочного материала — свыше 10 % (табл. 13.1).

Температура поддонных отложений формируется на глубинах моря свыше 2,5 м под влиянием средней температуры придонных слоев морских вод и, частично, реликтовых многолетнемерзлых пород, имеющих обычно температуру, близкую к точке фазовых переходов лед — вода, зависящей от солености поровых вод и давления. В целом эта температура в толще пород мощностью десятки, редко первые сотни метров характеризуется отрицательными значениями — от —0,1 до —1,8 °С. В частности, недалеко от о. Земля Бунге температура немерзлых пород, зале-

Таблица 13.1

Физико-механические свойства современных осадков Восточно-Сибирского моря.
По В. Г. Зайончеку

Отложения	Плотность, г/см³	Естественная влажность, %	Предел текучести	Число пластичности	Коэффициент пористости	Сопротивление сдвигу (вращательный срез), МПа
Песок	1,95—2,00	24—27	—	—	0,64—0,72	0,026—0,043
Ил супесчаный	1,66—1,87	47—64	25—34	4—8	0,91—1,39	0,003—0,02
Ил суглинистый	1,56—1,87	52—74	12—48	12—14	1,39—1,98	0,0015—0,2
Ил глинистый	1,50—1,63	63—92	58—72	26—31	1,70—2,48	0,001—0,3

гающих на глубине 10 м ниже дна при толще воды 20 м, по результатам замеров в скважине составляла —1,3 °С. На глубине моря до 15 м поддонные отложения летом в отдельные годы прогреваются до 0,1—0,5 °С. На глубинах моря менее 2,5 м температура поддонных отложений, залегающих большей частью под припайным льдом, опускается ниже —10 °С.

Пояс отрицательных температур литосферы на шельфе (криолитозона) подразделяется на три подзоны: 1) подзона со сплошным распространением многолетнемерзлых пород; 2) подзона с островным распространением многолетнемерзлых пород; 3) подзона с отсутствием многолетнемерзлых пород.

Подзона со сплошным распространением многолетнемерзлых пород расположена между изобатами 0—10 м, в отдельных случаях несколько более. Наиболее распространена она вдоль интенсивно отступающих термоабразионных берегов континента. Так, вдоль Приморской низменности на Котельно-Святоносском поднятии и к востоку от него ширина каймы многолетнемерзлых пород составляет около 30 км. Мощность мерзлых пород у берегового уреза свыше 130 м на расстоянии 20—30 км от берега достигает 30 м. Кровля мерзлых пород в проливе Дмитрия Лаптева залегает на глубине 1,2—7,5 м от дна. На дне залива Геденштрома (архипелаг Норденшельда), глубина которого 2,5—4 м, поддонные многолетнемерзлые угленосные отложения позднемелового — четвертичного возраста мощностью свыше 60 м распространены повсеместно. Кровля мерзлой толщи залегает на 9—24 м ниже донной поверхности. В прибрежной полосе о. Новая Сибирь шириной более 1 км на глубинах моря 2,6—4 м мерзлые олигоцен-четвертичные алеврито-глинистые отложения мощностью более 100 м залегают с глубины 14,4—26 м. В мерзлых породах на глубине 43—48 м отмечены прослои льда мощностью

более 0,5 м. В немерзлом состоянии находятся голоценовые пески. У берегов поднятий, сложенных скальными породами фундамента, до глубин 1,5—2,5 м располагается кайма новообразованных многолетнемерзлых пород мощностью до 20 м.

Подзона с островами реликтовых мерзлых пород располагается среди мокроморозных пород, содержащих криопэги морского типа. Скважинами на изобатах 14—15 м к югу от Ляховских островов вскрыт остров мерзлых пород мощностью 34,8 м на глубине 1,2 м от дна. Большинство же скважин на глубинах до 100 м и более мерзлых пород не вскрыло.

Подзона с «гарантированным» (?) отсутствием островов мерзлых пород по расчетам располагается между изобатой 60 м и бровкой шельфа.

Необходимо отметить, что несколько более суровыми мерзлотными условиями характеризуется восточная часть Бофортско-Чукотской плиты, расположенная на Североамериканском шельфе. Так, в западной части моря Бофорта кровля субаквальной мерзлой толщи при глубинах моря до 15 м располагается на глубинах 7,5—120 м от дна. Подошва мерзлой толщи на мелководье (глубина моря 2,5—6 м) двухсотметровыми скважинами не вскрыта. Косвенные данные, полученные в результате каротажа нефтеразведочных скважин, позволяют предполагать, что подошва толщи рыхлых отложений, сцементированных льдом или, что более вероятно, газогидратами, расположена на удалении от берега 48—93 км (изобаты 25—60 м) на глубинах 480—780 м от уровня моря. Условия для распространения газогидратоносных отложений существуют на шельфах Восточно-Сибирского и Чукотского морей в области как отрицательных, так и низких положительных температур. Поэтому при дальнейшем изучении региона его инженерно-геологические условия могут оказаться еще более сложными, чем это представляется в настоящее время.

Современные геологические процессы и явления. Шельф Восточно-Сибирского моря асейсмичен. Шельф Чукотского моря характеризуется средней сейсмической балльностью 6—7. Возможные эпицентры землетрясений связаны здесь с системой глубоких разломов меридионального простирания, расположенных восточнее о. Врангеля.

Наиболее интенсивно современные геологические процессы и явления протекают в прибрежной полосе Приморской низменности островов Фаддеевский, Новая Сибирь, Врангеля, особенно на участках, испытывающих интенсивное погружение на новейшем этапе. Скорость термоабразии берегов на таких участках превышает 5—10 м/год. Рыхлый материал, формирующийся вследствие термоабразии, образует вдольбереговые потоки наносов. Мерзлые породы, оказывающиеся на дне моря, подвергаются деградации на нижней и верхней поверхностях. Донные грунты испытывают также воздействие припайных и плавучих льдов. Образовавшиеся стамухи высотой до 10 м нередко суще-

ствуют до середины лета. С удалением от берегов процессы донного термокарста ослабевают и на глубинах моря, превышающих 18 м, практически прекращаются. Здесь основными геологическими процессами являются перемыв донных осадков под воздействием волн и ветровых течений. При этом палеоводоразделы шельфа размываются, а в палеодолинах происходит аккумуляция тонкодисперсного материала.

Для интенсивно поднимающихся берегов Северо-Востока СССР процессы термокарста носят локальный характер. Здесь в прибрежной части шельфа на поднимающихся из-под уровня моря участков дна преобладают процессы промерзания.

В подводных каньонах, прорезающих континентальный склон, могут возникнуть мутьевые потоки.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ АРКТИЧЕСКИХ ШЕЛЬФОВ И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

До недавнего времени строительство на шельфе ограничивалось прибрежной зоной, где у берегов заливов и бухт возводились портовые и причальные сооружения. Однако при строительстве причалов не всегда правильно учитывалась вся сложность инженерно-геологических условий побережий. Эта сложность для побережий континента и островов, сложенных породами кристаллического или складчатого фундамента, обусловлена наклонным залеганием кровли скальных пород в прибрежной полосе. Скальные породы имеют блоковый характер. Блоки нередко смещены относительно друг друга и разделены широкими разрывными нарушениями, выполненными обломочным материалом и илами. Четвертичные отложения прибрежной зоны морского дна представлены чаще всего крупновалунной мореной нередко с тонкими прослойками глинистых илов. Из-за наличия крупных валунов не всегда удается точно установить положение кровли скальных пород и правильный разрез четвертичного покрова.

Определенный опыт строительства и эксплуатации сооружений накоплен по причальным сооружениям Кандалакшской губы Белого моря и Кольского залива Баренцева моря. Анализ опыта строительства и эксплуатации сооружений показывает, что в существующих инженерно-геологических условиях, обусловленных наклонным залеганием кровли кристаллических горных пород (крутизна 5—20°) и строением покровных четвертичных отложений (переслаивание грубообломочных отложений и современных глинистых илов), весьма затруднительно обеспечить устойчивость причалов гравитационного типа с ряжевыми основаниями. Даже при наличии «слабых» прослоев мощностью всего в единицы

сантиметров отмечается горизонтальное смещение причалов в сторону моря со скоростью 1—4 см в год. Смещение ряда причалов через 3—4 года оказывалось более значительным, чем в первый год наблюдений. Отмечались даже непериодические смещения причалов на несколько десятков метров в считанные секунды. Смещение гравитационных причалов происходит как от техногенных факторов (взрывов, воздействия плавсредств, перегрузки причалов), так и под влиянием землетрясений. Строительство же свайных сооружений в данных инженерно-геологических условиях связано с большими техническими трудностями.

С середины 80-х годов началось строительство нефтегазопоисковых и разведочных скважин на шельфе южной части Баренцева моря, свободной бо́льшую часть года ото льда. Об опыте строительства говорить еще рано. Однако предварительные данные показывают, что на мелководных участках, где происходит интенсивный перенос осадков течениями, особенно вблизи устьев крупных рек, таких, как Печора, возведение гравитационных оснований буровых установок и искусственных островов затруднено, хотя опыт строительства островов в подобных условиях существует. Строительство свайных оснований на Печороморском шельфе требует тщательного изучения геокриологических условий, так как линзы многолетнемерзлых пород, встречающиеся на различных глубинах от поверхности, существенно усложняют инженерно-геологические условия строительства свайных оснований.

Региональные изменения геологической среды могут начаться после ввода в эксплуатацию подводных месторождений углеводородов. Высокие пластовые давления, свойственные, как правило, мощным песчано-глинистым толщам мезозойско-кайнозойского возраста, и относительно слабая уплотненность осадочных отложений могут вызвать в процессе откачки подземных флюидов существенное опускание морского дня. Так, на месторождении Экофиск в Северном море на поздней стадии эксплуатации залежей углеводородов скорость опускания дна составила 0,5 м/год. В целях предотвращения катастрофических последствий, которые могут вызвать столь быстрые опускания дна, необходимо в процессе подготовки месторождений углеводородов на шельфах морей Северного Ледовитого океана изучить факторы, обусловливающие это явление, и разработать соответствующие защитные мероприятия. Зарубежный опыт показывает, что даже при разведочном бурении неожиданное вскрытие газоносных пластов может обернуться катастрофой.

Большую опасность для подводных сооружений, особенно таких, как трубопроводы, представляют айсберги, продуцируемые ледниками на островах Северного Ледовитого океана. Айсберги на относительно мелководных участках способны «вспахивать» дно, образуя борозды глубиной несколько метров и протяженностью десятки и сотни километров. На наиболее мелководных участках айсберги нередко разворачиваются вокруг своей оси,

деформируя дно в радиусе нескольких сот метров. Для проектирования подводных коммуникаций, хранилищ нефти и других сооружений необходимы прогноз и наблюдение за айсбергами и выявление площадей шельфа, подверженных выпахиванию.

Для сооружений, расположенных на подводных склонах арктического шельфа, опасны процессы разжижения грунтов, которые могут возникнуть под влиянием землетрясений или техногенных динамических нагрузок. Этот процесс особенно опасен в области развития природных газовых гидратов и мерзлых отложений, способных под влиянием изменения термобарических условий к газовым переходам. Разжижение грунтов может вызвать оползни или другие гравитационные процессы.

Вопросы устойчивости донных грунтов должны быть тщательно проработаны при проектировании подводных промыслов.

Часть третья

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Значительная часть побережья СССР охватывает краевые моря Тихого океана — Берингово, Охотское и Японское, объединенные в группу дальневосточных морей СССР. Протяженность их с севера на юг составляет до 5000 км. С запада их ограничивает материковое побережье Азии, с востока — дуги Алеутских, Курильских и Японских островов. К этому сектору следует отнести и шельф острова Сахалин.

Особенности природы дальневосточных морей определяют их народнохозяйственное значение. Здесь развиты морское рыбное хозяйство и морской транспорт, связывающий порты нашей страны (Владивосток, Находка, Корсаков, Ванино, Охотск, Нагаево и др.) и обслуживающий международные сообщения. Шельф о. Сахалин богат запасами нефти и газа, к настоящему времени открыто несколько промышленных месторождений, интенсивно ведутся буровые работы на шельфе с целью выявления новых перспективных площадей.

В инженерно-геологическом отношении дальневосточные моря СССР изучены слабо. Наиболее исследованы шельф Японского моря и шельф о. Сахалин. В Охотском и Беринговом морях проведены исследования рекогносцировочного характера. В настоящее время в связи с перспективами дальнейшего освоения Дальнего Востока инженерно-геологические работы на шельфе морей Тихого океана в пределах СССР интенсифицируются.

Раздел I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

В геолого-структурном отношении шельф дальневосточных морей приурочен к северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, включает мезозоиды Северо-Востока СССР, Приамурья и Сихотэ-Алиня, значительную часть Восточно-Азиатского вулканического пояса и мезозойско-кайнозойские складчатые системы Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья и Курильских островов.

Основные черты геологического строения Берингова моря предопределены широким развитием кайнозойских осадочных бассейнов, заполненных мощными (до 4 км) скалистыми толщами терригенно-вулканогенных образований. Выходы коренных

пород на дне встречаются значительно реже, чем на материковом склоне и подводных хребтах. Они обнаружены преимущественно вблизи островов, а также в прибрежной части моря на глубинах 10—50 м. С выходами коренных пород пространственно связаны валунные и галечные осадки. Некоторые же поля крупнообломочных осадков являются реликтовыми, и их образование сопряжено с распространением четвертичных оледенений на шельфе.

Формирование впадины Охотского моря произошло вследствие деструкции участка земной коры между островными дугами, получившего в настоящем облике название Охотоморской плиты. В палеогеновый этап это была суша, где на юге закладывалась Южно-Охотская глубоководная котловина. Мезозойский комплекс пород был разбит серией дизъюнктивов, которые обновились в четвертичный этап развития, сопровождаемый образованием крупных морфоструктур: поднятий, впадин и желобов рифтогенного типа. В процессе кайнозойской деструкции при общем погружении плиты, начавшемся в миоцене, сложный рельеф морского бассейна был снивелирован породами осадочного чехла. Скорость тектонических вертикальных перемещений значительно превышала скорость осадконакопления, формировались некомпенсированные впадины и лишенные осадочного чехла возвышенности. Охотоморский бассейн был значительно меньших размеров, а существующие подводные возвышенности были островами. Очертания берегов и шельфа, близкие к современным, определились последним повышением уровня Мирового океана, который в настоящее время находится на стадии стабилизации.

Шельф о. Сахалин размещен в Сахалинской складчатой системе позднемезозойского — кайнозойского возраста и вместе с о. Сахалин представляет собой часть Хоккайдо-Сахалинского поднятия. Западные берега Татарского пролива (Приморье) входят в Сихотэ-Алинскую складчатую систему позднемезозойского возраста с Сихотэ-Алинским звеном Охотско-Чукотского вулканического пояса. Таким образом, шельф о. Сахалин образует с островом самостоятельную структурную единицу, ограниченную с запада прогибом Татарского пролива, а с востока — желобом Шмидта и впадиной Дерюгина.

В геологическом строении шельфа Японского моря у побережья Приморского края участвуют породы докайнозойского консолидированного фундамента и кайнозойского вулканогенно-осадочного чехла. Докайнозойский фундамент сложен метаморфическими, изверженными и осадочными породами различного возраста — от докембрийского до позднемелового. Все основные структуры, развитые на материке, прослеживаются на шельфе и континентальном склоне.

Консолидированный фундамент перекрыт невыдержанной по мощности толщей палеогеновых и неогеновых отложений, тяготеющих главным образом к внешней части шельфа.

Эоплейстоценовые осадки на шельфе не встречены, а нижне-

и среднеплейстоценовые имеют ограниченное развитие и изучены слабо. В верхнем плейстоцене в межледниковье преобладали процессы денудации, связанные с понижением уровня моря более чем на 100 м. К этому времени определилось положение заливов, бухт, мысов, островов и гидрографической сети, близкое к современным очертаниям. Вслед за этим произошло повышение уровня моря, связанное с планетарной голоценовой трансгрессией, что привело к аккумуляции осадков на шельфе и в переуглубленных долинах.

Уровень моря в период атлантического максимума (7,9—4,5 тыс. лет назад) превысил современный на 3—5 м. Последующее похолодание (4,5—3,0 тыс. лет назад) привело к снижению уровня на несколько метров ниже современного: сформировался уступ самой низкой голоценовой террасы.

В голоцене наиболее интенсивно осадки накапливались в бухтах (особенно закрытых) и изголовьях заливов. Средняя скорость седиментации составляла 1,5—3 мм в год. В открытой части шельфа накопление осадков происходило значительно медленнее, а на больших площадях вовсе не наблюдалось. Таким образом, бо́льшая часть шельфа Японского моря и континентальный склон представляли собой в голоцене зону транзита твердого материала от берега в глубоководные впадины. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Исследования, выполненные в восточной части залива Петра Великого, позволили обнаружить «активный слой» осадков мощностью 0,2—1,5 м, представленный полужидкими илами, перемещающийся в сторону подводных долин и поглощающийся последними. Голоценовая трансгрессия возобновила интенсивную абразию берегов, продолжающуюся, хотя и в ослабленной степени, в настоящее время.

В геоморфологическом отношении котловины Дальневосточных морей расположены между подводными частями материка и островных дуг; характеризуются они четко выраженным материковым склоном и довольно крутым противоположным бортом, образованным скрытыми под водой краями островов. Этим котловинам свойственны большие глубины, чередование участков подводных равнин и возвышенностей. Для рельефа дна дальневосточных морей, исключая Берингово море, характерны слабое развитие шельфа и значительные пространства, занятые большими глубинами.

Расположение региона в пределах активного Тихоокеанского тектонического пояса обусловливает его высокую сейсмичность и современный вулканизм. В этом плане отличается Курило-Камчатская зона с многочисленными активными вулканами и сейсмичностью до 9 баллов. В районе Магадана и на Чукотке отмечены землетрясения с магнитудой 5—7. На о. Сахалин и на шельфе Советского сектора Японского моря сейсмичность гораздо ниже. Большой ущерб тихоокеанскому берегу Камчатки и Курил наносит вызванная землетрясениями гигантская приливная волна — цунами, которая достигает высоты 20 м. Геологиче-

ские процессы экзогенной природы охарактеризованы ниже при описании регионов.

Главная черта климата дальневосточных морей — его муссонный характер, что находит отражение не только в соответствующей сезонной смене ветров, но и проявляется в особенностях погоды. Вследствие очень большой протяженности морей в общем с севера на юг степень «муссонности» климата неодинакова в каждом из них. Наиболее ярко она выражена в Японском море, менее заметна в северной части Охотского и наблюдается в южных районах Берингова морей. Вместе с тем, климат северной части Берингова моря близок к климату суровой Арктики, а к югу Японского моря начинает преобладать теплый морской климат умеренных широт.

Отличительная природная черта рассматриваемых морей — небольшой материковый сток в них. При столь большом объеме вод этих морей береговой сток не оказывает на них существенного влияния. Воздействие речных вод ощущается в прибрежной зоне, вблизи устьевых областей крупных рек, где наблюдается некоторое опреснение поверхностного слоя весной и летом. Водообмен через многочисленные проливы с определенными районами Тихого океана и соседними бассейнами — один из важнейших факторов формирования природных условий всех трех дальневосточных морей. Однако эти проливы далеко не одинаковы. Берингово и Охотское моря свободно сообщаются с океаном через многие глубокие (более 1000—2000 м) проливы, тогда как Японское море соединено с океаном лишь несколькими небольшими и неглубокими (до 150 м) проливами. В связи с этим водообмен Берингова и Охотского морей осуществляется до больших глубин, а Японского — ограничен верхними слоями.

В дальневосточных морях четко выражены приливы, создаваемые тихоокеанской волной, входящей в моря через проливы. В зависимости от очертаний берегов и характера прибрежного рельефа в каждом море приливные колебания уровня достигают различных величин. В частности, в Пенжинском заливе Охотского моря наблюдаются самые большие на советских морях приливы, в Беринговом и Японском морях они не так велики, как в Охотском.

В морях Советского Дальнего Востока ежегодно образуются льды. Однако большая меридиональная протяженность морей создает существенно различные ледовые условия в каждом из них. Эти различия усиливаются влиянием местных факторов. Наиболее ледовиты западные районы Охотского моря, где сильное охлаждение происходит под влиянием климата Евразийского материка. Даже в северной части Берингова моря, расположенной в более высоких широтах, чем западные районы Охотского моря, ледовые условия не столь тяжелые. В целом же во всех рассматриваемых морях распространены только однолетние льды.

7 Зак. 252

Раздел II

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФОВ

Глава 14
ШЕЛЬФ БЕРИНГОВА МОРЯ

Берингово море занимает самое северное положение в бассейне Тихого океана. Южная граница его проходит по Командорским и Алеутским островам. Площадь моря 2,3 млн км^2, из которой 46 % занимает шельф. Береговая линия сильно изрезана бухтами и заливами (Анадырский, Озерный, Бристольский, Нортон и др.).

В геолого-структурном отношении регион расположен в структурах мезозоя Охотско-Чукотского вулканического пояса и кайнозойской складчатости. Основу особенностей кайнозойского и четвертичного осадконакопления определило развитие здесь крупных впадин: Чирикова, Бристольской, Командорской и других [14], в которых накопились осадки мощностью до 3 км.

Рельеф шельфа, одного из самых широких в мире, отличается выровненностью и мягкими очертаниями, сформирован в ходе позднеплейстоценового покровного оледенения и последующей голоценовой трансгрессии. На шельфе имеются следы затопленных береговых линий и других форм субаэрального рельефа.

Огромное влияние на климат Берингова моря оказывает взаимодействие циклоничности над западной частью Тихого океана с континентальными и арктическими антициклонами над материком. Средняя температура воздуха (в °С) зимой от —25 в Беринговом проливе до —2 у Алеутских островов, летом 6—10. На востоке Камчатки выпадает наибольшее на всем Севере Дальнего Востока количество осадков (1200 мм/год). Льды в Беринговом море начинают образовываться в конце сентября, а исчезают в конце июля. Морской лед покрывает 80—90 % поверхности Берингова моря, толщина его в среднем 2 м, а у берегов припай льда достигают толщины 5 м и более.

В Беринговом море существует сложная система течений, обусловленная вливающимися в него тихоокеанскими водами. Скорость течений от 20—50 см/с в проливах до 5—10 см/с в открытом море.

Приливы Берингова моря вызваны также колебаниями уровня Тихого океана, скорость приливных течений 20—60 см/с в открытом море и 100—200 см/с в прибрежных районах и проливах. Сильные штормы (8—9 баллов) чаще всего бывают в октябре — ноябре (повторяемость 30 %), реже в декабре — марте (повторяемость около 20 %) и совсем отсутствуют в мае — июне.

При продолжительных ураганных ветрах, скорость которых доходит до 40 м/с, высота волн в Беринговом море может достигать 10—12 м, длина 100—150 м и период 9—11 с. Такое волнение при низких температурах, особенно в зимнее время, способствует обледенению. В среднем же за год волнение в южной части моря не превышает 3—5 баллов, в северной — 2—3.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов. Основные черты геологического строения дна Берингова моря предопределены широким развитием на акватории кайнозойских осадочных бассейнов, заполненных мощными (до 3,8 км) слоистыми толщами терригенных и терригенно-вулканогенных образований. Эти отложения перекрывают разновозрастные (от докембрия до мезозоя включительно) осадочные, вулканогенные, интрузивные и метаморфические горные породы, которые выступают в качестве сейсмоакустического фундамента при сейсмических и сейсмоакустических исследованиях акватории.

Сейсмические и буровые работы позволили получить наиболее полные сведения по осадочным бассейнам: Нортон, Наваринскому, Бристольскому и Анадырскому. В результате этих работ установлено, что на верхнемеловых породах с размывом залегают палеогеновые и неогеновые осадки. Палеогеновые отложения мощностью более 2 км представлены аргиллитами и алевритами, неогеновые, мощностью 1,5—2 км — песчаниками, аргиллитами, известняками, чередующимися в зоне Алеутских и Командорских островов с вулканокластическими породами.

Разрез осадочного Наваринского бассейна венчает плиоцен-плейстоценовые отложения общей мощностью около 818 м, из которых около 500 м в нижней части имеют стратиграфическую привязку и подверглись литологическому изучению. Эта часть разреза сложена плохо отсортированными песками, илом, алевритом и диатомовым илом. Первичные осадочные текстуры здесь нарушены обширными биотурбациями.

На шельфе Берингова моря коренные породы палеогена и неогена (за исключением зон островных дуг) повсеместно перекрыты четвертичными отложениями. Формирование последних на шельфе и в глубоководной части происходило в отличающихся палеогеографических и структурно-геоморфологических условиях. В течение плейстоценовых оледенений и связанных с ними более низких уровнях стояния моря получили широкое распространение субаэральные континентальные фации. Размываемые осадки шельфа и осадки, переносимые древними реками Анадырь и Юкон, в эпохи оледенений транспортировались через шельф к краю континентального склона. В современных глубоководных частях акватории продолжались морские условия седиментации.

Скорости четвертичного осадконакопления (в см/1000 лет) на шельфе изменяются от 7,4 у бровки шельфа до 21,1 в подводных каньонах, в среднем для шельфа она составляет 14,2.

Первый от поверхности морского дна стратиграфо-генетический комплекс представлен морскими голоценовыми образованиями и аллювиально-морскими отложениями затопленных дельт. Голоценовые, в том числе и современные осадки шельфа, представлены песками и илами. Источником терригенного материала служат выносы рек Юкон, Кусловким и Анадырь, а также реликты плейстоценовых тонкозернистых терригенных отложений, размываемых подводными течениями.

Голоценовые илистые осадки, покрывающие тонким (0,3—15 м, в среднем до 2 м) слоем морское дно, неконсолидированные, мягкие, средней и низкой пластичности, со слабым сопротивлением сдвигу (табл. 14.1).

Под голоценовыми осадками залегают генетически разнородные отложения верхнего плейстоцена, в которых, наряду с нормальными морскими терригенными осадками, широко развиты фации оледенения в виде гравийно-моренных отложений, древних береговых валов, торфов и других континентальных фаций.

Современные геологические процессы и явления. Регион расположен в весьма активной в сейсмическом и вулканическом отношениях геоструктурной обстановке. Многие эпицентры землетрясений расположены вдоль Алеутской островной дуги и на Аляске. Высказано предположение, что землетрясения с силой около 8 баллов (по шкале Рихтера) могут повторяться в южных частях региона с интервалом около 40 лет. Есть районы, где потенциальная сила землетрясений может достичь 8,7 балла или в виде серий землетрясений с силой более 7,8 баллов. На шельфе эпицентры землетрясений приурочены в основном к бортам и краевым частям грабенов.

Вулканизм Алеутских островов относится к андезитовому типу, что обусловливает эксплозивный характер извержений. Геологические наблюдения свидетельствуют, что потоки пепла, грязи, приливные волны в ходе извержений могут преодолеть барьеры высотой до 500 м и продвинуться на расстояние до 50 км. Извержения стимулируют также быстрое таяние снега и катастрофические паводки. Все эти явления опасны для сооружений в береговой зоне.

Землетрясения генерируют такие опасные природные явления, как цунами. В рассматриваемом регионе отмечены волны — цунами высотой до 30 м. Вулканические извержения обусловливают локальные цунами, которые ощущаются на расстоянии до 150 км.

С активной новейшей тектоникой связано формирование на морском дне как глубинных, так и близповерхностных разломов, по которым зафиксированы смещения слоев до 100 м.

На континентальном склоне и в подводных каньонах весьма широко распространены такие явления, как гравитационное оползание, оседание и осыпание. Большинство площадей вдоль континентального склона и стенки подводных каньонов являются потенциально нестабильными участками. Спусковым механизмом

Таблица 14.1

Физико-механические свойства морских голоценовых отложений Берингова моря

Грунт	Плотность, г/см³	Природная влажность, %	Сопротивление сдвигу, МПа	Содержание глинистых частиц (менее 2 мкм), %	Средний размер зерен, мм	Содержание газа в поровой воде, мл/л
Дельта Юкона						
Илистые тонкие пески (супесчаный ил)	1,8—2,1	20—40	0,025—0,22	10	0,1—0,01	0,5—10
Осадочный бассейн Нортон						
Глинистый ил с органическим веществом	1,4—1,6	75—90	0,01—0,012	15—20	0,05—0,01	1,0—5,0
Ил суглинистый	1,7—1,8	25—50	0,025—0,004	8—25	0,1—0,05	0,01—0,8
Илистый тонкий песок (суглинистый ил)	1,8—2,2	20—25	—	<5	>0,1	0,8—15
Осадочный бассейн Чирикова						
Ил суглинистый	1,4—1,7	60—90	0,02	10—15	0,1—0,01	0,5—5,0
Тонкий песок	2,0—2,2	22—30	0,1—0,2	<5	>0,1	0,1—1,0

к оползанию грунта обычно служат землетрясения или периодические волновые нагрузки.

В рассматриваемом регионе широко распространены и такие процессы, как размыв и перераспределение осадков. Эти процессы выражаются в виде песчаных волн и депрессий морского дна, которые располагаются субпараллельно батиметрическим изотурам.

Установлено три огромных поля песчаных волн в верховьях подводных каньонов Наваринского, Первенец и Жемчуг на площадью от 589 до 702 км² на глубинах от 200 до 400 м. Формирование этих полей связано с периодами более низкого, чем современный, уровня стояния моря.

В северной мелководной части региона, в частности в пределах осадочного бассейна Нортона-Чирикова, а также в прибрежных районах четко прослеживаются следы «выпахивания» плавающих и паковых льдов. Паковые льды обычно движутся под воздействием преобладающих северо-восточных ветров в юго-западном или западном направлении.

На дне Берингова моря широко распространены газосодержащие осадки [14], которые отличаются более низкой сопротив-

ляемостью сдвигу и пониженной несущей способностью по сравнению с нормальными осадками. Они более восприимчивы к изменениям порового давления и разжижению под давлением циклических нагрузок, которые могут быть вызваны землетрясениями или длиннопериодными штормовыми волнами.

Глава 15

ШЕЛЬФ ОХОТСКОГО МОРЯ

Охотское море размещается между Азиатским материком на севере, островами Сахалин и, частично, Хоккайдо на западе, полуостровом Камчатки на востоке и Курильскими островами на юге. Площадь акватории 1,6 млн км^2, протяженность береговой линии более 10 тыс. км, объем водной массы 1,32 млн км^3, максимальная глубина 3521 м, средняя 821 м [48]. Со всех сторон море окружено горными сооружениями, склоны которых на большей части сухопутного обрамления (за исключением Камчатки) приближены к берегу. На севере — это отроги Станового хребта и Джугджура, системы Северного Охотского амфитеатра, Колымский хребет, Тайгоносский хребет, на западе, в пределах Сахалина,— Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский и Тонино-Анивский хребты, на о. Хоккайдо — отроги горной системы Китами и хр. Сиритоко. Вулканогенная горная система Срединного хребта Камчатки отступает на значительное (до 90 км) расстояние от моря и берега, обрамляясь в основном рыхлыми образованиями Западно-Камчатской низменности.

Охотоморская впадина сформировалась в кайнозойское время вследствие деструкции земной коры, после чего образовались Охотоморская плита и обрамляющие ее поднятия, впадины и желобы рифогенного типа.

В генетическом отношении шельф Охотского моря можно разделить на материковый, сформированный на поверхности погружающейся плиты и отличающийся выровненной поверхностью, осложненной поднятиями, депрессиями, подводными каньонами. Материковый шельф между Охотском и Магаданом пологий, характеризуется наибольшей шириной (до 400 км) и ограничен изобатой 200 м. Наименьшей шириной (до 7 км) обладает шельф южной части Камчатки у мыса Сивучей, где внешний край его ограничен изобатой 100 м.

Большая удаленность кромки шельфов от мощного потока наносов не способствует образованию каньонов на континентальном склоне. На этих склонах отмечаются довольно слабые и короткие эрозионные врезы. Более крупные эрозионные и структурно-эрозионные русла установлены на границах различных геоструктурных элементов (рис. 15.1).

Очертания берегов, близкие к современным, определились последним эвстатическим повышением уровня Мирового океана, который в настоящее время находится на стадии стабилизации.

Для северных районов шельфа Охотского моря характерны

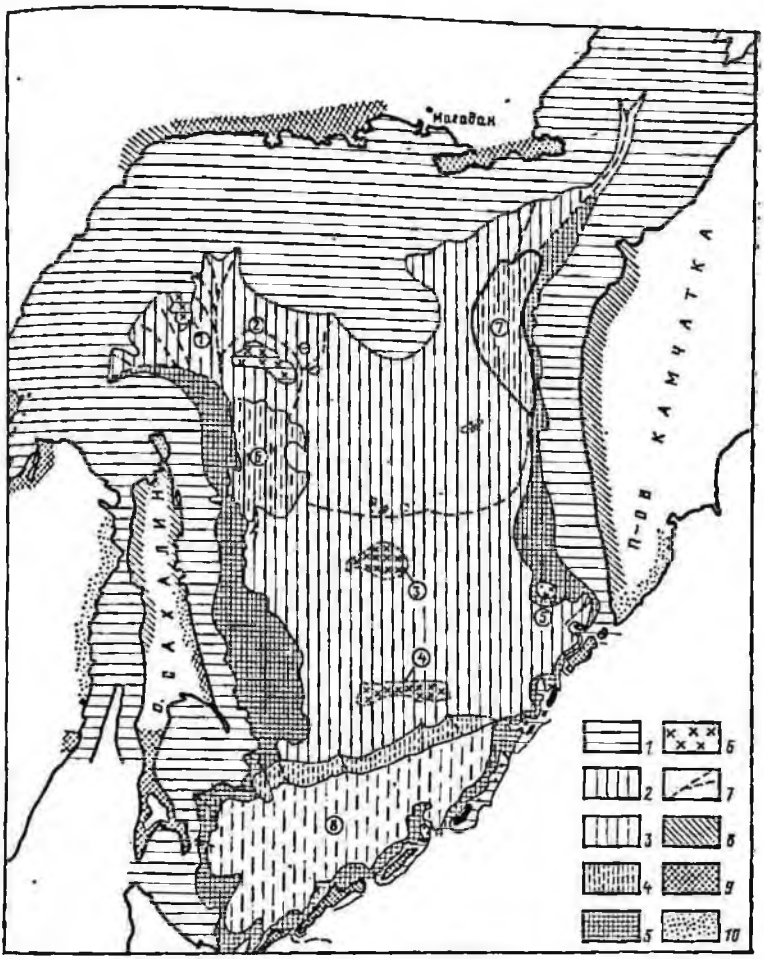


Рис. 15.1. Морфоструктурная схема районирования Охотского моря. *Составили О. С. Корнев, В. А. Воронова:*

1 — шельфовая равнина; *2* — переуглубленный шельф погружающейся Охотоморской плиты; *3* — днища глубоководных впадин; *4* — материковый склон плиты; *5* — островодужный склон; *6* — поверхность возвышенности; *7* — тальвеги линейного транзита осадков; современные вертикальные движения берегов: *8* — незначительные опускания, *9* — незначительные поднятия, *10* — относительно стабильные участки. Морфоструктуры положительные: 1 — банка Иовны, 2 — банка Кашеварова, 3 — возвышенность Института океанологии, 4 — возвышенность Академии наук СССР, 5 — банка Лебедя; отрицательные: 6 — впадина Дерюгина, 7 — впадина Тинро, 8 — Южно-Охотская котловина

мерзлотные явления, вызванные захоронением ледовых масс под песчано-галечным материалом берега в осенне-зимний период штормов в сочетании с приливно-отливными явлениями. В последующем льды, захороненные в мелководной части шельфа, всплывают и участвуют в разносе обломочного материала. Климат значительно мягче, чем в регионе Берингова моря, среднегодовая температура от —4 (на севере) до 5,5 °С (на юге), соответственно изменяется и количество осадков от 300 до 1500 мм/год.

Для Охотского моря характерны приливно-отливные явления. Приливы в основном бывают суточные [48]. Волна прилива идет с юга на север. По мере приближения к северным берегам волна возрастает (в м): у побережья Северного Приохотья она достигает максимума — 12,5 (Пенжинская губа), в районе Магадана 5—6, у побережья Шантарских островов до 7, у побережья Камчатки 4—5. В результате приливно-отливных процессов формируются течения, которые особенно велики в проливах, между островами Курильской гряды (2—3 и даже 4 м/с) и между островами и материком в северной части моря.

Поверхностные течения в Охотском море связаны главным образом с климатическими условиями и носят циклонический характер [48]. Через северные проливы Курильской гряды в Охотское море проникают воды океана, а через южные в океан — воды моря. Скорость этих течений невелика (в см/с): у берегов Камчатки 10—20, в заливе Шелихова 20—30, в центральной части 5—10. И только течение Сойя в проливе Лаперуза достигает 50—90 см/с, а при совпадении с приливным 170—180 см/с [48].

Хотя Охотское море стоит несколько в стороне от основных путей циклонов, оно относится к разряду бурных. Волны зимой обычно до 5 м, во время штормов достигают 10—11 м и имеют большую крутизну.

Некоторую роль в формировании осадков шельфа играет ледовый разнос рыхлого материала из береговой зоны. Он позволяет крупнообломочному материалу распространяться далеко за пределы зоны волнового воздействия.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов. На значительной площади на дне в зонах размыва вскрыты метаморфические, вулканогенные и интрузивные образования, слагающие фундамент, а также терригенно-вулканогенные, морские и континентальные формации платформенного чехла и мезозойско-кайнозойского складчатого комплекса.

Геофизические данные свидетельствуют о значительной прочности докайнозойских пород, скорости распространения продольных сейсмических волн в которых составляют более 4500 м/с. В настоящее время имеются сведения о составе грунтов в створе планируемой приливной электростанции в Пенжинской губе. Установлено, что периферийная часть дна в зоне абразионного шельфа сложена мел-палеогеновыми граувакками, алевролита-

ми, кремнистыми песчаниками, андезитами и гранодиоритами высокой прочности.

В центральной части губы в основании разреза залегают плиоценовые морские песчаники мощностью до 20 м. Плотность пород 2,85 г/см^3, общая пористость 20 %.

Наиболее широко распространен маломощный (0,1—0,2 км) верхний слой слабоконсолидированных четвертичных отложений, который в основном и определяет инженерно-геологические условия Охотоморского региона.

Особенности формирования покрова четвертичных отложений на акватории Охотского моря тесно связаны с колебаниями его уровня и подвижками ледников на шельф моря в его северных и северо-восточных районах, а также с деятельностью вулканов на Камчатке и Курильских островах.

Первый от поверхности дна стратиграфо-генетический комплекс осадков, как и на акватории Берингова моря, преимущественно морского происхождения. Лишь в приустьевых частях крупных рек на западе, северо-западе и севере региона в прибрежной зоне формируются дельтовые или аллювиально-морские осадки. Возраст комплекса голоценовый. Мощность этого комплекса изменчива (1—20 м).

В распределении типов осадков первого комплекса отмечены следующие закономерности. В прибрежных районах дно покрыто валунно-галечно-гравийными и песчаными осадками, а также на вершинах и склонах подводных поднятий. Наиболее часто такие осадки встречаются на глубинах до 100 м, а в отдельных местах и на глубинах до 1500 м.

Пески (с размером частиц 1—0,1 мм) покрывают большие площади на материковых и островных отмелях. Они распространены у побережий и за зоной галечно-гравийных осадков, наиболее часто на глубинах 30—300 м. В районах, прилегающих к Курильским островам, они находятся на глубинах до 2500 м. У берегов Камчатки на склоне впадины Тинро до глубины 600—650 м залегают пески с галькой.

В более глубоководных частях Охотского моря отмечены алевритовые, алеврито-глинистые и глинистые илы. Алеврито-глинистые илы (содержащие 50—70 % частиц менее 0,01 мм) распространяются до максимальных глубин, и содержат обычно от 20 до 50 % аморфного кремнезема, в основном в виде скелетов диатомовых водорослей.

Донные осадки в районе Курильских островов, как правило, включают пирокластический материал и во многих местах переходят в туффитовые отложения различных гранулометрических типов.

Некоторые показатели физико-механических свойств осадков первого стратиграфо-генетического комплекса из района магаданского шельфа приведены в табл. 15.1.

Формирование осадков второго стратиграфо-генетического комплекса относится ко времени последнего позднеплейстоцено-

Таблица 15.1

Физико-механические свойства морских отложений голоцена. *По Г. И. Шкут, А. Е. Егорову*

Грунт	Глубина, м: воды	Глубина, м: отбора проб от поверхности дна	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³: грунта	Плотность, г/см³: минеральных частиц	Плотность, г/см³: скелета грунта	Число пластичности	Консистенция	Пористость	Коэффициент пористости	Модуль деформации, МПа
Магаданский шельф											
Ил глинистый	160	0,2	99 (91—107)	—	2,52 (2,49—2,59)	—	30 (22—39)	1,72 (1,37—2,40)	0,714 (0,693—0,728)	2,507 (2,350—2,685)	—
Ил глинистый	128	0,2	88 (80—101)	—	2,55 (2,49—2,61)	—	24 (19—30)	1,87 (1,63—2,00)	0,691 (0,671—0,721)	2,253 (2,048—2,585)	—
Ил глинистый, суглинистый с галькой	115	0,2	66 (42—81)	—	2,56 (2,50—2,61)	—	21 (12—29)	1,42 (1,20—1,67)	0,623 (0,522—0,674)	1,708 (1,096—2,073)	—
Глина текучая	119	0,2	51	—	2,61	—	21	1,28	0,570	1,331	—
Суглинок текучий	118	0,2	31	—	2,62	—	9	1,22	0,448	0,812	—
Сахалинский шельф											
Песок крупный	20—40	0—1,75	14,7	2,10	2,65	—	—	—	—	—	—
Песок мелкий	20—60	1,3—2,2	22,5 (18,5—26,5)	1,97	2,69	1,56	—	—	0,42	0,73	19
Песок пылеватый	20—60	3,5	21,7	2,10	2,74	1,73	—	—	0,36	0,58	25
Песок мелкий	20—60	4,0—7,5	23,2 (20,5—25,0)	—	2,72	—	—	—	—	—	—

Примечание. В скобках предельные значения показателей свойств.

вого оледенения и низкого стояния уровня моря. В связи с этим отложения второго комплекса в средней и глубоководной зонах шельфа представлены морскими и, возможно, ледниково-морскими фациями. В прибрежной же зоне их фациальный состав весьма разнообразен: от аллювиальных и ледниковых до лагунных и озерно-болотных.

Для морских осадков второго комплекса характерно резкое уменьшение биогенного кремнезема по сравнению с голоценовыми отложениями. Они различаются также по количеству и составу фораминифер, диатомовых водорослей, а также спор и пыльцы наземных растений.

Реликтовые ледниковые отложения рассматриваемого комплекса широко известны в Гижигинской губе, у берегов Камчатки, Северного Приохотья и в других районах северной мелководной части Охотского моря.

Современные геологические процессы и явления. Охотоморский бассейн обрамлен складчато-блоковыми морфоструктурами, дифференцированные движения которых продолжаются с различной интенсивностью и оказывают существенное влияние на особенности денудации и морского осадконакопления. Наиболее контрастные движения характерны для зон рифтогенных впадин Тайгоносского района и Шантарских островов. Устойчивые унаследованные опускания осуществляются в пределах впадины Тинро и Южно-Курильской котловины. На побережье максимальные поднятия установлены в обрамлении Сахалинских гор и п-ова Камчатка.

Интенсивность поднятий определяет энергию речной денудации побережья и абразии береговых уступов. Общий вынос реками в море взвешенных наносов оценивается в 15,5 млн т/год. Наиболее интенсивной абразии подвергаются побережья, сложенные глинами (до 3,5 м/год), выходы песчано-глинистых пород размываются со скоростью до 2 м/год, а диабаза — до 0,3 м/год. За счет твердого стока вдоль берега формируются подводные косы, отмели, бары, дельты. Берега аккумулятивного типа имеют ограниченное распространение и приурочены преимущественно к устьям рек, где имеются пляжи полного профиля. В основном же пляжи и террасы — это «примкнувшие» формы вдоль отмерших клифов.

Южная глубоководная котловина вместе с Курильской островной дугой и примыкающим к ней Курило-Камчатским желобом входит в зону незавершенной кайнозойской складчатости. Они составляют часть современной геосинклинальной системы. Здесь сосредоточена наиболее интенсивная вулканическая и сейсмическая активность. Вулканическая деятельность более активно проявляется в районе Курильских островов, где находится 39 действующих наземных и большое количество подводных вулканов. Некоторые из подводных вулканов исследованы весьма детально.

Наиболее сильные землетрясения также концентрируются в районе Курильских островов. Они достигают силы 9 баллов. Несколько слабее землетрясения отмечены на о. Сахалин (до 7—8 баллов) и на северном побережье Охотского моря (до 5—7 баллов). Минимальная сейсмичность отмечается в северо-западной части Охотского моря.

Следствием землетрясений в регионе и за его пределами в акватории Тихого океана являются цунами, подводные оползни на крутых склонах, разжижение донного грунта и другие опасные геологические явления и процессы. Особенно отчетливо волны цунами проявляются в северных Курильских проливах, где их высота иногда достигает 10—15 м, но в резко ослабленном виде — на берегах южного Сахалина и западной Камчатки. Обрушиваясь на берег, волны цунами способствуют переносу осадочного материала в открытое море, вызывая тем самым неустойчивость подводного берегового склона.

Интенсивный вынос обломочного материала реками, донные оползни, волны цунами, а иногда вулканические извержения могут быть причиной образования в природных слоях водной толщи суспензионных потоков. В результате деятельности суспензионных потоков на больших глубинах среди глинистых осадков появляются прослои песчано-алевролитового материала, некоторая ритмичность и вертикальная сортированность.

Подводные оползни характерны для всех крутых склонов подводного рельефа. Их опознают по оползневому шлейфу у подножья склона и по характеру смятия слоев осадков в складки, обнаруживаемому при сейсмоакустических исследованиях.

В рельефе дна Охотского моря много тектонически обусловленных склонов, часто без осадков, уступов, трещин, ложбин и других форм, что свидетельствует об очень активном проявлении современных вертикальных движений.

В прибрежных зонах Охотского моря весьма активное и широко распространенное геологическое явление — воздействие волн на рельеф и осадки морского дна. Предельная глубина волнового воздействия, определяемая по перемещению волнами береговых отложений (крупностью 0,05 мм и более), практически не превышает 40—55 м и ограничивается в целом 50-метровой изобатой. Наибольшая ширина абразионно-аккумулятивного воздействия волн на дно достигается у берегов западной части Камчатки, на севере Сахалина и в районе Шантарских островов.

Есть сведения, что зона взмучивания донных осадков во время наиболее сильных штормов у побережья Камчатки достигает глубин около 100 м.

Для Охотского моря характерно наличие полей песчаных волн до глубин 300 м и более (например, у побережий Сахалина и Камчатки). В мелководных частях Охотского моря, особенно северной ее части, широко проявляются процессы воздействия на дно мощных припайных льдов. В соответствии с направлением основной системы поверхностных течений движение льдов в пе-

риферической части Охотского моря происходит главным образом против часовой стрелки. Разгрузка льдов осуществляется преимущественно на северном мелководье к востоку от Сахалина.

Глава 16
ШЕЛЬФ ОСТРОВА САХАЛИН

Остров Сахалин длиной 948 км протянут от мыса Елизаветы на севере до мыса Крильон на юге. Максимальная ширина (в км) острова на широте Лесогорска — 160, минимальная — 26 (перешеек Поясок). От материка остров отделен Татарским проливом, включающим проход Невельского и Амурский лиман. Шельф о. Сахалин на восточном побережье довольно широк (75—100 км) и ограничен изобатой 200 м, а на западном он сужается до 10 км и внешний край его вырисовывается изобатой 100 м.

Шельф размещен в Сахалинской мезозойско-кайнозойской складчатой системе и вместе с островом представляет собой часть Хоккайдо-Сахалинского поднятия. Западные берега острова ограничены Татарским проливом, относятся к Сихотэ-Алинскому звену Охотско-Чукотского вулканического пояса, а восточные — ограничены желобом Шмидта и впадиной Дерюгина.

Основные черты рельефа шельфа сформировались в плиоцен-плейстоценовое время, когда почти весь шельф, за исключением заливов Сахалинского и Терпения, испытал подъем и прошел стадию субаэрального развития. Дифференцированные вертикальные новейшие движения способствовали блочному строению с сохранением реликтов субаэрального рельефа в относительно опущенных блоках на современных глубинах моря (150—200 м). В результате голоценовых движений образовались бенч с береговой линией на отметке 15—30 м и терраса с отметкой 15 м. Голоценовая трансгрессия явилась основным рельефообразующим фактором для шельфа и береговой зоны.

По характеру рельефа выделяются плоские и волнистые равнины: в южной части — абразионные, а на остальном шельфе — абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные.

Сахалин находится в зоне действия муссона умеренных широт; в течение года над островом проходит около 100 циклонов. Тайфуны сопровождаются штормовыми ветрами со скоростью 22—50 м/с и сильными дождями. На севере острова количество атмосферных осадков в среднем достигает 400 мм/год, в центральной части и на юге — до 750 мм/год. Средняя температура (°С) в январе —19 на севере и —9 на юге, в августе +13 на севере и +18 на юге.

Расчетная высота волн 1 %-ной обеспеченности в шторме, возможном один раз в 100 лет, для морских гидротехнических сооружений на восточном побережье изменяется от 10,2 м на севере до 12,5 м на юге, на западном побережье — от 10,6 м на

севере до 13,1 м на юге. Волны зыби чаще появляются осенью, и у юго-восточного побережья их высота может достигать 2—3 м. Волны цунами, воздействию которых подвержены Курильские острова, подходят к побережью Сахалина ослабленными и проявляются в виде незначительных повышений уровня.

Схема течений на шельфе определяется наличием холодного восточно-сахалинского течения на северо-востоке и теплого цусимского — на юго-западе. В Сахалинском заливе формируется направленное на север теплое течение, обусловленное стоком р. Амур. Значительный вклад в суммарную скорость течений вносят приливно-отливные и дрейфовые течения. Максимальная скорость суммарных течений может достигать 1—2 м/с.

Колебания уровня определяются приливно-отливными и сгонно-нагонными явлениями. По характеру и величине приливов район чрезвычайно разнообразен. Здесь наблюдаются приливы всех типов: суточные и полусуточные, неправильные суточные и неправильные полусуточные. Максимальная величина прилива изменяется от 0,5 до 2,3 м в зависимости от района; широко развиты приливно-отливные ложбины стока [14]. В зимние месяцы в зоне шельфа Охотского моря наблюдается льдообразование, выраженное в прибрежной зоне береговым припаем, а в открытой части моря плавучим льдом. В зоне шельфа Японского моря льдообразование проявлено слабее, что объясняется влиянием теплого цусимского течения. Плавающий лед брадирует морские берега, в результате чего на шельфе накапливаются ледово-морские отложения.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов. Коренные образования шельфа представлены отложениями неогена, реже палеогена, сложенными мощными (до 5 км) толщами песчаников, аргиллитов и глин; естественная влажность (%) песчаников от 23 до 27, алевролитов от 25 до 32, глин около 33; плотность грунта (г/см^3) — песчаников от 1,89 до 1,94, алевролитов от 1,76 до 1,90, глин около 1,83; коэффициент пористости песчаников от 0,69 до 0,72, алевролитов от 0,78 до 1, глин около 0,96; угол внутреннего трения (градус) песчаников 33, алевролитов и глин 24; сцепление (МПа) песчаников 0,108, алевролитов — 0,05, глин 0,059; модуль общей деформации от 2,6 до 27 МПа.

Однако коренные породы могут быть представлены также глинами, суглинками и супесями, полученными от дезинтеграции связных грунтов. В погружающихся структурах (Север Сахалина) коренные породы практически не отличимы от рыхлых четвертичных осадков. Они представлены грунтами различных типов, преимущественно несвязными, причем на северных участках шельфа четвертичные осадки представлены двумя геолого-генетическими комплексами. Коренные породы северо-восточного региона, например, характеризуются следующими физико-механическими и прочностными свойствами: естественная влажность 15—29 %, степень влажности 0,64—0,99, число пластичности

0,11—0,22, плотность частиц грунта 2,54—2,71 г/см³, пористость 0,26—0,60, коэффициент пористости 0,46—0,48, сцепление 0,002—0,026 МПа, угол внутреннего трения 22—36° (песчаники, алевролиты 37—50°), модуль общей деформации 22—38 МПа (алевролиты 80). Рыхлые осадки четвертичного (и плиоцен-четвертичного) возраста (табл. 16.1), а также современные донные отложения (голоценовые) представлены разнообразными фациями: морскими, прибрежно-морскими, аллювиально-морскими, озерно-аллювиальными (рис. 16.1).

Мощность плиоцен-четвертичных осадков обычно составляет 5—7 м, в палеодолинах 20—30 м, лишь изредка в длительно живущих депрессиях достигает чуть более 100 м. На приподнятых блоках, водоразделах мощность четвертичных отложений составляет десятки сантиметров. В северной части шельфа четвертичные осадки образуют сплошной чехол, в южной части из-под четвертичных довольно часто выходят на поверхность дна коренные породы. Отмечено следующее распределение грунтов по площади шельфа (в %): в пределах юго-западного региона — крупнообломочные 10, пески 30, пылеватые и глинистые 20, в том числе илы 10, коренные (аргиллиты, алевролиты, песчаники) 40; Северо-восточного — крупнообломочные 5, пески 95. Литология плейстоценовых отложений разнообразна. Наряду с песчаными грунтами встречаются гравийные и галечные, а также связные грунты различной номенклатуры и консистенции. Литология голоценовых осадков более однородна. В основном это песчаные грунты с прослоями и линзами гравийных и галечниковых. Редко встречаются связные грунты (илы, супеси, суглинки, глины) в линзах, углублениях плейстоценового рельефа. Иногда образуются положительные формы рельефа (валы). Мощность голоценовых осадков редко достигает 5 м.

Наличие голоценовых илов весьма существенно влияет на несущую способность толщи пород, вовлекаемых в инженерную деятельность.

Современные геологические процессы и явления. Из эндогенных геологических процессов отмечаются вертикальные движения земной коры и землетрясения. Современные вертикальные движения земной коры на северном шельфе Сахалина характеризуются нисходящими движениями со скоростью 2,3—8,0 мм/год, причем наиболее высокие скорости приурочены к западной части северо-западного региона. Южные части юго-западного и северо-восточного регионов опускаются со скоростью до 8,2 мм/год. Прибрежный шельф юго-западного региона неравномерно поднимается со скоростью 0,2—7,3 мм/год. Как уже отмечалось, продолжаются движения отдельных блоков по плоскостям современных разломов. Землетрясения на шельфе Сахалина нередки, хотя он характеризуется умеренной сейсмичностью. Первое упоминание о землетрясении на острове относится к 1968 г. Самым сильным на юго-западном шельфе считается Монеронское землетрясение (5.09.1971 г.), на северо-восточном — Ногликское земле-

Таблица 16.1

Физико-механические свойства грунтов четвертичных отложений шельфа Сахалина

Регион	Генезис, возраст	Грунт	Влажность, %	Плотность сухого грунта, г/см³	Пористость	Число пластичности	Угол естественного откоса под водой, градус	Сцепление, МПа	Угол внутреннего трения, градус	Модуль деформации, МПа
Северо-западный	Q_{IV}	Песок мелкий	—	19,12—19,51	—	—	30—33	0,03—0,01	35—37	35,2—45,4
		Супесь текучая	—	16,18—19,91	—	6—7	36	0,006—0,008	36	23—31
		Ил суглинистый	—	15,69—18,63	—	8—17	16	0,017—0,025	10—18	1,3—7,6
		Ил глинистый	—	13,24—18,34	—	18—41	8	0,012—0,026	5—11	0,3—1,4
Северо-восточный	Q_{II-III}	Гравийный грунт	—	—	—	—	—	0	40	—
		Песок среднезернистый	—	15,49—17,06	—	—	32—35	0,001—0,007	33—40	24,8—74,0
		Песок мелкий	—	15,59—16,08	38—41	—	—	0,012—0,2	35—42	15,1—42,8
		Суглинок	—	14,02—14,22	45	—	—	0,016—0,025	16—23	2,6—15,0
		Супесь	—	15,98	39	—	—	0,016—0,025	33—37	5,4—29,8
		Ил глинистый	—	9,32—10,89	64	—	—	0,081	9—12	1,9—10
		Глина	—	15,59	—	—	—	0,029—0,032	7—12	7—10
		Супесь	—	16,38—16,86	—	—	—	—	28—34	3,6—2,6
		Суглинок	—	15,00—16,15	—	—	—	—	36—38	36—54
Юго-западный	Q_{IV}	Песок среднезернистый	22—27	19,32—19,71	28—40	—	—	—	—	—
		Глина	69	15,20—17,55	58—60	21—23	—	0,026—0,057	23—31	23—34
		Ил глинистый	92—94	—	—	36—37	—	—	—	—
		Песок мелкий	28—32	17,36—18,34	26—49	—	—	0,009	35	18
	mQ_{IV}	Суглинок	26—30	16,67—18,04	42—45	9—16	—	0,012—0,07	22—34	3—55
		Песок пылеватый	—	—	—	—	—	0,021	35	10

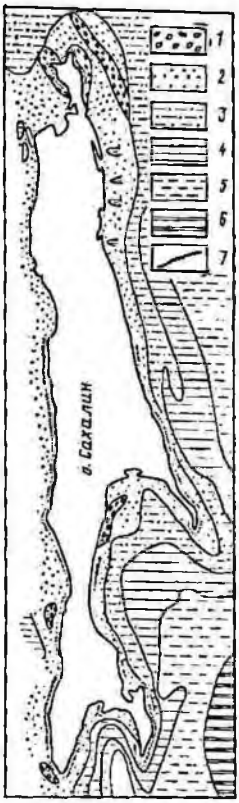


Рис. 16.1. Схема грунтов мелководной части шельфа о. Сахалин. *По Г. В. Полунину и др. (составлена с использованием схемы грунтов Охотского моря).*

1 — галечник; *2* — песок; *3* — крупнозернистый алеврит; *4* — мелкоалевритовый ил; *5* — алеврито-глинистый ил; *6* — глинистый ил; *7* — скальная порода (бенч)

трясение (2.10.1964 г.). Все сильные землетрясения с магнитудой от 7 до 8 баллов сосредоточены в пределах юго-западного и северо-восточного регионов, а слабые характерны для Сахалинского залива, залива Терпения — юго-восточного и северо-западного регионов. Прогнозируя возможность возникновения очагов землетрясений, можно разделить шельф на следующие зоны: с магнитудой выше 6,1 — юго-западный регион от мыса Крильон до 51,5° с. ш., с магнитудой 5,1—6 — северо-восточный регион от широты Луньского залива до мыса Елизаветы; в остальных регионах шельфа возможны землетрясения с магнитудой от 4,5 до 5,5.

Ведущую роль среди современных экзогенных процессов играют абразия берегов и подводного склона и перенос материалов размыва [40]. В комбинации с размывами берегов отмечены оползневые и обвальные явления. Оползни развиты на скалистых высоких берегах южных участков шельфа. Обвалы характерны для высоких морских террас северо-восточного региона: подмытые штормовыми волнами снизу крупные объемы рыхлого материала террас обваливаются с высоты 18—20 м, что создает опасную ситуацию для сооружений в прибрежной полосе.

Характерные формы береговой зоны о. Сахалин — клифы и бенчи. Активные клифы наблюдаются как на западном, так и на восточном побережье острова. На побережьях южной половины острова в пределах распространения скальных и полускальных пород почти повсюду разбит бенч, ширина которого достигает 700 м, а глубина внешней кромки — 40 м. Значительная часть бенча осушается во время отлива. Малые глубины на большей части площади бенча активно гасят энергию волн, что снижает интенсивность абразии. Хорошо развитый бенч, очевидно, свидетельствует о затухании неотектонических движений или об очень медленном опускании Южного Сахалина. Для мелководной части шельфа острова характерна небольшая мощность рыхлых четвертичных осадков.

В прибрежных мелководьях Сахалина отчетливо прослеживается закономерность, согласно которой степень подвижности материала обратно пропорциональна его крупности. Наиболее крупный обломочный материал скапливается на периферии мысов, сложенных изверженными породами. Наблюдения показывают, что обломочный материал рассеивается от материнского тела максимум на расстояние первых сот метров вдоль берега.

Большие скопления валунов наблюдаются в устьях относительно крупных рек, как например Жуковка, на побережье Сусунайских гор. Здесь валуны размером до двух-трех кубических метров разбросаны веером в приливно-отливной зоне на расстояние до 50—70 м к югу от устья реки. Такой крупный материал выносится по длине реки селевыми потоками. Морскими волнами и течениями он практически не перемещается.

Потоки материала песчаной и пылеватой размерности переносятся на значительные расстояния. Так, зерна янтаря от устья р. Найбы перемещаются на расстояние более 10 км. На Северном Сахалине вдольбереговые потоки прослеживаются на десятки километров. В целом, на мелководьях Южного Сахалина материал преимущественно грубообломочный, на Северном — песчаный. Соответственно в северном направлении уменьшается уклон морского дна.

Миграция осадочного материала в сторону моря происходит по подводным ложбинам, которые при высоких скоростях движения водных потоков, как например в Татарском проливе, сложены относительно грубым материалом. При низких скоростях воды в ложбинах скапливается ил мощностью иногда более 7 м. Такого рода скопления илов, видимо, представляют потенциальную опасность возникновения мутьевых потоков во время землетрясений и буровых работ.

Глава 17
ШЕЛЬФ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Шельф Японского моря в пределах СССР относится к Южному Приморью и протягивается между государственной границей (р. Туманган) на западе и мысом Егорова на северо-востоке.

По Н. И. Берсеньеву, образование шельфа и континентального склона Японского моря связано с формированием рифта в конце мела — палеогена после завершения позднемезозойского орогенеза, сформировавшего горную систему Сихотэ-Алиня и другие горные сооружения Приморья. В конце миоцена в результате сводового поднятия Сихотэ-Алиня шельф превратился в прибрежную равнину, на которой образовалась речная сеть. В плиоцене уровень моря вновь повысился, что привело к заполнению речных долин аллювиально-морскими осадками.

Чередование гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий в плейстоцене привело к тому, что в строении шельфа представлены как субаэральные, так и субаквальные отложения. В голо-

цене наиболее интенсивно (со скоростью до 3 мм/год) накапливались осадки в бухтах, и бо́льшая по размерам открытая часть шельфа представляла зону транзита от берега в глубоководную впадину. Наиболее широкий (до 100 км) и пологий (уклоны 10—30°) шельф приурочен к заливу Петра Великого, где внешний край его проходит по изобате 200 м. В северном направлении в сторону Татарского пролива шельф крутой (уклоны 1—2°) и сужается (20—50 км). Береговая линия изрезана многочисленными заливами и бухтами. В пределах Амурского и особенно Уссурийского заливов, а также бухт Находки, Восток, Ольги и других берега абразионного и абразионно-денудационного типа, соответственно с наличием активных и отмерших клифов. Пляж, сложенный на таких участках галечным, валунным или глыбовым материалом, примыкает к крутым, часто обрывистым склонам высотой 100 м и более.

Климат умеренный, муссонный. Средняя температура (°С) в феврале от —15 на севере до 6 на юге; в августе от 17 на севере до 25 на юге. Среднее годовое количество осадков от 310 на севере до 2000 мм на юге. Для Приморья характерны тайфуны.

Твердый сток рек Приморья в зоне Японского моря изучен слабо. Наибольший годовой сток взвешенных наносов отмечен у р. Раздольная (385 тыс. т).

В период летнего муссона возникают дрейфовые течения со скоростью в поверхностном слое до 0,6 м/с, вслед за ним в придонном слое возникают компенсационные течения с меньшей скоростью. Прибрежные части залива Петра Великого зимой покрываются льдом толщиной 1—1,5 м, который держится от 113 дней (Уссурийский залив) до 51 дня (о. Аскольд).

Волновой режим связан с воздействием Тихого океана и местных ветров. Наибольшему воздействию подвергаются открытые участки берега, значительно более слабо берега заливов и бухт второго порядка, особенно вытянутых в широтном направлении. Наиболее высокие волны наблюдаются в открытом море. По мере приближения к берегу происходит трансформация волн и параметры их заметно меняются. В заливах и бухтах волнение обычно не превышает 1—2 баллов. В зимнее время воздействие волн на берег ослаблено наличием припая. Летом во время штормов могут наблюдаться весьма высокие волны. Так, в районе о. Аскольд за семилетний период наблюдений дважды были зафиксированы волны высотой 6 м, а в районе мыса Гамова — до 8 м.

Инженерно-геологическая характеристика стратиграфо-генетических комплексов. Коренные породы шельфа Японского моря повсеместно прикрыты толщей рыхлых четвертичных отложений, которые ложатся на кору выветривания коренных пород. В гранитах коры выветривания (мощностью 5—30 м), широко распространенных в Приморье и наиболее изученных в бухте Врангеля, в процессе изысканий под порт «Восточный» выделили зоны

сапролита с весьма слабой остаточной спайностью, несколько более прочную зону рухляка и зону выветрелых коренных пород с повышенной трещиноватостью и пониженной прочностью.

Сапролит представлен очень слабой породой, рассыпающейся на отдельные минеральные зерна при небольшом усилии (растирании в руке). Гранулометрический состав образующегося при этом материала следующий (%): фракции песка 81,8—95,5, пыли 3,9—13 и глины 0,6—4.

В пределах акватории сапролиты обладают меньшей плотностью и соответственно более высокой пористостью и влажностью, чем на суше. Возможно, это объясняется тем, что на суше самая верхняя часть коры выветривания уничтожена денудацией, а под водой — сохранилась. Сжимаемость сапролитов изучалась в компрессионных приборах и с помощью динамического зондирования (по регрессионным зависимостям). Значения модуля общей деформации оказались в пределах 30—60 МПа. Показатели прочности определяли с помощью комплекса полевых (выпирание призм грунта) и лабораторных (одноосное и трехосное сжатие, одноплоскостной сдвиг) методов. Результаты оказались весьма различными. На корах выветривания шельфа, как и суши, залегает толща аллювия мощностью 3—15 м.

В бухтах, где постоянные водотоки отсутствуют, аллювий замещается грубыми неотсортированными щебнисто-глинистыми образованиями пролювиального типа. При большой мощности толщу аллювия делят на две фации: русловую и пойменную; при малой мощности верхняя пойменная фация обычно не выражена. Русловой аллювий представлен песками различной крупности, часто с примесью более грубого гравийно-галечного материала; может служить надежным основанием сооружений любого типа. Залегающие выше по разрезу отложения пойменной фации, так же как и замещающие их по простиранию аллювиально-лагунные и лагунные отложения, имеют сходный преимущественно глинистый состав. Они представлены слоистыми слабоуплотненными супесями, суглинками, иногда — глинами с изменчивым содержанием обломочного материала, прослоями и линзами торфа. Отложения пойменной фации аллювия были изучены в бухте Врангеля, где они представлены в основном суглинками с растительными остатками, местами оторфованными. Средние значения показателей физических свойств суглинков следующие: плотность породы 1,98 г/см^3, коэффициент пористости 0,72, естественная влажность 0,28 %.

В бортовых частях бухт аллювиальные и аллювиально-лагунные отложения замещаются делювиальными, делювиально-пролювиальными и коловиальными, представленными главным образом плотными глинистыми грунтами с высоким содержанием дресвы, щебня и иногда глыб коренных пород различной степени выветрелости. Мощность их значительная в краевых частях бухт (3—5 м, местами до 15), в центральной части быстро уменьшается и в больших бухтах они полностью выклиниваются. Следует

отметить, что все континентальные отложения этого типа, будучи погруженными под уровень моря, сохраняли свои свойства почти без изменения. В связи с этим при предварительных оценках деформационных и прочностных свойств этих грунтов для целей проектирования сооружений можно пользоваться данными, полученными при исследованиях, выполненных на суше.

На размытой поверхности континентальных отложений разных возраста и генезиса (элювиальные, делювиальные, аллювиальные, аллювиально-лагунные) лежат осадки голоценовой трансгрессии, затопившей нижние части речных долин и превратившей их в морские заливы и бухты. Строение и состав голоценовых осадков довольно изменчивы и зависят в большей мере от степени закрытости бухт, в которых происходило осадконакопление. В бухтах полузакрытого типа, где в формировании осадков существенную роль играют волновые процессы и вдольбереговые течения, сформировались преимущественно песчаные осадки разной крупности. В береговой зоне они сменяются галечниками, а в центральных частях акваторий илами относительно грубого алевритового состава. Пески содержат прослои и линзы гравия, гальки, ракуши и ракушечного детрита, иногда линзы и прослои илов алеврито-пелитового состава. Мощность морских осадков в бухтах полузакрытого типа обычно небольшая и редко превышает 10 м.

В бухтах закрытого типа, где воздействие волнения и вдольбереговых течений на формирование осадков снижено до минимума, грубые песчаные осадки накапливаются только в непосредственной близости от берега. В центральных частях бухт они сменяются алевритовыми и пелитовыми илами.

Данные о физико-механических свойствах песков морского генезиса ограничены. В бухте Врангеля свойства некоторых разностей песков (гравелистых, крупных и средней крупности) изучали с помощью динамического и статического зондирований, что позволило получить следующие данные: коэффициент пористости (средний) 0,7, угол внутреннего терния 32—34°, модуль общей деформации (200—210) 10^5 Па. Как видно из приведенных данных, пески по степени уплотнения должны быть отнесены согласно СНиП II-15—74 к рыхлым или среднеплотным. В соответствии с этим они характеризуются значительной сжимаемостью, о чем свидетельствуют невысокие значения модуля общей деформации.

Илы, выстилающие центральные части бухт, по внешнему виду довольно однотипны. Это серая, зеленовато-серая или синевато-серая порода, с отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью. В толще илов содержатся включения гравия, гальки и раковин моллюсков. Местами они образуют скопления, линзы и прослои разных размеров. В самой верхней части разреза до глубины 0,5—1 м илы находятся в состоянии суспензии, и отбор проб с ненарушенной структурой из них практически не-

возможен. Ниже по разрезу уплотненность их заметно возрастает, но и здесь они имеют скрытотекучую консистенцию.

Илы характеризуются значительной сжимаемостью, о чем свидетельствуют невысокие значения компрессионного модуля деформации.

Прочностные свойства илов изучали в срезных одноплоскостных приборах и с помощью крыльчатых зондов. Испытания были выполнены по схеме консолидированного сдвига и дали следующие результаты: угол внутреннего трения 15—21°, сцепление 0,01—0,02 МПа; при испытаниях по схеме ускоренного сдвига на неуплотненных образцах угол внутреннего трения составил 12°, сцепление — 0,02 МПа.

Исследования крыльчатым зондом в бухте Врангеля показали заметное возрастание прочности илов с глубиной: сопротивление сдвигу в верхней части разреза составило $0{,}23 \cdot 10^5$ Па, в нижней — $0{,}36 \cdot 10^5$ Па, т. е. примерно в полтора раза выше.

Хотя илы являются весьма ненадежным и сильно сжимаемым основанием, но как показывает опыт строительства в бухте Врангеля, при использовании шпунтовых ограждений они могут нести значительные по высоте насыпи (до 5—10 м).

Современные геологические процессы. Шельф по особенностям геологического строения можно разделить на три зоны: прибрежную преимущественно абразионную, среднюю — денудационно-аккумулятивную и краевую — аккумулятивную.

Прибрежная зона имеет ширину от 0,1 до 2 км, уклон дна от 2 до 10° и простирается до глубины 20—50 м. На дне обычно обнажаются породы дочетвертичного возраста, имеется большое количество глыб, щебня, валунов, а также тонкий слой рыхлых осадков. Нередко наблюдаются трещины и промоины. Здесь же встречаются абразионные останцы, сложенные наиболее крепкими породами и образующие подводные и надводные камни и скалы («кекуры»). Такой характер эта зона имеет у берегов абразионного и денудационного типов. У берегов бухтового типа морфология и строение прибрежной части шельфа заметно меняются. Пологая ровная поверхность покрыта различными по мощности слоями песчано-илистых осадков: более грубых у берега и более тонких на глубине. Денудационно-аккумулятивная зона расположена в интервале глубин от 25 до 100 м. Уклоны поверхности невелики — 0,5—2°. Поверхность шельфа осложнена положительными и отрицательными формами рельефа. К первым относятся изометрические в плане возвышенности и «валы». Последние часто сложены различными по крупности песками с большим количеством гальки, гравия, а иногда и валунов. Возможно, они отвечают древним береговым линиям.

Краевая аккумулятивная зона шельфа занимает обширную площадь в интервале глубин от 80 до 140 м. От описанных выше зон она отличается очень ровной поверхностью. На указанных выше глубинах шельф переходит в континентальный склон. Бровка шельфа в большинстве случаев выражена в рельефе от-

четливым перегибом. На глубине 1500—2700 м склон выполаживается и образует континентальное подножье. Крутизна склона непостоянная и изменяется в широких пределах — от 5 до 25°. Склоны прорезают многочисленные долины, часто именуемые каньонами. Некоторые из них хорошо изучены. Так, большая подводная долина прослежена на континентальном склоне в восточной части залива Петра Великого от изобаты 130 м до изобаты 2700 м.

Современные геологические процессы представляют, с одной стороны, опасность строящимся сооружениям, с другой,— это один из важнейших факторов, контролирующих формирование шельфовых осадков, их состав, мощность, пространственное распределение и т. д. Рассмотрим важнейшие из них с этих позиций.

Интенсивное развитие процессов выветривания способствует проявлению и других склоновых процессов, таких, как образование делювия, осыпей, оползней. Осыпи приурочены к наиболее крутым участкам склонов (более 30—35°), сложенных в основном прочными разностями эффузивов и изверженных пород. Местами, на значительных по протяженности участках, осыпные языки встречаются через каждые 100—150 м. Осыпи преимущественно крупнощебнистые, реже крупноглыбовые, в верхней части в большинстве случаев незакрепленные, в нижней — полузакрепленные или закрепленные, часто находятся в состоянии медленного смещения. На берегу моря они нередко образуют террасовидные уступы (псевдотеррасы), интенсивно подмываемые волнами. Часто наблюдаются свежие следы обрушения и размыва. Осыпи являются одним из основных источников поступления в море крупнообломочного материала.

В связи с преобладающим развитием в районе скальных и полускальных пород и значительной устойчивостью плотных коллювиальных и делювиальных отложений активность проявления оползней на побережье небольшая. Они распространены главным образом на участках развития неогеновых отложений, представленных переслаивающимися гравийно-галечными и водоупорными алеврито-глинистыми породами. Наиболее крупные оползни, занимающие площадь около 20 км^2, наблюдались на берегу Уссурийского залива.

Волновое воздействие на береговые откосы и развитие процессов абразии выражены в Приморье довольно слабо. Это объясняется тем, что в результате тектонических движений и эвстатических колебаний уровня моря после голоценовой трансгрессии произошло некоторое снижение его уровня, что вывело часть береговых откосов из зоны волноприбоя. Участки активной переработки берегов сохранились в основном в пределах мысов, часто далеко вдающихся в море. На большей же части побережья деятельность волн сводится преимущественно к удалению продуктов выветривания и смыву со склонов рыхлого материала, которые накапливались у их подножий. По этой причине обры-

вистые берега на описываемом побережье правильнее рассматривать не как абразионные, а как абразионно-денудационные. В связи с этим берега Японского моря на больших участках представляют собой чередование «карманных» пляжей шириной от 3 до 20 м и протяженностью от первых десятков до первых сотен метров и мысов, оконтуренных глыбовыми развалами. Слабое развитие абразии приводит к тому, что главную роль в питании вдольберегового потока наносов и формировании пляжей играют не продукты разрушения берегов волноприбоев, а процессы денудации и речной аллювий. Имеются, однако, и такие места, где пляжи между выступающими мысами во внутренних частях бухт или на открытых участках побережья сложены грубым валунно-галечным материалом местного происхождения, несомненно, связанным с обвально-осыпными процессами и абразией. Возможно, это обусловлено проявлением современной блоковой тектоники, которая изучена пока плохо.

Перемещение наносов контролируется совместным воздействием волновых, постоянных и приливно-отливных течений. Волновые течения непостоянны, и скорость их зависит от силы ветра. При штормовых ветрах они переносят грубый материал, при обычных — лишь самые тонкие частицы. Максимальные скорости волновые течения имеют в зоне разрушения волн и быстро затухают с глубиной, поэтому глубина их воздействия не превышает 10—15 м. Вследствие изрезанности береговой линии, частых и прихотливых изменений очертаний берега направление волновых течений изменяется на коротких расстояниях. При этом в бухтах направление переноса направлено, как правило, от входных мысов к вершинам бухт. Относительно выдержанный по направлению перенос наносов наблюдается только в северо-восточной части побережья, где конфигурация берега более выдержана. На направление волнового потока наносов влияет также изменение преобладающего направления ветра в отдельные сезоны года. Волновые течения обусловливают резкие изменения крупности донных отложений на коротких участках прибрежной зоны (как вдоль берега, так и нормально урезу). В бухтах и заливах они изменяются от валунно-галечных и гравийно-песчаных у входных мысов до мелкопесчаных или илистых в центральных частях бухт и заливов. Воздействие стационарного течения более устойчиво и распространяется на глубину 30—50 м. Скорости стационарного течения значительны и могут обеспечить перенос довольно крупного материала, включая мелкий и среднезернистый песок. Область развития этого вида переноса находится за пределами входных мысов заливов и бухт. Одновременно с переносом наблюдается сортировка донных осадков с выносом тонких и мелких фракций. Этим, по-видимому, объясняется наличие на шельфе Приморья выдержанной полосы незаиленных песков, прослеживающейся вдоль всего побережья на глубине 30—50 м. Приливно-отливная деятельность на перемещении наносов вдоль побережья сказывается в незначительной степени, но проявля-

ется вместе с волновой деятельностью, в гравитационной дифференциации материала по глубине. На открытых участках побережья прибрежная мелководная часть шельфа сложена песчаными осадками, а тонкий алевритовый и пелитовый материал выносится на значительную глубину. В закрытых бухтах весь твердый материал, выносимый реками, ручьями или временными водотоками, аккумулируется в их пределах.

Скорость заиления бухт, рассчитанная как средняя за голоценовый период по мощности накопившихся осадков, составляет 1—3 мм/год. Лишь в заливе Ольга были получены значительно более высокие значения 2—5 см/год.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

К настоящему времени накопился определенный опыт строительства на шельфах о. Сахалин и Японского моря, что касается шельфов Берингова и Охотского морей, то они находятся в начальной стадии перспективного освоения.

Освоение о. Сахалин началось со строительства морских портов и пристаней. Портовые сооружения и пристани для приемки морских судов и обработки различных грузов построены в городах Холмск, Невельск, Корсаков, Поронайск, Углегорск, Александровск-Сахалинский, Красногорск и в пос. Москальво на северной оконечности острова.

Рыбная промышленность является ведущей отраслью экономики острова. Ее удельный вес в общем объеме промышленной продукции составляет 46,2 %. В связи с большим увеличением количества рыбопромысловых судов возросла потребность в расширении судоремонтной базы. В Невельске реконструирован судоремонтный завод с сухим доком, построен Холмский судоремонтный завод с судоподъемным слипом на 12 стапельных мест. Организованы судоремонтные цехи в Корсакове, Александровске-Сахалинском.

Для налаживания регулярных беспереваловочных поставок товаров народного потребления между портами Ванино на материке и Холмск на о. Сахалин организована железнодорожная паромная переправа. Для этого в портах Ванино и Холмск были построены специальные причальные стенки с железнодорожными путями нормальной колеи, которые позволили в сжатые сроки с меньшими затратами обрабатывать все возрастающие объемы народнохозяйственных грузов.

В годы войны (1942—1943 гг.) для подачи с о. Сахалин на материк нефтепродуктов в районе мыса Погиби через пролив Невельского по льду была проложена нитка нефтепровода, по которой Сахалинская нефть бесперебойно поступала на перера-

батывающий завод. В конце 40-х — начале 50-х годов там же была проложена вторая нитка трубопровода, которая несколько разгрузила первую. В 1987 г. здесь же была проложена нить газопровода.

Шельф о. Сахалин богат запасами нефти, газа и конденсата. К настоящему времени на шельфе выявлено значительное количество перспективных на запасы углеводородов площадей, открыто несколько месторождений.

На территории северо-восточной части острова в ближайшей перспективе прирост промышленных запасов нефти предусматривается в основном за счет месторождений шельфа. Осваивать эти месторождения будут с морских ледостойких платформ, строительство которых планируется в начале 90-х годов. Для строительства морских гидротехнических сооружений, прокладки морских трубопроводов от морских месторождений до магистральных трубопроводов на суше и для обустройства месторождений предполагается построить ряд новых промышленных предприятий и расширить уже существующие, а также осуществить прокладку транспортных путей.

Кроме того, намечено построить базу, на которой будут изготавливать отдельные элементы и проводить укрупненную сборку морских ледостойких стационарных платформ, а также базу обслуживания морских промыслов и морского бурения и судоремонтный завод.

В настоящее время на шельфе Сахалина проводится комплекс инженерно-геологических изысканий под проектируемые морские гидротехнические сооружения. На месторождениях Чайво, Пильтун-Астохское, Одоптинское, Луньское большой объем инженерно-геологических изысканий выполнили Дальневосточная морская инженерно-геологическая экспедиция ВПО «Союзморинжгеология» и изыскательские отделы института СахалинНИПИморнефтегаз, сейсмоакустическое профилирование перспективных площадей — трест «Дальморнефтегазгеофизразведка».

Одновременно проводят изыскания под проектирование и строительство новых и реконструкцию уже существующих портов для размещения в них комплексных баз по обслуживанию морских работ на шельфе. СоюзморНИИпроект в 1982—1984 гг. провел сейсмоакустические и геофизические исследования в акватории порта Корсаков, в районе поселков Ильинский, Пригородное, в заливе Чихачева.

В 1982 г. были проведены изыскательские работы под строительство гидротехнических сооружений в районе рейда Горнозаводск.

Для осуществления всего этого объема строительства, необходимо большое количество инертных строительных материалов — песка, гравия, камня. К настоящему времени на морском дне, в прибрежной зоне и непосредственно у берега разведано несколько карьеров строительного материала.

Портовое и другие виды строительства на шельфе Японского моря в пределах Приморья осуществляется главным образом в заливах, полузакрытых и закрытых бухтах, защищенных в той или иной степени от действия волн. В заливах и бухтах расположены все крупные порты Дальнего Востока: Владивосток, Находка и недавно введенный в строй глубоководный порт Восточный.

Особенно благоприятны для размещения портов закрытые бухты, представляющие собой участки долин рек, ручьев или временных водотоков, затопленных и частично переработанных морем в период голоценовой трансгрессии. Абразия в закрытых бухтах проявляется лишь в пределах входных мысов, выдающихся в море. Внутри же бухты деятельность волн ограничивается в основном удалением материала, накапливающегося у подножия склонов в результате деятельности различных субаэральных склоновых процессов — выветривания, оползневых явлений, смыва и др.

Строение бухт полузакрытого типа более простое. В центральной части таких бухт обычно развиты аллювиальные осадки, представленные песками. Наконец, еще более простое строение имеют открытые участки побережий, где рыхлые осадки маломощны и представлены в мелководной зоне отложениями песчано-гравийного ряда. У подножия подмываемых мысов они переходят в глыбовый навал, с глубиной переходят в алевритовые и пелитовые илы.

Как отмечалось ранее, портовое строительство осуществляется в заливах, закрытых и полузакрытых бухтах. Здесь возводятся причальные стенки, пирсы и другие сооружения. В минувшие годы при строительстве портовых сооружений предпочтение отдавалось массивной кладке, что объясняется простотой производства работ, долговечностью сооружений и, главным образом, острым дефицитом металла. В настоящее время, когда производство металла существенно возросло, стал применяться в основном больверк из металлического шпунта, имеющий более низкую стоимость и обеспечивающий сокращение сроков производства строительных работ. Сказывается также переход строительства на большие глубины, что затрудняет, а иногда и исключает применение массивной кладки. Однако и этот тип причалов нельзя считать универсальным для портов Приморья, так как в некоторых частях акваторий неуплотненные голоценовые морские осадки и подстилающие их аллювиально-лагунные отложения лежат непосредственно на скальном основании, что делает невозможным забивку шпунтовых ограждений.

Интересным примером в этом отношении может служить строительство порта Восточный в бухте Врангеля. Причальные стенки, основанием которых служат плотные глинистые грунты континентального генезиса, были выполнены в виде больверка из стального шпунта с анкерной стенкой из железобетонных свай. Забивка шпунтов до нужной глубины осложнений не вы-

звала. Иные условия сложились на одном из причалов, где из-за небольшой мощности глинистых отложений вынуждены были забивать шпунт в подстилающий элювий (сапролиты) гранит. Однако выполненные опытные работы показали, что при соответствующей мощности копра можно обеспечить погружение шпунта в сапролитовую зону на глубину до 5 м. Это полностью подтвердилось в процессе строительства. В последние годы при строительстве ряда крупных портовых сооружений в Приморье были применены основания из железобетонных колонн — оболочек диаметром 1,6 м, погружаемых вибратором. Ранее они с успехом применялись при портовом строительстве на Черном море. Опыт показал, однако, что погружение таких облочек в толщу щебенистых плотных глинистых грунтов сопряжено с существенными трудностями.

Оценивая ситуацию с портовым строительством в целом, можно отметить, что в настоящее время в этой области накоплен достаточно большой опыт и найдены надежные и экономические проектные решения для разных инженерно-геологических условий, с которыми можно встретиться в мелководной части шельфа Японского моря. Аварийные ситуации или значительные непредвиденные деформации портовых сооружений отмечены не были. Наблюдались лишь небольшие смещения массивных набережных, связанные скорее всего с явлениями ползучести глинистых грунтов. Этот вопрос требует специального изучения.

Часть четвертая

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФОВ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Черное и Азовское моря играют важную роль в народном хозяйстве СССР, являясь транспортными магистралями, по которым осуществляются большие по объему грузовые и пассажирские перевозки. Сооруженные здесь крупные порты Одессы, Ильичёвск, Новороссийск, Туапсе, Поти, Батуми, Таганрог, Мариуполь и другие обслуживают многочисленные международные и внутригосударственные линии морского транспорта. На их шельфе расположены перспективные нефтегазоносные структуры, очаги разгрузки подземных вод, месторождения строительных песков; строятся новые и расширяются существующие порты и причалы, строятся подводные сооружения на морском дне.

Большим народным богатством Черного моря являются его берега, протяженностью в пределах СССР свыше 2000 км, с многочисленными пользующимися мировой славой курортами Кавказского, Крымского и Одесского побережий. Площадь Черного моря составляет 422 тыс. км^2, объем 555 тыс. км^3, наибольшая глубина 2210 м.

Дно Черного моря относится к океаническому типу. Его шельфовая зона расположена на крупных региональных структурах, представленных Восточно-Европейской платформой, Крымско-Кавказским орогеном с горноскладчатыми зонами, предгорными и межгорными впадинами.

Юго-восточная часть Черного моря характеризуется субтропическим климатом, северо-западная — наиболее прохладным климатом. Средняя январская температура (°С) —3, у берегов Крыма до 3,7 (в Ялте), в Гаграх 6, Батуми 6,2. Осадки на Черном море неравномерны, наименьшее количество (300 мм/год) приходится на западное побережье Крыма [35], а наибольшее — на юго-восточное, где среднегодовое количество осадков достигает 2452 мм (г. Батуми).

Над Черным морем зимой господствуют северо-восточные ветры, скорость которых в районе Новороссийска достигает 40 м/с и вызывает штормовые волны до 6—7 баллов.

Реки, выносящие в море большое количество пресной воды, наряду с атмосферными осадками, вызывают колебания уровней в пределах 5—6 см, что обусловливает постоянный переток вод из Черного моря в Мраморное. Через пролив Босфор из Средиземного моря происходит природное донное течение соленых вод, в связи с чем соленость воды на дне Черного моря повышенная (до 22,5 ‰), тогда как поверхностные слои имеют соленость около 18 ‰, а у берегов Одесского залива она уменьшается до 13 ‰.

Особенности дна и слабая вертикальная циркуляция в бассейне Черного моря позволяют выделить две зоны: верхнюю — кислородную (до глубины 200 м) и нижнюю — сероводородную.

Азовское море, соединенное с Черным Керченским проливом, целиком приурочено к южному краю Скифской плиты и по морфологическим признакам относится к плоским морям. Средняя глубина Азовского моря 7 м, максимальная 14 м, площадь 5860 км^2, объем воды 37 802 км^3. Берега Азовского моря протяженностью 1850 км сложены рыхлыми, легко поддающимися абразии, отложениями кайнозоя. Климат континентальный, средняя температура воздуха (°С) в феврале от —1 (на юге) до —6 (на севере), в июле 23,5—24,5, среднегодовое количество осадков 400 мм.

Региональные морские инженерно-геологические исследования шельфовых зон в СССР начали проводиться в 60-е годы Сектором гидрогеологии и инженерной геологии АН Грузинской ССР и Одесским университетом АН УССР [15]. Они опирались на исследования геологии и инженерной геологии этого района, исследования геофизических полей и на работы в области океанологии, динамики морских берегов и берегозащитных мероприятий [9, 19 и др.].

В связи с составлением Генсхемы берегоукреплений и решением задач по подводному строительству и рациональному использованию геологической среды Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР с 1964 г. проводит планомерные инженерно-геологические исследования Черного моря в пределах Грузинской ССР.

Крупномасштабные комплексные инженерно-геологические исследования шельфовой зоны Черного моря в пределах Грузинской ССР, проводимые Гидрогеологической партией 7 района ПГО «Гидроспецгеология», послужили основой для обоснования проекта укрепления ее берегов [4].

Научные и практические работы по защите морских берегов Грузинской ССР осуществляет с 1981 г. НПО «Грузморберегозащита» при Совете Министров Грузинской ССР.

Важные работы по инженерно-геологическому изучению шельфа северо-западной части Черного моря выполнены кафедрой инженерной геологии Одесского университета, где, наряду с натурными исследованиями, проводят моделирование геологических процессов на шельфе и побережье [9 и др.].

Условия формирования морских донных осадков в процессе литогенеза изучали кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды, литологии и морской геологии Московского университета.

Работы по исследованию геохимических свойств грунтов на шельфе и континентальном склоне Черного моря выполнены Геологическим институтом АН УССР; по инженерной геологии Крымского шельфа проведены в комплексе геологических исследований ПГО «Крымгеология».

Инженерно-геологические исследования южной части Азовского моря в связи с проектированием плотины в Керченском проливе проведены «Гидропроектом». Особо следует отметить вышедшую в восьмидесятые годы монографию «Геология шельфа Украинской ССР» [15], в которой, наряду с геологическими вопросами, освещены и инженерно-геологические условия шельфа.

Комплексный анализ накопившихся к последнему времени геолого-геофизических и инженерно-геологических данных, позволил впервые обобщить материалы по инженерной геологии шельфа Черного и Азовского морей в пределах СССР.

Раздел I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА

Глава 18

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

В обрамлении Черного и Азовского морей выделяют следующие крупные мегаморфоструктуры: Северо-Причерноморскую зону платформенных поднятий, Причерноморскую низменность и мегантиклинорий Альпийского орогенного пояса (рис. 18.1).

Доплиоценовый этап развития. В сложной истории геологического развития Черноморского бассейна выделены три основных цикла с соответствующими им структурными этажами: 1) догерцинский, 2) герцинский, 3) альпийский. История формирования инженерно-геологических свойств основных геологических формаций первых двух и ранних этапов третьего цикла подробно рассмотрена в томах 1 и 8 «Инженерная геология СССР» и в настоящей работе не приводится. Обусловлено это тем обстоятельством, что Черное море является значительно более молодой системой, и формирование его приурочено к неотектоническому этапу Альпийского цикла, который начинается с олигоцена. С этим временем связано начало общих орогенных поднятий в Средиземноморском поясе. Олигоцен-раннемиоценовое (майкопское) время характеризуется высокой контрастностью тектонических движений. Одновременно с воздыманием складчатых областей закладываются краевые прогибы и продолжают погружаться существовавшие ранее платформенные впадины.

Основным источником сноса обломочного материала для северной континентальной окраины Черного моря служили породы Украинского кристаллического щита и Приазовского массива.

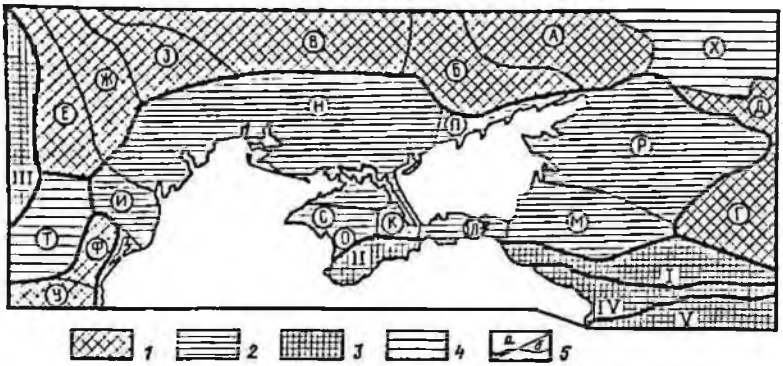


Рис. 18.1. Схема новейших морфоструктур Причерноморья. *По Н. С. Благоволину с добавлениями К. И. Джанджгавы:*

1 — Северо-Причерноморская зона платформенных поднятий; *2* — Причерноморская низменность — мегавпадина; *3* — мегантиклинорий альпийского орогенного пояса; *4* — морфоструктуры юго-западного и северо-восточного обрамлений Причерноморской низменности — мегавпадины; *5* — границы морфоструктур (*а*) и их элементов (*б*). А — Донецкий кряж; мясовы Украинского щита: Б — Приазовский, В — Приднепровский; древнеаллювиальные пластовонрусные и моноклинальные поднятия прямые: Г — Ставропольское плато, Д — Доно-Сальская гряда и Ергени; то же, инверсионные: Е — плато Молдаво, Ж — Бессарабская возвышенность, З — южная часть Волыно-Подольской возвышенности; передовые прогибы: И — Преддобруджинский, К — Индольский, Л — Керченско-Таманский, М — Западно-Кубанский, Н — Одесско-Сивашский, О — Альминская впадина, П — Северо-Азовский, Р — Азово-Кубанский, С — Тарханкумско-Новоселовский, Т — Нижнедунайская низменность — краевой прогиб; У — моноклинальное плато Лудогорье; Ф — кряжевая возвышенность и плато Добруджа; Х — Доно-Сальская пластово-аккумулятивная равнина. Мегантиклинории: I — Большой Кавказ; II — Крымский; III — Карпатский; IV — Закавказский межгорный прогиб; V — Малый Кавказ

В начале олигоцена на Кавказе началось накопление мощной толщи (до 1000 м) однообразных глин, которые на участках локальных поднятий частично замещались песчаниками.

Со среднего миоцена прогибания платформенных и орогенных впадин северной части Черного моря резко замедлились. Однако активно продолжал развиваться Керченско-Таманский прогиб, превратившийся в среднем миоцене в шельфовую область.

В кавказском секторе Черного моря в среднем миоцене происходят очень важные изменения в палеогеологической обстановке: геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетская уже целиком выходят из стадии погружения и превращаются в горные системы. Закавказский срединный массив испытывает относительное погружение, превращаясь в межгорную молассовую депрессию.

К сарматскому времени приурочено образование современных контуров глубоководной впадины Черного моря с обрамляющими системами Восточно-Европейской платформы и складчатых сооружений Кавказа и Крыма.

Плиоцен-плейстоценовый этап развития. С плиоценового времени Черное море вступает качественно в новый этап развития — неотектонический. Плиоценовые отложения лежат несогласно на подстилающих, причем их мощности на шельфе рав-

номерно возрастают в сторону глубоководной впадины. Складчатые движения в северной части Черного моря постепенно затухают, и определяющую роль начинают играть движения крупных блоков, заключенных между субмеридиональными глубинными разломами. Все структурные элементы северного шельфа Черного моря (с Азовским) приобретают свои окончательные современные очертания в понтическом веке.

В среднем плиоцене закладываются основные черты современной эрозионной сети Днепра, Днестра, Южного Буга и Ингула. Вероятно, в то же время на выходе из Керченского пролива начинают формироваться аванделыта и конус выноса палео-Дона и палео-Кубани. До понтического времени мегантиклинорий Горного Крыма имел северное и южное крылья, а в течение плиоцена и четвертичного времени южная половина мегантиклинория в связи с расширением глубоководной впадины Черного моря, опустилась ниже уровня моря. Мощные плиоценовые воздымания Горного Крыма привели к широкому развитию оползневых явлений на его северном и южном крыльях. В позднем плиоцене северная черноморская континентальная окраина в структурном отношении почти не отличалась от современной.

В плиоценовое время интенсивное воздымание сооружения Большого Кавказа сопровождалось глубинной эрозией и интенсивной пенепленизацией.

В Колхидском прогибе в восточном секторе Черноморской впадины в течение плиоцена в условиях морской среды отлагалась мощная (1,5—2,5 км) верхняя молассовая формация из материала интенсивного размыва воздымающихся обрамляющих сооружений Большого и Малого Кавказа. В восточном секторе Черного моря отложения плиоцена представлены как мелководной («мюссерские конгломераты»), так и глубоководной глинистой фацией.

К концу плиоцена относится формирование разрывных и складчатых структур Черноморской впадины, значительная часть которых генетически увязывается с оживлением Восточно-Черноморского и Анатолийского разломов, контролирующих прогибание глубоководной впадины. Тогда же были сформированы близкие к современным контуры шельфа в зонах Новороссийского синклинория, Гагрского антиклинория, Гудаутской флексуры и погруженной в море Аджаро-Триалетской складчатой системы. Период всего плиоцена характеризовался интенсивным развитием геологических процессов.

Наиболее активные сейсмические зоны конца плиоцена в восточном секторе Черного моря стали прообразом современных и приурочились к унаследованным и зарожденным в плиоцене продольным и поперечным разломам глубокого заложения.

В плейстоцене в геологической истории развития Северного Причерноморья большое значение имеет климатический фактор, характеризующийся сменой ледниковых и межледниковых эпох.

В ранне-среднеплейстоценовый этап в пределах современного северо-западного шельфа Черного моря происходило накопление мощных толщ аллювиально-ледниковых и морских отложений.

Позднеплейстоценовое понижение уровня моря в Северном Причерномо:рье обусловило переуглубление долин рек и крупных балок, устья которых при последующих голоценовых трансгрессиях были затоплены и заполнены толщей голоценовых осадков мощностью до 20 м.

В зоне кавказского обрамления Черного моря на границе плиоцена и четвертичного периода проявились интенсивные орогенетические движения, связанные с валахской фазой позднеорогенной стадии, причем амплитуда поднятия за антропоген достигла 2,5 км.

Колхидская впадина и смежный с ней сегмент глубоководной впадины Черного моря в течение плейстоцена были зоной унаследованного новейшего прогибания с накоплением мощной (свыше 600 м) толщи морских осадков.

Зона обрамления Черного моря горно-складчатыми сооружениями Кавказа характеризуется дифференцированными неотектоническими движениями по системам установленных разломов на шельфе и в береговой зоне. В зависимости от направленности неотектонических движений глыбово-сводовые структуры в период плейстоцена являлись областями смыва с маломощной седиментацией песчано-галечных и илистых отложений. Что касается приморских депрессий, образованных поперечными разломами в раннем плейстоцене, то эти структурные блоки испытывали значительные погружения (свыше 150 м), сопровождаемые накоплением толщ ритмичных чередований песчаных, галечных и илистых слоев, по которым иногда удается установить следы плейстоценовых трансгрессий и регрессий и связанных с последними периодов переуглублений.

В конце плейстоцена четко проявилась новоэвксинская регрессия, связанная с последним (вюрмским) оледенением, датируемая интервалом 25—10 тыс. лет назад и характеризуемая снижением уровня моря более 80 м.

Частая смена эвстатических и неотектонических ситуаций в краевой зоне Черноморской впадины в плейстоцене отразилась в миграции береговой линии.

Большую роль в формировании аккумулятивных форм стал приобретать твердый сток рек, увеличивающийся в межледниковые эпохи, с которыми связаны аккумулятивные террасы побережья. С периодами оледенения, особенно последнего, связаны процессы переуглубления устьев рек и зарождения морских подводных каньонов.

Голоценовый этап развития. Голоценовая трансгрессия в Черном море началась около 10 тыс. лет назад, после поднятия уровня Мирового океана в связи с планетарной фландийской трансгрессией.

Важной особенностью геологической истории развития региона в голоцене являются трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря, обусловленные климатической ритмичностью, которая отразилась в строении толщ голоценовых отложений на северо-западном шельфе Черного моря и в причерноморских лиманах.

В голоценовой трансгрессии в бассейнах Черного и Азовского морей выделяют ряд фаз, особенно четко фиксируемых на Кавказском побережье [4].

Подпор моря, максимум которого наблюдался в верхнем голоцене (новочерноморское время), вызвал заполнение эрозионных врезов, образованных в новоэвксинское время песчано-галечными наносами мощностью от 10 до 100 м в зависимости от приуроченности к воздымающимся или погружающимся структурным блокам.

Фанагорийская регрессия (3—2 тыс. лет назад), сменившая новочерноморскую регрессию, привела к формированию основных контуров аллювиально-морских мысов — Пицунда, Кодорский, Бурунтабие и других, которые выступали в море по линии современных изобат (10—15 м). Реликтами фанагорийской регрессии являются подводные косы на глубинах 5—15 м, обнаруженные в 20—200 м от берега по всему шельфу Абхазии, сложенные глыбами и гальками; гравийно-галечные слои, чередующиеся со слоями песка, вскрыты морским бурением на подводном склоне; погруженные в море торфяники, а также древние поселения (Диоскуриада, Херсонес, Ольвия).

Самая молодая нимфейская трансгрессия хорошо выражена в виде галечников и песков террасы высотой 2—3 м над современным уровнем моря.

После нимфейской трансгрессии море вновь отступило, оставив лиманы и реликтовые озера. Некоторые авторы [4] выделяют средневековую трансгрессию (800—500 гг. н. э.), которая подтверждается абсолютной датировкой образцов ракуши из вдольбереговых морских валов (1—1,5 м) в районе г. Поти.

Современная береговая зона Черного моря сформировалась в течение голоцена (последние 10 тыс. лет) и ее современное развитие, как и всего шельфа, в целом обусловлено новейшими тектоническими процессами и гидрологическим режимом акватории.

Глава 19

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

На участке северо-западного шельфа (шельф Восточно-Европейской платформы) на глинистых образованиях олигоцен-нижнего миоцена (майкопская серия) несогласно залегают песчано-глинистые породы и известняки среднего миоцена мощностью

менее 100 м, а также глины, песчаники, мергели и известняки (в том числе ракушечники) сарматского и мэотического ярусов верхнего миоцена (120—300 м). Понтические отложения представлены мелководно-морскими глинами и известняками, часто ракушечниками (до 100 м). Киммерийско-куяльницкие образования описываемого шельфа также представлены континентальными и прибрежно-морскими песчано-глинистыми осадками (100—120 м).

Плейстоценовые и голоценовые отложения представлены морскими песками, глинами и илами, а также реликтовыми лесами и дельтово-аллювиальными образованиями.

Шельф мегантиклинория Горного Крыма является частью южного крыла этой морфоструктуры. Здесь наиболее древними являются отложения триаса, представленные терригенным флишем — чередующимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками таврической свиты [38]. Выше залегает мощная толща юрских и меловых отложений, представленная терригенными и карбонатными фациями. Залегание нижнечаудинских отложений на нижней кромке шельфа на глубине 100 м указывает на незначительное распространение чаудинского моря в пределах современного шельфа. Более молодые отложения на шельфе залегают фрагментарно и мало изучены.

Шельф северной части Азовского моря охватывает южный край Скифской плиты, глубина акватории которого не превышает 15 м, таким образом, море целиком шельфовое. Дно и берега Азовского моря сложены нормально-морскими осадками неогена, залегающими на более древних образованиях вплоть до кристаллического фундамента. Значительным развитием в строении берегов и дна Азовского моря пользуются континентальные лёссовидные суглинки и аллювиальные пески, образованные в регрессивные фазы четвертичного времени.

Керченско-Таманский прогиб является поперечным между погружениями Крымского и Кавказского мегантиклинориев и выражен глубоким опусканием морских осадков неогена.

В пределах Кавказского орогена шельф характеризуется дифференцированной неотектоникой. В воздымающихся структурных блоках цоколь шельфа сложен мезозойско-кайнозойскими флишевыми карбонатными и терригенными образованиями, перекрытыми маломощным (0—20 м) чехлом морских четвертичных отложений. В опускающихся структурных блоках шельф сложен морскими терригенными отложениями четвертичного периода (пески, галечники, илы) мощностью от 100 (Пицунда) до 700 м и более (Колхидская впадина).

Основные закономерности рельефа шельфа. Рельеф шельфа — это прямое отражение крупных геоструктур, в соответствии с которыми выделяют два типа шельфа: платформенный (северо-западная часть Черного моря, Азовское море) и орогенный (Горный Крым, Кавказ).

Шельф северо-западной части Черного моря представляет собой краевую часть Восточно-Европейской платформы, погрузившуюся в результате позднеплейстоценовой и голоценовой планетарных трансгрессий под уровень моря, что предопределило выровненный характер поверхности широкого (до 150 км) шельфа, обусловленный частой сменой субаэральных и субмаринных абразионно-аккумулятивных процессов. Здесь наблюдаются абразионно-оползневые берега, сложенные глинами, песчаниками и известняками миоцена — плиоцена и лёссовидными суглинками плейстоцена с береговыми уступами до 50 м и подводными бенчами до глубин моря 10—12 м. Аккумулятивные берега приурочены к песчаным пересыпям, лиманам и косам длиной до нескольких десятков километров и шириной от 100 м до первых километров.

Азовское море характеризуется значительным сходством с северо-западным шельфом Черного моря. Дно Азовского моря по сравнению с указанным регионом более выровнено. Берега его — абразионно-оползневые в лёссах плейстоцена и глинах плиоцена, аккумулятивные — у косы и пересыпи, из которых выделяют Арабатскую стрелку, образующую весь западный берег Азовского моря.

Аналогичные условия характерны и для аккумулятивного шельфа Керченско-Таманского поперечного прогиба, отличающегося широким (более 25 км) и пологим (до 1,5°) аккумулятивным шельфом, ограниченным изобатой до 150 м.

Шельфы орогенного типа (Кавказ, Горный Крым) отличаются от платформенных меньшей шириной (2—10 км) и большей крутизной (4—7°) с внешним краем на изобате 100 м. В формировании морфоструктуры шельфов орогенного типа ведущую роль играет неотектонический фактор. На воздымающихся в современное время структурных блоках развиты абразионные шельфовые берега, в погружаемых блоках преимущественно аккумулятивные. Наложенные на цоколь шельфа морфоструктурные формы (подводные валы, холмы, плато, каньоны) образованы эвстатическими колебаниями уровня моря, гидрогенными процессами, связанными с морскими волнениями и течениями, и подводными гравитационными процессами.

Основные закономерности гидрологических условий. Северо-западный шельф протяженный и мелководный, характеризуется интенсивным теплообменом моря и атмосферы. Повышенная гидродинамическая активность водной среды обусловлена преобладанием процессов конвективно-ветрового перемешивания, проникающих до самого дна. Скорость ветров: 30—40 м/с максимальная и 4—6 м/с среднегодовая. Максимальные и средние высоты волн: 4—4,8 и 1—1,8 м соответственно. Среднегодовая повторяемость волнений в 4 балла и выше увеличивается с северо-запада на юго-восток от 22 до 38 %. Наиболее крупные волнения (>2 м) связаны с восточными ветрами.

По гидродинамической ситуации (скоростям придонных течений и вертикальной составляющей) выделяют три зоны: 1) активную (глубина до 15 м и приподнятые участки глубоководья) со скоростями течений 20—25 см/с, достаточными для переноса «мобильной» (0,1—0,25 мм) фракции песка; 2) слабоактивную (более мористая), скорость 10—20 см/с; крупность материала 0,005—0,01 мм; 3) пассивную (впадины), скорость до 10 см/с, крупность материала менее 0,005 мм.

В пределах северо-западного шельфа накоплен преимущественно биогенно-терригенный материал с преобладающими терригенными компонентами. За голоцен накопилось около 30 км³ глинистых и 9 км³ песчаных осадков, что составляет соответственно 60 и 18 % объема покровного чехла.

Речные выносы крупных рек (Дуная, Днепра, Южного Буга, Днестра) составляют 80,7 млн т/год [15]. В открытое море выносится от 1 до 10 % твердого стока. Из суммарного объема (порядка 10 млн т/год) речных наносов 9 млн т приходится на взвешенные, а 0,9 — на влекомые наносы. Объемы абразионного смыва клифов и дна сопоставимы — 4,7 и 5,0 млн т/год за вычетом наносов волнового поля соответственно 4,4 и 4,2 млн т/год выносится за пределы береговой зоны. Объем эолового материала составляет примерно 3,35 млн т/год, а биогенного — 2,1 млн т/год.

На побережье Горного Крыма морские течения направлены с востока на запад. Почти полное отсутствие твердого стока рек обусловило отсутствие пляжей в этом направлении. Летом у берегов Горного Крыма преобладают юго-западные (днем) и юго-восточные (ночью) волнения; зимой (в течение суток) — южные и северо-восточные. Высота штормовых волн достигает 5 м и с ними связана абразия береговой зоны моря.

Гидрологический режим Азовского моря определяется речным стоком (Дон, Кубань) и водообменом через Керченский пролив, по которому в Черное море втекает в среднем в год 17,4 км³ пресных вод. Соленость воды от 11 (на юге) до 2—4 ‰ (в устьях рек). Колебания среднего уровня моря достигают 33 см; в штормовые периоды — 5 м. Для Азовского моря наиболее характерны два направления течений, вызванные северо-восточными и юго-западными ветрами скоростью до 10 км/ч [15]. Количество дней со штормом (преимущественно восточных румбов) силой 7 баллов составляет в год 20—30. Волнения у побережий редко превышают 3 балла. Оценивая роль различных источников поступления осадочного материала в акваторию Азовского моря, можно придти к выводу, что на речной сток приходится 41 %, абразию берегов 35 и абразию дна 24 %. Наибольший твердый сток у р. Кубань — 12,2 млн т, вдвое меньше у р. Дон — 6,5 млн т в год; наносы в основном взвешенные и растворимые.

Особенностью гидрологии Керченского пролива является изменчивость его гидрологических параметров в зависимости от

влияния Черного и Азовского морей. Придонными течениями ежегодно выносится до 1 млн т илистых наносов в Черное море, чем обусловлено расширение шельфа Черного моря в юго-восточной части Крыма и на Анапском побережье.

Суммарный твердый сток основных рек Черноморского побережья Кавказа (Шахе, Псоу, Бзыби, Кодори, Ингури, Рионн, Чорохи) составляет около 30 млн т/год [19], из них взвешенные наносы — около 25 млн т (83 %), влекомые (пляжеобразующие) — около 4 млн т (17 %). На долю сильных ветров на Черном море приходится до 20 % годового времени, при этом максимума достигают у городов Новороссийска, Очамчира и Поти, где скорость их достигает 30—40 м/с. Вызванные этими ветрами штормовые волны достигают высоты 7 м при длине более 100 м. Воздействие волнового фактора на шельф, в том числе и на береговую зону, проявляется во вдольбереговом и поперечном перемещении наносов, а также в разрушении берега от непосредственного удара волн.

На Кавказском побережье по характеру ветроволнового поля, определяющего генеральные направления вдольбереговых потоков наносов, выделяют три региона: 1) Новороссийск — устье р. Ингури с результирующей составляющей ветроволнового режима с северо-запада на юго-восток; 2) Колхиду — с результирующей составляющей фронтальной к берегу (с запада на восток); 3) Аджарию — с результирующей составляющей, направленной с юга на север.

Закономерности развития современных геологических процессов. На северо-западном платформенном шельфе широко развиты процессы абразии и оползней. Скорость абразии достигает от 1 м/год в известняках понта и глинах мэотиса до 7—20 м/год в лёссовых породах антропогена. Она захватывает и подводную часть моря до глубин 4—5 м. С ней связаны обвалы и оползни, местами с субмаринным базисом на изобатах 3—5 м. Аккумуляция и нарастание пляжей составляет от 2,5 до 8 м/год.

На Азовском море абразия широко развита на берегах, сложенных лёссами плейстоцена и глинами плиоцена, аккумуляция проявляется в развитии кос и пересыпей Арабатской стрелки. На северном и восточном побережьях Азовского моря развиты оползни. Южная часть Азовского моря в зоне Керченского пролива является зоной интенсивной аккумуляции морских илов.

Значительная южная часть Горного Крыма вовлечена системами в развитие Черноморской впадины еще с неогена и слагает шельфовую ступень и континентальный склон, характеризующийся сейсмической активностью 8 баллов. В формировании рельефа шельфа принимают участие глубокие оползни, которые существуют с начала плиоцена и питают литогенным материалом береговую зону. Резкий дефицит наносов, выразившийся в отсутствии защитных пляжей, способствует интенсивной абразии на Южном берегу Крыма.

На Кавказском орогенном шельфе наблюдается чередование стабильных, аккумулятивных и размываемых берегов в зависимости от неотектонического развития шельфа, характеризующегося современной сейсмичностью до 7 баллов, и количества твердого стока, вносимого вдольбереговыми потоками наносов в береговую зону моря. Среди абразионных берегов выделяются участки Новороссийск — Туапсе, Гантиади — Гагра, Мюссера — Зеленый Мыс.

На участках Пицунда, Гудаута, Сухуми, Очамчира, Поти, Батуми размыв берегов обусловлен дефицитом пляжеобразующих наносов. На участках Золотой Берег, Новый Афон, Эшера деформации берегов вызваны сложным сочетанием размыва берегов и оползней, базис некоторых из них приурочен к изобатам 3—5 м. Процессы аккумуляции наблюдаются в основном в устьях рек. Среди подводных процессов выделяется развитие морских подводных каньонов.

Общие региональные закономерности пространственных изменений инженерно-геологических условий шельфовой зоны. Шельф является сложной литодинамической системой, находящейся под воздействием геологических, гидрогеологических и антропогенных факторов.

По данным литературных материалов, накопление терригенных отложений на шельфе является функцией принесенного материала, скорости опускания дна бассейна, скорости рассеяния и природных свойств материала.

На шельфах орогенного типа (Кавказ, Горный Крым) главное направление и дифференциация терригенного материала совпадают с ростом глубин от береговой зоны к континентальному склону, и незначительные изменения этой схемы носят характер аномалий. На шельфах платформенного типа (Одесский залив, Азовское море) проявляется инверсия в распределении терригенного материала, и береговая зона питается не только материалом с суши, но и реликтовыми песками внешнего шельфа.

Отложение терригенного материала подчиняется вертикальной и горизонтальной зональностям, определяемым составом и размером поступающего с суши материала, кинетической энергией волн и течением с глубины морского дна.

На шельфе Черного моря основной уровень между полем развития на дне влекомых (песчано-галечных) и взвешенных (илистых) осадков устанавливается на глубинах 20—30 м, приблизительно равных 1/3 максимальной длины волны (100 м), установленной в Черноморском бассейне. Максимальные вдольбереговые перемещения для галечных пляжей наблюдаются при высоте волны 2—3 м и угле подхода к берегу 45° и составляют более 100 м/сут при мощности подвижного (активного) слоя более 1 м.

Небольшая мощность морских илов голоцена (до 20 м) на шельфе Черного моря обусловили низкую степень их литификации, так как глубины до 20 м относятся к первой зоне лити-

фикации, характеризующейся интенсивными процессами дегидратации и уплотнения осадков. При больших скоростях придонных течений, которые в Черном море местами превышают 40 см/с, слабоуплотненные илы прочностью менее 0,001 МПа ведут себя как вязкая жидкость, а частицы переносятся в придонном потоке и вновь переотлагаются в условиях падения скоростей придонных течений. Илистые грунты смещаются с шельфа на континентальный склон подводными оползнями и суспензионными потоками, создающими в морских подводных каньонах большие придонные скорости.

Глава 20
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА

Инженерно-геологические условия шельфовой зоны Черного и Азовского морей взаимосвязаны единым процессом геологического развития в неотектоническом этапе с обрамляющими его платформами и орогенами. Общее погружение в Черное море Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (Азовское море), а также крупных мегаструктур Альпийского орогена (Крым, Кавказ) нашло свое отражение в разнообразии инженерно-геологических условий и современных геологических процессов на шельфе.

Платформенный шельф северо-западного района Черного моря приурочен к южной части краевой зоны Восточно-Европейской платформы, погружающейся в море со скоростью от 1 мм/год на западе и востоке Одесского залива до 5 мм/год в Одесской бухте. Берега Азовского моря (Скифская плита) погружаются со скоростью 0,5—2 мм/год. Платформенный шельф отличается равнинными формами морского дна, отсутствием активных подводных каньонов, малой мощностью голоценовых морских осадков преимущественно песчано-илистого состава, малой интенсивностью гидрогенных процессов на морском дне.

Орогенный шельф охватывает горно-складчатые сооружения Крыма и Кавказа и характеризуется дифференцированной неотектоникой, обусловившей чередование участков структурных поднятий (Гудаутская, Очамчирская банки, Зеленый Мыс), погружений приморских депрессий (Колхида), крыльев антиклинориев (Крымский), синклинориев (Новороссийский), а также переклинальных прогибов (Керченско-Таманский).

Таким образом, геолого-структурный принцип контролирует литолого-морфологическое строение и влияет на инженерно-геологические условия шельфовых зон. Следуя этому принципу, в Советском секторе Черного моря (с Азовским) выделяются в шельфовой зоне и на побережье следующие инженерно-геологические регионы II порядка — области (рис. 20.1).

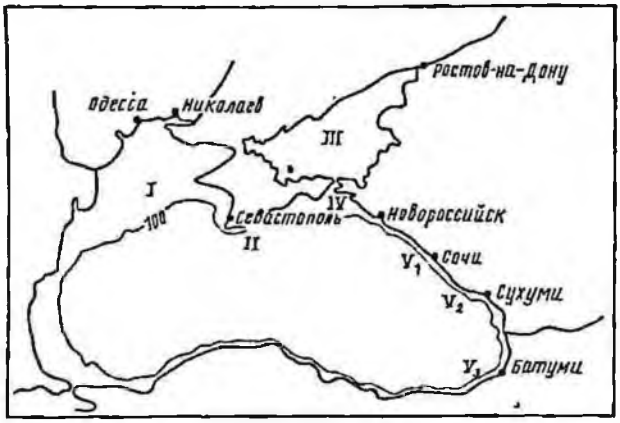


Рис. 20.1. Схема инженерно-геологического районирования шельфовой зоны Черного и Азовского морей. *Составил К. И. Джанджгава:*

I — южный край Восточно-Европейской платформы; II — мегантиклинорий Горного Крыма; III — южный край Скифской плиты (Азовское море); IV — Керченско-Таманский переклинальный прогиб; V — горно-складчатая система Кавказа с подобластями: V_1 — южный склон мегантиклинория Большого Кавказа, V_2 — Закавказская межгорная зона, V_3 — мегантиклинорий Малого Кавказа

Раздел II

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФОВ

Глава 21

ШЕЛЬФ ЮЖНОГО КРАЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ШЕЛЬФ ЧЕРНОГО МОРЯ)

Регион охватывает шельф от устья р. Дунай до Западного Крыма, погрузившийся в результате четвертичных трансгрессий под уровень моря, представляющий собой широкую мелководную отмель шириной 80—200 км со средними глубинами 30—50 м и уклоном 1°, при ограничении внешней бровки шельфа изобатой 100 м. В рельефе шельфа отчетливо проявлены крупные депрессии палеодолин (Днепра и Днестра), выполненные верхнечетвертичными песчано-глинистыми осадками озерно-аллювиального и морского генезиса, и приподнятые водораздельные участки, сложенные эолово-делювиальными суглинками и лёссами и морскими отложениями неогена.

Значительную роль в северо-западном причерноморье приобретают лиманы, часть из них отсечена от моря пересыпями, другая имеет периодическую или постоянную гидродинамическую связь с морем.

Инженерно-геологический разрез на глубину до 50 м сложен из двух качественно различных толщ: консолидированных неоген-четвертичных континентальных и морских отложений коренной основы шельфа и неконсолидированных позднеплейстоцен-голоценовых морских и лиманных осадков покровного чехла.

Породы коренной основы весьма устойчивы в основании сооружений, представлены киммерийско-альпийской терригенно-карбонатной формацией (верхний сармат — понт) и позднеальпийской терригенной (средний плиоцен — средний плейстоцен).

Плейстоценовые отложения залегают на шельфе сплошным покровом мощностью до 40 м. В настоящее время достаточно обоснованно выделяются континентальные аллювиальные, эолово-делювиальные, морские и лиманно-морские отложения чаудинской, древнеэвксинской и карангатской трансгрессий.

Аллювиальный комплекс регрессивных эпох плейстоцена представлен на северо-западном шельфе широко. Формы залегания на внутреннем шельфе — террасы и комплексы террас протяженностью до 30 км. На внешнем шельфе аллювий имеет повсеместное распространение, исключая отдельные останцы лёссовых плато в западной части. Встречаются дельтовые, пойменные, русловые и озерные фации преимущественно песчано-глинистого состава, реже гравийно-галечного. Преобладают мелко- и среднезернистые пески.

Аллювиальные глины и суглинки плейстоцена встречаются в краевых частях подводных долин или в прослоях и отдельных линзах.

Комплекс нижне-верхнечетвертичных эолово-делювиальных суглинков наиболее широко распространен во внутреннем шельфе, слагая водораздельные плато Днестровского и Тендровского взморий, Придунайской области, Западного Крыма. В составе лёссовых пород резко преобладает пылеватая фракция (31—60 %); содержание песчаной и глинистой фракций составляет соответственно 16—48 и 22—37 %. Физико-механические свойства лёссов на шельфе и суше в целом идентичны.

Морские и лиманно-морские отложения чаудинской, древнеэвксинской и карангатской трансгрессий встречены в палеодельтах Дуная, Днестра и Днепра, а также в Каскинитском заливе, где они представлены глинами, песками, известняками, заполняющими плейстоценовые эрозионные врезы на отметках 10—50 м.

Глины темно-серые алевритопелитовые, плотные. Пески кварцевые, мелко- и среднезернистые, часто литифицированные. Карангатские песчано-ракушечные известняки отличаются высокой степенью литификации и прочностью с временным сопротивлением сжатию, составляющим 1,4—3,1 МПа в сухом состоянии и 0,8—2,1 МПа в водонасыщенном.

Покровный чехол позднеплейстоцен-голоценовых морских и лиманно-морских отложений в пределах региона имеет широкое распространение. В стратиграфо-генетическом отношении чехол

сложен лиманно-морскими, лиманно-дельтовыми и лагунными осадками новоэвксинского и древнечерноморского слоев, морскими лагунными и авандельтовыми осадками новочерноморского слоя.

В строении покровного чехла доминирующая роль принадлежит фациям илов, занимающим 33 и 44 % площади, 54,5 и 70,5 % объема соответственно новочерноморского и новоэвксинско-древнечерноморских слоев. Илы представляют собой практически двухфазную, полностью водонасыщенную систему, образованную минеральной и жидкой компонентами. В составе глинистой фракции преобладают гидрослюды (50—80 %) и смешанослойные минералы (30—40%) с примесями хлорита (5—15%) и каолинита (4—7 %). Изменчивость минерального состава существенно не отражается на характере физико-механических свойств. Физические свойства илов имеют прямую положительную связь со степенью дисперсности и содержанием органического материала, а прочностные — с бытовым давлением и минерализацией поровых вод. Деформационные свойства всех генетических типов илов примерно однородны и контролируются давлением переуплотнения и пластичностью. Модули деформации с уменьшением естественной влажности илов от 80 до 30 % возрастают. Илы относятся к слабоуплотненным и сильносжимаемым, коэффициент структурной прочности составляет 0,005—0,01 МПа.

Песчаные осадки залегают преимущественно вдоль современной береговой линии шириной 100—200 м, протяженностью до 2—3 км, а также в виде линейно вытянутых тел и локальных полей на шельфе. Формы залегания — береговые пляжи, пересыпи, косы, бары и подводные банки, локальные поля, а также линейно вытянутые формы переработанных реликтов четвертичных аллювиальных и эоловых тел. Большая часть форм сложена мелко- и среднезернистыми, хорошо отсортированными кварцевыми песками с различной примесью (5—20 %) детриторакованного материала. Лишь в волноприбойной зоне и на пляжах абразионных берегов залегают средне- и крупнозернистые пески средней и плохой сортировки со значительной (30—40 %) примесью гравия, гальки, валунов и ракуши. Максимальные мощности песков отмечены на пересыпях (до 12 м), косах (5—10 м) и крупных банках (5—7 м). Мощности пляжевых песков превышают 1,5 м, а песчаных полей открытого шельфа — 0,5 м. Пески полностью водонасыщены, преимущественно рыхлые и средней плотности. Прочность пылеватых разностей на 2—3 порядка меньше, чем у чистых песков: начинают проявляться плывунные свойства. В голоцене и в настоящее время скорость осадконакопления составляет 0,5—10 мм/год и более. Высокие скорости осадконакопления в лиманах и большое содержание органического материала способствовали формированию сильно увлажненных недоуплотненных толщ грунтов. В разрезах толщ лиманных отложений вскрыты преимущественно глинистые по-

роды, относящиеся к слабым грунтам: илы супесчаные, суглинистые, глины мягкопластичной консистенции. Эти грунты обладают высокой тиксотропией и сильно сжимаются, что создает сложные условия строительства сооружений на акваториях лиманов.

Современные геологические процессы и явления. По условиям залегания и литологии осадочного чехла моноклинальную область северо-западной части Причерноморья делят на две структуры: Западно-Причерноморскую (от устья Дуная до Одессы) и Северо-Причерноморскую (от Одессы до западного берега Крыма).

Дельта Дуная характеризуется аккумулятивным типом берега и выдвигается со скоростью 1,5 м/год. На участке от оз. Сасык до Сухого лимана генетически берега моря и лиманов подразделяются на аккумулятивные и абразионные. Скорости абразии колеблются в многолетнем разрезе от 0,1 до 4 м/год и коррелируются с колебаниями солнечной активности.

Далее на северо-восток в зоне Одесского залива, где кровля глин мэотиса и известняков понта поднимается выше уровня моря на 30—45 м, разрушение береговых склонов приобретает оползневой характер. Оползни связаны с абразией, скорость которой в Одессе до 1 м/год.

Ускорение абразионных процессов обусловлено истощением пляжей, связанным с интенсивной разработкой песков в береговой зоне моря. Аккумуляция берегов незначительна, так как твердый сток рек в связи с подпором со стороны моря осаждается в лиманах, а береговая зона питается в основном материалом абразии. Локальные пляжи приурочены к вершине Одесской бухты, где идет их искусственная подпитка песком. Нарастание пляжей до 2 м/год наблюдается в вершинах Жебриевской и Рыбаковской бухт.

На побережье от Одессы до Днепро-Бугского лимана береговая линия извилистая, представляет собой ряд мелких бухт, разделенных мысами и сложенных известняками понта. Узкие пляжи (4—10 м) формируются только в бухтах, скорость абразии 0,2—0,5 м/год.

На побережье моря от Днепра до верховья Каркинитского залива происходит перемещение и интенсивная аккумуляция песчаных наносов. Поверхность аккумулятивных форм подвержена эоловым процессам, проявляющимся в образовании дюн («кучугуров»).

Абразионные процессы со скоростью до 3 м/год развиты на берегах, сложенных лёссовыми породами. В активной гидродинамической зоне шельфа (до глубин 15—30 м) широко развиты абразионные процессы. Здесь выделяются участки полного отсутствия чехла современных морских осадков. Максимальные скорости абразии зафиксированы для лёссовых пород — до 1000 см/год на глубинах 1—1,5 м, минимальные — для известняков понта и составляют в среднем несколько сантиметров в год.

Процессы неволновой аккумуляции, протекающие на глубинах более 30 м, проявляются в накоплении тонкодисперсных осадков за счет осаждения взвешенного материала, транспортируемого подводными течениями.

Современные эрозионные процессы на дне связаны со стоковыми течениями рек, приурочены к внешнему краю шельфа и континентального склона и морфологически часто выражены в виде каньонообразных долин (аванделыта Дуная).

Область проявления подводных гравитационных процессов (оползни, осовы, оплывины) ограничена главным образом внешним краем шельфа и континентальным склоном.

Глава 22
ШЕЛЬФ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ ГОРНОГО КРЫМА

Рассматриваемый шельф прилегает к южной и юго-восточной частям Крымского полуострова. В структурном отношении он располагается в пределах погруженной под воды Черного моря части Крымского мегантиклинория, ограниченного разломами глубинного заложения.

В центральной части западного района материковая отмель образует меридиональный выступ шириной до 30 км. Глубина бровки шельфа в юго-западной части выступа достигает 140—160 м. К восточной и западной границам района ширина шельфа уменьшается до 10 км, а глубина бровки шельфа до 110 м. К востоку от Ялты шельф сужается до 6 км, а глубина его внешнего края уменьшается до 75 м.

Береговая зона протяженностью свыше 200 км вытянута с юго-запада на северо-восток. Уклон повсеместно направлен к морю (на юг и юго-восток), крутизна его 3—30°, иногда более. На всем протяжении морской берег абразионный, преимущественно бухтовый с чередованием мысов и бухт, но местами прямолинейный, весьма приглубый. Береговую зону региона делят на две части. К первой относят западную (от р. Демерджи) часть Южного склона Крымских гор с гравитационным расчленением, а ко второй — восточную (от р. Демерджи), с эрозионным расчленением.

В январе в прибрежной зоне наибольшее количество осадков выпадает в Горном Крыму (более 1000 мм/год). В районе Севастополя осадков выпадает от 300 до 350 мм. Одной из особенностей гидрологического режима рассматриваемой шельфовой зоны является небольшой речной сток. Годовой сток наносов таких рек, как Уган-Су и Дерекойка, составляет 5—6,6 тыс. т.

Одним из основных факторов, определяющих режим течений, является ветер. Основное вдольбереговое циклоническое течение, проходящее на некотором удалении от берега, направлено с северо-востока на юго-запад. Зимой и летом его скорости достигают 0,8—1,2 м/с. При удалении от берега и по мере

приближения к стержню основного потока наблюдается рост скоростей течений.

С блоковой тектоникой южного склона Крымского мегантиклинория связаны многие особенности строения Крымского шельфа. Инженерно-геологические условия шельфа Горного Крыма определяются как триасовыми и юрскими породами, относящимися к флишоидно-терригенной, вулканогенно-терригенной и интрузивной формациям нижнего структурного этажа, слагающим цоколь шельфа, так и плиоцен-четвертичными морскими, прибрежно-морскими и субаэральными отложениями верхнего структурного этажа.

Породы нижнего структурного этажа могут служить основанием гидротехнических сооружений, расположенных в прибрежной зоне. Они представлены в основном сланцами таврической серии. Верхняя часть сланцевой толщи (около 15 м), как правило, затронута выветриванием. Физико-механические свойства пород верхней зоны выветривания: плотность 1,9—2,1 т/м^3, консистенция твердая и полутвердая, угол внутреннего трения 13—14°, сцепление 0,01—0,21 МПа. Физико-механические свойства сланцев: плотность 2,2—2,4 т/м^3, консистенция тугопластичная, влажность 13—18 %, число пластичности 14—17, угол внутреннего трения 35—37°, модуль деформации 35 МПа.

Основанием большинства гидротехнических сооружений служат плейстоцен-голоценовые отложения верхнего структурного этажа.

Плейстоценовые морские песчано-глинистые осадки (Q_{2-3}) отличаются существенной примесью раковинно-детритового материала, преобладанием пылеватых разностей песков, пространственной литологической неоднородностью, частой сменой разностей пород по мощности и простиранию. Эти осадки имеют плотность 1,96—2,14 т/м^3, плотность скелета 1,57—1,89 т/м^3, пористость 31—45 %, влажность 24—36 %, нижний предел пластичности 15—28, угол естественного откоса песков 21—27° Для глинистых разностей грунтов угол внутреннего трения равен 15—23°, сцепление 0,01—0,05 МПа, модуль деформации 8—15 МПа.

Мощность голоценовых осадков на шельфе Горного Крыма (табл. 22.1) составляет в основном 4—6 м, причем максимум (6 м) имеет высокую вероятность — 60 %. Повышенные мощности осадков характерны главным образом для прибрежной части шельфа.

Современные геологические процессы и явления. На шельфе и побережье рассматриваемого региона широко развиты процессы эндогенной, экзогенной и техногенной природы.

Процессы эндогенной природы выражаются в сейсмической активности территории и современных движениях земной коры. Шельф и береговая зона мегантиклинория Горного Крыма характеризуется 8-балльной сейсмичностью. В частности, 8 баллов достигло землетрясение в 1927 г. В зависимости от местных ин-

Таблица 22.1

Физико-механические свойства голоценовых осадков шельфа Южного Крыма

Тип осадка	Глубина от дна, см	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Сцепление, МПа
			влажного грунта	скелета грунта				
Серый мелкоалевритовый ил	20	53,6	1,68	1,09	1,46	27,1	15,7	5,9
То же	100	49,8	1,71	1,14	1,35	20,8	19,3	7,5
Алевритово-глинистый ил	133	63,4	1,55	0,95	1,86	23,1	11,3	6,3
То же	320	53,9	1,61	1,05	1,56	25,2	29,5	14,8
Темно-серый мелкоалевритовый ил	380	56,0	1,56	1,00	1,68	30,0	21,3	11,1
То же	463	54,4	1,64	1,06	1,51	26,2	27,7	10,5
Серый глинистый ил	53	110,1	1,45	0,69	2,87	37,1	48,3	10,6
То же	255	99,9	1,41	0,71	2,77	30,5	36,7	4,1
„	260	84,2	1,46	0,79	2,41	39,8	35,1	10,9
Глинистый ил	45	108,2	1,45	0,70	2,82	33,5	32,3	4,5
То же	132	80,2	1,57	0,87	2,10	31,8	32,1	6,8
„	165	92,1	1,48	0,77	2,51	37,4	28,3	8,0

женерно-геологических условий (степени выветрелости, обводненности, тектонической трещиноватости) на отдельных участках склона балльность может повышаться или понижаться на 1—2 единицы. В год на южном берегу Крыма происходит до 40 толчков различной силы. Многие эпицентры землетрясений, приуроченные к тектоническим нарушениям, располагаются на шельфе. Суммарный эффект колебаний выражается в положительных движениях Горной части Крыма со скоростью до 2 мм/год и отрицательных дна моря и прибрежной сеши со скоростью до 2,1 мм/год.

С современными движениями земной коры и высокой сейсмичностью связаны широкое развитие и активизация экзогенных процессов: оползней и абразии.

Оползневыми процессами поражено практически все побережье рассматриваемого региона (более 30 % всей площади береговой полосы). В восточной части региона общая площадь, пораженная оползнями, почти в три раза меньше.

Абразия, охватывающая все побережье, как и оползни, отрицательно сказывается на инженерно-геологической обстановке береговой зоны. Скорость абразионных процессов на разных участках изменяется от нескольких миллиметров до 3 м/год. Практически не подвергаются абразии изверженные породы, слагающие ряд мысов. Скорость разрушения пород таврической серии, по литературным данным, составляет 0,01—0,05 мм/год, а скорость разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, рав-

на 0,3—1,8 м/год и достигает 3 м/год. Средняя скорость разрушения южных берегов Крыма составляет 1—2 мм/год. По данным литературных материалов, общее отступание берега на участках, сложенных сравнительно легко размываемыми породами, колеблется от 10 до 200 см/год. Более высокой интенсивностью абразионных процессов характеризуется восточное побережье Крыма.

По данным А. И. Шеко, В. С. Круподерова, А. М. Лихатинова и др., в рассматриваемом регионе интенсивность абразии определяется двумя основными факторами: режимом штормов и ходом уровня моря. Абразию вызывает шторм силой более 5—7 баллов. Во время штормов в движение вовлекается весь галечный слой пляжей мощностью до 2 м, а также весь материал, располагающийся ниже уреза воды. В течение года около 20 % гальки истирается до состояния песка. Сезонные колебания уровня моря достигают в регионе 20 см, амплитуда колебаний среднегодовых уровней составляет 27 см. Наиболее полноводным Черное море будет в 1996 г. По данным стационарных наблюдений на различных участках установлено, что скорость отступания берегового уступа в среднем возрастала (в м/год) от 0,03 в 1974 г. до 0,67 в 1975 г. и 0,70 в 1976 г. Активизация абразии началась в 1975 г. и достигла своего максимума в 1979 г. Несколько меньшая активизация абразии ожидается в 1993 г.

Аккумулятивные процессы в береговой зоне Горного Крыма развиты слабо. В регионе можно выделить гидродинамический и антропогенный типы аккумуляции наносов. Вследствие абразии или искусственных отсыпок в береговую зону попадает определенное количество материала, вовлекаемого в движение вдольбереговыми потоками наносов и идущего на образование естественных пляжей. Общее направление потоков наносов здесь — восток — запад (рис. 22.1). Существуют незначительные короткие потоки наносов, разделенные «непропусками» в виде мысов и зонами дивергенции. В вогнутостях и бухтах побережья развиты небольшие прислоненные галечные пляжи; вблизи устьев некоторых крымских рек — песчано-гравелитовые. Средняя их ширина равна 8—10 м, максимальная — 35—40 м.

Современные эрозионные процессы на дне моря приурочены к внешнему краю шельфа и континентальному склону и морфологически выражены в виде каньонообразных долин.

В части акватории от Алушты до Севастополя сейсмоакустическими профилями установлена связь большинства морских подводных каньонов с продолжением речной сети суши на шельфе. Однако некоторые каньоны, например каньон в районе Ялта — Аюдаг, являются молодыми грабенами. Подводные каньоны имеют крутые (20—60°) борты, уклон дна 5—25° и глубину вреза 40—75 м. Значительная часть терригенного материала, поступающего со стоком рек и в результате абразии берегов, транспортируется по каньонам в глубоководную зону.

10 Зак. 252

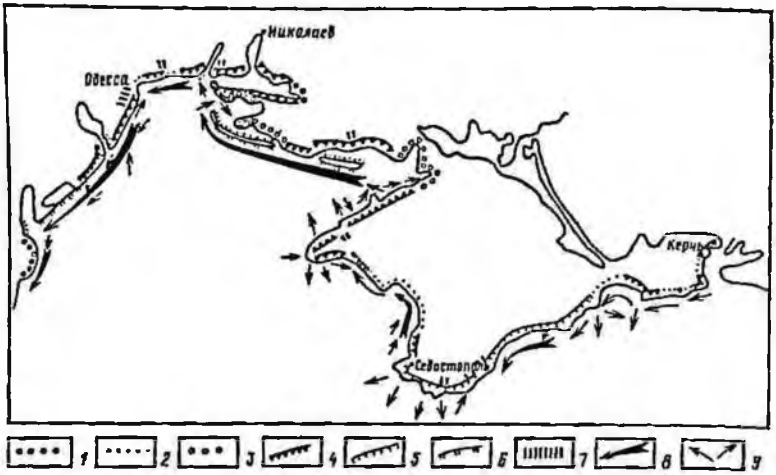


Рис. 22.1. Схема динамики и типов берегов Черного моря в пределах УССР. *По В. П. Зенковичу, Ю. Д. Шуйскому с учетом исследований ИГН АН УССР.*

Аккумулятивный тип берега: *1* — дельтовые, *2* — аккумулятивные, *3* — динамически «стабильные»; абразионный: *4* — абразионно-оползневые и обвальные в глинистых породах, *5* — абразионные в скальных породах, *6* — первично-аккумулятивные абрадируемые; антропогенный: *7* — антропогенные; динамика потоков наносов: *8* — вдольбереговые потоки, *9* — движение наносов с подводного склона

Область проявления подводных гравитационных процессов ограничена внешним краем шельфа и континентальным склоном, где по результатам обследования с помощью подводных аппаратов были обнаружены оползневые цирки со свежими стенками срыва и смещенные блоки уплотненных илов мощностью 4—8 м.

Глава 23
ШЕЛЬФ АЗОВСКОГО МОРЯ

Северная часть Азовского моря расположена в пределах южного края Восточно-Европейской платформы, центральная занимает наиболее значительную часть Скифской плиты, а южная приурочена к Индоло-Кубанскому прогибу.

В плоском рельефе дна Азовского моря отмечены в основном невысокие (3—5 м) подводные возвышенности. При сильных штормовых (5—7 баллов) ветрах скорость подводных течений, охватывающих всю водную толщу, достигает 0,7 м/с, что вполне достаточно для перемещения верхнего слоя донных илов, находящихся в состоянии суспензий. Климат континентальный, среднегодовое количество осадков до 500 мм/год. Среднегодовая температура воздуха, составляющая 10,3 °С (максимальная в июле — августе до 38, минимальная в январе — феврале от —30 до —32 °С), обеспечивает продолжительность ледового покрова

толщиной до 0,7 м около трех месяцев. Существенную роль в гидрологическом режиме акватории играют реки Дон и Кубань, суммарный твердый сток которых превышает 18 млн т/год; до 3 млн т ежегодно поставляют продукты абразии берегов Азовского моря, сложенных в основном рыхлыми песчано-глинистыми породами четвертичного возраста.

Скорость современного осадконакопления, в основном илов и алевритов, на дне Азовского моря составляет 0,5 мм/год. Нижние структурные этажи, начиная от приазовского кристаллического массива и кончая складками мезозоя, захвачены системой глубинных разломов, образующих блоки, дифференцированные движения которых отразились на кайнозойском моноклинально залегающем чехле, а также на формировании современных осадков Азовского моря.

Отложения плиоцена, слагающие почти весь контур берегов Азовского моря, представлены глинами и песчанистыми глинами с редкими прослоями песчаников, мергелей и ракушечников. На площади бассейна наиболее широко распространены четвертичные континентальные лёссовидные суглинки и морские аллювиально-старичные, а также лагунно-озерные отложения, представленные глинами, суглинками, песчано-ракушечным материалом.

В плавнях Кубани и Дона вскрыты современные аллювиальные, аллювиально-лиманные и озерно-морские отложения, представленные водонасыщенными глинами, суглинками, песками и илами мощностью около 100 м.

Инженерно-гелогические свойства морских отложений плейстоцена и голоцена хорошо изучены в южной части Азовского моря в зоне Керченского пролива, где, по данным литературных материалов, снизу вверх по разрезу выделяются: а) древнеэвксинские отложения, залегающие непосредственно на породах сарматского яруса, представлены плотными тугопластичными глинами, синевато- и зеленовато-серого цвета с редкими раковинами, галькой и гравием. Влажность глин около 27 %, плотность 2,72 г/см^3, коэффициент пористости 0,76, число пластичности 22. Расчетные показатели сопротивления сдвигу: tg φ — 0,15, с 0,03 МПа; б) карангатские глины зеленовато- и голубовато-серого цвета, мягкопластичной консистенции, имеют среднюю влажность 39 %, плотность 2,72 г/см^3, коэффициент сопротивления сдвигу tg φ 0,12, с 0,020 МПа; в) новоэвксинские отложения представлены серовато-зелеными мягкопластичными глинами, содержащими раковины пресноводных и морских моллюсков (до 10%). Влажность этих глин около 40%, плотность 2,72 г/см^3, коэффициент пористости 1,19, число пластичности 27, tg φ 0,13, с 0,02 МПа; г) древнечерноморские сильно иловатые глины характеризуются текучепластичной консистенцией. Естественная влажность их 43 %, плотность 2,72 г/см^3, коэффициент пористости 1,23, число пластичности 32, tg φ 0,07, с 0,015 МПа; д) новочерноморские отложения представлены иловатыми песками с ра-

кушей. Пенетрацией было установлено, что наиболее плотное сложение пески имеют у Кавказского берега. Консистенция текучая, естественная влажность 93 %, плотность 2,62 г/см³, коэффициент пористости 2,42, число пластичности 25, $\lg \varphi$ 0,03, с 0,005 МПа.

Современные геологические процессы и явления. В пределах акватории и береговой зоны Азовского моря развиты процессы эндогенной, экзогенной и техногенной природы. Среди эндогенных процессов выделяются вертикальные движения земной коры и грязевой вулканизм. Экзогенные процессы выражены в развитии оползней, абразии и аккумуляции.

Изучение современных вертикальных движений земной коры Азовского моря необходимо при разработке многих инженерно-технических проектов. По данным И. Н. Софронова и Ю. П. Хрусталева, большая часть Азово-Кубанской равнины, включая северный участок дельты Кубани, испытывает поднятие до 2 мм/год. Севернее р. Ея скорости современного поднятия равнины возрастают до 4 мм/год. Прибрежная зона в районе Таманского полуострова и южной части дельты Кубани, приазовские плавни в низовьях р. Бейсуг, Ейский полуостров, узкая полоса северного побережья, за исключением побережья Таганрогского залива, которое поднимается до 1 мм в год, погружаются со скоростью до 2 мм/год.

Грязевой вулканизм характерен для южной части Азовского моря и прилегающей суши. На Керченском полуострове установлено более 20 современных и ископаемых грязевых вулканов, на Таманском полуострове — 38. Возникновение грязевых островов в море, образовавшихся после извержения грязевых вулканов, зафиксировано в 1799, 1814, 1862, 1880, 1906, 1924, 1950 гг., а после 1951 г. они возникали почти ежегодно. Каждое извержение подводных грязевых вулканов, приводящее к образованию островов, сопровождается выбросом нескольких миллионов тонн сопочной брекчии. Однако эти острова очень быстро размываются.

В пределах высоких берегов абразионного типа широко развиты оползни, состоящие из легкоразмываемых глин и суглинков неогена. Крупным оползневым районом является побережье Керченского полуострова, где оползаниями поражено 40% побережья. Здесь выявлено 378 оползней общей площадью 10,7 км². Оползневыми явлениями осложнено также северное побережье Азовского моря. На этой территории активно ведется курортное строительство, что повлекло за собой ряд неблагоприятных последствий. Распространены они на участках с абсолютными отметками от 30 до 60 м в толще, где под уровнем моря обнажаются мощные лёссовидные суглинки и песчано-глинистая толща неогеновых отложений.

В пределах Таманского полуострова оползневые процессы развиты в основном в западной абразионной части протяженностью около 30 км. На восточном побережье Азовского моря

оползневые процессы не встречаются. Это связано с небольшой высотой берега и с быстрым темпом абразии.

Очевидна большая роль сгонно-нагонных явлений в формировании берегов Азовского моря, которые представляют собой серию больших заливов [3], отделенных друг от друга косами, выдвинутыми узкими песчаными полосами в открытое море на десятки километров и ориентированными в соответствии с преобладающими ветроволновыми режимами. В промежутках между косами берег размывается и песчано-ракушечный материал сосредоточен в основном в многочисленных аккумулятивных формах. Самая крупная аккумулятивная форма — Арабатская стрелка, отделяющая от моря на западе мелководный залив Сиваш. Ее длина 110 км, средняя ширина 500 м, а толщина слоя наносов примерно 6 м.

Не менее грандиозны масштабы размыва и абразии берегов. По данным литературных материалов, средняя скорость размыва восточных берегов Азовского моря, сложенных четвертичными лёссовидными суглинками, составляет 1,2—4 м/год. Во время сильных штормов и ураганов в результате размыва и абразии берег может отступить на 3—5 и даже на 10—20 м. Основными факторами процессов аккумуляции и абразии являются гидродинамический режим акватории, интенсивность поступления осадочного материала и антропогенное воздействие. Эти факторы и их изменчивость определяют многолетнюю и сезонную периодичность процессов размыва и аккумуляции.

Уменьшение поступления биогенного материала активизирует процессы размыва аккумулятивных тел и абразии берегов. По расчетам исследователей около 30 % общего количества поступающего в течение года раковинного (кардиума) материала аккумулируется на косах, 30 % истирается и около 40 % захороняется в грунтах.

Антропогенный фактор в развитии береговой зоны Азовского моря отрицательно влияет на локальный и региональный уровни. Локальное воздействие антропогенного фактора выражается в изъятии материала из пляжей и аккумулятивных форм, нерациональных приемах строительства и берегозащиты, влиянии портовых сооружений на развитие берега и т. д. Однако более серьезными оказываются последствия регионального антропогенного воздействия, суть которого — это крупномасштабные преобразования стока рек, нарушающие режим поступления литогенного материала в береговую зону.

Глава 24
ШЕЛЬФ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО ПЕРИКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА

На шельфе развита серия новейших складчатых структур, которые с учетом дифференцированного характера неотектонических движений обусловили весьма сложные очертания берего-

вой линии моря. Северная часть прогиба относится к акватории Азовского моря, центральная — к акватории Керченского пролива, южная — к Черному морю. Длина берегов с клифами составляет около 127 км, а низменных берегов, образованных различными формами прибрежно-морской и дельтовой аккумуляции, около 89 км. Прибрежно-морские формы представлены косой Чушка протяженностью до 16 км и Бугазско-Витязевско-Джеметинской пересыпью.

Средняя скорость унаследованного прогибания шельфа за плейстоцен оценивается в 0,2—0,3 мм/ год и отличается значительной (до 130 м) мощностью плейстоценовых аллювиально-морских отложений аккумулятивного типа. Шельф весьма широкий (20—40 км) и пологий (средний уклон 0,0025—0,004), внешний край его неровный, проходит на глубинах до 150 м. В зоне Керченского пролива шельф мелководный, пологовогнутый, глубины в средней части пролива не превышают 7 м, к южной постепенно увеличиваются до 16 м. Среднемноголетние поднятия уровня в зоне Черного моря (пост Анапа) составляют 2,1 мм/год, а в зоне Азовского моря (пост Темрюк) — 2,76 мм/год.

Экстремальные нагоны связаны с юго-западными и западными ветрами и достигают 174 см. Максимальная волновая эрозия (70—95 %), ведущая к наибольшим литодинамическим преобразованиям в береговой зоне, приурочена к интервалу среднемноголетнего уровня, составляющему ±20 см. С режимом ветров связаны придонные течения: в зоне Черного моря они направлены с юго-востока на северо-запад, скорость 0,1—0,15 м/с, в Притаманской части Азовского моря направлены с запада на восток, скорость до 0,2 м/с. Для Керченского пролива характерны попеременные течения из Азовского и Черного морей в зависимости от направления и продолжительности сильных ветров. Морской лед в проливе появляется ежегодно, приносится в основном из Азовского моря и стоит с декабря по февраль. Толщина льда достигает 0,7—0,9 м, средняя скорость дрейфа 0,5—1 км/ч, массы битого льда оказывают выпахивающее воздействие на берег и мелководье.

Шельф Керченско-Таманского прогиба характеризуется наличием диапировых новейших складчатых структур. В северной части шельфа и побережий складчатость более напряженная при общем преобладании воздыманий. В южной части шельфа развиты преимущественно отрицательные неотектонические движения.

Коренные породы, представленные майкопской свитой и молассами неогена, являются складчатым основанием для покрывающих их повсеместно морских, аллювиально-морских и континентальных отложений плейстоцена и голоцена, и поэтому их практическая значимость для инженерно-геологической оценки шельфа незначительна.

Дифференциация и повышение темпов неотектонических движений в сочетании с четвертичными трансгрессивно-регрессив-

ными колебаниями уровня Черного моря, достигавшими 80—100 м, способствовали накоплению на Керченско-Таманском шельфе полигенетического комплекса четвертичных отложений покровного чехла.

Стратиграфо-генетический комплекс плейстоценовых грязевулканических отложений развит на шельфе только в ядрах диапировых структур и представлен синевато-серыми глинами с обломками (не более 15 %) песчаников и мергелей. Глины набухающие (свободное набухание 4—20 %).

Стратиграфо-генетический комплекс плейстоценовых лёссовидных отложений мощностью до 15 м развит в береговой зоне Таманского полуострова в прогибающихся синклиналях, продолжающихся на шельфе. По гранулометрическому составу лёссовидные суглинки содержат (%): песчаных частиц 8—21, пылеватых 41—69, глинистых 12—42. Все литологические разности лёссовидных отложений обладают набухающей способностью, значение которой колеблется от 0,5 до 19 %. В пределах шельфа отложения комплекса просадочными свойствами обычно не обладают.

Стратиграфо-генетический комплекс плейстоценовых аллювиальных морских песков и суглинков широко развит в Витязево-Кизилташском прогибе, заполненном трансгрессивно-регрессивной серией осадков палео-Кубани мощностью до 120 м, а также в прибортовых частях верхнеплейстоцен-голоценового эрозионного вреза палео-Дона в Керченском проливе, где их мощность составляет 2—15 м.

Стратиграфо-генетический комплекс плейстоценовых морских отложений развит на участке шельфа между рукавами палео-Дона и палео-Кубани. Комплекс представлен литологически неоднородной толщей чередующихся песков и глин общей мощностью до 7 м. В инженерно-геологическом отношении он изучен недостаточно.

Стратиграфо-генетический комплекс голоценовых морских отложений развит повсеместно на всей акватории шельфа региона, за исключением участков бенча. Мощность морского голоцена достигает 10—15 м. Наиболее изучены позднеголоценовые осадки, представленные песками, ракушей, илами. Песчано-детритовыми грунтами сложены в основном подводные косы. Преобладают пылеватые и мелкие пески. В гравелистых песках содержится до 5 % мелкой гальки. Ракушечный детрит по всей толще песков распределен неравномерно, причем максимальное его количество — в гравелистых песках. Содержание глинистой фракции во всех видах песчано-ракушечных грунтов составляет 3,8—5,4 %. Плотность их от 2,62 до 2,80 г/см^3 в зависимости от содержания ракуши. С увеличением последних возрастает и их прочность. Сопротивление сдвигу составляет 0,0008—0,0015 МПа, угол внутреннего трения 21—26°.

Биогенные грунты представлены несортированной ракушей или ракушечным детритом, содержащим до 50 % глинистого за-

полнителя. Прочность, плотность и влажность ракушечников неоднородны и зависят от содержания илистого заполнителя. При наличии ила более 30 % прочность породы примерно соответствует максимальным параметрам прочности чистого ила.

Глинистые илы обычно темно-серые и имеют скрытотекучую консистенцию. Содержание глинистой фракции достигает 40 %, а ракуши 5—30 %. В составе глинистых минералов преобладают гидрослюды. Минерализация поровых вод илов достигает 18,9—19,9 г/л, газонасыщенность 41,7 см³ на 1 кг породы. В составе газов преобладает метан, углекислый газ и азот. Диапазоны показателей физических свойств илов очень велики: влажность 49—201 %, плотность скелета грунта 0,34—1,17 г/см³, число пластичности 17—57, консистенция 1,0—3,5. Илы обнаруживают высокую сжимаемость. Средний модуль осадки илов при давлении 0,03 МПа составляет 357 мм/м.

Современные геологические процессы и явления. На Керченско-Таманском шельфе широко развиты как эндогенные (грязевой вулканизм, землетрясения), так и экзогенные (абразия, аккумуляция, оползни) геологические процессы.

Подавляющее большинство проявлений грязевого вулканизма на шельфе связано с антиклинальными структурами [15]. За последние 100 лет известны случаи образования грязевулканических островов в Керченском проливе к югу от косы Тузла. Один из них образовался в результате подводного извержения в 1914 г. к югу от косы Тузла, возвысился над морем на 5 м, а впоследствии был уничтожен абразией моря.

В пределах внешнего шельфа и континентального склона южнее пролива зафиксированы эпицентры землетрясений в 1966—1973 гг. силой до 6 баллов.

Абразионная переработка берегов происходит интенсивно и способствует широкому развитию обвально-осыпных и оползневых процессов, которыми поражены 60 % берегов Таманского полуострова. Об унаследованном характере этих процессов свидетельствуют погребенные оползневые тела в бортах предголоценового переуглубления палео-Дона в современном фарватере пролива. Максимальные значения коэффициента пораженности клифа активными обвально-осыпными процессами составляют 0,1—0,3 м; прослеживаются на участках интенсивной абразии (до 1 м/год).

Абразионно-аккумулятивные процессы в пределах береговой зоны и клифа имеют многообразный характер. Отсутствие устьев крупных рек (за исключением р. Кубани, твердый сток которой оказывает влияние на северную часть Таманского полуострова), изрезанные берега, наличие акваторий различного типа, неустойчивость отложений, слагающих клифы определяют основные условия формирования характеризуемых процессов. За последние 20—25 лет клифы полуострова абрадируются со средней скоростью 0,33 м/год, при этом максимальные скорости в пределах отдельных участков достигают 3—5 м/год и более. Береговая

зона южной черноморской части Таманского полуострова характеризуется активностью гидродинамических процессов и наличием единого вдольберегового потока наносов, направленного с северо-запада на юго-восток.

Современное развитие уникальной аккумулятивной береговой зоны Бугазско-Витязевской пересыпи протекает в условиях усиливающегося дефицита вдольберегового потока наносов, имеющего здесь южное направление. В северной части пересыпи преобладают абразионные размывы, в южной части еще сохраняется динамическое аккумулятивно-абразионное равновесие, а в зоне, прилегающей к Анапской бухте, отмечена тенденция к росту ширины пляжей.

Берега Керченского пролива отличаются наличием различных по направлению и обычно локализованных потоков наносов, которые обусловили существование небольших по размерам и редких аккумулятивных форм, приуроченных к отрезкам резкого изгиба береговой линии (косы Маркитанская, Рубанова и др.).

Наиболее сложными по своей морфологии и динамике являются азовские берега Таманского полуострова, а также район косы Чушка (длина 16 км), приуроченной к северному входу в Керченский пролив. Помимо абразии здесь существенную роль в природных статьях баланса играет поступление наносов из р. Кубани. Миграция основного потока наносов происходит в западном направлении от дельты р. Кубани к косе Чушка. Средние темпы абразии коренных берегов достигают 0,6 м/год, а на отдельных участках 1—2 м/год. Коса Чушка вблизи корневой части неоднократно размывалась.

Процессы донной эрозии в пределах Керченской зоны весьма активны. Максимальной интенсивности они достигают на побережье Таманского полуострова в районе мыса Железный Рог, где ширина зоны открытого бенча достигает 4—4,5 км.

Глава 25
ШЕЛЬФ ГОРНО-СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ КАВКАЗА

В области шельфовой зоны Кавказского региона выделяются подобласти: южный склон мегантиклинория Большого Кавказа, Закавказская межгорная зона (Грузинская глыба), мегантиклинорий Малого Кавказа.

Шельф Южного склона мегантиклинория Большого Кавказа относится к типу шельфов многеосинклинальных зон и характеризуется наличием сложной системы преимущественно блоковых структур, среди которых выделяют: шельф Новороссийского синклинория, испытывающий относительное погружение, шельф Лазаревского структурного блока, испытывающий относительное воздымание, шельф Сочи-Псоусского структурного блока, испытывающий относительное погружение, шельф Гагрского структурного блока, испытывающий

относительное воздымание. Принципиальное значение для формирования современной инженерно-геологической обстановки шельфа и береговой зоны имеет интенсификация скоростей новейших движений: берега Ахунского (г. Сочи) и Гагрского поднятий воздымаются со скоростью до 2 мм/год, а приустьевые депрессии рек Шахе, Псоу погружаются с той же скоростью.

Берега региона представляют собой расчлененное низкогорье с абсолютными отметками 400—600 м в зоне Новороссийского синклинория и Гагрской антиклинали, где на протяжении более 300 км наблюдаются активные клифы высотой до 200 м в отложениях палеогенового флиша и меловых известняков. Низменные берега приурочены к устьям рек, занимают подчиненное положение и характеризуются локальными интенсивно размываемыми пляжами, прислоненными к аллювиально-морским голоценовым террасам. Шельфовая зона имеет небольшую ширину — от 0,5 км в южной части региона до 15—20 км в районе северной границы с Керченско-Таманским регионом. Вдоль береговой линии почти повсеместно, за исключением приустьевых участков рек и зоны аккумулятивных голоценовых террас, протягивается полоса грядового открытого или прикрытого маломощными (5—10 м) современными морскими осадками бенча, ширина которого увеличивается с юго-востока на северо-запад от 250—400 м (Сочи — Туапсе) до 700—1200 м (Геленджик — Новороссийск).

Уровенный режим Черного моря у берегов Кавказа отличается сравнительной стабильностью. Амплитуды сезонных изменений в многолетнем плане достигают максимальных значений (42—48 см).

Самые сильные волнения наблюдаются в осенне-зимний период, на который приходится до 80 % общегодовой энергии волн с максимальной силой (4—7 баллов). Преобладают юго-западные волнения.

Коренные породы, слагающие цоколь шельфа, представлены терригенным и карбонатным флишем мела — палеогена в зоне Новороссийского синклинория, известняками мела и морскими молассами палеоген-неогена в зоне Гагрской антиклинали.

Развитие шельфа мегантиклинория Большого Кавказа в четвертичное время неразрывно связано с неотектоническим поднятием горного сооружения, его эрозионным расчленением, а также с трансгрессивно-регрессивной ритмикой Черного моря. Разнообразие условий осадконакоплений привело к накоплению полигенетической толщи четвертичных образований (табл. 25.1).

Среди песков морского дна преобладают крупнозернистые и пылеватые разности, последние к тому же имеют более однородный состав. Среди возрастных групп наиболее рыхлое сложение имеют современные и верхнеголоценовые (нимфейские) пески. Величина угла естественного откоса песков в сухом состоянии колеблется от 40 (пылеватые) до 36° (гравелистые), а под водой соответственно от 37 до 31°. Коэффициент фильтра-

Таблица 25.1

Физико-механические свойства четвертичных глинистых грунтов шельфовой зоны (между городами Туапсе и Сочи)

Стратиграфо-генетический комплекс	Место отбора проб	Грунт	Плотность, г/см³		Влажность, %	Коэффициент пористости	Коэффициент водонасыщенности	Число пластичности	Консистенция	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа
			грунта	скелета грунта							
Плейстоцен-голоценовые оползневые отложения	Район г. Сочи	Глина	2,70	1,50	27,8	0,80	0,94	22	0,19	6—12	0,04—0,07
Верхнеплейстоцен-голоценовые аллювиально-морские отложения	Район пос. Лазаревское	То же	2,71	1,40	34,7	0,98	0,94	24,6	0,41	10	0,03
Голоценовые морские отложения	Район поселков Адлер и Лазаревское	Глины новочерноморские	2,71	1,32	38,4	1,20	0,99	28,4	0,40	5,5	0,035
		среднечерноморские	2,73	1,47	30,8	0,86	0,93	0,08	0,08	19	0,06
		древнечерноморские	2,69	1,74	20,0	0,55	1,00	15,0	0	18	0,1
		Суглинки среднечерноморские	2,71	1,45	30,4	0,88	0,94	13,5	0,07	26,5	0,081
		древнечерноморские	2,68	1,74	19,6	0,54	1,0	12,5	0	18,5	0,1
	Район г. Туапсе (скв. на глубине 13 м)	Илы	—	37,5—45,2		—	—	11—16	1,0—1,3	—	—
		Суглинок (2,2—5 м)	—	35,0—37,0		0,95—1,6	—	12—16	0,6—0,7	12—16	0,01—0
		Суглинок (5—11 м)	—	25,0—29,0		0,71—0,8	—	9—17	0,4—0,5	12—21	0,015—0,028

ции в зависимости от содержания глинистых частиц варьирует от 0 до 6,5 м/сут.

Галечные и гравийные грунты характеризуются значительной неоднородностью гранулометрического состава и повышенной способностью к уплотнению.

На шельфе Гагрского абразионного массива, испытывающего современное воздымание, морские отложения плейстоцена полностью размыты, и на коренных известняках мела залегают песчано-гравийные и илистые осадки голоцена мощностью от 0 до 30 м. Подводный береговой склон приглубый (уклон до 0,1), сложен до глубины 7 м галькой мелкой и средней фракции, представленной в основном известняками (до 40 %), а также песчаниками, порфиритами, серыми гранитами и глинистыми сланцами. Пески развиты на глубинах 7—25 м, представлены в тяжелой фракции магнетитом, лимонитом, пироксенами, пиритом, а в легкой — кварцем, карбонатами, плагиоклазами, обломками пород. Мощность песков, по данным морского бурения, более 20 м.

Илистые отложения залегают повсеместно на шельфе глубже 25 м. Илы серые и темно-серые, гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, текстура их тонко- и среднеслоистая, структура пелитовая и алевритовая. Наблюдается уменьшение мощности илов от 10 до 1 м в сторону континентального склона. В вертикальном разрезе прослеживается закономерный процесс уплотнения илов с глубиной. Как показала практика строительства подводного трубопровода в г. Гагра, илы средней степени уплотнения залегают на шельфе под тонким (до 0,5 м) слоем жидкого ила и при модуле осадки, равной 150—170 мм, вполне пригодны в качестве основания подводных линейных коммуникаций.

Современные геологические процессы и явления. Из эндогенных процессов преобладают палеосейсмодислокации (сейсмогенные разрывы и уступы, сейсмооползневые и сейсмообвальные формы), хорошо наблюдаемые на побережье моря в районах Учриша, Абрау, Туапсе, Шахе-Дагомыса, а также в пределах шельфа на удалении до 2 км от береговой линии моря.

Сейсмодислокации Черноморского побережья в пределах Сочи-Анапской морфоструктурной зоны, представленной крупными оползнями, обвалами, смещенными участками горных вершин, связаны с сейсмовибрационной ползучестью, обусловленной длительными сейсмическими колебаниями силой 8—9 баллов, которые завершились предположительно к началу новой эры.

Подводные обвально-оползневые массы встречены на шельфе п-ова Абрау на глубинах 45—50 м, и формирование их увязывают с периодом Новочерноморской трансгрессии.

Сейсмогенные подводные оползни размером до 0,01 км^2 развиты у крутосклонной бровки шельфа и на бортах подводных каньонов междуречья Мзымта — Псоу.

В переработке северокавказских берегов Черного моря и прибрежного шельфа участвуют оползневые и обвальные процессы, развитию которых способствует интенсивная абразия. Так, свыше 82 % побережья от Анапы до Адлера имеет абразионно-оползневой и абразионно-обвальный характер при высоте клифов 10—250 м.

Абразионно-аккумулятивные процессы в пределах береговой зоны и подводного склона имеют главенствующее значение. По современным условиям протекания этих процессов регион можно четко подразделить на три части: северо-западную (Анапа — Туапсе), центральную (Туапсе — Псоу) и юго-восточную (Псоу — Бзыби).

В северо-западной части побережья берега развиваются в естественных условиях. Характерная особенность береговой зоны этой части побережья — отсутствие непрерывного вдольберегового потока наносов, связанное с острым дефицитом поступающего на подводный склон материала из-за практически полного отсутствия твердого стока рек и направлением равнодействующей волнения (юго-западное), близким к нормали берега. Поэтому пляжи здесь развиты только в приустьевых бухтах, а межбухтовые участки абрадируются в зависимости от литологического строения клифов от 1 до 10 м за 100 лет. На центральном участке (Туапсе — Псоу) абразионно-аккумулятивные процессы сильно изменены вследствие проведенных берегоукрепительных мероприятий. Питание пляжей и осадков шельфа осуществляется в основном за счет выноса твердого стока небольших рек (до 170 тыс. м^3/год). Общее направление вдольберегового потока наносов, прерванного после строительства молов порта Сочи в 1938 г., — с северо-запада на юго-восток. Из 112 км берегов участка Псоу — Туапсе на 30 км преобладает тенденция к размыву, на 28 — к аккумуляции, на 54 км — равновесию.

Юго-восточный участок (Псоу — Бзыби) расположен почти целиком в зоне Гагрского абразионного массива известняков мела, где пляжи отсутствуют на половине его протяжения, и подножие морского склона здесь укреплено стенами и тетраподами. Размыв пляжей на значительной части побережья Гагрского залива был вызван дефицитом пляжеобразующих наносов в концевой части литодинамической системы Мзымта — Псоу, идущих с северо-запада, который значительно усугубился после перекрытия р. Жоэквары с твердым стоком до 20 тыс. т в год. В настоящее время после систематических и искусственных отсыпок, осуществляемых с 1981 г. НПО «Грузморберегозащита», состояние пляжей улучшилось.

Донная абразия развивается почти вдоль всего побережья, где развита полоса бенча. В районе Сочи процессы подводной абразии происходят в основном до 3-метровой изобаты, где скорость разрушения аргиллитов достигла 18 мм/год.

Одна из типичных форм субаквальной денудации — морские подводные каньоны рек Шахе, Мзымта, Псоу, врезы которых имеют древнеэрозионное происхождение и связаны с новоэвксинской регрессией. Между реками Мзымта и Псоу зафиксировано 11 подводных каньонов, часть из них врезана на всю толщу четвертичных морских осадков вплоть до коренных конгломератов мэотиса — понта. Вершины большинства каньонов заложены на больших глубинах моря и не влияют на динамику береговой зоны. Допускается, что уход пляжевого материала осуществляется лишь по двум каньонам системы (Мзымта — Новому и Константиновскому), которые врезаны в береговую зону и являются причиной интенсивных размывов в устье р. Мзымта.

Шельф Закавказской межгорной зоны (Грузинская глыба). Морской шельф в пределах Закавказской межгорной зоны испытывает четко выраженные дифференцированные движения по системам структурных блоков, разделенных живущими по сей день унаследованными молодыми тектоническими разрывами, создающими мозаичную структуру шельфа. По характеру современной неотектонической активности в пределах области Закавказской межгорной зоны на шельфе выделяют регионы III порядка (районы), соответствующие структурным блокам, испытывающим воздымание и прогибание.

Рельеф шельфа находится в прямой зависимости от неотектоники и современной литодинамики. Зоны современных поднятий (Гудаутская, Очамчирская банки) характеризуются широким (до 45 км) и пологим шельфом с внешним краем на изобате 150 м. Абразионные участки и аллювиально-морские мысы (Пицунда, Кодори) отличаются узким (до 2 км) и крутым шельфом с внешним краем на изобате 100 м. Шельф изрезан густой сетью подводных каньонов, приуроченных главным образом к устьям крупных рек (Бзыбь, Гумиста, Кодори, Ингури, Риони и др.).

Морские берега региона протяженностью до 250 км в зависимости от мощности вдольбереговых потоков наносов характеризуются аккумуляцией (около 60 км) и стабильностью (около 50 км), значительная же их часть (140 км) подвержена размыву. Климат в Причерноморской полосе субтропический, наблюдается закономерное увеличение осадков с севера на юг от 1384 (Сухуми) до 1661 мм/год (Поти). Среднегодовая температура воздуха варьирует в пределах 14—15 °С.

Современное развитие шельфа обусловлено литодинамическими процессами, выраженными в распределении твердого стока рек в условиях существующего ветроволнового режима.

По данным литературных материалов, крупные реки региона выносят в море до 15 млн т наносов, из них взвешенных 13,7 млн т (85 %) и влекомых 1,3 млн т (15 %). Песчано-галечный материал представлен широкой гаммой магматических, метаморфических и осадочных палеозойских и мезокайнозойских пород мегантиклинория Большого Кавказа. Взвешенные глини-

стые частицы по минеральному составу в основном относятся к гидрослюдистому типу.

По данным ГМС господствующим направлением волнения моря на акватории Абхазского побережья являются западное (44 %) и южное (35 %). В западном направлении преобладают высокие (3—5 м) наносодвижущие волны, способствующие формированию генерального направления потока наносов с северо-запада на юго-восток. Преобладающие волнения моря на акватории Колхиды — юго-западное (до 33 %) и западное (до 25 %), которые перпендикулярны к берегу, что исключает образование единонаправленного потока наносов. По расчетам на Абхазском побережье сила удара максимальной волны на берег достигает 5 т/м^2, а на Колхиде 6,2 т/м^2.

Из коренных пород, слагающих цоколь шельфа в зоне погружения Грузинской глыбы, залегают глины майкопской свиты (олигоцен — нижний миоцен) мощностью до 1000 м, нижняя — миоценовая моласса (свыше 1000 м), сложенная глинами, песчаниками, известняками, и верхняя — плиоценовая моласса (500—700 м), представленная конгломератами, песчаниками, глинами. Инженерно-геологическая характеристика перечисленных комплексов довольно подробно дана в работах К. И. Джанджгавы. Породы коренной основы на шельфе почти повсеместно перекрыты морскими четвертичными отложениями.

Морские отложения плейстоцена на шельфе сохранились в основном в Колхидской впадине, где они представлены почти всеми горизонтами от чауды до карангата включительно общей мощностью свыше 600 м. На остальных участках шельфа морской плейстоцен почти полностью был размыт в период позднеплейстоцен-голоценовых трансгрессивно-регрессивных циклов.

Комплекс морских голоценовых отложений на шельфе распространен повсеместно, мощность их резко колеблется от первых метров в структурных блоках, испытывающих современное поднятие (Гудаутская банка), до 100 м и более в структурных блоках, испытывающих относительное погружение (Пицунда, устья рек Гумиста, Кодори). Он также широко распространен и на побережье региона, где представлен песками и галечниками новочерноморской и нимфейской террас.

На внутреннем шельфе региона основным источником питания голоценовых отложений является твердый сток рек, главными направлениями максимальной изменчивости которого являются: направление вдольберегового потока наносов и поперечное направление до глубин 20—30 м, где господствуют песчано-галечные отложения. Граница между галечниками и песками проходит на изобатах (5—7 м), соответствующих максимальным значениям высот волн в береговой зоне.

Галечные отложения, особенно в предгорьях Большого Кавказа играют большую роль в литологическом строении пляжа и подводного склона региона, и их аккумуляция является гарантией стабильности морских берегов. Петрографический состав

определяет устойчивость гальки в прибойном потоке, истираемость которой в годовом разрезе времени колеблется от 1 % для изверженных пород до 20 для мергелей и слабосцементированных песчаников.

Максимальные значения наносодвижущих эквивалентов, обеспечивающие вдольбереговое перемещение галек со скоростью более 100 м/сут наблюдаются при высоте морской волны 2—3 м, угле ее подхода к берегу 45° и мощности подвижного (активного) слоя более 1 м.

Поперечное перемещение галечных наносов обеспечивается фронтальным подходом волны к берегу и обратным ему разрывным противотечением, увлекающим гальку с пляжей на большие глубины.

В пределах региона выделяются следующие основные вдольбереговые потоки наносов, соответствующие литодинамическим системам: 1) р. Бзыби, выносящей в море 205 тыс. т песчано-галечных наносов и питающей береговую зону мыса Пицунда на протяжении 11 км; 2) р. Гумисты, выносящей ежегодно 114 тыс. т пляжеобразующих наносов, слагающих пляжи Сухумской бухты; 3) Кодорского вдольберегового потока наносов (240 тыс. т), питающего береговую зону междуречья Кодори — Ингури на протяжении 50 см.

Песчаными грунтами обычно сложена верхняя часть пляжа, ограниченная береговыми валами нимфейской и новочерноморской террас, а на подводном склоне они, как правило, сменяют галечную полосу и залегают в интервале глубин 5—25 м. Исключение составляет Колхида, где галечные наносы отсутствуют, и береговая зона, питаемая реками Ингури, Риони, Супса, целиком сложена песками.

По минеральному составу пески полимиктовые. Для песков береговой зоны Колхиды (в устье р. Супса) характерны высокие содержания магнетита. Пески мелко- и среднезернистые. Средняя плотность песков 2,71 г/см^3, пористость 35—40 %. Пески рыхлые, несвязные, с полным отсутствием признаков начала цементации.

Илами покрыто дно моря глубже 25-метровой изобаты, ежегодное количество которой для Кавказского побережья составляет 25 млн т.

По данным К. И. Джанджгавы, илы относятся к гидрослюдистому типу, что соответствует минеральному типу кор выветривания большинства геологических формаций провинции питания, находящихся в четвертичное время в континентальной стадии развития. Пробы илистых грунтов, взятых на шельфе Пицунды и других участках региона ударными трубками (до 4 м) и неглубокими (до 30 м) морскими скважинами, показали, что первый слой донных илов толщиной 0,5 м представляет собой глинистую суспензию влажностью свыше 200 %; второй слой донных илов (0,5—1,5 м) обладает очень низкими показателями прочности. Их влажность изменяется от 87 до 37 %, угол вну-

треннего трения составляет от 2 до 14°, а сцепление — от 0,01 до 0,002 МПа. В илах третьего слоя, залегающих глубже 1,5 м, заметен процесс дегидратации. Анализ 100 проб показал, что влажность изменяется в среднем в пределах 55—60 %, предел пластичности 27—41 %, предел текучести 42—67 %, число пластичности в среднем равно 20. Пористость илов третьего слоя высокая, по 80 определениям составляет в среднем 52 %. В природных условиях при естественной влажности илы не размокают; подсушенные образцы размокают быстро и выделяют муть. В интервале глубин 1,5—3 м при дальнейшем уменьшении влажности угол внутреннего трения изменяется от 2 до 17°, сцепление от 0,002 до 0,014 МПа. Компрессионные испытания показали резкое уменьшение коэффициента пористости при постепенных нагрузках и необратимый характер деформаций.

По данным К. И. Джанджгавы, небольшие мощности илов голоцена (до 20 м) на Кавказском шельфе Черного моря обусловили низкую степень их литификации, что хорошо согласуется с данными по Каспию.

Современные геологические процессы и явления. Эндогенные процессы на шельфе выражены в дифференцированных движениях по системам структурных блоков, разделенных «живущими» по сей день молодыми тектоническими разрывами. Один из таких «живых» разрывов ограничивает погружающийся Пицундский структурный блок от Гудаутской банки, испытывающей устойчивое новейшее воздымание, четко прослеживается по данным сейсмоакустики и буровых скважин на шельфе и побережье, что свидетельствует об активных неотектонических движениях в течение всего голоцена, вплоть до настоящего времени. Сейсмичность приурочена к берегам, шельфу и континентальному склону и убывает в сторону глубоководной впадины. Землетрясения силой 5—7 баллов, хотя и не приведут к смещению крупных структурных блоков шельфа, но вполне достаточны для гравитационных смещений рыхлых морских осадков на подводном склоне.

Экзогенные процессы выражены в активном развитии оползней и обвалов, процессов абразии, размыва и аккумуляции, а также морских подводных каньонов.

Оползни широко развиты на морском береговом склоне Абхазии, сложенном глинистыми породами майкопской свиты (олигоцен — нижний миоцен) и плиоцена. Субаэрально-подводные оползни (например, в Сухуми, Новом Афоне и Черноамбаре) приурочены к древним оползневым склонам, которые были генетически связаны с колебаниями уровня моря в плейстоцене и голоцене.

Абразия интенсивно развивается (1 м/год) вдоль Мюссерских холмов, сложенных конгломератами плиоцена. С абразией связаны обвалы, материал которых в виде скопления глыб прослеживается до глубины 10 м.

Размыв берегов происходит на многих участках побережья и связан с дефицитом пляжеобразующих наносов. Интенсивно размывается 2,5-километровая полоса левобережья р. Бзыби, в результате чего образовалась Инкитская бухта. В районе Сухумского мыса наблюдается уход галечного материала по крутому (до 40°) подводному склону на большие глубины. Интенсивным размывам берегов подвержена полоса пляжа между г. Очамчира и правобережьем р. Ингури на протяжении более 30 км, что вызвано постройкой в 1940 г. Очамчирского порта, прервавшего кодорский вдольбереговой поток наносов, и перекрытием р. Ингури арочной плотиной. В результате этого проявились катастрофические размывы песчано-галечных пляжей со скоростью до 8 м/год и активный размыв подводного склона, по К. И. Джанджгаве. Сооружение бунного ряда в сочетании с искусственной подсыпкой пляжевого материала в некоторой степени стабилизировало размывы на локальных участках.

Особенно катастрофический характер приняли размывы берегов южнее порта Поти после переброски всего стока р. Рионы севернее порта (в 1939 г.), скорость размыва у устья отмершего южного рукава р. Рионы составила 28 м/год и с 1939 по 1965 гг. берег отступил на 700 м, а на месте прежнего уреза спустя 25 лет находилась 5-метровая изобата. В настоящее время осуществляется комплекс мероприятий по стабилизации морского берега г. Поти.

Процессы аккумуляции наблюдаются в основном в устьях крупных рек Бзыби, Гумиста и Кодори. Особенно интенсивно процессы аккумуляции проявились после переработки стока р. Рионы — в зоне устья Рион-сброс. Установлено, что дельта реки выдвигалась в море в течение 1940—1960 гг. со скоростью 30 м/год, т. е. продвинулась за этот период на 600 м. После зарегулирования стока р. Рионы между южным рукавом и Рионсбросом, скорость нарастания дельты уменьшилась до 8,5 м/год.

Среди литодинамических процессов в береговой зоне моря следует отметить пульсацию пляжей в дистальных зонах дельтово-морских мысов, обусловленную сменой направлений сильных штормов. Этот процесс особенно хорошо проявился на мысе Пицунда, где наряду с естественными причинами, размывам берегов способствовало недопустимое размещение подпорной стенки на пляже.

Подводные морские каньоны — эти типичные морфогенетические формы шельфа региона. Многочисленные гальки, взятые с глубины до 600 м, указывают на перемещение литогенного материала по тальвегам отдельных каньонов, что обусловливает дефицит наносов и размыв берегов на отдельных участках. Однако не все каньоны отличаются современной литодинамической активностью и бо́льшая их часть в настоящее время законсервирована.

В восточной части Черного моря выделены три генетических

типа подводных каньонов: 1) тектонического генезиса; 2) древнеэрозионного; 3) литодинамического.

Каньоны тектонического генезиса приурочены к разломам, секущим внешний шельф и континентальный склон, и на устойчивость береговой зоны не влияют.

Каньоны древнеэрозионного генезиса являются реликтами предголоценовых переуглублений приустьевого взморья. Потухшие их вершины находятся на значительных глубинах, и на устойчивость береговой зоны также не влияют (большинство каньонов мыса Пицунда, Гумиста).

Каньоны литодинамического генезиса являются результатом оживления второго типа каньонов в зонах устьев крупных рек Бзыби, Кодори, Ингури, Риони, Супса, отличающихся современной гидродинамической активностью, поглощают определенное количество твердого стока рек, вследствие чего отрицательно влияют на устойчивость береговой зоны моря. В бортах каньонов этого типа наблюдаются субаквальные оползни и обвалы, а в тальвегах — гидрогенные процессы (турбулентные потоки), способствующие перемещению литогенного материала на большие глубины.

Шельф мегантиклинория Малого Кавказа. Регион относится к типу шельфа эвгеосинклинальных зон и очерчивается изобатой 100 м по тектоническому уступу, сложенному вулканогенно-осадочными породами палеогена, на которых локально развиты песчано-галечные и илистые отложения, прикрывающие тектонически разобщенные блоки-ступени с глубокими врезами подводных каньонов в коренных породах.

Морфоструктура шельфа неоднородна: наиболее широкий шельф (от 5 до 11 км при уклоне 0,001—0,003) наблюдается в зоне структурного поднятия севернее р. Чорохи, где, наряду с неотектоническим поднятием, в формировании широкого шельфа участвовали в голоцене процессы интенсивного осадконакопления за счет твердого стока р. Чорохи. Наиболее узкий шельф приурочен к зонам погружения складчатых структур Аджаро-Триалетской складчатой системы (абразионные мысы Календер, Зеленый, Цихисдзири), где ширина шельфа не превышает 3 км, уклон достигает 0,04, а переход шельфа в континентальный склон — резкий, с уклоном 0,4°

Морские аккумулятивные террасы приурочены к устьям рек Чорохи, Кинтриши и занимают более 30 % региона.

Климат субтропический: среднегодовая температура 12—14 °С, количество осадков 1800—2500 мм/год. Побережье с запада открыто для вторжения неустойчивых воздушных масс, а с остальных трех сторон окружено горами, и поэтому для него характерны затяжные проливные дожди.

На формирование береговой зоны и шельфа большое влияние оказывает р. Чорохи, которая выносит 13 млн т твердого стока в год, содержащего около 11 млн т (84 %) взвешенных наносов и до 2 млн т (16 %) влекомых.

Преобладающие волнения моря — западные и юго-западные, определяющие образование генерального направления потока наносов с юга на север. На Кобулетском участке перемещение наносов в северном направлении уменьшается в связи с тем, что волны подходят к берегу почти фронтально.

Мегантиклинорий Малого Кавказа в Причерноморском секторе выражен Аджаро-Триалетской зоной, представляющей собой систему линейных складок в вулканогенно-осадочной формации среднего эоцена (мощность до 5 км), сложенной покровами порфиритов и базальтов, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками. Они отличаются высокими прочностью и устойчивостью на склонах любой крутизны и являются надежным основанием для наземных и подводных сооружений.

Морские отложения плейстоцена сохранены в древних эрозионных врезах рек Чорохи, Чакви, Кинтриши, а также в тальвегах морских подводных каньонов. Морские отложения голоцена широко развиты на шельфе и в приморских аккумулятивных равнинах рек Чорохи и Кинтриши, где они представлены чередующимися валунно-галечными и песчаными отложениями новочерноморской трансгрессии мощностью свыше 100 м.

На шельфе в современных морских отложениях четко выделяют три полосы: галечную, песчаную и илистую.

Галечники слагают пляж и подводный склон до глубины 3—7 м и состоят из материала твердого стока рек, представлены порфиритами, туфобрекчиями и туфами. В отличие от других рек региона р. Чорохи выносит и материал из гранитоидов Анатолийского плоскогорья. Эти выносы распространились вдольбереговым потоком наносов в юга на север до г. Кобулети, а в настоящее время доходят только до мыса Бурун-Табие, который, наряду с Батумским портом, стал причиной непропуска галечного материала и, как следствие, интенсивных размывов берегов севернее г. Батуми.

За галечной полосой на дне моря на глубинах 5—25 м развиты полимиктовые пески, содержащие как тяжелые, так и легкие минералы. Пески в основном мелко- и среднезернистые, господствующая фракция 0,25—0,1 мм. Пески (по всей опробованной мощности — от 0 до 30 м) рыхлые, несцементированные. По определениям Е. В. Гаркаленко, их плотность составляет 2,66—2,72 г/см^3, естественная влажность 20—30 %, коэффициент пористости 0,8—1,2, угол внутреннего трения 20—25°, сцепление 0,03—0,06 МПа, удельное сопротивление пенетрации 0,02—0,07 МПа.

Илистые грунты развиты с глубин 25 м. Они имеют алевритовую и алеврито-пелитовую структуры, в их гранулометрическом составе преобладают фракции 0,05—0,01 мм. Пробы илов с поверхности морского дна, как правило, имеют высокую влажность (от 80 до 115 %), а на глубине 20 м от поверхности дна их влажность составляет 45—60 %, угол внутреннего трения 5—

22°, сцепление 0,012—0,028 МПа, удельное сопротивление пенетрации 0,015—0,088 МПа.

Современные геологические процессы. На Аджарском побережье и шельфе преобладают абразия, размыв и аккумуляция берегов, развитие морских подводных каньонов, подводные оползни, обвалы, осыпи.

Абразия берегов развита на мысах Календер, Зеленый, Цихисдзири, сложенных вулканогенными породами среднего эоцена, формирующими отвесные берега, полностью лишенные пляжа. Скорость абразии прочных вулканогенных пород незначительна (0,005—0,01 м/год), процесс выражается в откалывании отдельных глыб по системам трещин.

Размывы берегов вместе с абразией охватывают около 50 % протяженности берегов региона. Причинами размыва берегов, сложенных прибрежно-морскими аллювиальными отложениями, являются: дефицит пляжеобразующих наносов, выносимых реками, разрыв вдольберегового потока наносов молом Батумского порта, утечка наносов в подводные каньоны. На побережье р. Чорохи и у с. Адлия, а также в с. Махинджаури пляжи отсутствуют или их ширина не превышает 10 м, и практически не могут защищать берег от волн силой более 3 баллов.

Процессы аккумуляции наблюдаются в зоне Батумского бульвара на протяжении 1200 м. Их средняя скорость составляет 3,6 м/год, что вызвано «моловым эффектом» Батумского порта, прервавшего путь песчано-галечных наносов на север.

Морской подводный каньон р. Чорохи, состоящий из множества тальвегов, отличается литодинамической активностью, и отрицательно влияет на устойчивость морских берегов Чорохи — Батумского района.

Современной литодинамической активностью характеризуется и подводный каньон Бурун-Табие, представлявший собой в период фанагорийской регрессии северный рукав палеодельты р. Чорохи, основной сток которой впадал в море более 2 тыс. лет назад именно на месте современного порта Батуми.

Подводный каньон Бурун — Табие состоит из двух тальвегов, по которым песчано-галечный материал мигрирует до глубин 60 м. Этот процесс особенно активизировался после постройки порта Батуми, что отрицательно отразилось на устойчивость морских берегов севернее порта.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Глава 26

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ШЕЛЬФА И ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Влияние добычи строительных песков и россыпей с морского дна пляжей и русел рек на устойчивость береговой зоны. В СССР на Черноморских шельфах ежегодно добывается до 12 млн т строительных материалов с общей стоимостью реализации 40—50 млн руб. В Одесской области за последние 10—15 лет ежегодный объем добычи песков на морских мелководьях составляет более 3 млн т, при этом морские месторождения покрывают более 95 % потребности в этом виде сырья. До настоящего времени пески, как правило, добывались на малых глубинах, в пределах современной береговой зоны.

Например, на отрезке побережья между Днестровским лиманом и г. Одесса с середины 1950-х до 1967 гг. из нескольких карьеров на глубинах 3—8 м было добыто более 19 млн м³ песков, что вызвало резкое повышение интенсивности абразионных и оползневых процессов. Сопоставление указанных объемов добытых песков с мощностью потоков наносов (которая разными авторами оценивается в 30—50 тыс. м³/год) убеждает, что последствия этой нерациональной деятельности будут сказываться на ряде участков в течение многих лет.

Аналогичная необоснованная добыча песков велась в 50—70-е гг. на многих других участках: в Тендровском и Каркинитском заливах, в береговой зоне у Западного, Восточного и Южного Крыма, в Керченском проливе, южнее Батуми и др.

Вышеизложенное позволяет сделать заключение о недопустимости подводных разработок песка на малых глубинах без специальных морских инженерно-геологических исследований и режимных наблюдений за динамикой береговой зоны. Опыт показывает, что при добыче песков с глубины 15 м (Одесская банка) исключается влияние разработок на устойчивость береговой зоны. Подобный вывод К. И. Джанджгава сделал и при анализе возможной подводной добычи магнетитовых песков в Южной Колхиде. Изъятие пляжевых наносов для строительных целей на Кавказском побережье достигало нескольких сот тысяч кубических метров ежегодно. По данным В. П. Зенковича, изъятие 1 млн м³ пляжевого материала с подводного склона с глубин 3—7 м равносильно уничтожению пляжа на протяжении 30 км. В результате массовых изъятий песчано-галечных отложений с береговой зоны в послевоенный период начался катастрофический размыв пляжей на побережье Грузии, где из

314 км береговой линии к 1963 г. размылось 180 км (57 %), наросло 54 км (18 %), а стабильность берегов наблюдалась на протяжении 54 км (18 %). Не менее интенсивная выборка осуществлялась и из пойменных отложений рек: так, на приустьевом участке р. Псезуапсе у пос. Лазаревское с 1959 по 1976 гг. было выбрано 500 тыс. м³ галечников, что превысило влекомую составляющую твердого стока этой реки.

В настоящее время организованные разработки пляжей исключены, однако в отдельных случаях наблюдается добыча инертных материалов в живых руслах рек.

Строительство гидротехнических сооружений в руслах рек в связи с проблемой защиты морских берегов. В зависимости от конкретных условий даже маломощные реки могут влиять на процессы переформирования пляжа. Натурной моделью является р. Жоэквара со среднегодовым твердым стоком песчано-галечных наносов всего 8000 м³ в год, где создание селезащитного баража в русле реки полностью исключило поступление пляжеобразующего материала в береговую зону, что интенсифицировало размыв берега г. Гагра.

В результате переброски в 1939 г. р. Рионы севернее Потийского порта, в районе старого устья в пределах о. Большой и южнее начался сильный размыв береговой полосы моря. За 30 лет была размыта полоса городской территории шириной 700 м (260 га), таким образом, скорость размыва составила более 20 м/год. За этот же период в районе нового устья р. Рионы берег стал нарастать и суша увеличилась на 780 га. Катастрофические размывы в г. Поти потребовали разработки дорогостоящих мероприятий по регулированию стока р. Рионы и искусственной подпитки береговой зоны.

Интенсивные размывы морских берегов начались после постройки арочной плотины Ингури ГЭС, вызвавшей дефицит пляжеобразующих наносов в устье р. Ингури.

Анализ эффективности противооползневых мероприятий в береговой зоне. Оползни широко развиты на приморских склонах Одесского, Крымского и Кавказского побережий Черного моря, где наблюдается их генетическая связь с процессами абразии и размыва морских берегов.

Начиная с 1958 г. и по настоящее время в Одессе ведется проектирование и строительство комплекса противооползневых мероприятий с целью:

ликвидации размыва берегов путем устройства искусственных пляжей и пляжеудерживающих сооружений;

уменьшение касательных напряжений в породах оползневого склона путем срезки вертикальной части берегового обрыва, планировки склонов и устройства набережных — контрфорсов;

перехвата и организованного отвода в море подземных вод четвертичного (с помощью дренажных скважин) и понтического (путем устройства совершенной дренажной галереи и водосборных штолен) водоносных горизонтов;

организации поверхностного стока, закрепления срезанных поверхностей дернованием и травостоем.

Однако эти мероприятия до недавнего времени проводились без должного научно-методического обоснования, они не были комплексными, учитывали влияние только одного из действующих факторов, и то не всегда главного. Для их обоснования не рассчитывалась устойчивость склонов, в результате построенные на них сооружения не привели к их стабилизации и были разрушены последующими оползневыми подвижками. То же произошло и с противооползневыми сооружениями другого типа — бунами, построенными в районе Отрады: они были реформированы сразу же после строительства и, кроме того, перехватили вдольбереговой поток наносов, что привело к размыву берега к северу от них [22].

В 1968 г. было завершено строительство первой очереди противооползневых сооружений в Одессе (участок Ланжерон — Аркадия) протяженностью 6,2 км.

Режимными наблюдениями установлено, что с 1970 г. скорости перемещения реперов на оползневом склоне существенно уменьшились, а оползневые склоны и плато с 1973 г. имеют почти одинаковые скорости деформации, т. е. ведут себя как единая система.

Исследования на моделях показали, что силовой эффект от различных мероприятий оказывается неравноценным. Роль волноломов и подпорных стенок незначительна, несколько выше влияние на напряжения отсыпки пляжа, однако основное изменение напряженного состояния связано с выполнением вертикальной планировки контрбанкета из горной массы в основании склона.

Опыт эксплуатации искусственных пляжей показал, что при помощи волноломов и траверсов не всегда удается удержать песок на участках побережья, ориентированных на юго-восток, т. е. по нормали к преобладающим волнениям песчаный материал смещается к северу, переваливает через подводный волнолом и безвозвратно рассеивается на подводном береговом склоне.

Общая оценка функционирования комплекса противооползневых мероприятий в районе Одессы позволяет сделать вывод о продолжающейся стабилизации оползневых склонов, что свидетельствует о достаточной степени эффективности мероприятий 1-й очереди. Однако отдельные районы побережья (Ланжерон, сан. им. Чкалова) требуют незамедлительного проведения дополнительных ремонтных работ, направленных на повышение общей устойчивости склонов.

Наибольший ущерб при инженерно-хозяйственном освоении береговой зоны Горного Крыма наносят оползни и абразия. Они приводят к разрушению не только курортных зданий и сооружений, а буквально всего, что расположено в этой зоне.

Планировочные и одевающие подпорные стены, несмотря на

их деформации, вызываемые оползневыми смещениями, являются полезными сооружениями.

Широкое распространение абразии берегов Горного Крыма требует более детального анализа противоабразионных берегоукрепительных сооружений. Раньше для защиты берега от абразии на побережье строились (в отдельных случаях) лишь подпорно-волноотбойные стены разных конструкций. Возводились они в приурезовой зоне, где подвергались разрушительному действию штормовых волн и, как правило, быстро выходили из строя (например, Восточно-Ливадийский оползень). С начала 60-х годов широко используется комбинированный метод береговой защиты, основанный на применении волногасящих и пляжеудерживающих сооружений: контрфорсные набережные — бермы с подпорно-волноотбойными стенами и искусственные пляжи, удерживаемые бунами или волноломами с траверсами. Применяемый комплекс берегоукрепительных сооружений надежно защищает берег от абразии. Буны или волноломы с траверсами удерживают искусственно созданные галечниковые пляжи в пределах заданной проектом ширины (18—20 м).

Морские берегоукрепительные сооружения до последнего времени применялись в качестве основного противооползневого мероприятия. Это было связано с тем, что абразия рассматривалась как главная причина оползневых процессов. Однако, как показали исследования ЦНИИСа, защита оползней, в развитии которых большую роль играют поверхностные и подземные воды, сейсмические колебания, обвальные процессы, инженерно-хозяйственная деятельность человека и т. д., от абразии является хотя и необходимым, но недостаточным условием их стабилизации.

Опыт дорожного строительства на Черноморском побережье Кавказа, имеющий столетнюю историю, связан с решением задач проектирования и строительства в сложных геологических и геоморфологических условиях морских склонов, подверженных оползням и морской абразии.

Основные осложнения в процессе строительства и эксплуатации дорог вызваны развитием нескольких крупных групп оползней побережья (Петропавловского, Нового Афона и Сухуми), приуроченных к глинистым отложениям майкопской свиты и их делювию, а также оползней Большого Сочи и приморской полосы Сочи — Туапсе, приуроченных к терригенно-карбонатному флишу палеогена и покрывающему его глинистому и глинисто-щебенистому делювию. Линейная пораженность оползнями на этих участках — до 50 %, что во многом определяется абразией берегового склона. Здесь выделяют два типа оползней: неглубокие пластического течения главным образом в глинистом делювии и глубокие оползни скольжения — с захватом коренных пород, часто с подводной разгрузкой языков оползня на дне моря. Борьба с неглубокими пластическими оползнями осуществляет-

ся довольно успешно облегченными подпорными стенками и агролесомелиорацией склонов.

В случае оползней второго типа мероприятия по отводу вод, планировку склонов и их агролесомелиорацию комбинируют с активными мерами защиты от абразии: устройство бун, волноломов, траверсов с отсыпкой искусственных пляжей, которые противодействуют энергии волн, защищая берег от размыва, а также пригружая языковую часть оползней, что осуществлено в Сочи. Оползни выдавливания с подводной разгрузкой наблюдаются и в береговой зоне Абхазии.

В 1951 г. в акватории второго новоафонского оползня, развитого в глинистых породах майкопа, в результате перемещения оползнем-потоком грунтовых масс объемом свыше миллиона кубических метров и аккумуляции их в тыловой части блокового оползня произошла подвижка нижних оползневых призм по круглоцилиндрической поверхности смещения. Следствием этого явилось образование мыса длиной 30 м, шириной около 80 м, высотой в дистальной части 5 м. По механизму это был оползень блокового смещения со срезом и вращением.

Несколько иная картина наблюдалась на черноамбарском оползне (рис. 26.1). В результате сильного переувлажнения грунтовыми водами пород на контакте глин и конгломератов понта, а также обрушения части стенки срыва в прибрежной зоне шельфа зимой 1987 г. произошел выпор грунта. Масса обвалившегося тела составила 200—250 тыс. т, поверхность, выведенная из-под уровня моря и сложенная темно-серыми среднеуплотненными глинами понтического яруса плиоцена, наклонена под углом (3—4°) к подножью абразионного уступа. Длина этого быстроразмывающегося морем мыса 60 м (от берега), ширина 180 м (вдоль берега), высота над урезом моря в дистальной части составила 2—2,5 м, а общая мощность выпора 5—7 м. В данном случае имело место развитие типичного оползня выдавливания (сдвига), где поверхность смещения близка к круглоцилиндрической и постепенно занимает почти горизонтальное положение.

Для защиты подошвы оползней от абразии в настоящее время создают пляжи полного профиля. Иногда из-за невозможности борьбы с оползнями автомобильные и железные дороги переносят в обход оползневых зон.

Влияние морских портов на динамику береговой зоны. Подходные каналы к крупным портам, расположенным в Одесском заливе преимущественно в акваториях лиманов, пересекают береговую зону на всю ее ширину, что приводит к нарушению естественного режима геологических процессов. Заносимость судоходных каналов обусловлена поступлением материала вследствие продольного (берегового и донного) перемещения ракушечно-песчаных наносов и выноса материала (преимущественно глинистого состава) из акваторий лиманов. Одна из эффективных мер, снижающая неблагоприятное влияние судоходных ка-

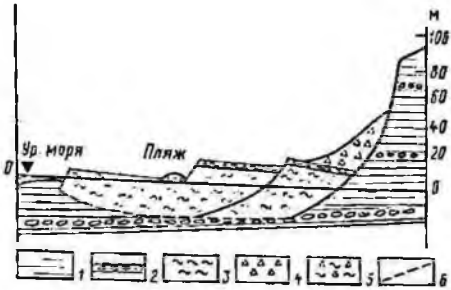


Рис. 26.1. Схематический разрез оползня выдавливания (сдвига) на Черноамбарском участке. *По О. А. Вадачкория, И. К. Джанджгава, Ю. Е. Попову:*

1 — понтические глины коренной основы; *2* — понтические конгломераты; *3* — понтические глины, вовлеченные в процесс оползания; *4* — коллювиальные глыбовые накопления (тело обрушения); *5* — тонкозернистый переработанный коллювий; *6* — поверхность смещения

налов, — возвращение песчано-ракушечных наносов в береговую зону.

Строительство портов и молов в значительной мере отражается на геологической среде, например, значительное влияние на изменение направленности абразионно-аккумулятивных процессов в береговой зоне косы Чушка на Таманском полуострове оказали сооружения Порт-Кавказа. В связи с перехватом портовым молом потока наносов сразу же к югу от Порт-Кавказа увеличились темпы размыва ценных пахотных земель.

Постройка молов Сочинского, Гагринского, Очамчирского и Батумского портов, по данным К. И. Джанджгава, разорвала существующие в естественных условиях вдольбереговые потоки наносов и вызвала интенсивные размывы нижеследующих по направлению этих потоков участков берега.

Строительство морских берегоукрепительных сооружений и укрепление пляжевой полосы. Черноморское побережье Одесского залива и Крыма характеризуется сложным взаимодействием абразии и оползней, отсутствием вдольбереговых потоков наносов большой емкости. Как было показано выше, комбинированные методы борьбы с оползнями и абразией, включающие строительство бун, волноломов, траверсов в сочетании с созданием искусственных пляжей, сыграли определенную роль в стабилизации морских берегов.

Борьба с абразией — актуальная проблема и для берегов Азовского моря. В 1953 г. были запроектированы берегоукрепительные сооружения в виде бетонного откоса на всем протяжении (3 км) береговой части г. Приморско-Ахтарск. Летом 1963 г. началось сооружение серии бетонных бун вдоль уже защищенной бетонным откосом береговой полосы. Эффект обоих мероприятий (стена и буны) оказался отрицательным. Неширокий ракушечный пляж, существовавший перед защитным откосом, был постепенно смыт, и бетонная стена простояла только до урагана 28—29 октября 1969 г., во время которого она была местами разрушена.

Значительно большей сложностью отличается Черноморское побережье Кавказа, где в условиях вдольбереговых потоков строительство берегоукрепительных сооружений часто сопро-

вождается негативными последствиями. Только на 100-километровом участке побережья от Туапсе до Адлера протяженность волноотбойных стен превышает 70 км, общая длина волноломов составляет 6 км, построено более 550 бун общей длиной свыше 25 км. Устроены протяженные набросные берегозащитные сооружения из диподов, тетрахедронов и наиболее часто — тетраподов. Защитные сооружения возведены также на отдельных участках Туапсе — Анапского побережья, в Новороссийской и Геленджикской бухтах, на косе Чушка, в устьевых частях долин рек Мезыо, Вулан и др.

Обычный современный инженерный комплекс берегозащитных сооружений включает волноотбойные стенки, волноломы, бупы и искусственные отсыпки пляжей. Однако, несмотря на положительную роль волноломов в качестве волногасителя, они не только затрудняют использование побережья под курорты, но и исключают поступление песчано-галечного материала на пляж со стороны моря.

Эффективная работа бун по пляженакоплению наблюдается на участках, обеспеченных в какой-либо мере потоком наносов. При этом уже за 1—2 года создается оптимальный (18—20 м) пляж. В противном случае требуется искусственная отсыпка пляжевого материала в межбунное пространство. Необходимо учесть, что пляжевые наносы аккумулируются с наветренной стороны бун, а с подветренной — происходят низовые размывы, что требует возведения непрерывной гребенки бун до зоны замыкания вдольберегового потока наносов.

На Сочинском побережье буны стали строиться в 1947 г. Опыт показал, что наиболее эффективны буны полного профиля с отметками у корневой части 2,5—3 м и длиной до 60—80 м, установленные на расстоянии 60—70 м друг от друга.

Свободный искусственный пляж протяженностью 2 км создан на южном берегу Геленджикской бухты путем рефулирования песка с прилегающего прибрежного шельфа.

Анализ методов борьбы с размывами берегов на Черноморском побережье РСФСР показал, что инженерные берегоукрепительные сооружения эффективны только при оптимальных параметрах пляжей. В противном случае они нарушают естественные условия миграции наносов, а железобетонные сооружения разрушаются под воздействием абразии со скоростью 0,01—0,2 м/год.

Эффективность инженерных берегозащитных сооружений заметно снижается также на оползнях с поверхностью смещения ниже уровня моря (Мамайский, Малоахунский и др.). Многолетняя практика защиты берега стенами протяженностью 40 км (Гагра, Сухуми, Очамчира, Батуми и т. д.) показала, что они не оправдывают своего назначения, так как вызывают увеличение вдольбереговых скоростей прибойного потока, что способствует уничтожению пляжевой полосы, после чего стенка подмывается и разрушается. Стенки ухудшают состояние пляжей

не только на дефицитных, но и на стабильных участках берега.

Статистическая обработка натурного материала о флюктуации урезовой полосы пляжей Черноморского побережья Грузии показала, что коэффициенты вариации ширины пляжа (отношение стандарта пульсации ширины к средней ширине пляжа) на сравнительно прямолинейных берегах изменяются от 0,03 до 0,1, а на мысах и дельтовых выступах рек — от 0,01 до 0,24. Поэтому стенки, выстроенные неподалеку от среднемноголетней урезовой полосы, при экстремальных пульсационных размывах подвергаются непосредственному воздействию мощного прибойного потока. Это способствует быстрому сносу пляжевых наносов и интенсификации размывов. Типичный пример — стенка на удаленной части мыса Пицунда, выстроенная на пляжевой полосе на расстоянии 40 м от уреза моря. Жестокие штормы юго-восточного направления в 1969 г. вызвали двухсторонний размыв мыса. Стенка, интенсифицирующая размыв пляжа, была подмыта и местами разрушена. Выполненные на пространственных моделях эксперименты показали, что с удалением стенки от уреза ее отрицательное влияние уменьшается и при расстоянии, равном устроенному стандарту пульсации, ширина пляжа плюс 15—20 м практически исчезает.

Второй тип берегозащитной конструкции, нашедший применение на Черноморском побережье Грузии, — это затопленный волнолом. Его применяют с целью уменьшения степени воздействия волнения на берег, устранения поперечного уноса наносов в сторону моря, выравнивания профиля пляжа, закрепления оползневых участков и т. д. Многолетняя практика защиты берегов затопленными волноломами показала, что они незначительно уменьшают степень воздействия волн на берега (всего на 10—20 %) и сильно увеличивают вдольбереговой перенос материала, поэтому волноломы без других средств защиты не пригодны для консервации пляжей.

В последнее время для уменьшения или устранения вдольберегового потока наносов чаще стали применять буны. Однако практика показала (как и на Сочинском побережье) существенные недостатки этих сооружений.

Значительное сокращение пляжей на Черноморском побережье Грузии вызвало необходимость проведения в последние 20 лет большого объема научно-исследовательских и изыскательских работ, на основе которых была составлена Генсхема берегоукреплений, находящаяся в стадии осуществления.

НПО «Грузморберегозащита» в качестве основного метода защиты морских берегов использовала искусственное восполнение пляжей песчано-галечными наносами, что в период 1981—1988 гг. положительно отразилось на состоянии пляжей курортов Гагра, Пицунда, Кобулети, Махинджаури.

Строительство морских гидротехнических сооружений, подводных трубопроводов. Прибрежный шельф — область строительства многих сооружений — до последнего времени отличал-

ся слабой инженерно-геологической изученностью. Следствием этого явилось частое несоответствие конструкций инженерных сооружений инженерно-геологическим условиям. Например, южный мол Сочинского порта и один из нефтепирсов Новороссийского — Шесхарис долгое время ремонтировались после завершения строительства вследствие больших осадок. Причина — заложение свайного основания на илистых грунтах мощностью 10—30 м, заполнивших древние эрозионные ложбины, хотя рядом с ними располагались участки со скальным основанием, скрытые под метровым слоем современных осадков и не выраженные в рельефе шельфа.

Интенсивное курортное и народнохозяйственное освоение Черноморского побережья вызвало необходимость разработки специальных мероприятий по охране природы в зоне сопряжения моря с прибрежной полосой суши. Одно из этих мероприятий — прокладка трубопроводов большого диаметра в зоне шельфа для выпуска промстоков на большие глубины. К настоящему времени построены многочисленные канализационные трубопроводы с выпусками промстоков на морские глубины 90—100 м на Одесском, Крымском, Грузинском побережьях Черного моря. Строят в прибрежной зоне шельфа и множество трубных водозаборов для санаторных закрытых бассейнов.

Накопился опыт проектирования, строительства и эксплуатации трубопроводов на шельфе Черноморского побережья Грузии.

Глава 27

ПРОГНОЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ, ПРОБЛЕМЫ ЕЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ОХРАНЫ В СВЯЗИ С ДАЛЬНЕЙШИМ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫМ РАЗВИТИЕМ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Достоверное прогнозирование инженерно-геологических условий и интенсивности современных геологических процессов в шельфовой зоне моря является исключительно трудной, а порой и неразрешимой задачей из-за необходимости учета обширного комплекса естественных и техногенных факторов, не поддающихся количественной оценке.

Поэтому все существующие методы прогноза основываются на одном, признаваемом ведущим, естественном факторе, и, следовательно, отличаются недостаточной степенью достоверности.

Попытки долгосрочного прогнозирования современных геологических процессов на Черноморском побережье Кавказа на основе одиннадцатилетних циклов солнечной активности проведены А. И. Шеко и другими исследователями. Периоды активизации экзогенных геологических процессов, как отмечено в одной из работ А. И. Шеко и др., приурочены к максимумам циклов солнечной активности. Справедливость подобных прогнозов

для оползней, селей и эрозии на континентальных территориях вполне обоснованно показана этими авторами на основе анализа многочисленных статистически обработанных факторов. Эти прогнозы подтверждены и стихийными явлениями, произошедшими зимой 1987 г. на территории Кавказа.

Что касается шельфовой зоны, то подобные прогнозы в ее пределах неправомерны, так как развитие процессов размыва и аккумуляции в конкретных инженерно-геологических районах зависит главным образом от направленности неотектонических процессов и направления результирующей составляющей ветроволнового режима.

В зависимости от этих факторов активизация селей, оползней, выветривания, а также пополнение их продуктами твердого стока рек может по-разному отразиться на конкретных участках шельфа, принимая позитивный характер в сторону главного направления перемещения наносов на морском дне, где преобладает аккумуляция, и негативный — в противоположном направлении, где дефицит литогенного материала способствует размыву берега. Поэтому предполагаемая активность абразии и размыв морских берегов в связи с максимумом одиннадцатилетнего цикла солнечной активности в 1979—1980 гг. на Черноморском побережье Кавказа не наблюдалась.

Сверхдолгосрочный, футурологический (на 500 лет), прогноз положения уровня моря проведен учеными [4, 18 и др.] на основе ретроспективного анализа палеогеографических ситуаций. Анализ современной динамики береговой зоны и палеогеографических карт приводят авторов этих работ к выводу о сходстве скоростей абразии в настоящее время с периодами нимфейской и средневековой фаз новейшей трансгрессии. На основе этих данных они прогнозируют размывы берегов мыса Пицунда от 10 м (восточный берег) до 130 м (устье р. Бзыби — мыс Инкит) за будущее столетие. Подобные прогнозы носят чисто теоретический характер и не могут быть использованы при планировании инженерно-хозяйственного освоения морских побережий, так как, наряду с недостаточно точной хронологической обоснованностью опорных палеогеографических аналогов, они не учитывают целый ряд природных и антропогенных факторов.

Интенсивное освоение шельфа и морского побережья, строительство комплексов берегоукрепительных и противооползневых мероприятий затрудняют возможность достоверно прогнозировать динамическое состояние береговой зоны на протяжимых участках Одесского, Крымского и, частично, Кавказского побережий, где естественный процесс литодинамики интенсивно нарушен антропогенным фактором.

В связи с этим относительно достоверные пространственные и временные прогнозы геологических процессов в береговой зоне моря, на современной стадии ее изученности, возможны лишь на участках свободных от разного рода техногенных воздействий.

При долгосрочных прогнозах инженерно-геологических условий шельфовых зон орогенного типа необходимо учитывать фактор неотектоники, четко выраженной в дифференцированных неотектонических вертикальных движениях структурных блоков. Как было показано в предыдущих главах, на том же мысе Пицунда отдельные блоки погружались в голоцене со скоростью до 1 м за столетие, что значительно превышает темпы эвстатических колебаний уровня моря.

На шельфах Кавказского побережья, испытывающих новейшее тектоническое воздымание, скорость абразии зависит от размываемости коренных пород: наибольшая в конгломератах миоплиоцена — до 1 м/год, в флишевых породах всего 10—15 мм/год, а в известняках и вулканогенных породах и того менее.

На шельфах, испытывающих новейшее тектоническое погружение, в случае интенсивного поступления твердого стока рек развиваются процессы аккумуляции, береговая зона нарастает или находится в состоянии динамического равновесия, как это наблюдалось на приустьевых берегах рек Псоу, Бзыби, Кодори, Рионн и др.

При погружениях, не компенсированных осадконакоплением, происходят размыв берегов и наступление моря на сушу, как, например, в городах Поти, Очамчира, на правобережье Ингури, где режим современного осадконакопления нарушен в силу естественных и искусственных факторов.

Основой прогноза современных геологических процессов в шельфовой зоне моря должно быть ее динамическое состояние, которое зависит от твердого стока рек и его распределения на подводном склоне и в полосе пляжа.

Пример прогноза динамического состояния береговой зоны — исследования построения, основанные на совмещении карт урезов моря Батумского побережья более чем за 100 лет [18].

Особые сложности возникают при прогнозировании инженерно-геологических условий дистальных зон аккумулятивно-морских мысов типа Пицунды, характеризующихся пульсационным режимом динамики в зависимости от силы и направленности штормов.

Проведенные Сектором гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР [18] подсчеты показали, что в дистальной части мыса Пицунда в результате зимних штормов 1969 г. был смыт полностью пляж, а подводный береговой склон размыт до глубины 100 м, что составило потерю 138 тыс. м^3 песчано-галечных наносов, из которых 102 тыс. м^3 были безвозвратно смещены на большие глубины и только 36 тыс. м^3 переотложены на соседние участки береговой зоны.

Как показали режимные наблюдения, к 1979 г. пляж и береговая зона до глубины 30 м были полностью восстановлены в результате благоприятного действия штормов в направлении с северо-запада на юго-восток.

Важная роль в оценке инженерно-геологических условий принадлежит количественной оценке баланса литогенного материала, поступающего с суши на шельф.

Расчеты, основанные на методе энергетических эквивалентов и выполненные для морского побережья г. Поти, показали, что ежегодный дефицит наносов южнее порта Поти составляет до 200 м³ на метр берега.

Всего для побережья Черного моря в пределах Грузии, по данным Генеральной схемы укрепления берега, среднегодовой дефицит наносов составляет 540 тыс. м³, что вызвало энергичные размывы на протяжении 160 км, т. е. около половины длины береговой линии. При этом значительную часть этого дефицита составляют изъятие инертного материала в устьях рек и зарегулирование рек плотинами.

Поэтому при прогнозах инженерно-геологических условий шельфовой зоны моря следует особо учитывать антропогенные факторы.

В настоящее время наиболее ощутимые переформирования береговой полосы могут вызвать зарегулирование стока рек высокими плотинами. Согласно прогнозам, зарегулирование р. Ингури плотиной ИнгуриГЭС вызовет размыв дельтового участка реки со скоростью 3,5 га/год.

При изменении гидрологического режима рек западной части Грузии следует учесть, что осуществляемый комплекс мероприятий должен обеспечить положительный баланс наносов и полное насыщение естественных вдольбереговых потоков. К каждому конкретному участку берега должен поступать строго определенный объем наносов. Поступление большего, чем нужно, количества наносов на пляж нерационально, так как приведет к возникновению очагов аккумуляции, которые будут выдвигаться в море, способствуя свалу наносов на большие глубины и, тем самым, дефициту наносов на соседних участках.

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы, позволяющие сохранить геологическую среду в шельфовой зоне моря, на примере Черноморского побережья Кавказа: 1) исключить строительство портовых и берегоукрепительных сооружений в зонах перемещения вдольбереговых потоков наносов большой емкости, так как они вызывают интенсивные низовые размывы берега на значительном протяжении; 2) защита береговой зоны стенками, бунами, волноломами на аккумулятивных мысах и берегах, питаемых вдольбереговыми потоками наносов, не может обеспечить сохранности пляжевой полосы; 3) использование бун с целью консервации пляжа на абразионных берегах, сложенных коренными породами и находящихся вне зоны влияния вдольбереговых потоков наносов большой емкости; 4) при освоении побережья особое внимание следует уделять строительству на аккумулятивных мысах, характеризующихся пульсационным режимом динамики береговой зоны. Пример Пицунды показал, что строительство в активной

12 Зак. 252

зоне моря недопустимо, так как неизбежно приведет к деформации сооружений и размыву пляжа; 5) зарегулирование стока рек плотинами существенно влияет на формирование берега. Поэтому при составлении проектов гидротехнических сооружений на реках необходимо учитывать комплексацию дефицита наносов на участках морских берегов, прогнозируемых как размываемые в случае зарегулирования речного стока; 6) основой мероприятий по защите геологической среды в шельфовой зоне моря должны быть: сохранение естественного режима литодинамики, наращивание пляжей и морского мелководья, являющихся главными факторами берегозащиты.

В связи с тем, что в течение ближайших 10—15 лет и более техногенное воздействие будет сказываться на различных компонентах геологической среды береговой зоны и шельфа, особенно прибрежного, необходимо Генеральные схемы районных планировок, а также берегоукрепительных и противооползневых мероприятий на Черноморском побережье составлять с учетом охраны и рационального использования геологической среды. В связи с этим особое значение приобретает создание искусственных пляжей свободных от инженерных сооружений.

Первоочередными задачами по научному обоснованию рационального использования геологической среды в акватории Черного моря следует считать проведение крупномасштабного комплексного инженерно-геологического картирования шельфа, организацию системы мониторинга с учетом всего комплекса экзогенных и эндогенных геологических процессов, а в перспективе — создание постоянно действующей инженерно-геологической модели (опорные полигоны шельфа). Результаты этих исследований должны лечь в основу нового поколения Генеральных территориальных схем комплексной охраны экологии, в том числе и геологической среды, побережья и шельфовой зоны моря.

Часть пятая

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Каспийское море — это, прежде всего, крупный промышленный топливный и сырьевой регион страны, район рыболовства; на прибрежных землях развито сельское хозяйство, берега в пределах Азербайджанской ССР и Дагестанской АССР по климатическим условиям благоприятны для строительства курортно-лечебных баз. Кроме того, Каспийское море — это одна из важнейших транспортных систем с наличием мощных портов. По Волге и транспортно-навигационной системе европейской части СССР обеспечивается тесная территориально-экономическая связь между различными регионами страны и с зарубежными странами.

Масштабы техногенных изменений в бассейне Каспийского моря определяются инженерно-геологическими условиями шельфа и прилегающей суши, которые крайне неоднородны. Гетерогенность последних обусловлена меридиональной вытянутостью Каспийского моря почти на 1200 км при ширине 320 км, его расположением в пределах различных структурно-тектонических элементов земной коры и климатических зон. За обозримый отрезок времени площадь Каспийского моря неоднократно изменялась, что не могло не вызвать существенных перемен в геологической среде шельфа и побережья. В настоящее время она составляет примерно 380 тыс. км^2 и приближается к площади на 1929 г. Изучение Каспийского моря имеет давнюю историю. Инженерно-геологические исследования в пределах акватории особенно интенсивно начали проводить с 1951 г. в связи с освоением морских нефтегазовых месторождений. Их проводят Азербайджанский институт «Гипроморнефть» при активном участии АН Азерб.ССР. С конца 50-х, а особенно 60-х годов публикуется много работ, посвященных в основном инженерно-геологической характеристике грунтов морских нефтегазоносных площадей.

Практически отсутствуют работы по инженерной геодинамике и инженерно-геологическому районированию шельфа. Однако в настоящее время в связи с интенсивным освоением все новых и новых газовых нефтегазоносных площадей, а также с имеющими место авариями, возникает острая необходимость в опережении инженерно-геологического изучения шельфа Каспийского моря.

Раздел I

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА

Глава 28

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФА

Шельф Каспийского моря занимает площадь около 250 тыс. км², т. е. свыше 60 % площади акватории. Контуры шельфа очерчиваются примерно изобатой 100 м, хотя в отдельных районах край шельфа располагается как на меньшей, так и на большей глубинах. Формирование шельфа Каспийского моря происходило в пределах различных крупных структурно-тектонических элементов земной коры, каждый из которых испытывал свой путь геологического развития [30].

Доплиоценовый этап развития. В пределах дна Каспия выделяют платформенную и складчатую области, которые в свою очередь включают в себя ряд разнородных элементов, отличающихся по строению и истории геологического развития.

В полном соответствии со сложной тектонической структурой разные районы дна Каспийского моря характеризуются существенными различиями в строении и мощностях осадочной толщи. Мощность осадочного чехла в платформенной части изменяется в пределах 1—8 км, в области краевого прогиба она возрастает до 12—15 км, а в альпийской складчатой области Южного Каспия достигает 20—25 км [52].

Осадочный чехол докембрийской платформы включает в себя два структурных этажа: подсолевой (доверхнепермский) и надсолевой. Более сложным строением отличается верхний структурный этаж из-за интенсивного развития соляного диапиризма. Солянокупольная тектоника — характернейшая черта этого участка дна Каспия.

В области палеозойской платформы фундамент сложен толщами докембрийских и палеозойских (допермотриасовых) образований. Пермотриасовая толща соответствует промежуточному комплексу, а собственно платформенный чехол образует юрские и более молодые мезозойские и кайнозойские образования. Пермотриасовый комплекс, которому не свойственны интенсивные складчатость и метаморфизм подстилающего комплекса, дислоцирован все же значительно сильнее вышележащего осадочного чехла.

В альпийской складчатой области в пределах дна Каспийского моря выделяются по крайней мере два контрастных элемента: Южно-Каспийская впадина, являющаяся областью мощного прогибания, и относительно приподнятая Апшероно-Прибалханская складчатая зона, выраженная в рельефе дна в виде

так называемого Апшеронского порога. Региональные разломы глубокого заложения известны не только на границах, но и внутри крупных геоструктурных элементов.

В палеогене — миоцене в пределах районов, обрамляющих Каспий, уже существовали приподнятые мелководные, а частью и осушившиеся (Большой и Малый Кавказ, Эльбрус) участки, на остальной площади формировались терригенные осадки. Относительно глубоководные условия, а также с интенсивным терригенным осадконакоплением сохранялись в центральной и южной частях Южного Каспия. В олигоцен-раннемиоценовое время начались одновременно погружения, обусловившие заложение Терско-Каспийского прогиба, и интенсивные поднятия Кавказа, Эльбруса, Копетдага. Уже проявилась, видимо, приподнятая Апшероно-Прибалханская зона, отделившая порогом оставшуюся относительно глубоководной область Южного Каспия, наметились Кубадаг-Большебалханская, Мангышлакская зоны поднятий. В конце миоцена и раннем плиоцене продолжались складчатые движения и поднятия в обрамляющих горных сооружениях, в связи с чем наметилась регрессия моря на обширной территории, прилегающей к современному Каспию. Максимум регрессии падает на средний плиоцен, в отдельные этапы которого (балханский век) остаточный водоем сохранялся только в Южно-Каспийской котловине, где протекало интенсивное накопление терригенных осадков (продуктивная, красноцветная толщи).

Именно на этом этапе произошло формирование изолированного самостоятельного бассейна. В близком к современному виде обрисовались границы замкнутого водоема. К этому же времени в основном сформировались важнейшие структурные элементы мегавпадины Каспийского моря.

Новейший постплиоценовый этап развития. Характерная черта современных тектонических движений впадины Каспийского моря — их унаследованность, которая наиболее тесно связана, по данным литературных материалов, с постплиоценовыми движениями, хотя эта тенденция в общих чертах сохранилась с начала неогена. С тектоникой плейстоцен-голоценовых образований, по мнению Ф. С. Ахмедбейли и др., связано начало формирования нового структурного плана с некоторыми элементами унаследованности структуры подстилающего комплекса отложений. Эта особенность подтверждается также распределением на дне Каспия четвертичных отложений.

В результате тектонических движений в плиоценовое время происходит изоляция Каспийского водоема от Черноморского бассейна, что привело к локализации и внутреннему саморазвитию (саморегуляции) его в четвертичное время, которое выражалось в колебаниях уровня воды под влиянием климатических условий. Однако причиной, вызвавшей трансгрессии и регрессии моря, явилось, видимо, сочетание тектонических движений и климатических условий.

По данным литературных материалов [7], в плейстоцене Каспийское море испытывало значительные подъемы уровня, осложненные мелкими осцилляциями на фоне общих направленных изменений перемежающихся резкими, иногда глубокими регрессиями в межстадиальное время. Начало плейстоцена было ознаменовано тюркянской регрессией.

Дальнейшее развитие событий в области Каспия было связано с двумя трансгрессиями бакинского времени, разделенными континентальным этапом, сопровождающимся постепенным размывом нижнебакинских отложений на фоне тектонического поднятия и эвстатического понижения уровня моря. Позднебакинское море имело уровень близкий к современному уровню Мирового океана, но не выше абс. отм. 5—10 м.

Хазарское время также характеризуется двумя трансгрессиями. В раннехазарскую трансгрессию уровень поднимался на абс. отм. 15—20 м, в позднехазарскую — не поднимался выше абс. отм. 5—10 м.

Граница хазарского и хвалынского времени отвечает самой активной фазе тектонической жизни Каспия. Хвалынское время характеризуется самой крупной трансгрессией в четвертичной истории Каспия, наступившей 40—70 тыс. лет назад: ее наивысший уровень располагался на абс. отм. 46—48 м.

Ранне- и позднехвалынские трансгрессии разделены екотаевской регрессией, когда уровень был ниже современного. Позднехвалынская трансгрессия достигла абс. отм. —2 –0 м.

Затем наступила мангышлакская регрессия с падением уровня моря до абс. отм. —48÷—50 или —64÷—68 м.

Новокаспийский этап (8—9 тыс. лет назад) характеризовался сменой пяти фаз трансгрессивно-регрессивных положений уровня моря с максимальной стадией минус 20—19 м. В новокаспийскую трансгрессию сформировались основные черты современного рельефа береговой зоны Каспийского моря.

С общекаспийскими трансгрессиями и регрессиями связано замыкание или открытие залива Кара-Богаз-Гол. Общее падение уровня способствовало обособлению залива от основной акватории Каспия. В ней при интенсивном испарении активизируется процесс осадконакопления. Повышение же уровня каспийских вод привело к подтоплению залива и обильному проникновению в него относительно распресненных морских вод. При усилении водообмена залива с морем проникающие в него водные массы растворяют накопленные в нем ранее соли, насыщаются ими и поступают из залива в процессе циркуляционной деятельности на север, вдоль Мангышлакского побережья, с несколько завышенной соленостью. В результате Кара-Богаз-Гол выступает в роли не только своеобразного водообменного, но и солевого регулятора для Каспийского моря, не допуская резких колебаний солевого состава общей водной массы Каспия или ее распреснения на протяжении плейстоценовой истории.

Таким образом, четвертичная история Каспийского моря — это история развития его трансгрессий и регрессий, протекавших при взаимодействии тектонического и климатического факторов и определивших основные закономерности инженерно-геологических условий шельфа побережья. Отличительная черта инженерно-геологических условий шельфа Каспийского моря — их резкая глобальная изменчивость, связанная со значительными колебаниями уровня моря, продолжающимися и в настоящее время [43].

Глава 29

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Основные закономерности пространственной приуроченности и строения пород. Шельф Каспийского моря сложен главным образом плиоцен-четвертичными отложениями, суммарная мощность которых достигает нескольких сот метров, местами более 1—2 км. Наряду с этим, определенную роль играют и более древние породы, в том числе мезозойские, слагающие глубоко погруженный цоколь шельфа, но в отдельных районах выходящие на поверхность дна.

К наиболее древним породам, обнажающимся на шельфе, относятся выходы верхнемелового карбонатного флиша, установленные на Североапшеронском участке. Здесь же обнажаются глины майкопской, коунской и сумгаитской свит (палеоген — нижний и средний миоцен), песчано-глинистые породы тарханского горизонта, чокракские доломиты, глины, глинистые сланцы и доломиты диатомовой свиты, глины и мергели понтического яруса. Большие площади занимают выходы песчано-глинистых пород продуктивной толщи, развитых не только на Североапшеронском участке, но и к востоку от Апшеронского полуострова, и вблизи сводов антиклинальных поднятий в пределах Бакинского архипелага.

Отложения продуктивной толщи окаймляются, как правило, узкой полосой выходов акчагыла, представленного глинами с прослоями вулканических пеплов и включениями грязевулканической брекчии.

В Приапшеронском районе, в западной части Апшеронского порога (Нефтяные камни), а также в пределах Бакинского архипелага выходят на поверхность дна в основном породы апшерона. Отложения этого яруса, достигающие на шельфе почти 1000-метровой мощности, представлены в нижнем подъярусе преимущественно глинами, в среднем и верхнем — глинами с прослоями известняков и ракушниковых песчаников.

На восточном шельфе Южного Каспия (Причелекенский район) в прибрежной зоне также выходят породы среднего плио-

цена, акчагыльского и апшеронского ярусов, а в сводовых частях отдельных структур — средне- и верхнемиоценовые [30]. Однако здесь обнажения дочетвертичных отложений занимают меньше площади, чем на западном шельфе.

В прибрежной зоне западного шельфа Среднего Каспия широко распространены выходы пород сармата, прослеживающиеся с небольшими перерывами от Дербента до Махачкалы. Нижний и средний подъярусы сармата, представленные преимущественно глинами с прослоями песчаников, выходят на поверхность дна в сводах антиклинальных структур Избербашской и Инчхеморе. Верхний сармат представлен в основном известняками.

В пределах восточного шельфа Среднего Каспия самыми древними из обнажающихся на шельфе являются породы миоцена. Наиболее распространены выходы верхнесарматских известняков, почти сплошной полосой шириной до 5 км протягивающиеся от Тюб-Карагана до Бекдаша. Отдельными пятнами встречаются лежащие с размывом на сармате оолитовые и ракушняковые известняки мэотиса.

В пределах прибрежных областей Каспийского моря в основании четвертичной толщи залегают отложения континентальной тюркоянской свиты, перекрывающие с перерывом, а местами и с угловым несогласием апшеронский ярус. Свита представлена в основном глинами и песками (Апшерон-Куринская депрессия), суглинками, песками и галечниками (Северный Дагестан); на Мангышлаке это глины и лёссовидные супеси, выполняющие эрозионные врезы, уходящие под уровень Каспия. Мощность тюркянских осадков — от нескольких десятков метров до 150 м в Куринской депрессии.

Бакинский горизонт, залегающий постепенным переходом на тюркянской свите, представлен, как правило, в нижней части разреза преимущественно глинистыми отложениями (встречаются и алевриты) и в верхней, сложенной обычно осадками прибрежного облика, — песками, известняками-ракушечниками. Мощность отложений нижнего горизонта обычно 50—100 м, реже до 500 м и более. Мощность верхнебакинских слоев редко превышает 10 м, над верхнебакинскими осадками залегают песчано-ракушечные или галечные отложения урунджикской трансгрессии, которыми венчается разрез нижнего плейстоцена.

К среднему плейстоцену в Каспийской области относятся нижнехазарские (гюргянские) отложения, представленные обычно грубыми терригенными осадками. На шельфе в пределах Бакинского архипелага мощность их достигает 130—170 м, в Северном Каспии — 47 м.

К верхнему плейстоцену Каспийской области относятся верхнехазарские, ательские и хвалынские отложения. От среднеплейстоценовых (нижнехазарских) слоев верхнеплейстоценовые отделены перерывом.

Среди верхнехазарских отложений широко распространены осадки прибрежных фаций: пески, галечники, известняки-ракушечники, часто образующие аккумулятивные береговые формы — пересыпи, косы, бары. На шельфах это преимущественно песчано-глинистые осадки мощностью на севере Каспия до 70 м, на юге до 160 м, причем здесь в строении разреза принимают участие и прослои грязевулканической брекчии.

Выше залегают широко распространенные по всей периферии Каспия континентальные отложения, представленные аллювием, пролювием, покровными суглинками, галечниками и др. (ательская свита).

Над отложениями ательской свиты залегает хвалынский горизонт, представленный нижнехвалынскими и верхнехвалынскими слоями. Среди нижнехвалынских отложений, наряду с прибрежными песками и галечниками, распространены глины и песчанистые глины (например, «шоколадные глины» Северного Прикаспия).

Верхнехвалынские отложения на побережьях Каспия представлены песками (иногда оолитовыми), рыхлыми ракушечниками, галечниками, реже алевритами и глинами небольшой мощности, на шельфе — преимущественно песчано-глинистыми образованиями. Суммарная мощность хвалынского горизонта на шельфе Южного Каспия изменяется в пределах 45—120 м, на севере составляет около 15 м.

Разрез голоценовых осадков начинается с отложений регрессивного мангышлакского горизонта, который в мелководных участках шельфа представлен песками и крупными алевритами с отдельными прослоями, обогащенными илистым материалом и ракушечным детритом. Глубоководным областям Среднего и Южного Каспия свойственны слабоизвестковые глинистые илы.

Залегающие на мангышлакских более молодые голоценовые отложения — новокаспийские слои резко отличаются от подстилающих светлой, серой (иногда почти белой) окраской, очень высокой карбонатностью, значительно большей тонкозернистостью.

В Южном Каспии в распределении новокаспийских осадков отчетливо прослеживается асимметрия — преимущественно терригенные, серые, алевритоглинистые, слабоизвестковые илы на западном шельфе и известковистые (до 90 % $CaCO_3$) белые на восточном шельфе. Местами существенное значение в строении новокаспийских отложений (на шельфе в глубоководной области) приобретают включения грязевулканической брекчии. Бровка шельфа на востоке Южного Каспия является зоной размыва новокаспийских отложений, на поверхности дна обнажаются мангышлакские слои. Такой же размыв отмечен и в пределах Апшеронского порога, на многих антиклинальных структурах в пределах Бакинского архипелага (выходы неогена). Во внутренних районах шельфа, кроме участков сводов антикли-

налей, мощность новокаспия может превышать 10 м и более.

В среднекаспийской котловине новокаспийские осадки менее карбонатны, содержание $CaCO_3$ в илах не превышает 50 %. На западном шельфе преобладают серые и темно-серые мелкоалевритовые илы с карбонатностью 13 %, часто с прослоями, сильно обогащенными алевритовым материалом, а также ракушей. На восточном шельфе распространены песчано-ракушечные осадки, оолитовые пески с ракушей, в которых содержание $CaCO_3$ достигает 90 %. Краевая зона шельфа и прилегающие к ней участки дна на северо-западе и востоке Среднекаспийской котловины являются областями размыва или ограниченного накопления новокаспийских осадков. Во внутренних районах шельфа мощности новокаспия достигают 4 м и более.

В Северном Каспии из-за его мелководности и, следовательно, интенсивного воздействия на дно волнения, преобладают крупнозернистые отложения, представленные раковинным детритом и целой ракушей, песками ракушечными и оолитовыми.

Основные закономерности строения рельефа шельфа и береговой зоны. Современный рельеф шельфа сформировался главным образом в плейстоцене, в ходе неоднократно сменявших друг друга четвертичных трансгрессий и регрессий. Периодические смены морских и континентальных условий привели к тому, что на каспийском шельфе широко развиты реликтовые формы как эрозионные, так и аккумулятивные, субаэрального и прибрежного генезиса.

Заметно отличается рельеф платформенных и складчатых областей шельфа. Рельеф шельфа в пределах платформенных областей характеризуется в целом значительной выровненностью. Это связано, во-первых, с тем, что поверхность шельфа образована верхними горизонтами осадочной толщи, не затронутыми тектоническими дислокациями, и, во-вторых, с выравнивающей ролью аккумуляции осадков и абразии, воздействию которой во время регрессий подвергался практически весь шельф. На шельфах складчатых областей, наряду с выровненными участками, распространен грядовый рельеф, связанный с выходами на поверхность дна дислоцированных коренных пород.

Значительным своеобразием отличается рельеф территории шельфа и береговой зоны северокаспийской области шельфа. Необычайно большая ширина шельфа (до 220 км с севера на юг) и преобладание незначительных (менее 20 м) глубин обусловлены относительно приподнятым положением поверхности фундамента. Благодаря мелководности шельф осушался в периоды даже не очень значительных регрессий, в связи с чем здесь широко развиты реликты древней речной сети — полупогребенные долины, иногда даже с сохранившимися речными террасами. В этой части шельфа интенсивное поступление терригенного и биогенного (ракушечного) материала, а также сильное воздействие (из-за малых глубин) ветрового волнения и сгонно-

нагонных процессов привели к формированию разнообразных аккумулятивных форм рельефа.

Восточный шельф Среднего Каспия, развитый на платформенном основании, имеет ширину от 50 км в северной части до 90 км южнее мыса Песчаного. Уклоны дна незначительны 3—10′. Рельеф в целом аккумулятивный, выровненный, местами осложнен реликтовыми формами древних береговых линий.

Западный шельф Среднего Каспия, расположенный в пределах складчатой области, в центральной части отличается небольшой шириной — до 11—15 км к югу от устья Самура; здесь же наблюдаются и максимальные для Каспия уклоны дна шельфа. К северу и югу от этого участка ширина шельфа увеличивается, а уклоны дна существенно уменьшаются.

Весь шельф Южного Каспия располагается на складчатом альпийском основании, но морфологически западный шельф отличается от восточного. На западе шельф узкий — 15—16 км, уклоны дна 8—10′. В пределах Бакинского архипелага он пересечен серией антиклинальных зон, которым в рельефе соответствуют пологие валообразные формы; для их сводовых частей характерен грязевулканический рельеф.

Восточный шельф Южного Каспия, расположенный в пределах так называемой Туркменской ступени с необычайно большой для шельфа мощностью четвертичной толщи (до 2 км), отличается значительной шириной — до 190 км. Рельеф выровненный, аккумулятивный, уклон дна 5—10′. Равнинный характер рельефа осложнен грязевулканическими формами, достигающими здесь довольно крупных размеров.

По подсчетам С. А. Лукьяновой, до 1978 г. из общей длины берегов Каспия в 7590 км активной абразии были подвержены не более 350 км. Последовавший с 1978 г. резкий подъем уровня моря почти на 1,5 км нарушил устоявшееся равновесие, способствовал развитию трансгрессивного режима в береговой зоне. В результате стали широко развиваться размывающиеся, отступающие и абразионные берега. Типично абразионные берега представляют собой крутой уступ — клиф, сложенный верхнесарматскими известняками с волноприбойной нишей у подножия и подтопленным или приглубым бенчем. Скорости отступления таких берегов относительно низкие: не более 12 мм/год.

Размывающиеся берега сложены рыхлой толщей хвалынских суглинков или новокаспийских песчано-ракушечных отложений. Они образуют уступ размыва различный по высоте, у подножия которого имеется узкий (5—10 м) прислоненный пляж. Скорость отступления таких берегов, по данным О. К. Леонтьева и др., достигает 5—7 м/год.

Отступающие берега не обязательно должны быть только абразионными. Как это ни парадоксально, но отступать могут и аккумулятивные берега трансгрессивного типа.

Основные закономерности гидрогеологических условий. В пределах побережья Каспийского моря отчетливо прослежи-

вается зона интенсивного водообмена, к которой относятся в основном четвертичные водоносные комплексы. Водоносные комплексы остальной части разреза, до мезозоя включительно, относятся ко второму гидрогеологическому этажу, включающему зоны относительно затрудненного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Положение этих зон по всему побережью Каспийского моря контролируется наличием мощных регионально выдержанных водоупоров.

Расчетное значение подземного стока в Каспийском море составляет всего 1,1 % общего речного стока в эту акваторию. В то же время суммарный ионный сток составляет около 27 % привноса солей реками, что соответствует 23 млн т/год. При этом с западного побережья с подземными водами выносится примерно 14 млн т/год, с восточного — 4,2 млн т/год, с иранского побережья — около 5 млн т/год [21].

Некоторые исследователи существенную роль в формировании подземной составляющей водного баланса Каспийского моря отводят грязевому вулканизму. Однако это локальный процесс, трудно поддающийся количественному определению. Ориентировочные расчеты показывают, что максимально возможная величина водной разгрузки по грязевым вулканам может составлять 0,01 км^3/год.

Основные закономерности гидрогеологических условий шельфа Каспийского моря определяются прежде всего структурно-тектоническими и климатическими особенностями обрамляющей суши, а также составом и строением разрезов четвертичных отложений самого шельфа. Наибольшее влияние гидрогеологического фактора на инженерно-геологические условия шельфа будет проявляться в районах с повышенной субмаринной разгрузкой подземных вод, которые прилегают к альпийской горно-складчатой системе.

Основные закономерности гидрологических условий Каспийского моря. На специфику гидрологических условий Каспийского моря влияют его вытянутость в меридиональном направлении и рельеф окружающей суши.

Максимальное количество осадков, достигающее 1700 мм в год, выпадает на южных и юго-западных горных побережьях Южного Каспия, а минимальное — до 100 мм в год — на восточном побережье; над центральной акваторией и на западном побережье выпадает около 200 мм. Среднемесячные температуры воздуха изменяются по сезонам года с севера на юг: летом от 25 до 30 °С, зимой от —8 до +4 °С и выше.

Температура поверхностных вод в Каспийском море изменяется по сезонам года: зимой она составляет (в °С) соответственно с севера на юг от 4 до 7, летом от 25 до 26. Аномальные значения температуры воды у поверхности отмечены в приустьевых участках акватории и на восточном шельфе, где имеется множество выходов подземных вод. Сезонные колебания температур охватывают весь слой мелководья Северного Кас-

пия, в Среднем они наиболее существенны до глубины 200 м, а в Южной — до 100 м, что объясняется здесь развитием земной вертикальной циркуляции.

На распределение солености вод Каспия оказывают влияние речной сток, субмаринная разгрузка подземных вод и испарение. Относительно пониженная соленость (менее 12,6 %) наблюдается в приустьевых зонах крупных рек западного шельфа, на восточном шельфе и в особенности на юго-востоке отмечается аномально высокая соленость поверхностных вод 13—13,4 %.

Ежегодно в зимний сезон воды Северного Каспия замерзают. Южная граница образования припайных льдов проходит по широте Мангышлакского порога от северного окончания Астраханского полуострова до Тюб-Караганского мыса. В отдельные годы дрейфующие льды внедряются далеко на юг, создавая угрозу морским нефтяным промыслам.

Течения Каспийского моря формируются под влиянием атмосферной циркуляции, ветроволнового режима, сгонно-нагонных явлений, стока рек, неравномерного распределения плотности и испарения. Кроме того, на течения, их направление и ориентировку воздействуют силы Кориолиса, рельеф дна, конфигурация, расчлененность и экспозиция берега. На Каспийском море действуют как постоянные стационарные течения, так и временные, порой разнонаправленные движения вод.

Средние скорости ветровых течений равны 22 м/с у поверхности и 17 см/с у дна Северного Каспия. Максимальные наблюдаются при северо-восточных устойчивых ветрах и достигают 72 см/с у поверхности и 65 см/с у дна [27].

В Среднем Каспии действует мощная циркуляционная ячейка. Течения направлены вдоль восточных берегов с юга на север, а вдоль западных — с севера на юг. Но в отдельные периоды на востоке наблюдаются случаи южного переноса. Скорости геострофических течений на поверхности не превышают 10—15 см/с, ниже 50 м они затухают до 5 см/с. В Южном Каспии летом действует циклонический круговорот со скоростями 8—12 см/с, а зимой — антициклонический со сокоростями по периферии до 5 см/с.

Волновой режим Каспийского моря определяется действием ветров и зависит от их силы, направления, устойчивости и длины разгона. Максимальные волны наблюдаются при ветрах северных направлений. Максимальная высота, которую достигают в этот период волны открытого моря, — 10—11 м, крайне редко 14, а у побережья она значительно ниже.

Твердый сток больших и малых рек Каспийского водосборного бассейна с 1941 г. находится в прямой зависимости от техногенной деятельности. С этого времени началось регулирование путем строительства водохранилищ и использования жидкого стока для обводнения и орошения засушливых земель.

В Каспий в среднем (за последние десятилетия) поступило до 289,1 км³ речной воды в год, что обеспечило поступление в водоем конечной аккумуляции 45,43 млн т взвешенных наносов. При этом наиболее крупные реки поставляли в среднем в год взвешенных наносов (в млн т): Волга 9,24; Урал 2,70; Терек 7,02; Сулак 6,06; Самур 3,29; Кура 17,12.

С увеличением жидкого стока рек повышается уровень моря, достигая своих максимальных значений в июне—июле. Минимальный уровень моря устанавливается к декабрю.

Уровень моря зависит также и от других водобалансовых отношений, например, безвозвратное техногенное водопотребление, подземный сток с суши, количество осадков, выпадающих на поверхность Каспийской акватории, потеря части воды за счет стока в залив Кара-Богаз-Гол.

В целом любые изменения этих приходно-расходных элементов водного баланса вызывают ответную трансгрессивно-регрессивную реакцию уровня моря, при этом за десятки и сотни лет амплитуда его колебаний достигает 3 м, а за тысячи и десятки тысяч лет — от 7 до 100 м и более.

Основные пространственные закономерности развития геологических и инженерно-геологических процессов. На шельфе и побережье Каспийского моря развиты процессы эндогенной, экзогенной и техногенной природы. Эндогенные процессы обусловлены особенностями тектонического строения впадины Каспийского моря и прилегающей суши. О высокой тектонической активности Каспийской впадины на современном этапе свидетельствуют данные о ее сейсмичности, современных вертикальных движениях земной коры и проявлениях грязевого вулканизма.

Северо-восточная часть Каспия, расположенная в пределах разновозрастных платформ, в сейсмическом отношении является областью стабилизации, а юго-западная, находящаяся в пределах альпийской складчатой области, наиболее подвижна [47]. Во многих точках юго-западной части акватории и прилегающей суши сила землетрясений составляет 7 и 8 баллов. Максимальная сейсмичность (8—9 баллов) характерна для центральной части Каспийского моря в пределах сочленения эпигерцинской платформы и Альпийской складчатой системы. Подавляющее большинство очагов землетрясений расположено в верхней части земной коры.

Современные скорости положительных и отрицательных вертикальных тектонических движений побережья акватории, полученные для 15 гидрометстанций, изменяются в пределах 1,1—4,7 и соответственно —1,1÷—5,7 мм/год. Разнонаправленность вертикальных движений приводит к тому, что абсолютные отметки уровней Каспийского моря в различных пунктах в разные годы колеблются от 1 до 11 см.

К локальным эндогенным процессам, протекающим в акватории и на побережье Каспийского моря, следует отнести дея-

тельность грязевых вулканов, основная масса которых находится в пределах Южно-Каспийской впадины [31]. В настоящее время здесь выявлено 142 грязевых вулкана.

Прибрежно-морские процессы, тесно связанные с деятельностью волнения, прибрежных морских течений и особенностями физико-географических и геологических условий, определяют скорость размыва рыхлых аккумулятивных берегов и абразии берегов и дна, сложенных плотными породами, дифференциацию наносов, их транспортировку, переотложение и аккумуляцию. Периодические или случайно повторяющиеся сгонно-нагонные процессы способствуют формированию «блуждающих» островов и шалыг на отмелых участках Северного Каспия и в прибрежной зоне других районов. Сопряженные с подъемом уровня каспийских вод прибрежно-морские процессы активнейшим образом влияют на перестройку береговой зоны, интенсивно разрушая берег. Общая результирующая абразии способствует наступлению моря на сушу. По данным стационарных наблюдений за последние 10 лет скорость его в зависимости от пород слагающих берег достигала 8—25 мм/год. Простейшие расчеты и наблюдения позволяют утверждать, что на Каспийском море экстремальные волны воздействуют на дно на глубинах более 20 м, оставляя следы своей деятельности в виде песчаных гряд и волн.

В местах обильного обитания макрофауны развиты мощные танатоценозы, из которых ракуша поступает со дна в береговую зону и формирует гигантские валы, как это имеет место на западном поле шельфа.

Поверхность внешнего шельфа испытывает выравнивание рельефа под действием субаквальных экзогенных процессов. Край шельфа принадлежит преимущественно к зоне стационарного размыва. Здесь действуют специфические циркуляционные движения вод со значительными скоростями в тонком придонном слое. Действие придонных оползней и суспензионных течений наиболее ярко проявляется на склонах глубоководных впадин.

Субаэральные процессы (эрозионные, гравитационные, карстово-суффозионные и эоловые) действуют в береговой зоне. К процессам техногенной природы следует отнести опускание донной и прибрежной поверхностей, связанное с добычей нефти и газа, образование дефицита наносов, вызванного добычей в береговой зоне строительных материалов и ракушек, размыв берега, сопряженный со строительством портовых сооружений и перехватом таким образом вдольберегового потока наносов, а также повышение уровня грунтовых вод вследствие утечек из канализационных и оросительных систем, ведущих к разрушению зданий и заболачиванию территорий в береговой зоне. Последнее может быть также связано с трансгрессивным подъемом уровня вод рассматриваемой акватории.

В условиях Каспийского моря, наряду с региональными процессами, имеет место глобальный (для всего бассейна) процесс трансгрессивно-регрессивных колебаний его уровня. Подъемы или опускания уровня моря, происходящие на протяжении десятков и сотен лет, приводят к перегруппировке процессов в той или иной части шельфа и побережья акватории, выражающейся в активизации одних и затухании других.

Глава 30
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА

По структурно-тектоническому признаку в пределах шельфа Каспийского моря выделяют два региона первого порядка. Первый относится к шельфу, прилегающему к платформенным областям суши, а второй — к шельфу, обрамляющему Альпийскую горно-складчатую систему (рис. 30.1). Граница между этими двумя регионами отвечает глубинному разлому, протягивающемуся примерно от о. Чечень на северо-западе до Красноводского залива на юго-востоке, и отделяет область альпийской складчатости от эпипалеозойских Скифской и Туранской плит. В структурно-тектоническом отношении первый регион неоднороден, поскольку в него вошли две разновозрастные платформы: южная часть докембрийской Восточно-Европейской платформы и эпигерцинская Скифско-Туранская платформа. Выделение шельфа Прикаспийской впадины как части докембрийской платформы в самостоятельный регион нецелесообразно, так как влияние Восточно-Европейской платформы (например, водосборного бассейна) сказывается на инженерно-геологических условиях не только шельфа Прикаспийской впадины, но и всего Каспийского моря и особенно его северной части.

Выделенные в пределах шельфа Каспийского моря регионы отличаются не только структурно-тектоническими признаками, но и всем комплексом признаков, характеризующих инженерно-геологические условия шельфа. В целом наиболее благоприятные инженерно-геологические условия свойственны региону платформенного шельфа. В отличие от шельфа, прилегающего к альпийской складчатой области, он обладает большими размерами, меньшими глубинами моря и самое главное незначительными мощностями четвертичных отложений, представленных в основном песками, ракушечниками и различными карбонатными осадками. Поэтому изучение инженерно-геологических условий этого региона необходимо начинать с оценки коренных более древних и более литифицированных пород шельфа, сформировавшихся до плиоценового этапа развития моря и являющихся сравнительно надежным основанием для различных сооружений. Большое значение приобретает также восстановление элементов рельефа, отвечающих континентальным этапом развития регионов, соответствующим четвертичным регрессиям Кас-

Рис. 30.1. Схема регионального инженерно-геологического районирования шельфа Каспийского моря. *Составил А. С. Поляков:*

1 — граница между регионами, отвечающая глубинному разлому; *2* — границы между областями (*а*) и районами (*б*); *3* — бровка шельфа. I — регион шельфа, прилегающего к разновозрастным платформенным областям суши: I_1 — область шельфа разновозрастных платформ Северного Каспия, I_1^1 — северо-восточный район, I_1^2 — центральный район, I_1^3 — внешний район; I_2 — область шельфа Туранской плиты восточной части Среднего Каспия, I_2^1 — северный район, I_2^2 — южный район; II — регион шельфа, обрамляющий Альпийскую горно-складчатую систему: II_1 — область шельфа Терско-Каспийского прогиба, II_2 — область шельфа Кобыстано-Апшеронского прогиба, II_2^1 — северный район, II_2^2 — южный район; II_3 — область шельфа Куринской впадины; II_4 — область шельфа Закаспийской впадины, II_4^1 — северный район, II_4^2 — южный район

пийского моря. Для шельфа в пределах складчатой области, наоборот, первостепенное значение приобретают исследования мощной толщи слаболитифицированных четвертичных отложений, которые в большинстве случаев и являются основаниями сооружений. Выделенные регионы отличаются также гидрологией, подводным стоком и современными геологическими процессами. Шельф, располагающийся в пределах альпийской складчатой области, является более сейсмичным, широко распространены здесь грязевые вулканы, сильно развиты абразия берегов, вдольбереговое перемещение наносов и т. д.

Структурно-тектонический признак положен также в основу выделения областей. В первом регионе выделены две области. Первая расположена в пределах разновозрастных платформ и объединяет южную часть Прикаспийской впадины и зону сочленения Скифской и Туранской плит. Южная граница этой области соответствует бровке шельфа, западная совпадает с глубинным разломом, разделяющим регионы, а восточная проведена условно по резкому сужению шельфа и она близка к предполагаемой границе северной части байкальского Среднекаспийско-Кара-Богазского срединного массива, выделенного в фундаменте Туранской плиты и под морем. Вторая область платформенного шельфа целиком находится в границах Туранской плиты, а более точно — в пределах Среднекаспийско-Кара-Богазского

13 Зак. 252

срединного массива. К этой же области относится и залив Кара-Богаз-Гол. Таким образом, в первый регион входят две области: шельф разновозрастных платформ (докембрийской Восточно-Европейской и эпипалеозойской Скифско-Туранской) Северного Каспия и шельф собственно Туранской плиты восточной части Среднего Каспия.

Более конкретно выделены области в пределах Альпийской горно-складчатой системы. В западной части Среднего и Южного Каспия выделены области шельфа Терско-Каспийского прогиба, Кобыстано-Апшеронского прогиба, или восточного продолжения мегантиклинория Большого Кавказа, и Куринской впадины. Восточная часть Южного Каспия представлена областью шельфа Закаспийской впадины.

Таким образом, весь шельф Каспийского моря разделен на шесть областей. Две из них входят в первый регион платформенного шельфа и четыре во второй регион шельфа Альпийских горно-складчатых сооружений.

Что касается природно-климатической зональности, во многом контролирующей процессы седиментогенеза и литогенеза, активность денудации горных пород и гидрогеологические условия, то она отразилась в контрасте инженерно-геологических условий восточной и западной частей Каспийского моря от того, к какому региону они относятся.

Раздел II
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФОВ

Глава 31
ШЕЛЬФ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Рассматриваемая область акватории Каспийского моря с севера и северо-востока ограничена берегами Уральской и Волжской дельт. На западе и востоке, до Мангышлакского порога, область опоясывают низменные берега с уклонами менее 0,001. Внешняя часть области с юга ограничена бровкой шельфа, с востока — Мангышлакским полуостровом, а с запада — Терско-Каспийским прогибом.

Северокаспийская область шельфа расположена на разновозрастном платформенном основании, которое включает в себя краевую часть Восточно-Европейской докембрийской платформы и область сочленения Скифской и Туранской плит эпигерцинской платформы. Дно Северокаспийской области бассейна представляет собой плоскую выровненную поверхность, нарушенную мелководными впадинами, островами и валообразным Мангышлакским порогом, внешняя часть которого погружена на глубину моря 110—115 м.

Структурные и геоморфологические различия, а также некоторые особенности осадконакопления и экзогенных процессов позволяют выделить в пределах области три более или менее обособленных района — северо-восточный, центральный и внешний (см. рис. 30.1).

Северо-восточный район — это самая мелководная часть области, открывающаяся во впадину Уральской бороздины с максимальной глубиной, равной 8,4 м. Два четких выступа на глубинах 3—4 и 5—6 м делают донную поверхность ступенеобразной. Она полого наклонена от уреза в море и осложнена островами и подводными банками. Формирование рельефа мелководной зоны района происходит под влиянием экзогенных процессов. Выделяют два типа рельефа: аллювиально-морской (дельта реки Урал) и морской.

Центральный район Северокаспийской области с юга ограничен Мангышлакским порогом с осложняющими его поверхность аккумулятивными образованиями. Бо́льшую часть района занимают мелководные впадины Уральской и Мангышлакской бороздин, а также авандельта р. Волги. Масса низких больших и малых песчано-ракушечных и илистых островов опоясывает волжскую дельту с юга, вдоль всего контура на расстоянии до 25—30 км. Впадины центрального района выполнены илами, а острова и банки сложены грубым песчано-ракушечным материалом.

Внешний район Северокаспийской области опоясывает северную окраину Дербентской впадины от бровки шельфа до Мангышлакского порога. Это пологая наклонная поверхность с продольными ступенями — следами древних регрессивных стояний уровня моря на отметках 20—21, 36—41, 54—59 м и т. д. В поперечном направлении с севера на юг ее осложняют почти полностью снивелированные осадочным чехлом реликты древних речных долин Волги и Урала.

В климатическом отношении Северокаспийская область относится к зоне пустынь умеренных широт. Бо́льшую часть года (зимой, весной и осенью) здесь господствуют континентальные полярные массы, а летом — массы тропического воздуха. Среднемесячные температуры (в °С) воздуха изменяются в пределах от —3,6 до 25,8, а воды — от —0,6 до 26,2.

Количество атмосферных осадков уменьшается с севера на юг и с запада на восток: в среднем на поверхность моря в год выпадает 190—200 мм. Осадки в виде снега выпадают лишь изредка (слоем до 10—16 см).

Преобладающие направления ветров — северо-восточные (24,4 %) и юго-западные (13,6 %), реже — юго-восточные (9 %) и северо-западные (7,1 %) [9]. Максимальная скорость ветра северных румбов достигает 20 м/с и выше. Среднее число дней с сильным ветром (более 15 м/с) колеблется от 70 до 90. Ветровая экспозиция и сила ветра контролируют поле течений. Средние скорости юго-западных и северо-восточных течений — 22 см/с

у поверхности и 17 см/с в придонном слое. Максимальных скоростей (более 15 м/с) течения достигают при действии устойчивого северо-восточного ветра. Скорость сгонных течений, направленных на юго-восток, составила 72 см/с у поверхности и 65 у дна.

Ежегодно водная поверхность северо-восточного и центрального районов замерзает и покрывается льдом на 140—170 дней в зависимости от суровости зимы. При весеннем взламывании ледяного покрова образуются мощные торосы, которые вспахивают донную поверхность, оставляя следы ледовой штриховки.

Годовые колебания уровня моря в северо-восточном и центральных районах равны 0,5—0,6 м и связаны с сезонным притоком речных вод и сгонно-нагонными явлениями.

По данным наблюдений, у Астраханского маяка максимальные волны в центральном районе достигали высоты 3,5 м. Внешний район является зоной действия транзитного водообмена между Северным и Средним Каспием. Здесь ощущаются действия волн экстремальных значений (до 5—6 м) при ветрах южных румбов. Из течений здесь постоянно действуют западная и восточная ветви циклонической циркуляции Среднего Каспия, направленные соответственно на юг и на север.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. Вся Северокаспийская область отличается сокращенными мощностями осадочного чехла (до 6 км в депрессионных зонах). Соответственно сокращены мощности мезозоя, палеогена и неогена.

Толща плиоцен-четвертичных преимущественно терригенных отложений характеризуется сложным строением в связи с частой сменой континентальных и морских мелководных условий на большей части Северного Каспия. Четвертичные отложения развиты на всей поверхности северного шельфа, исключая небольшие участки, непосредственно прилегающие к Тюб-Караганю. Мощность плейстоцена, по-видимому, не превышает здесь 100—200 м. Особенностью района северо-восточного мелководья является наличие в структуре осадочного чехла соленосной толщи кунгура и характерной для верхнего структурного этажа солянокупольной тектоники. В этом районе, по материалам мелкого бурения до глубины 10 м, вскрыты отложения новокаспийского, мангышлакского, верхнехвалынского и нижнехвалынского горизонтов.

Основную часть поступающего в эту область осадочного материала (более половины в настоящее время) составляют терригенные выносы, несколько более одной трети приходится на долю биогенного материала и около одной десятой на хемогенный карбонатный материал. В терригенной части только две трети составляют речные выносы, остальное — эоловый материал. Представляет интерес выявленная Ю. П. Хрусталевым тенденция изменений состава донных осадков за 40-летний период в связи с колебаниями уровня моря. Наблюдавшееся до недав-

него времени снижение уровня моря вызвало заметное сокращение площадей, занятых илистыми осадками, замещение их песчаными отложениями.

Изучение физико-механических свойств хвалынских и мангышлакских глин восточной части Северного Каспия (табл. 31.1) показало, что несмотря на высокую их дисперсность (частиц 1 мкм 40 %) и неглубокое залегание, они характеризуются повышенными значениями объемной массы и прочности. Естественная влажность глин близка влажности нижнего предела пластичности. Высокая дегидратированность и уплотненность рассматриваемых отложений очевидно связана с периодическим выходом их на дневную поверхность в регрессивные стадии развития моря, а также с наличием в разрезе песчаных прослоев, создающих благоприятные условия для отжатия поровой воды.

В качестве типичного для Северокаспийского шельфа может быть рассмотрен центральный район Северного Каспия. В нем развиты многочисленные аккумулятивные формы типа баров, образующих банки и острова, размещение которых во многих случаях контролируется тектоническим планом. По материалам бурения установлены: бакинский ярус мощностью до 53 м (подошва не вскрыта), представленный глинами с прослоями песков; хазарский ярус мощностью до 100 м, сложен преимущественно глинами состава в нижней части и чередующимися песками и глинами в верхней; хвалынский ярус мощностью до 15 м, представлен песками с ракушей и глинами, в том числе — «шоколадными» глинами; новокаспийский ярус мощностью от 2 до 10 м, сложен аллювиально-дельтовыми песками и морскими песчано-ракушечными и песчано-илистыми отложениями.

Южнее, в пределах Мангышлакского порога, с помощью грунтовых трубок вскрыты новокаспийский и мангышлакский горизонты. Новокаспийские осадки представлены серыми крупнозернистыми песками преимущественно ракушечно-оолитовыми, или скоплениями ракуши и ракушечного детрита, с прослоями (главным образом в средней части и основании горизонта) мелкоалевритовых илов, также с большим количеством раковинного материала. Мощность изменяется от 30 см до 3 м и более. Подстилающие отложения мангышлакского горизонта сложены серыми и желтыми мелкозернистыми континентальными песками полимиктового состава, крупными алевритами, иногда мелкоалевритовыми илами. Вскрытая мощность горизонта — до 4,5 м.

Внешний относительно глубоководный район, простирающийся от зоны Мангышлакского порога до внешнего края шельфа, отличается отсутствием отмеченных выше аккумулятивных форм, более тонкозернистым составом донных отложений. Среди новокаспийских осадков преобладают слабоизвестковые крупные алевриты и мелкоалевритовые илы мощностью до 1 м. Вблизи края шельфа простирается область размыва (ограниченного накопления) новокаспийских осадков. Подстилающие мангышлак-

Физико-механические свойства хвалынских и мангышлакских глин восточной

Номер скважины	Глубина моря, м	Интервал, м	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³	
				влажного грунта	скелета грунта
12	1,7	8,0—8,3	24,84	1,91	1,53
		11,5—11,7	34,39	1,88	1,40
15	1,6	8,0—8,3	30,82	1,92	1,46
		11,3—11,6	—	—	—
28	1,9	7,2—7,5	29,23	1,96	1,52
		11,5—11,9	34,37	1,87	1,39
21	1,5	7,7—8,0	26,05	1,90	1,51
		11,2—11,5	35,19	1,81	1,34
34	1,5	6,5—6,9	23,85	1,98	1,60
25	3,0	5,2—5,5	28,26	1,89	1,47
26	2,5	5,0—5,3	30,11	1,84	1,42
22	2,0	6,8—7,1	25,92	1,91	1,52

ские отложения образования сложены главным образом крупными алевритами и мелкоалевритовыми слабоизвестковистыми илами.

Современные геологические процессы и явления. Мелководность обширной акватории Северокаспийской области, ее низменные берега, сложенные легко размываемыми породами, а также большое количество терригенного материала, поставляемого в основном Волгой, обусловили в качестве ведущих процессов, протекающих на шельфе и в прибрежной зоне, литодинамические, вызываемые прежде всего ветровыми волнениями и сгонно-нагонными явлениями. Эти процессы и явления непрерывно изменяют береговую линию и рельеф донной поверхности. Так, например, нагонные волны в Северном Каспии могут проникать в глубь берега на расстояние более 10 км. Исследования острова Кулалы — одного из самых крупных островов Мангышлакского порога показали, что аккумуляция материала на мелководьях может выражаться в наращивании полосы суши со скоростью 50—70 м/год. Значительное воздействие на активизацию аккумулятивных процессов в мелководных участках моря оказывает растительность, в особенности камыши. В одной из своих работ 60-х годов О. К. Леонтьев отмечал, что заносимость Волго-Каспийского канала вдвое больше, чем твердый сток Бахтемира, на продолжении которого находится этот канал. Около 3 млн. м³ наносов, которое может быть обусловлено сточным течением, возникающим при нагонах.

Особое значение для рассматриваемого шельфа имеют колебания уровня Каспийского моря. Для берегов Северного Каспия характерны оживление абразии и заболачивание, непосредственно связанные с подъемом уровня моря. Скорость размыва акку-

части Северного Каспия

Таблица 31.1

Нижний предел пластичности	Число пластичности	Показатель консистенции	Объемная усадка, %	Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, МПа
23,15	14,03	0,12	15	8,5	0,11
30,00	14,54	0,30	21	0	0,07
20,96	16,5	0,60	17	0	0,06
32,14	17,86	0,52	35	—	—
27,53	22,34	0,08	22	6	0,08
30,33	22,00	0,18	25	6	0,11
24,60	21,39	0,07	16	11,5	0,10
25,66	19,00	0,51	22	0	0,07
20,70	19,26	0,16	18	8,5	0,14
22,64	21,92	0,26	27	9,0	0,07
28,63	19,13	0,08	18	0	0,06
19,94	14,96	0,40	—	10,0	0,08

мулятивных берегов рассматриваемой области может превышать 25—30 м/год. Повышение уровня водной поверхности и связанная с ним активизация абразионных процессов может спровоцировать мощные оползневые явления на северном побережье Мангышлакского п-ова, где широко развиты карстово-суффозионные процессы. Мощные карстово-оползневые цирки могут достигать ширины 2—3 км с высотой перепада оползневых блоков более 100—120 м от уреза моря.

Интенсивно развиты также эоловые процессы. При сильном ветре с 1 км пляжа может быть сдуто более 3000 м^3 песка. Значительно труднее оценить эндогенные процессы, развитые в северо-восточном районе области и выражающиеся в проявлении диапиризма соленосных толщ. Эти процессы требуют специального изучения при возведении тех или иных гидротехнических сооружений в данном районе, тем более, что многие диапиры довольно близко подходят к поверхности дна.

Глава 32
ШЕЛЬФ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Область восточного шельфа Среднего Каспия протянулась с севера на юг более чем на 550 км. Он целиком находится на Туранской плите эпигерцинской платформы. Ширина шельфа колеблется на северном участке области (севернее мыса Ракушечный) в пределах 35—45 км, в Казахском заливе и к югу от него она возрастает почти вдвое, достигая 70—80 км. Максимальная глубина внешнего края шельфа (до 140—145 м) наблюдается в Карабогазском районе; на других участках она близка к 100—

110 м, несколько сокращаясь вблизи Песчаномысского вала (70—80 м) и в осевой зоне Казахского залива (50—70 м). Здесь выпадает минимальное для Каспийской области количество осадков — от 27 до 120 мм/год. Речной сток полностью отсутствует.

Район характеризуется сильными ветрами. Наиболее сильными на востоке Среднего Каспия являются ветры и соответствующие им волнения северных и северо-западных румбов; волновая равнодействующая на всем протяжении побережья направлена по нормали к берегу. Наибольшие средние параметры волнения: высота волн 2—3,5 м, длина 80—90 м [45]. Поверхностные течения на шельфе в целом направлены на север, образуя восточный сектор циклонического круговорота, охватывающего Среднекаспийскую котловину. Скорости течений преимущественно не менее 20 см/с (повторяемость течений со скоростями 0—10 см/с — 50 %, 10—20 см/с — 40 %). С глубиной скорости падают [26].

Берега восточной части Среднего Каспия представлены различными типами выровненных, абразионных, лагунных или аккумулятивных берегов, с примкнувшей террасой у подножия отмершего клифа.

С севера на юг от п-ова Мангышлак до Красноводского полуострова береговая линия контролируется морфоструктурным планом территории. Выдвинутые мысы обрамлены абразионными берегами. Врезанные в сушу заливы имеют берега аккумулятивного типа.

Однако контур береговой линии может быть осложнен и аккумулятивными выступами, образовавшимися на месте куполов растущих воздымающихся структур. Например, мысы Песчаный и Ракушечный составляют широкие новокаспийские песчано-ракушечные бары, встречно направленные и отсекающие от моря внутренние лагуны типа Ашисор. Все аккумулятивные образования причленены к высокому (до 100 м и выше) абразионно-денудационному склону коренного берега.

Рассматриваемый участок шельфа представляет собой в целом выровненную, плоскую, слабо наклоненную абразионно-аккумулятивную равнину с наклоном дна от 3 до 10°, а внешней части шельфа иногда менее 1° [30].

В прибрежной зоне шельфа широко распространены различные типы бенча. Многие исследователи отмечали присутствие в мелководной зоне шельфа эрозионных долин. Некоторые долины, возможно, связаны с древней эрозионной сетью.

В центральной и внешней зонах шельфа рельеф значительно более выровненный, хотя и здесь присутствуют слабо выраженные формы, связанные с древними береговыми линиями: абразионные уступы, реже аккумулятивные валообразные формы.

Северная половина восточного шельфа Среднего Каспия совпадает с обширным Южно-Мангышлакским прогибом, построенным довольно сложно. Южная половина восточного шельфа

Среднего Каспия занята двумя крупными структурами — Казахским заливом и Кара-Богазским сводом. Кара-Богазский свод является наиболее приподнятой структурой фундамента, мощность осадочного чехла в его пределах сокращается до 1 км, в то время как в синклинали Казахского залива она достигает 7—8 км, а на Песчаномысском и Ракушечном сводах — 4—5 км [30].

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. Поверхность цоколя рассматриваемого шельфа слагают неогеновые отложения (мощность 100—140 м), представленные в нижней части чередующимися глинами и известняками, в верхней — известняками и песчаниками.

Плейстоцен сложен в основном рыхлыми песчано-ракушечными отложениями, залегающими с резким размывом на породах неогена. Мощность их изменяется от нуля до 150 м. В Казахском заливе бурением вскрыты хазарские слои (залегающие с несогласием на акчагыльских), хвалынские и новокаспийские осадки. На шельфе в районе Бекдаша (поднятие Бекдаш-море) вскрыты отложения бакинского яруса — известняки и глины мощностью до 40 м, залегающие на апшеронских глинах [8].

Новокаспийские отложения восточного шельфа имеют небольшую мощность (максимально до 4 м в средней зоне шельфа); в сторону берега и к бровке шельфа наблюдается выклинивание новокаспийских осадков [30]. Распространены ракушечные, ракушечно-оолитовые осадки с карбонатностью более 90 %, в центральных участках шельфа развиты мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы. Локально могут иметь мощность до 10 м и более.

Самостоятельным и весьма специфическим участком, рассматриваемым как часть южного района восточного шельфа Среднего Каспия, является залив Кара-Богаз-Гол (точнее, бывший залив, поскольку в 1980 г. узкий пролив, соединяющий его с морем, был перекрыт плотиной, что превратило залив в изолированное соленое озеро). До перекрытия залив представлял собой обширную мелководную лагуну, огражденную с запада пересыпью сложного строения, состоящей из слившихся друг с другом разновозрастных аккумулятивных форм — акчагыльских, хазарских, хвалынских, новокаспийских.

Почти полная изолированность, односторонняя связь с морем (сток в залив) и резко аридный климат (90 мм/год атмосферных осадков при испарении 2115 мм) обусловили интенсивное соленакопление в заливе, который явился крупным источником ценного химического сырья, широко используемого в народном хозяйстве. Разработки самоосадочного мирабилита на берегах залива начались с 1910 г.

В период, предшествовавший перекрытию пролива, концентрация солей в воде залива изменялась от 15 г/кг вблизи устьевой части пролива до 300 г/кг в районе восточного и северного побережий залива. По периферии образовались обширные со-

ляные «засухи», общей площадью 8 км². Мощность верхнего соляного пласта в пределах «засухи» у северного побережья залива оказалась равной 2,5 м.

Пролив перекрыли глухой плотиной 29 февраля 1980 г. К 1984 г. залив высох полностью, и в этом же году в теле плотины проложили трубы большого диаметра, по которым частично восстановился сток морской воды в залив (до 2 км³/год).

Отсутствие фактического материала не позволяет дать инженерно-геологическую характеристику пород, слагающих рассматриваемый шельф. Однако следует отметить, что неглубоко залегающие прочные известняки и песчаники, перекрытые четвертичными отложениями незначительной мощности, представленными в основном песками и ракушечниками, могут служить надежными основаниями для гидротехнических сооружений.

Современные геологические процессы и явления. Инженерно-геологическая область шельфа и береговой зоны Туранской плиты восточной части Среднего Каспия наиболее поражена процессами экзогенной природы, среди которых особенно широко распространены абразия и аккумуляция наносов, связанные с волновой деятельностью моря. Практически на всей территории развиты эоловые процессы. Кроме того, отдельные участки поражены оползневыми, гравитационными процессами, сгонно-нагонными явлениями и образованиями солончаков.

О развитии абразионных процессов свидетельствуют высокие абразионные уступы, почти всюду ограничивающие берег. Однако в отличие от западного и северного побережий берега здесь в целом отличаются относительной стабильностью. Это связано, с одной стороны, с очень медленным размывом пород, слагающих вертикальные обрывы, с другой, с малыми запасами наносов, участвующих в динамических процессах. Обломочный материал поступает преимущественно в результате биохимических и частично эоловых и абразионных процессов. Вдольбереговое перемещение наносов развито лишь на отдельных участках прибрежной зоны.

Интенсивно развивались процессы абразии на берегах залива Кара-Богаз-Гол. Аккумуляция наносов развита в районе мысов Песчаный, Ракушечный, в пределах Кендырли, Бекдаша, а также в вогнутостях берегового контура. Максимальное выдвижение аккумулятивного мыса Песчаного происходило до повышения уровня моря на 1—2 м в год.

В настоящее время в связи с подъемом уровня Каспийского моря наблюдаются активизация размыва и абразия берегов, а также всех литодинамических процессов, оценить которые не представляется возможным.

Наибольшее действие эоловые процессы оказывают на аккумулятивные участки берега. При восточных ветрах эоловый осадочный материал поступает в район взморья, при западных — большая часть пляжевого материала безвозвратно теряется на построение эоловых форм — барханов, барханных цепей, бугри-

стых песков и дюн. Эти формы отчетливо выражены в районе мысов Ракушечный, Бекдаш и залива Кара-Богаз-Гол.

Сгонно-нагонные явления существенно влияют на динамику берегов бухты Кендерли. Эти процессы до недавнего времени активно протекали в Кара-Богазском заливе. Солончаки развиваются на месте бывших лагун. Большой солончак, образовавшийся на месте существовавшей еще несколько десятков лет назад лагуны, располагается на аккумулятивном выступе мыса Ракушечный. Несколько солончаков — бывших лагун находятся в районе Тюб-Караганской косы. Оползневыми и гравитационными процессами были сильно поражены северо-западные берега залива Кара-Богаз-Гол.

Эндогенные процессы в пределах области имеют подчиненное значение. Скорость современных вертикальных движений, по данным С. В. Победоносцева, в районе гидрометстанций Форт Шевченко, Александр Бай и Куули-маякона составляет 1,1—1,8 мм/год.

Анализ процессов и явлений показывает, что берега восточной части Среднего Каспия благоприятны для сооружений портов и причальных пунктов, так как здесь в большинстве случаев можно не опасаться заносимости портовых сооружений, но при выборе мест под будущий порт или причальный пункт следует исходить прежде всего из экономической целесообразности.

Глава 33
ШЕЛЬФ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА

Рассматриваемая инженерно-геологическая область отвечает западному шельфу Среднего Каспия, прилегающего к горно-складчатым сооружениям Кавказа. Он протягивается с севера на юг от острова Чечень до шельфа Апшеронского полуострова почти на 400 км. В геоструктурном отношении он занимает часть Терско-Каспийского прогиба, состоящего из трех более мелких структурных элементов — Терско-Сулакской впадины, Северо-Апшеронской впадины и разделяющего их Самурского выступа.

В меридиональном направлении западный шельф Среднего Каспия постепенно сужается от 70 км на широте порта Махачкала до 15—20 км южнее г. Дербента у устья р. Самур. Расширенная северная часть шельфа представлена аккумулятивной субаквальной слабо наклоненной и плоской равниной. Южная наиболее узкая половина имеет абразионно-аккумулятивную поверхность.

В южных районах западного шельфа Среднего Каспия зафиксированы прибрежные течения на глубинах 2; 3; 5 м при ветрах разной экспозиции. Например, в летний сезон в тихую погоду возникают течения соответственно указанным глубинам 40—50, 30—40 и менее 30 см/с.

Для западного побережья Каспийского моря характерны нагонные явления. В экстремальные весенне-осенние периоды они

могут достигать 0,6—0,8 м и более по высоте. Экстремальные высоты волн (1 раз в 50 лет) на глубинах 50 м достигают 10 м, при выходе на 10-метровую глубину волны диссипируют, трансформируются, уменьшаясь по высоте до 3, максимум 6 м.

Береговые очертания соответствуют линиям простирания вскрывающихся в береговой зоне пластов коренных пород. Особенно четко такая закономерность прослеживается в современную фазу отступания и размыва берега, вызванную общим подъемом уровня Каспия, начиная с 1978 г. Аккумулятивные перемычки между этими выступами образуют в плане опирающиеся на них динамические дуги. Кроме того, в пределах изученной части береговой зоны значительные осложнения ее конструкции сопряжены с антропогенными воздействиями, такими, как строительство гидротехнических портовых сооружений в районе городов Махачкалы и Каспийска.

Таким образом, береговая зона области не образует общей единой системы. Она дробится на ряд отдельных участков, каждый из которых характеризуется особенностями рельефа и обладает спецификой проявления морфо- и литодинамических процессов.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. В пределах морской части Терско-Каспийского прогиба наиболее погруженные его участки связаны с двумя более или менее обособленными впадинами — Терско-Сулакской на севере и Северо-Апшеронской на юге. Глубина погружения фундамента в них достигает 10—12 км, сокращаясь в районе Самурского выступа до 7—8 км.

По данным сейсмоакустического профилирования [30], в структуре западного шельфа Среднего Каспия могут быть выделены три комплекса. Нижний, глубоко погруженный мезозойский комплекс представлен морскими терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными формациями, с возрастанием роли карбонатных к концу мезозоя. Средний — палеоген-миоценовый комплекс, залегающий на мезозойском с перерывом и несогласием, представлен морскими терригенными и терригенно-карбонатными формациями. Наконец, верхний — плиоцен-четвертичный преимущественно терригенного состава, практически не дислоцированный, также с перерывом залегает на подстилающем.

Сарматские породы играют существенную роль в структуре западного шельфа Среднего Каспия. Ими образованы многочисленные выходы коренных пород в прибрежной зоне шельфа. Их поверхность с отчетливыми следами эрозии полого погружается в сторону глубоководной котловины, образуя «коренной цоколь» шельфа. Названные выше впадины — Терско-Сулакская и Северо-Апшеронская — проявляются и в кровле сармата, что оказало влияние на план распределения мощностей вышележащих плиоценовых и четвертичных толщ осадков.

Плиоценовые и плейстоценовые отложения в общем залегают согласно, но часто чередовавшиеся в период их накопления крупные трансгрессии и регрессии привели к формированию ряда поверхностей размыва. Наиболее ярко выраженной и регионально распространенной является поверхность предбакинского размыва, прослеживающаяся под толщей четвертичных осадков через весь шельф и выходящая на поверхность дна в верхней части континентального склона.

Колонки донных отложений, полученные в пределах западного шельфа с помощью грунтовых трубок, позволяют охарактеризовать состав позднеплейстоценовых и голоценовых осадков. Вскрыты отложения верхнехвалынского, мангышлакского и новокаспийского горизонтов.

Верхнехвалынские осадки представлены плотными алевритово-глинистыми илами серого или серовато-зеленого цвета, малокарбонатными (менее 10 % $CaCO_3$), часто с примесью раковинного материала, со следами размыва на поверхности. Вскрытая мощность до 3,5 м.

Мангышлакские осадки, сформировавшиеся в зоне регрессии, наиболее полно изучены на участках развития реликтовых древних береговых баров. Бары сложены крупнозернистым желтым или серым раковинным песком, иногда с включениями известняковых гальки и гравия. За пределами прибрежно-морских образований на шельфе осадки мангышлакского горизонта представлены [30] более тонкозернистыми отложениями, образующими слоистую толщу, в которой переслаиваются глинистые и алевритово-глинистые плотные коричневато-серые слабоизвестковистые илы; мощность прослоев около 1—2 см.

Новокаспийские отложения на западном шельфе [30] представлены переслаивающимися серыми алевритово-глинистыми и мелкоалевритовыми илами, с подчиненными прослоями глинистых илов, иногда — алевритов. Максимальные мощности новокаспия приурочены к центральным частям шельфа, где их полная мощность не вскрыта; с приближением к берегу и краю шельфа мощности сокращаются до первых метров, а местами — до нуля.

Изучение физико-механических свойств глинистых разностей плейстоцен-голоценовых осадков шельфа и континентального склона западной части Среднего Каспия показало, что они отчетливо делятся на две части. Голоценовые, серые глинистые и алевритово-глинистые илы, слагающие верхнюю часть разреза (от 10 см до 1,5 м) характеризуются сравнительно высокой влажностью (60—200 %), пониженными значениями плотности и прочности. Резко иными параметрами свойств обладают хвалынские коричневые глинистые илы. Влажность их изменяется в пределах 40—60 % и достигает величины верхнего предела пластичности. Плотность их достигает 1,90 г/см^3. Резко увеличивается прочность, которая колеблется от 0,01 до 0,03 МПа.

Современные геологические процессы и явления. Будучи расположенными в пределах Терско-Каспийского прогиба, являющегося краевым прогибом в системе северо-восточного крыла мегантиклинория Большого Кавказа, весь шельф и береговая зона области характеризуются высокой сейсмичностью (7—8 баллов).

Это отчетливо видно из схемы распределения эпицентров землетрясений с энергетической величиной К равно 9, которая составлена на основе инструментальных данных по 430 землетрясениям за 1961—1978 гг. Для акватории Каспийского моря сохраняется закон повторяемости землетрясений, т. е. чем сильнее землетрясение, тем оно происходит реже. Сильные землетрясения отмечены там, где ранее наблюдались слабые.

С процессами эндогенной природы связана также скорость вертикальных тектонических движений, которые оказывают непосредственное влияние на проявление экзогенных процессов. Так, например, скорость вертикальных смещений в районе гидрометстанции пос. Махачкала составляет +1,3 мм/год.

Приток большого числа горных рек в море и наличие потоков наносов значительной мощности (до 800 тыс. м^3) вдоль западного берега обусловило широкое развитие литодинамических процессов, наиболее активно протекающих в прибрежной части моря. Береговой зоне моря свойственны мозаичность процессов абразии, размыв берегов, аккумуляция наносов, заболачивание, образование озер, лагун и эоловых форм рельефа. Активизация и направленность этих процессов находится как под влиянием колебаний уровня Каспийского моря, так и техногенного воздействия.

По геоморфологическим признакам и по развитию основных видов экзогенных процессов в пределах шельфа и береговой зоны Терско-Каспийской области с севера на юг можно выделить десять участков.

Терско-Аграханский участок береговой зоны оконтуривает Аграханский полуостров от его дистальной до самой корневой части у старой дельты р. Сулак. Важнейшим элементом его является крупная аккумулятивная форма новокаспийского возраста — Аграханская коса. С 1973 г. воды р. Терек потекли в Каспийское море через искусственную прорезь, сделанную в средней части Аграханской косы. Здесь формируется клювовидная дельта Терека со скоростью выдвижения до 100 м/год. Аллювиальный материал переносится на север волнами юго-восточного направления.

Зарегулирование стока вод через старое устье р. Сулак в 1957 г. и вывод нового устья на спрямленном участке к открытому морскому побережью вызвали перестройку береговой зоны на южном участке Аграханской косы. Начался интенсивный размыв ее корневой части и старой дельты р. Сулак (1—3 м/год). У нового устья в это время формируется дельта р. Сулак вначале со скоростью 100—120 м/год, а затем 5—10 и менее. В настоящее

время процесс наращивания берега приостановлен и стабилизирован.

Караманский участок протягивается от устья р. Сулак на юг до порта Махачкала. Берег спрямлен и ориентирован меридионально. Плоская новокаспийская дельтово-морская равнина примыкает вплотную к урезу моря на большем протяжении. Поверхность ее осложнена эоловыми образованиями типа дюн и бугристых песков.

Берег на Караманском участке, за исключением дельты р. Сулак и ее крыльев, осложненных лагунными конструкциями, отступает. За последние 10 лет он отступил до 150 м.

Махачкалинский участок от северной окраины г. Махачкала до г. Каспийск находится почти полностью в пределах махачкалинской структуры. Гряды сарматских известняков, отпрепарированные волновыми процессами, блокируют береговую зону, контролируя контур береговой линии, и препятствуют размыву.

Динамика и морфология берега на махачкалинском участке осложнена техногенным вмешательством, выразившимся в сооружении нефтегавани, порта, защитных откосов железной дороги и др.

Практически на всем протяжении отрезка береговой полосы южнее г. Махачкала до поселков Килечный и Турали I протягивается обширная лагуна (150—200 м), заполненная водой или заболоченная и заросшая тростником. Подъем уровня воды ведет к превышению лагунных уровней под открытыми водами моря на 20—30 см и более. В зоне подтопления таким образом оказались старые отмершие береговые валы, образованные в 1929 и 1941 гг.

Активное разрушение наблюдается на берегу в пределах г. Каспийска в связи с подъемом уровня моря и выдвижением южного мола Каспийского ковша, который полностью перехватил поток наносов, идущий от мыса Сатун. Катастрофическое разрушение берега здесь отмечено в осенне-зимний период 1987—1988 гг. Скорость современного размыва составляет 20—25 м/год, что привело к отступлению береговой линии за последние 10 лет на 150—200 м.

Туралинский участок от г. Каспийска до мыса Бакай-Кичлик представляет аккумулятивную дугу, опирающуюся концами на мысы Сатун и Бакай-Кичлик, сложенную верхнехазарскими и сарматскими конгломератами и известняками. Эти ядра аккумуляции имеют унаследованный характер еще с новокаспийского времени. На этом отрезке береговой вал (высота 1,2 м, ширина 10—30 м) надвинут на широкую лагуну, наступающую на сушу. За последние 10 лет берег отступил на 120 м.

Манасско-Ачинский участок располагается южнее мыса Бакай-Кичлик до северной границы Буйнакской бухты. Контур береговой линии здесь на всем протяжении маркируется грядовыми выходами сарматских известняков. Южнее устья р. Манас-Озень берег приобретает черты абразионного типа. В настоящее

время он размывается. В современных условиях абразионные и обвально-оползневые процессы принимают катастрофический характер.

Буйнакский участок охватывает берег Буйнакской бухты. Современная аккумулятивная поверхность окаймляет бухту двухсотметровой полосой от уреза до уступа Новокаспийской террасы. Берег имеет поперечный профиль, типичный для трансгрессивного уровня моря. Песчаный вал шириной около 15 м, высотой 1—1,2 м отсекает от моря лагуну (30—40 м шириной), за которой тянется береговой вал 1929 г., прижимающийся к новокаспийскому аккумулятивному образованию. Поверхность валов осложнена дюнными формами рельефа. Местами у уреза обнажается валунно-галечная отмостка. За последние 3—4 года берег отступил на 20—30 м в связи с продолжающимися подъемом уровня моря и дефицитом наносов.

Избербашский участок расположен между мысом Буйнак и южной окраиной Избербаша. На всем протяжении берег блокирован выступающими в море или прижатыми к урезу останцовыми грядами сарматских известняков, определяющими не только морфологию поперечного профиля, но и контур береговой линии. В межгрядовых разрывах образуются небольшие бухточки с пляжами из песчано-ракушечного и галечного материала, наложенного на коренной цоколь. В целом берег развивается по абразионному типу, несмотря на защитную роль известняковых гряд. Современная морская терраса прислоняется к генерации аккумулятивных валов новокаспийского возраста, переработанных эоловыми процессами.

Каякский участок тянется на юг от Избербеша почти до Каменной косы. Берег в его пределах представлен аккумуляционными формами. Песчано-ракушечный пляж полного профиля (ширина 15 м, высота 1,2—1,5 м) отделяет от моря лагунное понижение, местами заполненное водой. Явно выраженных признаков современного размыва берега здесь не отмечено, но незначительный дефицит наносов проявляется в виде небольшого уступа размыва (20—30 см) на мористом склоне штормового вала.

Дербенский участок занимает береговую полосу от Каменной косы до устья р. Рубас. Важную роль в его строении и развитии играет коренной цоколь из сарматских известняков. Там, где он просвечивает через чехол рыхлых песчаных наносов, сформировались выступы мысов, служащие опорными центрами для малых дуг аккумуляции. В условиях поднимающегося уровня моря возрастает роль мысов как преград для пляжевых потоков наносов.

Рубасско-Самурский участок находится между устьями рек Рубас и Самур. Для него характерно наличие широкой разновозрастной дельтово-морской поверхности, обрамленной последовательно береговыми формами, образованными в 1929 и 1941 гг. Подъем уровня моря и зарегулирование жидкого и твердого стоков, впадающих на этом участке рек, привело к интен-

сивному отступанию берега. Современная береговая линия достигла береговых валов, сформировавшихся еще в 1941 г. По нашим наблюдениям, например, у устья р. Рубас берег отступает со скоростью более 5 м/год.

Глава 34

ШЕЛЬФ КОБЫСТАНО-АПШЕРОНСКОГО ПРОГИБА

Рассматриваемая область шельфа обрамляет Апшеронский полуостров, который в структурном отношении располагается в пределах Кобыстано-Апшеронского прогиба, наложенного на восточное продолжение мегантиклинория Большого Кавказа. Она протягивается к северу от мыса Амия Апшеронского полуострова до границы с Апшеронским порогом на 110 км и к югу от полуострова от границы с порогом до меридиана г. Баку (мыс Шихов) на 100 км. Ширина шельфа колеблется в пределах 45—65 км; глубина внешнего края 60—150 км.

Климат умеренно теплых полупустынь и сухих степей. Годовое количество осадков — 100—250 мм, в прилегающей части Кобыстана — 150—300 мм. Среднегодовая температура 14—15 °С (январь 3—4, июль 24—26).

Область шельфа характеризуется сильными ветрами и максимальными для Каспийского шельфа параметрами волнения. Преобладают ветры северных и северо-западных румбов, средняя многолетняя скорость ветра составляет 6,7 м/с для Сумгаита, 6,8 м/с для Нефтяных Камней [45]. Наибольшая средняя высота волн 2—5 м, длина волн 100—125 м [44]. Поверхностные течения изменчивы, но результирующий поток в целом направлен вдоль простирания шельфа — севернее Апшеронского полуострова с северо-запада на юго-восток, а далее огибая полуостров, на юг. Скорости поверхностных течений незначительны.

В северной половине области на побережье развит слабо возвышенный мелкосопочный рельеф (Южный Кобыстан, север Апшерона). Для северной части Апшеронского полуострова характерен также пояс дюн. Южная часть Апшеронского полуострова — низменная.

На севере Апшерона преобладают абразионно-бухтовые берега и, в особенности, абразионные с отмершим клифом; на юге полуострова, кроме того, развиты берега аккумулятивные, выровненные с примкнувшей аккумулятивной террасой.

Для шельфа Апшеронского полуострова характерна тесная связь рельефа дна с тектоникой. В первую очередь тектоникой определены место и интенсивность проявления экзогенных рельефообразующих процессов — абразии, денудации течениями, аккумуляции. В этом отличие рельефа шельфа альпийского складчатого основания от рельефа рассмотренных ранее платформенных шельфов Каспия.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. В северной части шельфа выделен крупный тек-

14 Зак. 252

тонический элемент — Апшероно-Прибалханская зона, морфологическим выражением которой в море является Апшеронский порог. Зона, обрамляющая с севера Южно-Каспийскую впадину, в структурном отношении представляет собой связующее звено между юго-восточным окончанием Большого Кавказа и Прибалханской зоной поднятия Туркмении. Южнее располагается собственно Южно-Каспийская впадина — область мощного альпийского прогибания земной коры. В западной части Апшеронского порога выделена Приапшеронская подзона, которая включает в себя структуры Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага. Западная антиклинальная зона Апшеронского архипелага протягивается в море в субширотном направлении вдоль северо-восточного берега Апшеронского полуострова. Она включает в себя резко дислоцированные и в большинстве своем сильно размытые складки.

С юго-запада складки Приапшеронской подзоны отделяются от структур Бакинского архипелага синклиналью, являющейся продолжением обширной Джейранкечмесской тектонической депрессии.

Для апшеронского шельфа характерна относительно сложная дислоцированность осадочной толщи, в том числе и ее верхних горизонтов. В геологическом строении шельфа рассматриваемой области участвуют отложения верхнего неогена и четвертичные. Первые включают образования апшеронского и акчагыльского ярусов, а также продуктивную толщу, вторые представлены осадками голоцена и плейстоцена — хвалынского, хазарского и бакинского ярусов (табл. 34.1).

Структурные особенности области существенным образом повлияли на распределение мощностей отложений, развитых на шельфе. Так, на шельфе, прилегающем к северной и северо-восточной частям Апшеронского архипелага, в пределах Апшероно-Прибалханской тектонической зоны идет интенсивный размыв дна, и имеется много выходов неогеновых отложений. Южнее они перекрываются мощными четвертичными осадками.

Отложения продуктивной толщи апшеронского и акчагыльского ярусов, представленные в основном глинами и суглинками, по сравнению с плейстоценовыми и голоценовыми осадками имеют значительно более высокие прочностные показатели и находятся в основном в твердом, иногда полутвердом состоянии.

Плейстоценовые отложения залегают местами несогласно. Они почти всюду дислоцированы и представлены преимущественно глинами и суглинками, местами с тонкими прослойками мелкозернистого песка. Из современных осадков наиболее распространены глинистые и суглинистые разности грунтов. Мощность современных отложений может достигать несколько десятков метров, а мощность всей четвертичной толщи в синклинальных участках составляет сотни метров.

Широкое распространение и значительные мощности преимущественно глинистых отложений четвертичного возраста на

Таблица 34.1

Физико-механические свойства четвертичных глинистых отложений шельфа Апшеронской области

Порода	Число определений	Естественная влажность, доли единицы	Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Показатель уплотненности
			скелета грунта	грунта				
Ил глинистый	110	0,47—3,21 / 0,62	0,28—1,19 / 1,02	2,71—2,83 / 2,75	1,60—5,04 / 1,70	0,20—0,39 / 0,21	0,18—0,28 / 0,21	0,02—1,30 / —0,56
Ил суглинистый	60	0,36—0,74 / 0,44	0,94—1,38 / 1,24	2,68—2,72 / 2,71	1,00—1,78 / 1,19	0,15—0,31 / 0,24	0,08—0,17 / 0,14	—0,01—1,69 / —0,55
Глина	440	0,17—0,52 / 0,33	1,11—1,85 / 1,43	2,71—2,83 / 2,74	0,44—1,70 / 0,92	0,18—0,46 / 0,25	0,17—0,31 / 0,20	1,26—0,47 / 0,50
Суглинок	540	0,15—0,43 / 0,27	1,25—1,90 / 1,55	2,68—2,73 / 2,70	0,48—1,19 / 0,74	0,14—0,32 / 0,22	0,07—0,17 / 0,14	1,23—0,14 / 0,60
Супесь	39	0,15—0,27 / 0,20	1,54—1,90 / 1,73	2,65—2,69 / 2,67	0,40—0,69 / 0,54	0,12—0,21 / 0,19	0,03—0,07 / 0,06	—

Примечание. Здесь и далее в знаменателе — средние значения.

шельфе Южного Каспия на первое место, при инженерно-геологической характеристике той или иной области, выдвигает необходимость изучения их постседиментационного формирования. На основе большого числа фактического материала, полученного институтом «Гипроморнефть», в четвертичных разрезах шельфа Южного Каспия, вскрытых 670 скважинами до глубины 100 м, М. А. Рзаевой [42] были выделены стадии раннего и позднего диагенеза и четыре зоны литификации (табл. 34.2).

М. А. Рзаева за основу построения инженерно-геологических карт и профилей четвертичных отложений нефтегазоносных акваторий рассматриваемой области шельфа приняла степень литификации [42]. Пески и грунты IV зоны литификации по физико-механическим свойствам являются надежными основаниями для строительства гидротехнических сооружений.

Не останавливаясь на описании карт и профилей, отметим, что продукты извержения вулканов, участвуя в процессе седиментации, в отдельных случаях нарушают общую закономерность распределения осадков и нормальный ход диагенетических преобразований, способствуя формированию недоуплотненных слаболитифицированных пород.

Современные геологические процессы и явления. На шельфе и в береговой зоне области, как и во всем регионе, окаймляющем Альпийскую горно-складчатую систему, кроме экзогенных процессов, широко распространены процессы и явления эндогенной природы. Шельф и береговая зона испытывают также интенсивное техногенное воздействие, выражающееся в освоении морских нефтегазовых месторождений и в большей плотности промышленных, жилых и курортных объектов на побережье.

Из эндогенных процессов необходимо прежде всего отметить извержения грязевых вулканов. Почти все подводные банки и острова шельфа, окаймляющего Апшеронский полуостров, своим происхождением обязаны грязевым вулканам. В пределах шельфа их насчитывается около 14. Это примерно 10 % от общего числа всех грязевых вулканов Каспийского моря. По данным геоакустического профилирования грязевые вулканы рассматриваемой области шельфа связаны с разрывными нарушениями в пределах брахиантиклинальных и диапировых поднятий. В большинстве случаев их эруптивные аппараты прорывают диапировые складки и на вершине образуют конусы, сложенные сопочной брекчией. При сильных извержениях образуются острова, которые впоследствии быстро размываются. Проявления грязевого вулканизма обычно пространственно тесно связаны с крупными нефтяными и газовыми месторождениями и отчетливо тяготеют к зонам аномально высоких пластовых давлений, что вызывает некоторую опасность. Наибольшей сейсмичностью (8 баллов) характеризуется район шельфа, прилегающий к северной и восточной частям Апшеронского полуострова.

Тектоническая активность области обусловила современные резко дифференцированные вертикальные движения с очень вы-

Таблица 34.2

Инженерно-геологическая характеристика стадий диагенеза глинистых четвертичных осадков Каспийского моря.
По М. А. Рзаевой

Стадия диагенеза	Зона литификации	Критерии выделения зон литификации	Характеристика типов пород
Ранняя	I	Текучее состояние и неуплотненность	Предельно слабая степень уплотнения. Очень высокая гидратированность, слабое межчастичное сцепление коагуляционного характера, текучее состояние
Поздняя	II	Переход от текучего состояния к пластичному, начальная стадия уплотнения	Слабая степень уплотнения и литификации, слабоуплотненное состояние, низкая прочность, сильная сжимаемость, высокая гидратированность, состояние, близкое к переходу от текучего к пластичному
	III	Тугомягкопластичное состояние со средней степенью уплотнения	Средняя степень уплотнения и литификации, тугомягкопластичное состояние (0,75—0,25), средняя гидратированность, средняя степень сжимаемости, нарастание прочности
	IV	Переход от пластичного к твердому, уплотненному	Высокая степень уплотнения и литификации, состояние близкое к твердому. Средняя сжимаемость, высокая прочность

сокой степенью интенсивности. В целом северный склон шельфа, приуроченный к Апшероно-Прибалханской зоне, испытывает поднятие, а южный — прогибание. Скорость вертикальных тектонических движений на островах Жилой и Артема составляет 1,3—1,4 мм/год, а в прибрежной полосе Бакинской бухты — 5,7 мм/год [20].

Многие исследователи считают, что опускание земной поверхности вызвано также техногенным воздействием. Так, в районе Баку наибольшее опускание поверхности происходит на участках интенсивной нефтедобычи. В районе нефтепромыслов Суруханы, Раманы и Сабунчи она опускается со скоростью 31,5, 16,7 и 11,5 мм/год соответственно.

Геологические явления экзогенной природы связаны в основном с ветроволновыми процессами. Среди них необходимо прежде всего отметить абразию, размыв морских берегов и подводного берегового склона, аккумуляцию, вдольбереговое переме-

шение наносов, а также эоловые процессы. По пораженности шельфа и береговой зоны теми или иными процессами в пределах области наиболее отчетливо можно выделить северный и южный районы. Восточной части шельфа и береговой зоне Апшеронского полуострова и острова Апшеронского архипелага присущи свои особенности.

Для северного берега Апшерона характерен интенсивный приток материала на пляжи с подводного берегового склона, который размывается. Однако средние скорости нарастания аккумулятивных участков в вогнутостях берега не так уж велики (1—2 м/год), а на некоторых участках берег практически стабилен. По данным литературных материалов значительная часть пляжевого материала под действием северных ветров, направленных в сторону суши, идет на формирование донного пояса, окаймляющего апшеронский берег.

Ориентировка восточного побережья Апшерона под острым углом к волновой равнодействующей благоприятствует здесь продольному перемещению наносов в южном направлении. На процессы аккумуляции наносов большое влияние оказывает строительство дамб и портовых сооружений. Для отдельных участков средние скорости нарастания берега могут достигать 20 м/год.

В южном районе Апшеронского полуострова абразии подвергнуты мысы, сложенные апшеронскими известняками. В отдельных местах отмечены оползневые явления (мыс Баилов). В широких дугообразных бухтах формируются пляжи. В Бакинской бухте абразионные участки отсутствуют и возможны лишь местные миграции донных наносов взмучиванием во время волнения.

Глава 35
ШЕЛЬФ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В географическом отношении описываемая инженерно-геологическая область протягивается с севера на юг от мыса Шихов в основании Апшеронского полуострова до государственной границы с Ираном на 200 км. Ширина шельфа 55—60 км на севере, в районе Бакинского архипелага; южнее шельф сужается до 40 км в районе Ленкорани и до 24 км непосредственно у границы. Глубина внешнего края 65—100 м, а к югу от устья Куры — до 150 м [30].

Бо́льшая северная часть западного побережья Южного Каспия, включающая и приморскую часть Куринской низменности, характеризуется климатом умеренно теплых полупустынь и сухих степей со среднегодовым количеством осадков, равным 200—250 мм, и среднегодовой температурой 14—15 °С (январь — 1—2, июль — 25—27). За пределами Куринской низменности, южнее залива Кирова, климат становится умеренно теплым, сумма осадков компенсирует и даже превышает испарение, что

дает избыточное увлажнение; в Ленкоранской низменности климат влажный, субтропический, среднегодовая температура 11—14 °С (январь 1—4, июль — 22—26), годовая сумма осадков составляет 600—1700 мм, основная часть которых приходится на осень.

Рассматриваемая область характеризуется частыми и сильными штормовыми ветрами. Господствующие ветры — северного и северо-северо-восточного направления, среднегодовая скорость 6,4—8,4 м/с, максимально зарегистрированная скорость северного ветра 40 м/с, многолетнее среднегодовое число дней со штормовыми ветрами выше 15 м/с — 132. Штилевые дни для этого района не характерны — их повторяемость составляет 3 %. Несмотря на значительную силу ветров из-за отсутствия достаточного разгона волнение бывает не очень сильным, наблюдаемая высота волн не превышает 1,5 летом и 4,5 м зимой; максимальное волнение — 6,8 м при северных ветрах [45]. Длина волн до 100 м [44]. Течения (преимущественно юго-восточного направления) слабые, в 70—80 % случаев не превышают 10 см/с; со скоростями 21—30 см/с не более 2,5 % случаев, течения с большими скоростями чрезвычайно редки [46]. Южная часть западного шельфа (южнее устья Куры) отличается значительно более спокойным гидрометеорологическим режимом, в частности, среднемноголетняя скорость ветра здесь составляет 2,6 м/с.

Особенности ветроволнового режима области определяют сгонно-нагонные явления. Наибольшие нагоны вызываются северо-восточными и северными ветрами, а наибольшие сгоны юго-западными или западными. Величина максимального нагона достигает 120 см (взморье р. Куры), а сгона — всего 50 см.

Существенное влияние на осадкообразование и рельеф западного шельфа Южного Каспия оказывает впадающая в этот район в море р. Кура, выносящая до 36 млн т наносов,— вторая после Волги по объему стока река Каспия.

На западном побережье Южного Каспия к северу от устья Куры широко распространены абразионно-аккумулятивные берега, в частности ингрессионные и вторично-расчлененные, частично абразионные (абразионно-бухтовые и выровненные). В зоне дельты Куры преобладают аккумулятивные берега с примкнувшей аккумулятивной террасой. Аккумулятивные типы берегов преобладают и южнее, в зоне Ленкоранской низменности.

Рельеф шельфа западной части Южного Каспия в пределах Бакинского архипелага напоминает во многом рельеф североапшеронского шельфа.

Южный участок западного шельфа (к югу от устья Куры) отличается более спокойным рельефом. Шельф в целом выровненный, выделяются две зоны — полого наклоненная внутренняя (уклоны 3—5′) и более крутая (10—12′) внешняя, расположенная на глубинах более 40—50 м.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. В пределах западного шельфа Южно-Каспийской впадины выделяют восточную часть Нижнекуринской депрессии и складчатую зону Бакинского архипелага. В крайней юго-западной части шельфа Нижнекуринская депрессия в море сливается с узким Предталышским прогибом и, замыкаясь по плиоцен-антропогеновым отложениям, не доходит до северного побережья Ирана. Антиклинальные и синклинальные зоны этой депрессии имеют юго-восточное простирание и отчетливо прослеживаются в море. Нижнекуринской депрессии также свойственны линейность антиклинальных поднятий и синклиналей и наличие во всех антиклинальных зонах крупных продольных разрезов.

Бакинский архипелаг характеризуется рядом специфических особенностей, которые отличают его от структур Юго-Восточного Кобыстана и Прикуринской низменности. Они заключаются в основном в четкой геоморфологической выраженности, линейном расположении складок, а также в кулисообразном смещении на юго-запад каждой последующей с северо-запада на юго-восток структуры и в отсутствии ветвящихся кольцеобразных структур.

В геологическом строении рассматриваемого шельфа принимают участие отложения современного и древнего Каспия, апшерона, акчагыла и продуктивной толщи. На отдельных структурах вскрыты отложения понтического яруса и диатомовой свиты.

Широкое распространение четвертичных отложений и их огромная мощность, достигающая 1500 м, позволяет рассматривать их в качестве основного объекта инженерно-геологических исследований, проводимых на шельфе области. Наиболее детально изучены четвертичные отложения Бакинского архипелага, что связано с его высокой промышленной нефтегазоносностью. Они представлены породами бакинского яруса, гюргянской свиты, хазарского и хвалынского ярусов и современными осадками.

Отложения бакинского яруса представлены серыми, реже серо-бурыми неслоистыми глинами, которым подчинены прослои мелко- и среднезернистых песков, мергелей, известняков и ракушечников. Мощность этих отложений достигает 200—250 м, причем увеличение ее наблюдается как в прилегающей части суши, так и в районе архипелага — с севера на юг и с запада на восток.

Гюргянская свита отличается от бакинского яруса повышенным содержанием песчано-алевритового материала. Мощность свиты изменяется от 15 до 80 м, значительно увеличивается в депрессионных зонах.

Хазарские отложения представлены серыми глинами с алевритовыми и песчано-алевритовыми разностями, которым подчинены пески и алевриты и их сцементированные образования. В разрезе некоторых месторождений присутствуют прослои, линзы сопочной брекчии. Отложения эти характеризуются обильной фауной. Мощность яруса составляет 140—150 м.

Хвалынский ярус представлен серыми, реже бурыми глинами с примесью песчаного и алевритового материала. В них также присутствуют прослои сопочной брекчии. Отложения этого яруса после седиментации подвергались сильному размыву, вследствие чего мощность их непостоянна и по данным ряда скважин, пробуренных на островах архипелага, не превышает 100 м.

Современные осадки представлены песками, суглинистыми и глинистыми илами. Мощность их достигает 20—30 м.

В глинистых отложениях Бакинского архипелага (табл. 35.1), вскрытых 260 скважинами до глубины 100 м, выделено четыре зоны литификации, которые и послужили основой для построения инженерно-геологической карты и профилей [42]. Необходимо отметить, что в рассматриваемой области так же, как и на шельфе Апшерона, в зонах распространения грязевулканической брекчии диагенез осадков протекает в замедленном темпе, а мощности зон слабой литификации увеличиваются.

Современные геологические процессы и явления. С высокой тектонической активностью области связано широкое развитие эндогенных процессов, среди которых необходимо отметить грязевой вулканизм, сейсмичность и направленность современных вертикальных движений. Интенсивное освоение нефтегазовых месторождений рассматриваемого шельфа требует самого пристального изучения этих геологических явлений.

По концентрации грязевых вулканов западный шельф Южного Каспия выделяют в самостоятельную зону. В ней расположено 39 грязевых вулкана, подавляющее большинство которых сконцентрировано на трех линиях юго-восточного простирания, берущих начало от мысов Алят, Хамамдат, Бендованы. Высота подводных вулканов изменяется от 0,5 до 50 м. По схеме сейсмологического районирования акватория Каспия относится к 7-балльной зоне.

Вертикальные движения поверхности земли в пределах области носят резко дифференцированный характер. По литературным данным скорость вертикальных движений на различных участках побережья западной части Южного Каспия за период с 1923 по 1968 гг. составляла (в мм/год): —1,19 в районе г. Астара, —1,2 в районе Нефтечала и 4,7 на побережье о. Свиной. В целом восточная часть Нижнекуринской депрессии испытывает интенсивное прогибание, составляя в районе г. Сальяны (с 1935 по 1973 гг.) 130 мм, причем оно совпадает с прогибанием фундамента.

Экзогенные процессы, развитые в пределах области, связаны в основном с ветроволновым режимом акватории. Наиболее характерными из них являются: размыв берегов и подводного берегового склона, аккумуляция наносов, вдольбереговое перемещение наносов, заболачивание берегов, образование солончаков, ветровая осушка и другие эоловые явления. По пораженности теми или иными процессами в области можно выделить три рай-

Таблица 35.1

Физико-механические свойства четвертичных глинистых отложений Бакинского архипелага

Порода	Число определений	Естественная влажность, доли единиц	Плотность, г/см³		Коэффициент пористости	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Показатель уплотненности
			скелета грунта	сухого грунта				
Ил глинистый	70	0,50—0,72 / 0,59	0,88—1,16 / 1,05	2,72—2,81 / 2,75	1,50—2,14 / 1,62	0,20—0,37 / 0,27	0,18—0,32 / 0,22	—0,03—8,09 / —0,61
Ил суглинистый	95	0,36—0,61 / 0,46	1,00—1,39 / 1,20	2,67—2,73 / 2,70	1,00—1,79 / 1,25	0,16—0,29 / 0,25	0,08—0,17 / 0,14	—0,02—1,93 / —0,33
Глина	1160	0,18—0,53 / 0,35	1,09—1,80 / 1,39	2,70—2,83 / 2,74	0,45—1,48 / 0,97	0,18—0,52 / 0,24	0,17—0,44 / 0,20	1,40—0,40 / 0,55
Суглинок	320	0,17—0,43 / 0,28	1,24—1,87 / 1,53	2,67—2,74 / 2,70	0,49—1,16 / 0,76	0,14—0,32 / 0,22	0,07—0,17 / 0,12	1,38—0,31 / 0,63
Супесь	42	0,17—0,34 / 0,22	1,41—1,87 / 1,66	2,64—2,70 / 2,66	0,33—0,63 / 0,60	0,15—0,23 / 0,16	0,04—0,07 / 0,05	—

она: Южнокобыстанский, включая Бакинский архипелаг, Куринский и Ленкоранский.

Главные особенности динамики берега в пределах Южнокобыстанского района — преобладание южного перемещения вдольбереговых потоков наносов и закономерное чередование участков избыточного поступления наносов и резко выраженного дефицита. В районе отсутствуют крупные современные аккумулятивные формы, а реликтовые формы в большей или меньшей степени подвержены размыву. Так, например, с южной стороны мыса Сангачал до повышения уровня моря (до 1978 г.) сформировалась современная аккумулятивная терраса, темп нарастания ее достигал 3—6 м/год. В тени островов Пеликаний и Бабурий, расположенных южнее села Пирсагат, нарастание аккумулятивного выступа происходило со скоростью около 10 м/год. Средний годовой прирост аккумулятивной суши южнее мыса Бендован — около 5 м. В широко открытых к морю дугообразных вогнутостях, разделенных мысами, скорость размыва составляет 10—17 м/год.

Особенностью динамики островов Бакинского архипелага является развитие абразионных форм на северном берегу каждого из них и формирование косы с южной стороны. Длина кос в ряде случаев в несколько раз больше поперечника самого острова.

Куринский район включает в себя дельту Куры, Куринскую косу и побережье залива Кирова. В районе дельты Куры по характеру динамики берега существенно различаются северный, восточный и южный участки. До 1957 г. происходил интенсивный прирост дельты. Приустьевая часть дельты у главного рукава нарастала на 50—60 м/год. Примерно с 1957 г. восточный участок дельты начал размываться со скоростью 10 м/год. С такой же скоростью размывается дельта и непосредственно к югу от главного рукава. Материал размыва перемещается в сторону залива Зюйдостовый Култук, где берег наращивается на 10—12 м в год. Ежегодное нарастание аккумулятивной суши в заливе Нордюстовый Култук, обусловленное поступлением наносов с севера, составляет около 20 м/год. Быстрый размыв морского края дельты Куры вызван резким сокращением твердого стока реки в связи с сооружением Мингечаурского водохранилища, а также относительной приглубленностью подводного берегового склона.

Высокой интенсивностью современных процессов динамики берегов характеризуется Куринская коса. Скорость размыва косы на некоторых участках составляет 6—25 м/год. Большая часть наносов отлагается на оконечности косы, которая нарастает в среднем на 50 м в год.

Современные берега залива Кирова являются осушными. Основные факторы развития берега, да и всего залива — сгонно-нагонные явления и наличие растительности. Весь северный берег залива представляет собой соленое болото, заросшее камышом и чаканом. Ветровая осушка достигает ширины 1,5 км.

С 1940 г. в северной части залива берег местами нарос на 4—5 км. Это могло быть связано как с понижением уровня моря, так и с отложением илистых наносов, приносимых нагонами. К 1978 г. размеры залива значительно сократились, и он стал непроходимым даже для малых судов.

Для большей части Ленкоранского района типичен перенос рыхлого материала в южном направлении, причем сначала поток наносов резко ненасыщен, а ближе к Астаре достигает состояния насыщения и начинается аккумуляция наносов (рис. 35.1). В динамике берега существенную роль играют сгонно-нагонные явления, вызывающие осушку и заболачиваемость низменных участков берега. Удаленные от моря древние береговые валы местами перевеяны и несут на себе дюны.

Глава 36
ШЕЛЬФ ЗАКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Инженерно-геологическая область Закаспийской впадины отвечает Туркменскому шельфу Южного Каспия в пределах Альпийской горно-складчатой системы. Она граничит с регионом платформенного шельфа. На севере области в береговой зоне расположена Красноводская коса, отделяющая от моря залив того же названия, который образует п-ов Челекен. Южнее располагается Западно-Туркменская низменность. Рассматриваемый шельф отличается обширными размерами: ширина его в районе Красноводского залива составляет 110—120 км, а на широте о. Огурчинский и к югу от него превышает 190. Бровка шельфа выражена везде достаточно отчетливо. Глубина внешнего края шельфа довольно значительна — 140—150 м; несколько сокращается она в южной части и на севере — вблизи Апшеронского порога (100—120). В самой южной части района, где край шельфа образует заливообразный изгиб к северо-востоку грязевулканической отмели (банка Грязный Вулкан), глубина бровки испытывает локальное резкое уменьшение почти до 50 м. В целом восточный шельф — выровненная полого наклоненная (2—5′) аккумулятивная равнина. Относительно расчлененный рельеф наблюдается в пределах подводного берегового склона.

За пределами подводного берегового склона среди форм рельефа, нарушающих в целом выровненную поверхность шельфа, выделяются возвышенности (банки) тектонического и грязевулканического происхождения, высотой 35—40 м, выходящие почти на поверхность моря. Во время сильных извержений здесь неоднократно возникал остров, который, однако, быстро размывался водой.

Кроме того, в рельефе дна шельфа (в интервале глубин от 20 до 50 м) выявлены следы древних береговых линий в виде аккумулятивных валов и абразионных террас [30].

Район характеризуется климатом пустынь субтропического пояса. Средняя годовая температура воздуха равна 15—17 °С.

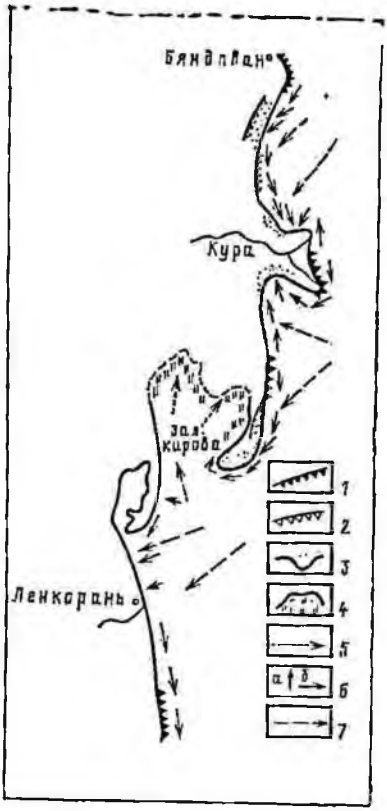


Рис. 35.1. Схема динамики берегов юго-западной части Южного Каспия:

1 — участки размыва берега; 2 — отмершие уступы размыва; 3 — участки интенсивной аккумуляции; 4 — ветровые осушки; 5 — нагонные течения; 6 — волновое перемещение наносов (а — поперечное, б — продольное); 7 — ориентировка волновой равнодействующей

Средняя месячная температура воздуха в январе 9 °С, минимальная достигает —10, что приводит иногда к замерзанию мелководных заливов, и в частности Красноводского.

Особенность области — повышенная соленость воды на поверхности моря—13—13,4 ‰. Наибольшие скорости ветра (до 24 м/с) наблюдаются при северных и северо-западных ветрах. Наибольший разгон волн происходит при северо-западном ветре. При скорости ветра этого направления, составляющей 5—15 м/с, в восточном районе Южного Каспия высота волн не превышала 1 м. Штормовые ветры (16—20 м/с) вызывают волнение до 3 м, а сильные штормы (21—25 м/с) — до 4 м. Ветры северных и северо-восточных направлений вызывают высоту волн порядка 1—2 м. При восточных и юго-восточных ветрах волнение относительно слабое (менее 1 м) [26].

При юго-восточном ветре в феврале и в августе на поверхности акватории преобладают северные течения. В восточной части Южного Каспия скорости течений в зависимости от скорости ветра составляют 5—20 м/с. На горизонте 10 м течения поворачивают на восток и северо-восток. Скорости течений на этих глубинах равны 5—10 см/с. В слое 50—100 м скорости течений невелики — 5 см/с.

При северо-западном ветре направление течений на поверхности моря — южное и юго-западное. Скорости его могут изменяться от 10 до 50 см/с. На горизонте 10 м преобладают течения западного направления со скоростями 10—30 см/с.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород. Рассматриваемый шельф включает в себя два крупных структурных элемента Южно-Каспийской впадины: Ап-

шероно-Прибалханскую складчатую зону (ее восточную часть) и лежащую к югу от нее обширную Туркменскую структурную террасу, занимающую всю остальную часть восточного шельфа. Структурные особенности области позволили выделить в ее пределах два района — северный — Причелекенский и южный, отвечающий Туркменской структурной террасе.

Мощность осадочного чехла в пределах восточного шельфа Южного Каспия достигает максимальных для каспийского шельфа величин — 15—20 км. Осадочный чехол подразделяется на два основных комплекса: нижний, очень слабо изученный мезозойско-эоценовый комплекс, соответствующий геосинклинальному этапу развития Южно-Каспийской области, и верхний — олигоцен-антропогенный, отвечающий орогенному этапу [52]. В составе последнего относительно хорошо исследована только его неоген-антропогенная часть.

Значительным своеобразием отличаются голоценовые (новокаспийские) осадки. На восточном шельфе Южного Каспия полностью отсутствует речной сток, что привело к резко подчиненной роли терригенного материала в составе донных отложений и к преобладанию хемогенного и, местами, биогенного карбонатного материала. В центральной и внешней частях шельфа преобладают пелитоморфные известковые илы, в которых содержание $CaCO_3$ иногда превышает 90 %. В более мелководных районах распространены глинистые и алевритово-глинистые известковые илы, а в прибрежных участках — песчаные и ракушечные осадки.

Областью ограниченного накопления, а местами и размыва голоценовых осадков является внешняя зона шельфа. В узкой зоне на бровке шельфа обнажаются отложения мангышлакского регрессивного горизонта со значительно более низкой карбонатностью и большим содержанием терригенного материала. Следует подчеркнуть, что особенности мангышлакских осадков, в отличие от новокаспийских, указывают на существование в период их накопления речного стока с восточного побережья Каспия. Функционировавшая в то время р. Узбой обеспечивала поступление на восточный шельф терригенного материала, которое прекратилось в новокаспийское время. Более интенсивным был и вынос эолового терригенного материала в связи с более высокой аридностью обстановки в мангышлакское время.

Информацию об инженерно-геологической характеристике пород, развитых в пределах области, дают исследования, выполненные азербайджанским институтом «Гипроморнефть» в районах нефтегазоносных месторождений. Коллективом этого института изучено более 1000 монолитов, отобранных из более 200 инженерно-геологических скважин, пробуренных на четырех нефтегазоносных акваториях северного Причелекенского района — банка Жданова, банка Губкина, банка Лама и банка Ливанова.

Из четвертичных отложений на севере Причелекенского района широко распространены пески и грунты IV зоны литифика-

ции, выходящие иногда на дневную поверхность. Глинистые грунты I зоны литификации, характеризующиеся текучим и неуплотненным состоянием, развиты незначительно. По физико-механическим свойствам, большинство четвертичных отложений (прежде всего пески и глинистые грунты IV зоны литификации) могут служить надежными основаниями для различных гидротехнических сооружений (табл. 36.1).

Отсутствие фактического материала не позволяет дать инженерно-геологическую характеристику пород южного района области.

Современные геологические процессы и явления. Вся область, включая шельф и береговую зону, поражена процессами эндогенной природы. К ним относятся грязевой вулканизм, сейсмичность и современные вертикальные движения.

Грязевой вулканизм в пределах рассматриваемой территории приурочен к Апшероно-Прибалханской зоне поднятий и Туркменской структурной террасе. На шельфе с первым структурно-тектоническим элементом связано около пяти грязевых вулканов, а со вторым — четыре. Высота конусов относительно окружающих участков дна доходит до нескольких десятков метров. На побережье грязевой вулканизм проявляется на п-ове Челекен и в рельефе прибрежной части Западно-Туркменской низменности.

Восточная часть Южного Каспия характеризуется высокой сейсмичностью. В северном районе области на побережье Красноводского залива и полуострова Челекен расположен участок (протяженностью около 200 км), характеризующийся максимальной (9 баллов) для всего моря и прилегающей суши сейсмичностью.

Сила землетрясений на шельфе северного района составляет 8 баллов. Шельф и береговая зона южного района менее сейсмичны (6—7 баллов). Вертикальные движения имеют резко дифференцированный характер и высокую степень интенсивности. По данным литературных материалов скорость вертикальных тектонических движений на побережье в районе гидрометстанции Красноводска, рассчитанная за период наблюдений с 1915 по 1968 гг., составила +2,5 мм/год. В районе гидрометстанции Челекена примерно за этот же период она составила 0,77 м/год.

Экзогенные процессы на шельфе и в прибрежной части связаны в основном с динамикой вод. К ним относятся абразия, размыв, аккумуляция осадков, вдольбереговое перемещение наносов, сгонно-нагонные процессы, эоловые, а также процессы осушки и образования солончаков.

В пределах рассматриваемой инженерно-геологической области развиты преимущественно аккумулятивные берега. К абразионному берегу относится лишь западная часть п-ова Челекен. Размываются берега по обе стороны от входа в Красноводский канал. Типичными аккумулятивными формами являются северная и южная Челекенские косы. Интенсивная аккумуляция на-

Физико-механические свойства четвертичных глинистых отложений Причеле

Порода	Число определений	Естественная влажность, доли единицы	Плотность, г/см³	
			скелета грунта	сухого грунта
Ил суглинистый	6	0,36—0,56 / 0,40	1,12—1,40 / 1,29	2,67—2,70 / 2,69
Глина	210	0,18—0,50 / 0,30	1,14—1,79 / 1,50	2,71—2,80 / 2,74
Суглинок	380	0,15—0,38 / 0,25	1,28—1,90 / 1,60	2,68—2,74 / 2,70
Супесь	35	0,15—0,25 / 0,20	1,54—1,90 / 1,73	2,63—2,68 / 2,67

носов происходит в районе Южной Челекенской косы, где берег нарастает со скоростью до 11 м/год.

Интенсивному размыву подвергается восточный берег о. Огурчинский, представляющий собой типичный островной бар. Размывается также северо-западный берег, который питает наносами северо-восточное окончание острова, где из поступающего материала строится молодая свободная аккумулятивная форма.

Для восточного побережья Южного Каспия вдольбереговые перемещения наносов не характерны; здесь преобладает поперечное движение. Это связано с отсутствием аллювиального материала и подходом волн господствующих румбов по нормали к более или менее прямолинейным участкам берега.

Один из основных факторов современной динамики берегов области — сгонно-нагонные явления, под воздействием которых формируются широкие осушки и происходит обмеление прибрежной акватории. В Красноводском заливе при нагонах уровень моря повышается примерно на 0,6—0,7 м.

В Туркменском заливе сгоны и нагоны на открытом побережье невелики (примерно ±0,6 м), но в узких заливах, в северной его части, а также в южной части Челекенского залива и в районе Гасан-Кули могут достигать 1—1,2 м. В результате сгонно-нагонных явлений развиваются берега Красноводского залива и Западно-Туркменской низменности. В этих районах значительно развиты широкие полосы осушки и солончаков.

Вся береговая зона рассматриваемой области поражена эоловыми процессами, где преобладают всхолмленные эоловые равнины и низкие денудационные возвышенности.

Поскольку область шельфа Закаспийской впадины мелководная, следует учитывать, что при современном подъеме уровня Каспийского моря здесь могут активизироваться такие процессы

Таблица 86 I

кенского района

Коэффициент пористости	Нижний предел пластичности	Число пластичности	Показатель консистенции
1,00—1,40 / 1,09	0,18—0,28 / 0,24	0,07—0,17 / 0,10	−0,01—1,00 / −0,06
0,57—1,43 / 0,88	0,18—0,52 / 0,26	0,17—0,29 / 0,18	1,03—0,02 / 0,77
0,41—1,08 / 0,69	0,12—0,33 / 0,22	0,07—0,17 / 0,12	1,50—0,24 / 0,75
0,38—0,79 / 0,54	0,10—0,22 / 0,18	0,02—0,07 / 0,06	—

и явления, как размыв берегов, перемещение и аккумуляция наносов, а также сгоны и нагоны морских вод.

Раздел III

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ШЕЛЬФА И ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Глава 37

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ШЕЛЬФА И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Несмотря на большой объем разносторонних исследований Каспийского моря, в настоящее время сложилась ситуация, при которой научное познание берегов и дна акватории значительно отстает от их практического освоения. Это прежде всего относится к прогнозам колебания уровня моря, которые и определяют стратегию хозяйственного освоения не только шельфа и береговой зоны Каспийского моря, но и огромных регионов суши [1]. Совершенно очевидно, что стратегия наиболее рационального использования и охраны геологической среды должна базироваться также на опыте инженерно-хозяйственного освоения рассматриваемой территории.

Более чем полувековая история усиливающегося с каждым годом промышленного освоения шельфа и прилегающих территорий позволила накопить сравнительно богатый опыт различных видов строительства и в некоторых случаях оценить их воздействие на геологическую среду. Это относится: к возведению гид-

ротехнических сооружений на реках, впадающих в Каспий, строительству портов, берегозащитных сооружений, различных подводных гидротехнических сооружений, освоению морских и обрамляющих акваторию нефтепромыслов, разработкам прибрежных и подводных карьеров строительных и других материалов, а также освоению береговой зоны под курортное хозяйство. Необходимо отметить, что опыт приобретен в основном в период почти полувекового понижения уровня Каспийского моря, причем отдельные виды строительства проектировались на прогноз дальнейшего понижения уровня Каспия.

Однако совершенно очевидно, что специфика Каспийского моря требует изучения опыта строительства на шельфе и побережье с учетом различных положений уровней моря. К сожалению, в данной главе при описании конкретных примеров мы в основном использовали данные, полученные в период низкого стояния уровня моря, так как влияние современного его подъема на инженерно-хозяйственное освоение еще не получило широкого освещения.

Строительство различных гидротехнических сооружений на реках приводит как к региональным, так и к локальным изменениям геологической среды шельфа и береговой зоны Каспийского моря. Первые выражаются в сокращении стока поверхностных вод, особенно при неблагоприятных климатических условиях и значительных колебаниях уровня моря.

Локальные изменения геологической среды, связанные с сооружением на реках гидротехнических объектов, обусловлены в основном резким сокращением твердого стока рек, который может привести к размыву морского края дельт. В качестве примера можно привести сооружение Мингечаурского водохранилища. Вместе с донными наносами, которые составляют примерно 13 % от взвешенных, в водохранилище поступает 26—27 млн т в год обломочного материала, выносится не более 1 млн т. Таким образом, в результате строительства Мингечаурского водохранилища твердый сток Куры в море сократился примерно на 70 %, что привело к быстрому размыву морского края дельты реки и интенсивной абразии морского края Куринской косы. Усиливающийся размыв дельты р. Самур и размыв берега на Яламинском участке также связан с резким сокращением твердого стока р. Самур в связи с завершением строительства головного сооружения Самуро-Дивичинского канала.

Анализ гидромелиоративного строительства в Терско-Сулакской низменности показал, что для предотвращения паводковых разливов положительные результаты дает обвалование рек.

В низовьях р. Терек весьма перспективен намывной способ возведения валов, при котором в результате очистки речного русла от наносов увеличивается его пропускная способность. В прибрежной полосе на орошаемых участках широко развиты провальные деформации, которые генетически связаны с трещиноватостью и усадкой озерно-аллювиальных глин. Провальные

воронки имеют диаметр около 8 м и глубину до 1,9 м. В отдельные воронки поглощается до 4,5 тыс. м³/сут подпочвенных вод. Для предотвращения этого отрицательного явления, выполнения мелиорацией земель на новоорошаемых участках, проводится капитальная замочка и последующая планировка.

Большой опыт накоплен по строительству морских портов. В целом наиболее благоприятными условиями для строительства портов и причальных сооружений обладает восточное побережье Каспийского моря. Это связано с тем, что здесь можно не опасаться явлений заносимости, так как почти повсеместно наблюдается дефицит наносов. Лишь в отдельных заливах отмечается весьма интенсивная аккумуляция эолового материала. Однако наличие мощных потоков наносов вдоль западного берега значительно осложняет строительство портовых сооружений на открытом берегу. Приведем несколько конкретных примеров из опыта строительства.

Большой научный интерес представляет опыт строительства базы морского бурения на п-ове Челекен, где в процессе проектирования, а затем и строительства институт Каспоморниипроект совместно с географическим факультетом МГУ, начиная с 1964 г., провел стационарные и полустационарные наблюдения над динамикой береговой зоны. По результатам этих исследований еще до строительства нефтегавани был составлен прогноз развития берега, который в целом подтвердился.

Сложившаяся динамическая обстановка на описываемом побережье связана в основном со сложным взаимодействием процессов поперечного и продольного перемещений наносов. Такая ситуация наблюдается севернее нефтегавани, где абразия берега является поставщиком рыхлого материала, перемещаемого в южном направлении. В этом районе в приурезовой части моря расположены основания нефтяных скважин, несколько из которых находятся в море и разрушаются волнами. Для защиты скважин было рекомендовано их ограждение. По мнению специалистов, эти мероприятия не только спасут скважины от разрушения, но и предохранят от размыва весь берег в целом. При современном подъеме уровня моря следует ожидать значительных изменений в динамике береговой зоны: резко возрастут процессы абразии и размыва берегов, увеличится вдольбереговой поток наносов. Наиболее удобными пунктами для возведения портов в восточных областях береговой зоны Каспийского моря являются: участок к югу от мыса Сагандык, бухта мыса Меловой, залив Александра Бековича, участок между мысами Ракушечный и Токмак.

Очень сложными условиями для строительства портов и других гидротехнических сооружений характеризуется западное побережье рассматриваемого региона. К наиболее неблагоприятным относятся следующие участки: между Бендованом и Нордостовым Култуком, где подступы к порту и частично сооружения могут подвергнуться размыву; у Нордостового Култука и к югу от мыса Пирсагат, где следует ожидать значительной заносимо-

сти подходов к порту; Бузовнинская бухта; кудатский, ахзыбирский и атагайский участки на Североазербайджанском побережье, где заносимость ограждаемой акватории может принять катастрофический характер; район мыса Башлы; участок у бывших промыслов Караман-1; Сулак-10; северная часть Аграханского полуострова, а также, как отмечает О. К. Леонтьев и др., порты Махачкала и Каспийск.

Опыт строительства портов на западном побережье Каспийского моря убедительно показывает, что игнорирование проектировщиками геоморфологии и динамики берегов может привести к самым неблагоприятным последствиям.

Сложность освоения побережья Каспийского моря под портостроение связана также с заносимостью подходных каналов. Так, например, ежегодные черпания грунта в целях поддержания необходимых глубин в Волго-Каспийском канале обходится в несколько миллионов рублей. Главная причина заносимости канала — течения, возникающие при восточных ветрах. С приносом материала ветровыми течениями связана и заносимость Урало-Каспийского (Гурьевского) канала.

В прямой зависимости от литодинамических процессов, протекающих в прибрежных участках шельфа, находятся и другие гидротехнические сооружения. В частности, устью Сумгаитского морского водопроводного канала грозило полное перекрытие наносами, поступающими с подводного берегового склона и формирующими подводный вал. После искусственного переуглубления канала вал восстанавливался снова. Во избежание заносимости канала с учетом динамики береговых процессов было предложено удлинить ограждающие молы до глубины 5 м и развернуть надстраиваемые участки к востоку относительно направления существующих молов, вытянутых в меридиональном направлении.

В связи с сокращением абразионных процессов, вызванным постоянным падением уровня моря, имевшем место до 1977 г., проблема берегозащитных сооружений при освоении берегов акватории не стояла так остро, как в последние годы, когда уровень Каспия (с 1978 по 1987 гг.) поднялся на 1,5 м, и значительно активизировалась абразия берегов. Несмотря на рекомендации специалистов, считающих непригодными для курортного и промышленного строительства площадки, расположенные на побережье с абсолютными высотами ниже 23 м, большая часть террас, образовавшаяся в 1929 и 1940 гг., уже освоена. Особенно сложная ситуация возникла на западном, наиболее освоенном, побережье Каспийского моря, где на этих террасах возведены различные жилые, производственные, рекреационные здания, проложены дороги и другие коммуникации. Так, в осенне-зимний период 1987—1988 гг. размыта часть набережной г. Каспийска, расположенная на новокаспийской террасе, обрушились построенные на ней здания. Экстренная защита берега ведется методом прямой отсыпки. Во многом процесс размыва

берега здесь усугублен забором песчаных наносов в пляжи для строительства. В современных условиях критический характер принимают абразионные и обвально-оползневые процессы на Манасско-Ачисинском участке. В качестве берегоукрепительных работ здесь проводится навал бетонных плит. Активная берегозащита необходима в Буйнакской бухте, где на территории баз отдыха и пионерских лагерей разрушены ближние сооружения и пешеходные бетонные дорожки. Есть угроза разрушения некоторых капитальных строений. Возврат уровня моря за последнее десятилетие к отметкам 1941 г. привел к катастрофической ситуации всю береговую зону г. Дербента. Потребуются значительные усилия по организации и вводу в действие эффективных методов берегозащиты.

В последние годы, особенно на Дагестанском побережье, резко увеличились объемы антропогенных изъятий пляжеформирующих рыхлых отложений у береговой зоны. Повсеместно на пляже видны следы малого забора (экскаваторами или бульдозерами) песка и ракуши, но есть и такие участки, где заложены крупные карьеры по добыче песка и ракуши для различных нужд.

По данным экспертной комиссии 1985 г. крайне тяжелое положение создалось в районе пос. Дагоги. Здесь бульдозером полностью уничтожен пляж, включая береговой вал 1929 г. Изъято около 4 млн м^3 берегоформирующих материалов. Размыву будет подвержен весь берег к югу от этого карьера. Под угрозой разрушения находится низкая прибрежная часть г. Дербента с городской больницей и другими постройками на ней. Чтобы хоть как-то компенсировать изъятую часть наносов, потребуются затраты, в десятки раз превышающие стоимость ракуши. Следует подчеркнуть, что для обоснования курортного и промышленного строительства на Дагестанском побережье Каспийского моря инженерно-геологические условия изучены недостаточно.

Одним из основных объектов инженерно-хозяйственного освоения региона являются нефтяные и газовые месторождения, расположенные под водами Каспия и в береговой зоне. Из анализа опыта освоения морских нефтегазовых месторождений напрашиваются два вывода. Во-первых, этот опыт довольно быстро устаревает, так как перед производственными организациями встают все новые и более сложные задачи, связанные с добычей нефти и газа с больших глубин как моря, так и недр. Во-вторых, с каждым годом увеличивается масштаб воздействия этого вида хозяйственной деятельности на геологическую среду дна Каспийского моря. Для подтверждения приведем некоторые данные: в 1945 г. добыча сырья производилась до глубин моря 10 м; в 1955 г. буровые работы велись уже на глубинах 20—25 м; в 60-е годы осваивались месторождения, залегающие на глубине моря 60 м. Современный этап связан с освоением еще больших глубин моря (80—150 м) и со сложными грунтовыми условиями морского дна [48]. Непрерывно растет глубина скважин.

Основными нефтепромысловыми гидротехническими сооружениями служат основания островного типа и эстакады с примыкающими площадками различного назначения. При этом используются в основном бурозабивные сваи. Надежность этих сооружений зависит от инженерно-геологических особенностей дна и гидрометеоусловий нефтегазоносных акваторий. Освоение больших глубин моря требует создания новых конструкций буровых оснований, учитывающих не только повышенную мощность воды, но и более глубокое залегание литифицированных отложений, способных выдержать нагрузки от сооружений. Особенно сложными условиями для бурения скважин характеризуются участки вблизи грязевых вулканов. Во-первых, наличие грязевулканической брекчии снижает физико-механические свойства грунтов, а во-вторых, за последнее время на этих участках при бурении скважин участились нефтегазопроявления с последующим грифонообразованием, которые в ряде случаев приводили к авариям. При этом грифонообразование учащается по мере увеличения числа пробуренных скважин на нефтегазовых месторождениях. Примером могут служить месторождения Нефтяные Камни, Грязевая Сопка, о. Жилой-море и др.

Существенное влияние на рассматриваемые сооружения оказывают колебания уровня моря. Так, повышение уровня моря на 2 м влечет за собой увеличение сил давления на сваю на 10 %, а изгибающего момента — на 20 %. При падении уровня моря увеличивается количество тяжелых льдов, обладающих значительной разрушительной силой. Так, в районе островов Жилого и Артема при ледоходе зимой 1953—1954 гг. было разрушено большое количество оснований, магистральных эстакад, опор линий электропередачи и т. д.

Памятна трагическая гибель на Нефтяных Камнях в начале 50-х годов бригады буровиков, когда штормовые волны 14-метровой высоты снесли эстакады, рассчитанные лишь на 8-метровую волну. После этого события эстакады стали сооружать в расчете на 12-метровую высоту волн. При выборе этого предельного значения допускалось, что вероятность столь высоких волн при условии неуклонного обмеления Каспия в перспективе будет ничтожно мала.

В прибрежной полосе хорошо зарекомендовали себя намывные дамбы, которые достигают глубины 5 м, и при низком уровне моря были достаточно устойчивы против воздействия волн.

Интенсивная добыча нефти и газа со дна акватории и в прилегающих районах суши так же, как и зарегулирование жидкого и твердого стока рек, впадающих в море, оказывает региональное воздействие на окружающую среду рассматриваемой территории. Последнее выражается в загрязнении морской воды и атмосферы добываемыми углеводородами и отходами их переработки, а также в опускании поверхности суши и морского дна, проявляющихся в районах наиболее интенсивной нефтедобычи. Весьма трудно оценить масштабы проседания дна моря и по-

верхности прилегающей суши, но учитывая, что нефтепроявления распространены практически по всему региону, они могут быть значительны.

Опыт инженерно-хозяйственного освоения шельфа и береговой зоны Каспийского моря свидетельствует о необходимости проведения комплексных инженерно-геологических исследований, которые позволили бы дать промышленности научно-обоснованные рекомендации по наиболее рациональному использованию его богатств с учетом охраны геологической среды.

Глава 38
ПРОГНОЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ, ПРОБЛЕМЫ ЕЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С ДАЛЬНЕЙШИМ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫМ ОСВОЕНИЕМ РЕГИОНА

Береговая зона и шельф Каспийского моря в настоящее время испытывают повсеместное увеличение антропогенной и техногенной нагрузки, которая прямо или косвенно сказывается на развитии природных береговых и шельфовых морфо- лито-, гидро- и экологических систем. Виды этих воздействий разнообразны, разномасштабны и разнонаправлены, что значительно усложняет охрану природных объектов.

В целом, хотя и довольно условно, можно выделить два типа техногенного воздействия на геологическую среду шельфа и береговой зоны — региональный и местный.

К региональному типу следует отнести такие воздействия, которые приводят к изменениям геологической среды в пределах всей акватории и обрамляющего ее побережья: создание водохранилищ и гидроузлов на реках, внедрение комплекса мелиоративных мероприятий, разработка как морских, так и прибрежных месторождений нефти и газа и др.

К местному относятся такие виды народнохозяйственного освоения территории, которые приводят к локальным изменениям геологической среды: строительство портов и берегозащитных сооружений, рекреационное освоение и отвод береговой зоны под городское, промышленное и курортное хозяйства и др.

Колебания уровня Каспийского моря приводят к тому, что значительная часть геологической среды, особенно в мелководных районах моря, переходит из субаэрального состояния в субаквальное или наоборот. Для характеристики масштабности этого явления напомним некоторые цифры. По данным уровенных наблюдений за последние сто лет наиболее высокое положение (—25,2 м) уровень Каспия занимал в 1882 г.; самое низкое (—29,02 м) за период инструментальных наблюдений уровень Каспия занимал в 1977 г. Таким образом, с 1882 по 1977 гг. уровень моря понизился почти на 4 м, а его падение с 1929 г. составило примерно 3 м. С 1978 по 1987 гг. уровень моря поднялся на 1,5 м до отметки —27,5 м. Эти колебания уровня Каспия связаны прежде всего с климатическими особенностями ев-

ропейской и среднеазиатской территорий СССР, однако роль антропогенного фактора в определенных климатических условиях может быть не менее значительной. По данным литературных материалов, снижение уровня моря, обусловленное антропогенными факторами, за 1932—1977 гг. в бассейне составило примерно 1,4 м, т. е. почти половину от общей величины падения уровня. По расчетам ученых, примерно за этот же отрезок времени площадь Каспийского моря сократилась на 40 тыс. км². Таким образом, в результате антропогенного воздействия на площади почти в 20 тыс. км² произошло резкое изменение геологической среды, связанное с переходом ее из одного состояния (субаквального) в другое (субаэральное). В свою очередь это вызывает кардинальную смену режима всей береговой зоны, ведет к смене распределения основных типов осадков в мелководных участках шельфа. По данным О. К. Леонтьева, количество абразионных берегов на Каспии до 1929 г. составляло 20 % от общего протяжения береговой линии, ко времени наиболее низкого стояния уровня моря оно сократилось до 4—5 %. В результате современного подъема уровня моря на 1,5 м установившееся равновесие на берегах нарушилось, и они начали подвергаться интенсивному размыву. В связи с зарегулированием стока рек в процессе седиментации возрастает роль эолового материала. По подсчету ученых, общее количество эолового материала, отложенного на дне северной части Каспия, составляет около 60 % от современного твердого стока рек Волги, Урала и Терека.

Интенсивная разработка морских нефтегазовых месторождений приводит к загрязнению всей акватории и уничтожению рыбных запасов. Кроме того, добыча нефти и газа может сопровождаться просадочными явлениями, которые, учитывая нефтегазоносность большей части региона, могут иметь значительные масштабы.

Освоение прибрежной зоны Каспийского моря связано с колебаниями уровня этого замкнутого водоема. Однако исторический опыт хозяйственной деятельности человека на побережье Каспия показывает, что как в прошлом, так и в настоящем, на практике слабо учитывается такое природное явление, как ритмически повторяющиеся трангрессии и регрессии моря (рис. 38.1).

Обычно вслед за отступающим морем идет интенсивное хозяйственное освоение освободившейся полосы суши, что затем, при наступлении моря, подвергается разрушению и затоплению. Об этом свидетельствуют затопленные и разрушенные капитальные постройки прошлых веков на западном побережье Каспия и положение хозяйственно освоенных районов Прикаспия в наше время. Дело в том, что с 1929 по 1977 гг. шло неуклонное и быстрое понижение уровня моря с отметки —26 до —29 м. При этом был достигнут рекордно низкий уровень (29,02 м) моря за последние 700 лет. Причиной этого явились как общеприродные

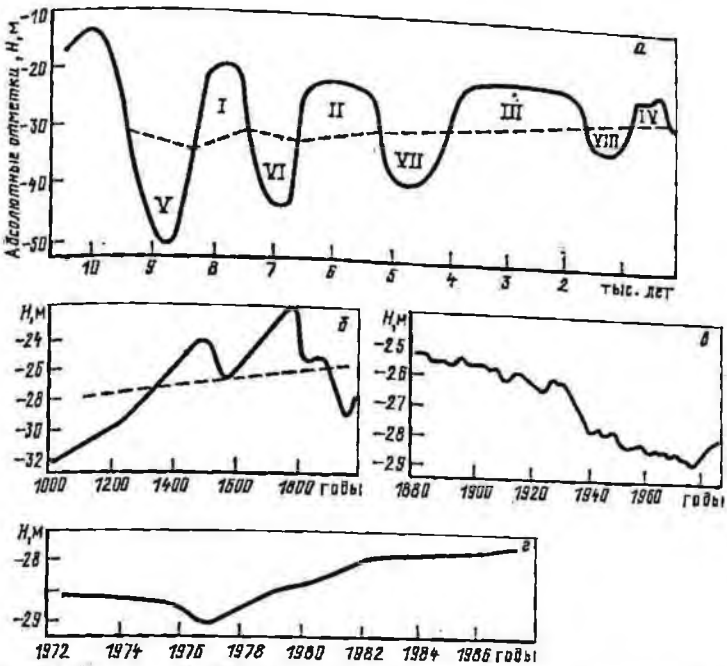


Рис. 38.1. Колебания уровня Каспийского моря за 10 000 (*а*), 1000 (*б*), 107 (*в*) и 15 лет (*г*). *По Л. Л. Розанову с добавлениями В. А. Васильева.*

I—IV — стадии новокаспийской трансгрессии; V—VIII — стадии мангышлакской, жиландинской, махачкалинской, дербентской регрессий. Пунктирной линией дана усредненная палеогидрологическая кривая изменений уровня Каспия

(в первую очередь климатические), так и техногенные факторы. Объемы речного стока с 50-х годов суммарно составили около 950 км³ и к середине 80-х годов достигли 40 км³ в год, т. е. 13 % стока.

Почти полувековое понижение уровня Каспийского моря привело к значительным экономическим потерям: резко уменьшились нерестилища ценных осетровых рыб и условия судоходства в северной (мелководной) части моря. Судоходство в дельтах Волги и Урала поддерживалось исключительно с помощью дноуглубительных работ. Обмеление прибрежных акваторий, форватеров и подходных каналов потребовало немалых капиталовложений в переустройство портов в Баку, Махачкале, Красноводске и других городах.

В северо-восточной, самой отлогой, части побережья Каспия море отступило на 60—70 м, оставив после себя соляную пустыню. В целом все народное хозяйство Прикаспийского региона строилось на прогнозе с постоянным понижением уровня моря. Отсюда же возникла идея переброски стока северных рек в Волгу. Однако с 1978 г. началось заметное повышение уровня Каспия, и за первые пять лет (1978—1982 гг.) оно составило 1 м

и сейчас продолжает увеличиваться, но несколько более низкими темпами. Этот процесс обусловлен многоводным стоком, прежде всего из бассейна Волги. Специалисты полагают, что перекрытие в 1980 г. плотиной залива Кара-Богаз-Гола оказало в этом процессе незначительное влияние [49], но привело к катастрофической экологической обстановке в районе залива.

Подъем уровня моря вызвал по всему побережью такие неблагоприятные процессы, как затопление, подтопление и абразию. Эти процессы в полной мере проявились еще в начальный период подъема [51], когда уровень быстро поднялся на 1 м с отметки —29 до —28 м. К осени 1982 г. активный клиф в районе села Крайновка, интенсивно разрушаемый абразией, подступил к жилым домам. Из-за размыва и затопления заметно сократились пляжи Дагестанского побережья (Манасское и Каякентское взморья). Здесь же в зону воздействия штормов и нагонов попали корпуса новых санаториев, возведенных на низких морских террасах. С учетом этого были высказаны соображения о непригодности для застройки площадок с абсолютными высотами ниже —23 м [30]. Во время сильного шторма в 1987 г. сильно пострадал г. Дербент. В северной низменной части Дагестана к 1988 г. затопленной оказалась полоса побережья шириной до 30 км. В северо-восточной части Каспия, в районе п-ова Бузачи, для ограждения нефтепромыслов построены многокилометровые дамбы. При возможном дальнейшем подъеме уровня моря оно займет здесь огромные территории и конфигурация береговой линии будет приближаться к существовавшей ранее.

Перед затопленной полосой в результате подпора грунтовых вод морем образуется зона подтопления, достигающая при пологих берегах многих километров ширины. При подтоплении инженерно-геологические свойства грунтов оснований, а также инженерно-сейсмические условия строительных площадок ухудшаются. Поэтому это обстоятельство особенно важно учитывать при строительстве на Дагестанском побережье Каспия между городами Махачкала и Дербент, входящего в наиболее сейсмоактивную зону Кавказа (8 баллов). Здесь в прибрежной (пляжной) зоне, сложенной преимущественно рыхлой битой ракушкой, сейсмическая балльность участков с близким уровнем грунтовых вод может увеличиваться на 1—2 балла против фоновой.

Таким образом, приведенные факты свидетельствуют о весьма неблагоприятных последствиях для народного хозяйства колебаний уровня такого крупного замкнутого водоема, как Каспийское море. Поэтому проблема Каспия и хозяйственное освоение его шельфа и береговой зоны должны решаться с учетом различных положений уровня моря, поскольку искусственная стабилизация его уровня на каких-либо оптимальных отметках в настоящее время не представляется возможной из-за отсутствия надежных прогнозов изменения климата — главного фактора, определяющего положение уровня моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алиев Ф. С., Яхьев Р. Ю., Якубов Ю. Г.* Некоторые вопросы охраны геологической среды в связи с рациональным использованием подземных вод территории Баку.— Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о Земле, 1981, № 5, с. 85—91.

2. *Ананьин И. В., Булин Н. К., Клааман Э. Р.* Осмусаарское (Эстонское) землетрясение 25 октября 1976 г.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980, с. 91—97.

3. *Артюхин Ю. В.* Антропогенный фактор в развитии береговой зоны Азовского моря.— Водные ресурсы. 1981, № 2, с. 161—170.

4. *Балабанов И. П., Квирквелия Б. Д., Островский А. Б.* Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси, Мецниереба, 1981.

5. *Блажчишин А. И.* Главные этапы истории Балтийского моря.— В сб.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М., 1984, с. 98—105.

6. *Блажчишин А. И.* Неотектоника и оледенение — факторы формирования газопроявлений в четвертичной толще Балтийского и Северного морей.— В кн.: Геологическое строение четвертичных отложений дна Балтийского моря и закономерности распространения полезных ископаемых. Вильнюс, 1987, с. 7—15.

7. *Варущенко С. И., Варущенко А. Н., Клиге Р. К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М., Наука, 1987.

8. *Ворошилов А. Г., Самедова А. С.* К стратиграфии неогеновых отложений восточного побережья Каспийского моря (Бекдаш-море).— Азерб. нефтяное хоз-во, 1985, № 1, с. 4—7.

9. *Воскобойников В. М., Ротирь М. Ф., Коников Е. Г.* Связь ритмичности строения толщ голоценовых отложений Причерноморских лиманов с колебательным режимом уровня Черного моря.— В сб.: Изменение уровня моря. М., 1982, с. 264—275.

10. *Гайгалас А. И.* Четвертичная история Прибалтики.— В сб.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М., 1984, с. 81—86.

11. *Гайгалас А. И., Мелешите М. И., Гульбинская С. П.* Строение моренной толщи плейстоцена в районе Нидасской структуры.— В кн.: Геологическое строение четвертичных отложений дна Балтийского моря и закономерности распределения полезных ископаемых. Вильнюс, 1987, с. 11—13.

12. *Гатауллин В. Н.* Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья п-ва Ямал.— В сб.: Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследования. Рига, 1986, с. 12—26.

13. *Геологическое* строение Баренцево-Карского шельфа. Л., Недра, 1985.

14. *Геология* Берингова моря и его континентального обрамления.— Труды ВНИИ геол. и минерал. ресурсов Миров. океана. Л., Недра, 1985.

15. *Геология* шельфа УССР/Под ред. Е. Ф. Шнюкова. В 5-ти кн. Киев, Наукова думка, 1981—1985 гг.

16. *Григорьев Н. Ф.* Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, изд. ИО СО АН СССР, 1987.

17. *Гриценко И. И.* Сейсмостратиграфический анализ новейших отложений шельфовых зон по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования.— В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., 1986, с. 746—749.

18. *Джанджгава К. И.* Закономерности формирования инженерно-геологических условий шельфовых зон орогенного типа как основа их народнохозяйственного освоения на примере восточной краевой зоны Черноморской впадины. Автореф. докт. дис. Тбилиси, Мецниереба, 1983.

19. *Джаошвили Ш. В.* Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии. Тбилиси, изд-во Сабчота Сакартвело, 1986.

20. *Зайончек В. Г.* Лабораторные исследования свойств донных осадков шельфа.— В кн.: Грунтоведение и инженерная геология. Вып. 2. Л., 1980, с. 119—123.

21. *Зекцер И. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В.* Подземный водообмен суши и моря. Л., Гидрометеоиздат, 1984.

22. *Зелинский И. П., Шатохина Л. Н.* Изучение устойчивости склонов северо-западного побережья Черного моря.— Инженерная геология, 1987, № 2, с. 46—51.

23. *Инженерная* геология СССР, тома 1, 2, 3, 4, 5, 8. М., изд-во МГУ, 1976—1978.

24. *Инженерно-геологические* условия шельфа и методы их исследования. Рига, Зинатне, 1986, 98 с.

25. *Кайнозой* шельфа и островов Советской Арктики. Л., Недра, 1986, 132 с.

26. *Каспийское* море Гидрология и гидрохимия. М., Наука, 1986.

27. *Косарев А. Н., Макарова Р. Е.* Об изменениях уровня Каспийского моря и возможности их прогнозирования.— Вестник МГУ. 1988. Сер. 5, географ № 1, с. 21—26.

28. *Крапивнер Р. Б., Гриценко И. И., Костюхин А. И.* Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона.— В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., 1986, с. 7—14.

29. *Купцов В. М., Зельдина Б. Б., Иванова Т. Р.* Скорость седиментации донных осадков Балтийского моря.— В сб.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М., 1984, с. 110—121.

30. *Лебедев Л. И., Алексина И. А., Кулакова Л. С.* Каспийское море.— Геология и нефтегазоносность. М., Наука, 1987, 296 с.

31. *Лебедев Л. И., Кулакова Л. С.* Новые данные о грязевом вулканизме Южного Каспия.— В кн.: геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М., 1983, с. 65—70.

32. *Лутт Я. А.* Основные черты современного осадконакопления в бухтах Эстонского побережья.— В кн.: Геологическое строение четвертичных отложений дна Балтийского моря и закономерности распространения полезных ископаемых. Вильнюс, 1987, с. 44—45.

33. *Мейронс З. В.* Межморенные морские отложения Вентспилско-Зурасской погребенной долины (Западная Латвия).— В кн.: Геологическое строение четвертичных отложений дна Балтийского моря и закономерности распространения полезных ископаемых. Вильнюс, 1987, с. 50—51.

34. *Моря* Советской Арктики. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 9. Л., Недра, 1984.

35. *Методы* долгосрочных региональных прогнозов экзогенных геологических процессов. М., Недра, 1984.

36. *Неизвестнов Я. В.* Методологические основы изучения инженерной геологии арктических шельфов СССР.— Инженерная геология, 1982, № 1, с. 3—14.

37. *Неизвестнов Я. В.* Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа.— В кн.: Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Том 190. Л., 1983, с. 182—185.

38. *Неотектоническая* карта республик Советской Прибалтики. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Вильнюс, Мокслас, 1982.

39. *Основные* проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Том 180. Л., Недра, 1983.

40. *Полунин Г. В.* Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата. М., Наука, 1983.

41. *Результаты* проверки региональных долговременных прогнозов развития экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР/ В. С. Круподеров, В. И. Дьяконова, В. В. Маркарьян, И. В. Харламова.— В сб.: Изучение и прогноз экзогенных геологических процессов, вып. 1346, М., 1980, с. 52—57.

42. *Рзаева М. А.* Закономерности формирования инженерно-геологических свойств четвертичных отложений нефтегазоносных акваторий Каспия. Автореф. канд. дис. М., Госстрой СССР, 1985.

43. *Розанов Л. А.* Уровенный режим Каспийского моря в связи с дальнейшим хозяйственным освоением его побережья.— В кн.: Инженерно-геологические особенности Дагестанской АССР в связи с промышленным и гидротехническим строительством. Махачкала, 1984, вып. 28, с. 153—160.
44. *Самедов Ф. С., Курбанов М. Ф., Исрамлов А. А.* Районирование нефтегазоносных площадей Каспийского моря по гидрометеорологическим условиям.— Азерб. нефт. хоз-во, 1981, № 10, с. 62—65.
45. *Сеидова Н. А., Мамедов Э. А., Клевцова Н. Д.* Характерные особенности ветрового режима районов Среднего и Южного Каспия.— Азерб. нефт. хоз-во, 1981, № 9, с. 36—40.
46. *Сергеев Е. М.* Воздействие человека на литосферу, понятие «геологическая среда».— В сб.: Инженерно-геологические аспекты рационального использования и охраны геологической среды. М., 1981, с. 11—36.
47. *Султанова З. З., Раджабов М. М.* Сейсмичность Каспийского моря и ее связь с глубинным строением.— В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М., Наука, 1983, с. 10—15.
48. *Суховей В. Л.* Моря Мирового океана. Л. Гидрометеоиздат, 1986.
49. *Федин В. П.* Итоги исследования и современная проблема Карабогаза.— Проблемы освоения пустынь, 1982, № 3, с. 13—21.
50. *Хейпсалу А. Х.* О литологии отложений Балтийского ледникового озера в центральной части Балтийского моря.— В кн.: Геологическое строение четвертичных отложений дна Балтийского моря и закономерности распространения полезных ископаемых. Вильнюс, Мокслас, 1987, с. 76—79.
51. *Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю.* Приток и уровни Каспийского моря и их изменения под влиянием климатических факторов и хозяйственной деятельности.— Водные ресурсы, 1981, № 5, с. 5—19.
52. *Шихалибейли Э. Ш., Григорян Б. В.* Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине.— В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М., 1983, с. 22—29.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *К. И. Джанджгава* 3
Часть первая. **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.** *И. Л. Дзилна, Л. Э. Берзинь, Н. А. Кутень* 7
Раздел I. Закономерности формирования инженерно-геологических условий и районирование территории 9
Глава 1. История формирования инженерно-геологических условий 9
Глава 2. Основные закономерности пространственных изменений современных инженерно-геологических условий морского бассейна 13
Глава 3. Инженерно-геологическое районирование шельфа . . . 22
Раздел II. Инженерно-геологическая характеристика регионов (областей) шельфа 23
Глава 4. Область северо-восточной части Балтийского щита . . 23
Глава 5. Область южного склона Балтийского щита 24
Глава 6. Область Балтийской ениеклизы 26
Раздел III. Опыт инженерно-хозяйственного освоения шельфа и изменения геологической среды 39
Часть вторая. **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФОВ МОРЕЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА.** *Я. В. Неизвестнов, О. В. Решетова* 44
Раздел I. Закономерности формирования инженерно-геологических условий и районирование территории 45
Глава 7. История формирования и закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий шельфа. *Я. В. Неизвестнов, Н. Г. Корвет, В. С. Зархидзе* 45
Глава 8. Инженерно-геологическое районирование шельфов морей Северного Ледовитого океана. *Я. В. Неизвестнов* 50
Раздел II. Инженерно-геологическая характеристика шельфов . . . 51
Глава 9. Шельф Белого моря. *Н. Г. Корвет* 51
Глава 10. Шельф Баренцева и Карского морей. *Я. В. Неизвестнов, Н. Г. Корвет, В. С. Зархидзе, Н. А. Полякова, О. В. Решетова* . . 58
Глава 11. Шельф Карского моря (южная часть). *Я. В. Неизвестнов, Н. Г. Корвет, О. В. Решетова* 70
Глава 12. Шельф моря Лаптевых. *Я. В. Неизвестнов, О. В. Решетова* 77
Глава 13. Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей. *Я. В. Неизвестнов, О. В. Решетова* 85
Раздел III. Опыт инженерно-хозяйственного освоения арктических шельфов и изменения геологической среды. *Я. В. Неизвестнов, А. П. Валпетер* 91
Часть третья. **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА.** *И. С. Комаров, К. И. Джанджгава* 94
Раздел I. Закономерности формирования инженерно-геологических условий и районирование территории. *И. С. Комаров, К. И. Джанджгава, И. И. Берсенев, А. П. Валпетер, С. Е. Сакс, А. В. Платонов, И. Г. Шахгельдян, В. П. Воробьев, О. С. Корнев, Ю. П. Дегтяренко, Г. В. Полунин, В. А. Коноваленко, Л. В. Сваричевская* 94
Раздел II. Инженерно-геологическая характеристика шельфов . . . 98
Глава 14. Шельф Берингова моря. *А. П. Валпетер, К. И. Джанджгава* 98
Глава 15. Шельф Охотского моря. *А. П. Валпетер, В. А. Воронова, К. И. Джанджгава, Ю. П. Дегтяренко, О. С. Корнев, Я. Ф. Хачапуридзе* 102
Глава 16. Шельф острова Сахалин. *Г. М. Балуев, В. А. Бузлаев, В. П. Воробьев, К. И. Джанджгава, В. А. Коноваленко, А. В. Пла-*

тонов, Г. В. Полунин, С. Е. Сакс, Л. В. Сваричевская 109
Глава 17. Шельф Японского моря. *И. С. Комаров, И. И. Берсенев, И. Г. Шахгельдян* 114
Раздел III. **Опыт инженерно-хозяйственного освоения и изменения геологической среды.** *И. С. Комаров, С. Е. Сакс, А. В. Платонов, А. Г. Валпетер, И. И. Берсенев, И. Г. Шахгельдян, В. П. Воробьев* 121
Часть четвертая. **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФОВ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ.** *К. И. Джанджгава* 125
Раздел I. **Закономерности формирования инженерно-геологических условий и районирование шельфа** 127
Глава 18. История формирования инженерно-геологических условий шельфовой зоны Черного и Азовского морей. *К. И. Джанджгава, А. Ф. Лимонов, И. М. Буачидзе, А. Б. Островский, А. Г. Росляков, Е. Г. Коников, И. П. Балабанов, Б. Д. Квирквелия, Я. Ф. Хачапуридзе, Г. Е. Яшвили, В. Г. Джейранашвили, А. С. Поляков, Б. И. Гуджеджиани, Е. Д. Церетели, Е. С. Цомая* 127
Глава 19. Закономерности пространственных изменений современных инженерно-геологических условий шельфовой зоны Черного моря. *К. И. Джанджгава, А. С. Поляков, И. М. Буачидзе, Е. Ф. Шнюков, А. Ф. Лимонов, В. М. Воскобойников, Е. Г. Коников, Ю. В. Леонов, Ш. В. Джаошвили, Е. Д. Церетели, Г. Х. Чинчараули, Е. С. Цомая, Б. И. Гуджеджиани, И. К. Джанджгава* 131
Глава 20. Инженерно-геологическое районирование шельфа. *К. И. Джанджгава, В. М. Воскобойников, И. М. Буачидзе, А. Б. Островский, Б. Д. Квирквелия, Я. А. Измайлов, А. С. Поляков, С. А. Абрамов* 137
Раздел II. **Инженерно-геологическая характеристика шельфов** . . . 138
Глава 21. Шельф южного края Восточно-Европейской платформы (северо-западный шельф Черного моря). *В. М. Воскобойников, К. И. Джанджгава, А. С. Поляков, Е. Г. Коников, Ю. В. Леонов* 138
Глава 22. Шельф мегантиклинория Горного Крыма. *А. С. Поляков, К. И. Джанджгава, М. Ю. Лохин, Е. Г. Маев* 142
Глава 23. Шельф Азовского моря. *А. С. Поляков, К. И. Джанджгава, А. М. Монюшко, Е. Ф. Шнюков* 146
Глава 24. Шельф Керченско-Таманского периклинального прогиба. *А. Б. Островский, С. И. Скиба, К. И. Джанджгава, Я. А. Измайлов* 149
Глава 25. Шельф горно-складчатой системы Кавказа. *К. И. Джанджгава, А. Б. Островский, Я. А. Измайлов, Д. В. Чхеидзе, И. М. Буачидзе, С. А. Абрамов, Н. С. Коробкина, Г. М. Арешидзе, Э. А. Джавахишвили, Б. Д. Квирквелия, Э. Д. Церетели, И. П. Балабанов, Я. Ф. Хачапуридзе, Г. Е. Яшвили, Г. Х. Чинчараули, В. Г. Джейранашвили, М. Н. Мургулия, М. А. Тхинвалели, Г. В. Дарсавелидзе, М. Я. Хачапуридзе, С. Б. Кереселидзе* . . . 153
Раздел III. **Опыт инженерно-хозяйственного освоения территории и изменения геологической среды** 166
Глава 26. Опыт инженерно-хозяйственного освоения шельфа и прибрежных территорий. *К. И. Джанджгава, А. Г. Кикнадзе, И. П. Зелинский, Б. Д. Квирквелия, В. В. Саквареляидзе, И. П. Балабанов, А. С. Поляков, В. М. Воскобойников, А. Б. Островский, Я. А. Измайлов, С. А. Абрамов, Я. Ф. Хачапуридзе, Н. С. Коробкина, Е. Г. Коников, Ю. В. Леонов, В. И. Ворошилов, Ю. И. Попов, И. К. Джанджгава, О. А. Вадачкория* 166
Глава 27. Прогноз региональных изменений геологической среды, проблемы ее рационального использования и охраны в связи с дальнейшим народнохозяйственным развитием шельфовой зоны Черного моря. *К. И. Джанджгава, А. Б. Островский, И. П. Балабанов, Б. Д. Квирквелия, Я. А. Измайлов, В. Г. Джейранашвили* . . 174
Часть пятая. **ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА КАСПИЙСКОГО МОРЯ.** *А. С. Поляков, Е. И. Игнатов* 179
Раздел I. **Закономерности формирования инженерно-геологических условий и районирование шельфа** 180

Глава 28. История формирования инженерно-геологических условий шельфа. *А. С. Поляков, Е. Г. Маев, Е. И. Игнатов, К. И. Джанджгава* 180
Глава 29. Закономерности пространственных изменений инженерно-геологических условий шельфовой зоны Каспийского моря. *А. С. Поляков, Е. Г. Маев, Е. И. Игнатов, И. Г. Коробанова* 183
Глава 30. Инженерно-геологическое районирование шельфа. *А. С. Поляков, Е. И. Игнатов, Е. Г. Маев* 192
Раздел II. Инженерно-геологическая характеристика шельфов. *А. С. Поляков, Е. Г. Маев, Е. И. Игнатов, Ф. С. Алиев, М. А. Рзаева* 194
Глава 31. Шельф разновозрастных платформ Северного Каспия 194
Глава 32. Шельф Туранской плиты восточной части Среднего Каспия 199
Глава 33. Шельф Терско-Каспийского прогиба 203
Глава 34. Шельф Кобыстано-Апшеронского прогиба 209
Глава 35. Шельф Куринской впадины 214
Глава 36. Шельф Закаспийской впадины 220
Раздел III. Опыт инженерно-хозяйственного освоения шельфа и изменения геологической среды 225
Глава 37. Опыт инженерно-хозяйственного освоения шельфа и береговой зоны. *А. С. Поляков, Е. И. Игнатов, Б. Н. Голубов, Д. М. Гасанова* 225
Глава 38. Прогноз региональных изменений геологической среды, проблемы ее рационального использования в связи с дальнейшим народнохозяйственным освоением региона. *А. С. Поляков, Е. И. Игнатов, Б. И. Голубов, В. А. Васильев* 231
Список литературы 235

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

ШЕЛЬФЫ СССР

Джанджгава Константин Иванович
Комаров Игорь Сергеевич
Неизвестнов Ярослав Владимирович и др.

Заведующий редакцией Л. Н. Аважанская. Редактор издательства Н. В. Венгерцева. Переплет художника Б. К. Силаева. Художественный редактор В. В. Шутько. Технические редакторы Г. В. Лехова, С. Г. Веселкина. Корректор И. П. Розанова.
ИБ № 8480

Сдано в набор 02.03.90. Подписано в печать 18.07.90. Т-12027. Формат 60×90/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 16,15. Тираж 820 экз. Заказ 252/2624—4. Цена 3 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

1r

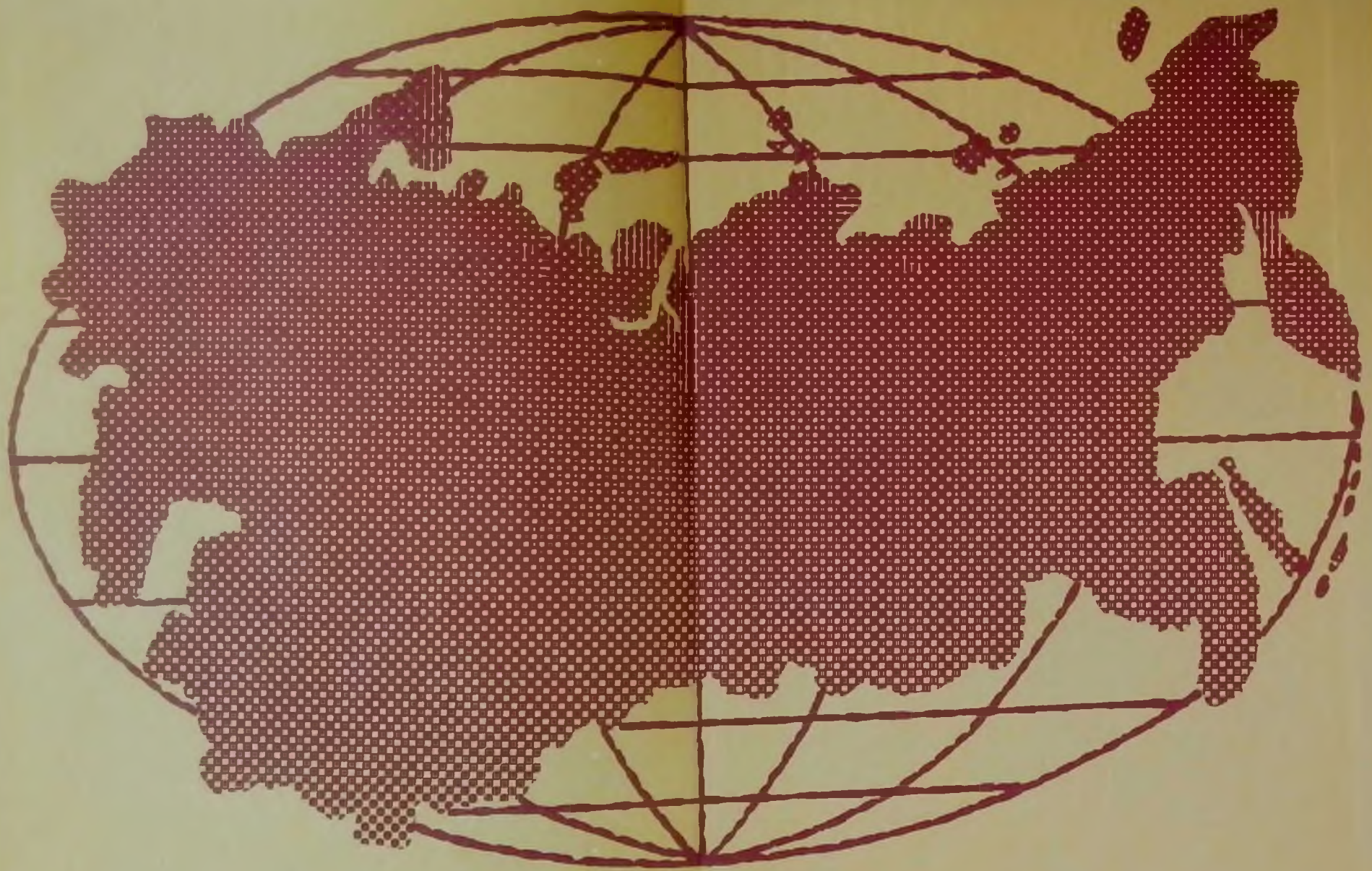
7079

11/5

V

1 r

ИТИК-1



1-6к