

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

УДК 624.131.43:551.351.2 (268.45+268.52)

РОЛЬ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ПРОМЕРЗАНИЯ В ДИАГЕНЕЗЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА

© 2006 г. С. А. Козлов

ФГУП ВНИИОкеангеология

Поступила в редакцию 07.12.2004

Приведен анализ роли позднекайнозойского промерзания в формировании структуры и физико-механических свойств различных отложений Баренцево-Карского шельфа. Показаны различия свойств близких по гранулометрическому составу грунтов эоплейстоцен-неоплейстоценового возраста, в большей или меньшей степени подвергшихся криогенному воздействию. Предложены модель диагенеза и схема формирования физико-механических свойств мезозойско-кайнозойских комплексов Западноарктического шельфа России. Испытавшие наибольшее промерзание плейстоценовые глины и суглинки, как правило, не переходят в основной этап диагенеза и сохраняют физико-механические свойства, близкие к свойствам илов.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемый анализ роли позднекайнозойского промерзания в формировании донных отложений шельфа Баренцева и Карского морей основан на учете особенностей литогенеза четвертичных отложений в арктическом регионе, которые позволили Н.Н. Лапиной с соавт. в 1968 г. выделить его в отдельный тип – *полярный литогенез* [10], который был позднее обозначен И.Д. Даниловым как “...литогенез в зонах устойчивого охлаждения Земли при отрицательных или близких им температурах и при активном участии льда – наземного, подземного, поверхностного льда водоемов” [4]. Полярный режим региона предопределил развитие субаквальной криолитозоны, отразился на специфике осадконакопления, включая ледовый и айсберговый разнос обломочного материала, экзарационное воздействие плавучих льдов на дно и т.д. При этом наибольшее влияние на донные осадки и отложения оказало одно из проявлений полярного литогенеза – промерзание, *криодиагенез* (по А.И. Попову), связанный с образованием льда в качестве аутигенного материала, обезвоживанием минеральных агрегатов в результате миграции свободной и связанной воды, с их внутриобъемным сжатием и формированием разносопрягающихся ледяных шпиров, с необратимым разрывом коагуляционных связей [16]. Выделяют три этапа развития криолитозоны на Баренцево-Карском шельфе [15]:

• Плейстоценовых трансгрессий (эоплейстоцен–поздний плейстоцен), сопровождаемый обширными трансгрессиями и, большей частью, ма-

лоблагоприятный для формирования криолитозоны;

• Позднеплейстоценовых (предголоценовых) регрессий, оптимальный для глубоководного промерзания большей части шельфа;

• Последней позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии (начавшийся 19–18 тыс. лет назад), характеризующийся постепенной сменой субаральной обстановки на субаквальную и определивший развитие современных процессов термоабразии и деградации субаквальных ММП.

Оценка роли этапа позднеплейстоценовых регрессий в формировании структуры и физико-механических свойств позднекайнозойских отложений Баренцево-Карского шельфа легла в основу проведенного теоретического анализа. Предлагаемое исследование затрагивает в основном отложения перспективной в отношении нефтегазонасыщенности площади Баренцево-Карского шельфа, ограниченной с запада государственной границей России, с востока – полуостровом Ямал и с севера – широтой северного окончания архипелага Новая Земля. Используются материалы комплексных инженерно-геологических работ на нефтегазоперспективных площадях Баренцево-Карского шельфа (АМИГЭ, МАГЭ¹ и др.), на других объектах инженерно-геологического и геоэкологического изучения (рис. 1).

На Западноарктическом шельфе России в рамках комплекса эоплейстоцен-неоплейстоце-

¹ АМИГЭ – Арктические морские инженерно-геологические экспедиции; МАГЭ – Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция; ПМРГЭ – Полярная морская геологоразведочная экспедиция.

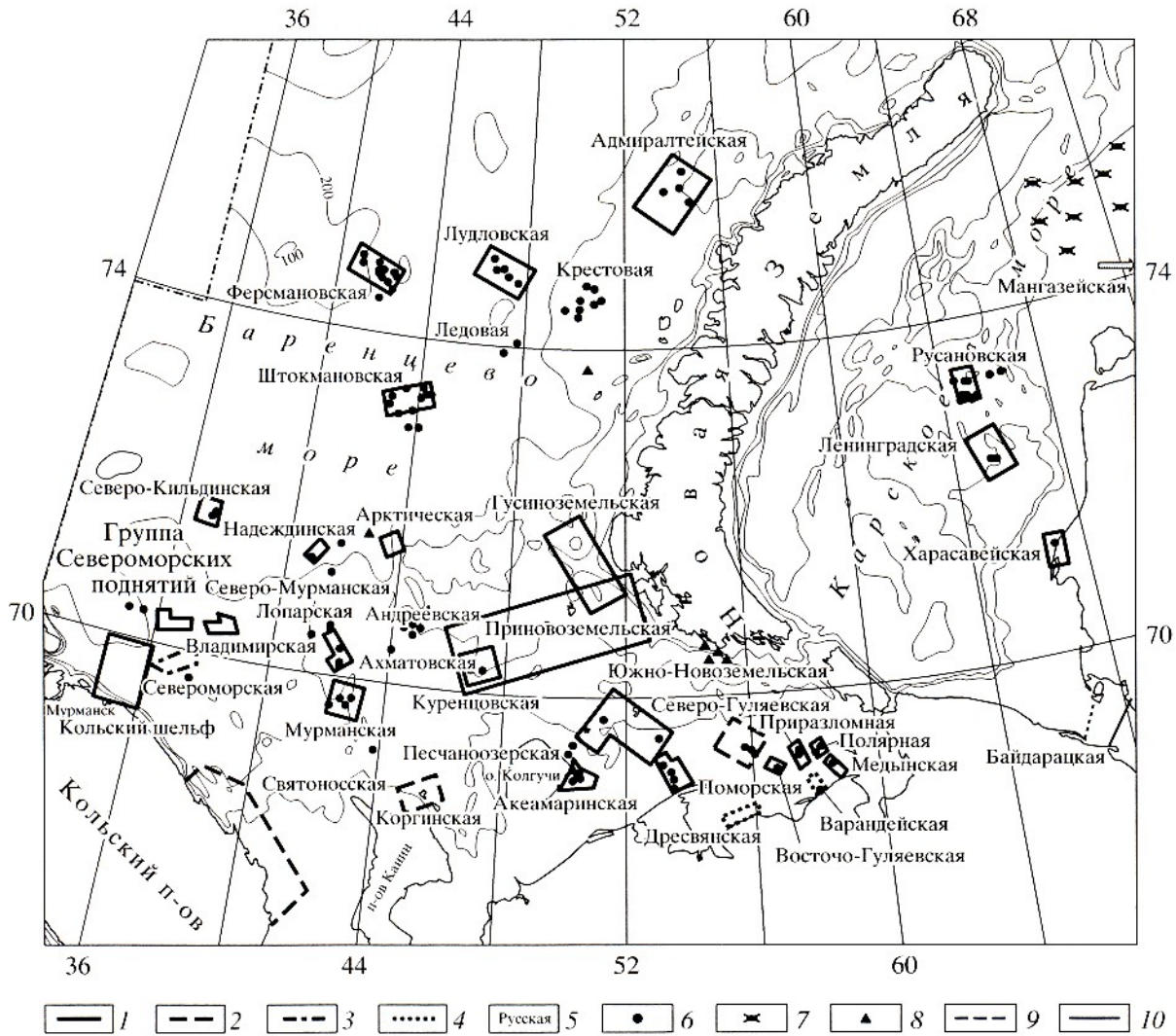


Рис. 1. Схема инженерно-геологической изученности Баренцево-Карского шельфа.

Условные обозначения: границы площадей инженерно-геологических исследований масштаба 1 : 200000–1 : 50000, изученных: 1 – АМИГЭ (до 1988 г. – АКМГЭ НПО “Союзморинжгеология”), 2 – МАГЭ (до 1981 г. – КМАГЭ НПО “Севморгеология”), 3 – трест “Севморнефтегазгеофизразведка” (до 1985 г. – ММГГНЭ ВМНПО “Союзморгео”), 4 – БМГГЭ ВМНПО “Союзморгео” и ВНИИморгео; 5 – название площадей; 6 – инженерно-геологические скважины; 7 – станции пробоотбора Международной морской экспедиции (1993 г.); 8 – станции пробоотбора ПМГРЭ (1996 г.); трассы проектируемого газопровода, изученные детальной инженерно-геологической съемкой: 9 – НПО “Севморгео” и ВНИИморгео (1976 г.), 10 – АМИГЭ (1988–1989 гг.).

новых мягких и рыхлых грунтов морского и ледниково-морского происхождения, испытавших позднекайнозойское промерзание различной интенсивности, можно выделить несколько инженерно-геологических горизонтов, среди которых наиболее распространены (практически на всей площади Баренцево-Карского шельфа):

– глины и мореноподобные суглинки, иногда переслаивающиеся с мелким песком m, gmQ_{E-II} ;

– “неяснослоистые” глины и мореноподобные суглинки, супеси, иногда с тонкими песчано-пылеватыми прослойками, редкими включениями гравия m, gmQ_{III} .

Оба горизонта, большей или меньшей мощности, встречаются практически на всех площадях инженерно-геологического и геоэкологического изучения, однако в статье более подробно рассмотрены верхнеэоплейстоценовые отложения, по которым имеются представительные материалы. Отдельно, для сравнения, приведены данные о физико-механических свойствах голоценовых осадков, не подвергавшихся промерзанию.

При рассмотрении строения криолитозоны не анализируется генезис ледовых включений в мголетнемерзлых породах (ММП). Основная масса подземных льдов, судя по имеющимся материалам, естественно связана с субэаральным промер-

занием, хотя нельзя исключать в редких случаях формирования прослоев льда, образовавшихся за счет процессов субкавального промерзания, отмеченных в работах Н.А. Шполянской [18], А.Н. Хименкова и А.В. Брушкова [17]; или за счет дроссельного эффекта, описанного В.П. Мельниковым с соавт. [12] по материалам В.Н. Бондарева.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН- СРЕДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эоплейстоцен-среднеоплейстоценовые глины морского, ледниково-морского происхождения (m, gmQ_{E-II}) имеют светло-серый и серый цвет, иногда светло-коричневые, массивные, содержат единичные включения гравия и гальки, рассеянное органическое вещество черного цвета, растительные остатки. Гранулометрический состав характеризуется выдержанностью на площади Западноарктического шельфа с некоторым преобладанием содержания глинистой фракции, составляющей в среднем 36–48%; содержание пылеватых частиц – 26–46%, песка – 10–26%.

Отмечается существенное различие физико-механических свойств глин Баренцева и Карского морей, которое определяется, по всей видимости, в наибольшей степени условиями криогенеза. Протаивание предопределяет появление узловатых (комковатых) структур, поверхность которых имеет более высокую влажность, и которые имеют меньшее сцепление за счет перехода после оттаивания связной воды в свободную, но за счет этого, в определенных условиях, больше подвержены фильтрационной консолидации и, соответственно, уплотнению и упрочнению.

В Баренцевом море, где глины, по-видимому, подверглись меньшему воздействию криогенных процессов, влажность изменяется от 21 до 50% при среднем значении 41% (207 определений), в Карском – от 14 до 27% при среднем значении 20% (24 определения). Соответственно плотность существенно выше в Карском море: она меняется от 1.93 до 2.21 г/см³ – при среднем значении 2.10 г/см³ (12 определений), в Баренцевом море максимальная плотность составила 2.09 г/см³ (на Мурманской площади), среднее значение – 1.79 г/см³. Прочность эоплейстоцен-среднеоплейстоценовых глин весьма незначительна: сцепление изменяется от 2 до 26 кПа при среднем значении по шельфу 11 кПа (154 определения), угол внутреннего трения – от 1° до 20° при среднем значении 3° (138 определений).

Эоплейстоцен-среднеоплейстоценовые мореноподобные суглинки, преимущественно ледниково-морского происхождения (gm, mQ_{E-II}), имеют серый и темно-серый цвет, иногда с коричневым оттенком, массивные, содержат гнезда пе-

сков, редкую гальку и гравий (до 2%); отмечаются включения органики черного цвета в виде линзовидных включений, единичные обломки раковин. По гранулометрическому составу можно выделить две разновидности суглинков. Первая, приуроченная к Печоро-Колвинскому мегавалу (Русская площадь), Северо-Печорской возвышенности (Северо-Мурманская и Мурманская площади), – песчанистые суглинки, в которых песчаная фракция составляет в среднем 41–56% (при этом содержание пылеватой фракции изменяется в среднем от 20 до 30%, а глинистые частицы составляют 24–27%). Второй тип, характерный для Центрально-Баренцевского свода (Ферсмановская площадь) и в наибольшей степени – для Центральной впадины (Штокмановская площадь) и Куренцовской структурной террасы, отличается несколько преобладающим содержанием глинистой фракции – до 33–48%, при количестве песчаных зерен 26–35%; при этом пылеватая фракция примерно такая же (24–32%).

Эоплейстоцен-среднеоплейстоценовые суглинки обладают наибольшей плотностью среди мягких четвертичных грунтов. Значения плотности, составляющие 1.77–2.26 г/см³ при среднем значении 2.07 г/см³ (по результатам 292 определений), определяются степенью неоднородности гранулометрического состава суглинков, близко к “оптимальной смеси”. Влажность изменяется от 13 до 45%. Консистенция грунтов, преимущественно пластичная, составляет 0.00–0.80. Относительно стабильная консистенция, отличная от текучей, и значительная плотность суглинков определяют высокие значения прочности. Удельное сцепление может меняться от 16 до 160 кПа (за исключением Северо-Мурманской площади, где минимальное значение может составлять 8 кПа) при среднем значении по всему шельфу 45 кПа (по результатам 45 определений).

ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнеоплейстоценовые морские глины обычно темно-серого цвета, с неясной горизонтальной слоистостью, с прослоями супеси и пылеватого песка и редкими включениями мелкого гравия. Гранулометрический состав глин характеризуется преобладанием глинистой фракции, среднее содержание которой по площадям Западноарктического шельфа изменяется от 41 до 68% (рис. 2). Содержание пылеватых частиц составляет 23–37%; количество песчаных зерен изменяется в среднем от 14 до 29%, и только на Лопарской и Куренцовской площадях уменьшается до 4–8%.

Глины позднеоплейстоценового возраста, преимущественно морского происхождения, обладают крайне широким диапазоном значений показателей как физических, так и механических

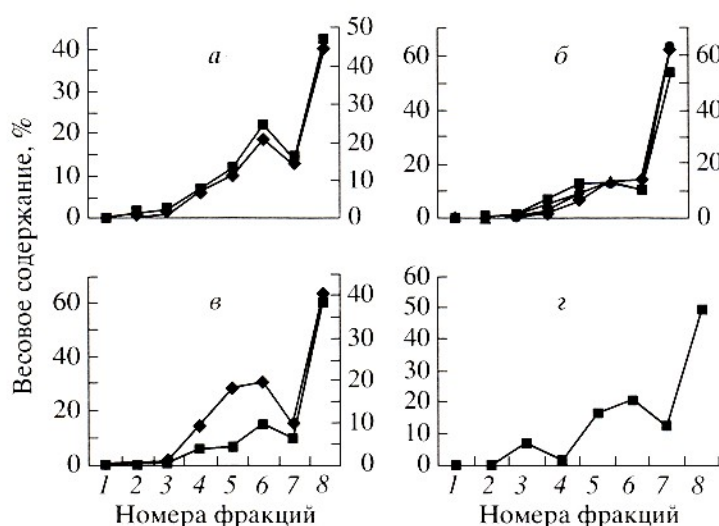


Рис. 2. Диаграммы средних значений гранулометрического состава верхнеплейстоценовых глин морфоструктур Баренцево-Карского шельфа: *а* – Мурманская возвышенность ($n = 40$), *б* – Северо-Печорская возвышенность ($n = 78$), *в* – Центральная впадина ($n = 33$), *г* – Приямальская равнина ($n = 49$). Размеры фракций: 1 – 10–2 мм (гравий); 2 – 2–0.5 мм; 3 – 0.5–0.25 мм; 4 – 0.25–0.1 мм; 5 – 0.1–0.05 мм (со 2 по 5 – песок); 6 – 0.05–0.01 мм; 7 – 0.01–0.005 мм (6 и 7 – пыль); 8 – < 0.005 мм (глина).

свойств. Во многом это определяется консистенцией, меняющейся от твердой (–0.18) до текучей (1.89). Плотность меняется от 1.52 до 2.07 при среднем значении по шельфу 1.79 г/см³ (по результатам 235 определений). Контролирующая консистенцию грунта влажность меняется весьма широко: от 20 до 110% при среднем значении 49% (по результатам 320 определений). Изменения влажности слабо связаны с морфоструктурой донного рельефа, в большей степени на водосодержание верхнеплейстоценовых глин (и связанную с ним консистенцию) может влиять наличие (или отсутствие) и (или) фильтрационные свойства голоценовой толщи. Так, в пределах Приновоземельской площади влажность рассматриваемых глин изменяется от 35 до 110%. Коэффициент пористости весьма высок: может достигать 1.70 при среднем значении по шельфу 1.21 (по результатам 213 определений), что сближает верхнеплейстоценовые глины с глинистыми илами голоцена.

Прочность глин также изменяется весьма широко, составляя всего 2–11 кПа (27 определений) при текучей консистенции (на Мурманской возвышенности) и около 10–70 кПа при мягкопластичной консистенции (на Северо-Печорской возвышенности). Угол внутреннего трения при этом изменяется от 1–5° до 20–25°.

Разнообразие физико-механических свойств требует особого внимания к изучению данных грунтов при более детальном исследовании, с разделением толщи верхнеплейстоценовых глин (и суглинков) на несколько инженерно-геологических горизонтов по степени остаточного про-

мерзания (распространения реликтовой ММП). Автором совместно с Я.В. Неизвестным подготовлена схема геокриологического районирования Баренцево-Карского шельфа (рис. 3), где в соответствии с палеогеографическими данными [7] выделены область интенсивного промерзания и область внутреннего шельфа, не подвергшаяся позднеплейстоценовому промерзанию. Предполагается широкое развитие около 18 тыс. лет назад локального (островного) оледенения, подтверждаемого распространением ледниковых осадков и формами рельефа [1]. Ледниковые покровы были развиты преимущественно на шельфе Баренцева моря; наличие палеоледников определяет более сложное строение криолитозоны в части распределения ММП, частично деградирующих под наиболее крупными покровами льда. На схеме выделены районы с несколькими условным подразделением по сплошности мерзлой зоны, краткая характеристика которых приводится ниже.

1. Районы сплошного распространения ММП, переходящего в прерывистое, – зона наибольшего, по продолжительности и (или?) интенсивности, позднеплейстоценового промерзания (условное название – “наиболее интенсивно промерзавшие”) – являются продолжением сплошной зоны ММП, развитой в северной части Западной Сибири; наиболее характерные субаквальные проявления – Байдарацкая губа, участок шельфа от островов Шараповы Кошки до мыса Бурунного. В Байдарацкой губе ММП вскрыты скважинами АМИГЭ: а) на поддонной глубине 16–18 м на расстоянии 10–11 км от берега (при глубине моря

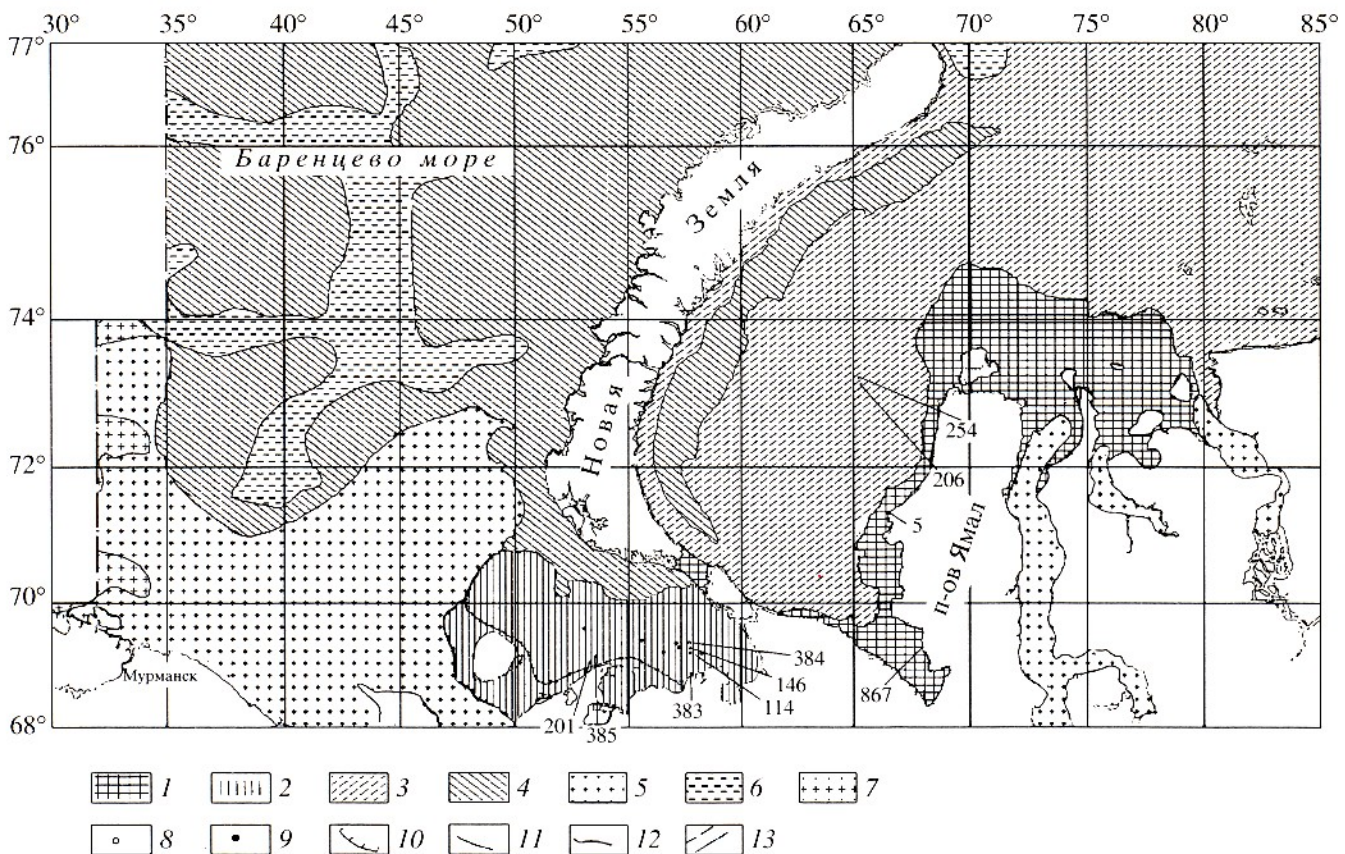


Рис. 3. Схема геокриологического районирования Баренцево-Карского шельфа. 1–5 – область интенсивного промерзания в позднем плейстоцене: 1 – районы сплошного распространения ММП, переходящего в прерывистое, 2 – районы прерывистого распространения ММП, переходящего в островное, 3 – районы островного распространения ММП, 4 – районы сплошного развития посткриогенных многолетнеохлажденных пород с редкими островами ММП, 5 – районы распространения посткриогенных пород с положительными температурами; 6–7 – область внутреннего шельфа, не промерзавшая в позднем плейстоцене: 6 – районы со сплошным распространением многолетнеохлажденных пород, 7 – районы с положительными среднегодовыми температурами пород; 8 – скважины глубиной до 80 м, не вскрывшие ММП; 9 – скважины, вскрывшие ММП на глубинах 8.5–63.0 м; 10 – границы области отрицательных среднегодовых температур придонного слоя; 11 – границы геокриологических районов; 12 – границы геокриологических областей; 13 – детально изученные подводные участки трасс газопровода.

13–14 м); б) на поддонной глубине 28–30 м на расстоянии 22–23 км от берега (глубина моря 15 м). Мерзлые породы находились под слоем немерзлых суглинков и супесчаных илов. По створу через Байдарацкую губу (о. Торасовой – о. Литке) кровля ММП была прослежена электрометрическими методами до изобаты 25 м, где она располагалась на поддонной глубине 25–30 м. На глубине моря 25 м сплошность реликтовой зоны ММП нарушается. Протяженные подводные мерзлые “kozyрьки” выявлены в прибрежной зоне Карского моря (Шараповы Кошки – Бурунный) [3].

2. Районы прерывистого распространения ММП, переходящего в островное – “интенсивно промерзавшие” – наиболее характерны для Печорского моря. Субаквальные ММП вскрыты на Варандейской, Приразломной и Поморской площадях, присутствуют на мелководье вблизи абразионных берегов о-ва Колгуев и Печорской низ-

менности; на месте островов, уничтоженных термоабразией в историческое время [2]. Субмаринные гидролакколиты с ледяными ядрами обнаружены скважинами АМИГЭ вблизи пролива Карские Ворота (на глубине моря 50–70 м).

На Варандейской площади субаквальные ММП вскрыты на расстоянии около 10 км от берега на глубинах моря 15–20 м под немерзлыми песчано-глинистыми отложениями мощностью 30–40 м. Мерзлота, судя по описанию разреза, слоистая, ее вскрытая мощность составляет 69 м [11]. Распространение поддонных ММП подтверждено результатами сейсмоакустических исследований АМИГЭ, согласно которым в толще четвертичных отложений выявлены горизонты с “аномально высокими скоростями”.

На Приразломной площади из нескольких десятков скважин мерзлые грунты зафиксированы лишь двумя (на поддонной глубине 23.5 м), пробу-

ренными на морской глубине 25–28 м. Под немерзлыми песчано-глинистыми отложениями вскрыты мерзлые пески с прослойками торфа и супеси. Однако проследить площадное развитие ММП по данным сейсмоакустических исследований не удалось (по устному сообщению В.Н. Бондарева на РАО-97).

На Поморской площади мерзлые грунты вскрыты на глубине моря 25–28 м, глубина кровли мерзлых пород 41 м. Наличие мерзлых песков с массивной криотекстурой установлено для интервалов 41–42 и 46–51 м. Однако по косвенным признакам специалисты АМИГЭ предполагают, что кажущееся на других интервалах немерзлое состояние глинистых пород является “издержками бурения” и на самом деле весь разрез в интервале 41–71.5 м сложен мерзлыми породами, подстилаемыми в интервале 71.5–74 м песками, насыщенные криопэгами.

3. Районы островного распространения ММП – “средне промерзавшие” – занимают основную часть юго-восточной окраины Карского моря, исключая прибрежные участки и глубоководные впадины. Выделение островного типа распространения мерзлоты связано с представлениями Н.Ф. Григорьева, который сопоставил промерзание широко развитых в прибрежных водах Западной Сибири намывных островов, морских банок, баров и кос (на местах локального обмеления моря) с образованием (сначала через слой морского льда, а затем и после их осушки) островов многолетнемерзлых пород мощностью свыше 2 м. Локальные обмеления моря, сопровождающиеся промерзанием верхних слоев донных отложений, вероятно, имели место на всех этапах позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии.

Скважина 206, пробуренная АМИГЭ на Русановской площади (глубина моря 80 м), вскрыла на глубине 17 м линзы льда (мощностью 3–5 см) в твердомерзлых плейстоценовых суглинках. Верхняя же граница пластичномерзлых грунтов, зафиксированная по данным статического зондирования, находится на поддонной глубине 9.5–10 м.

Скважиной 253 (глубина моря 114 м) в интервале поддонных глубин 13.5–17 м вскрыт лед, залегающий на твердомерзлых суглинках с ледяными включениями мощностью 6.7 м. Глубже, в интервале 23.7–35.5 м залегают суглинки и глины с массивной криотекстурой, подстилаемые в интервале 34.5–50 м супесями и суглинками тугопластичной и твердой консистенции.

Скважиной 254 (глубина моря 109 м) на поддонной глубине 8.4 м вскрыты мерзлые льдистые отложения мощностью 10.5 м. По данным сейсмоакустических исследований и бурения, островные ММП могут занимать до 10–15% площади Русановской структуры. В целом же на шельфе

Карского моря распространение островов ММП предполагается до глубины моря 115–150 м [9].

4. Районы сплошного развития посткриогенных многолетнеохлажденных пород с редкими островами ММП – “мало промерзавшие” – занимают обширные пространства современного шельфа Баренцева моря (позднеплейстоценовой суши) с глубинами, как правило, более 115–150 м и дно Новоземельской впадины Карского моря. Факторами, способствовавшими полной или почти полной деградации ММП, являются:

- более длительное протаивание (связанное с характером палеоглубин);
- развитие на придонных участках Баренцевской палеосуши покровных ледников;
- понижение температуры замерзания воды с ростом давления на больших глубинах.

Несколькими десятками скважин АМИГЭ глубиной до 50 м, пробуренными в этих районах, ММП не вскрыты. Тем не менее нельзя полностью исключить возможность присутствия здесь редких островов и линз мерзлых пород (особенно на таких структурах, как Адмиралтейская, где современные океанологические условия и история развития весьма схожи с Русановской).

5. Районы распространения посткриогенных пород с положительными температурами – “наименее промерзавшие” – широко развиты в южной (юго-западной) части Баренцева моря, развитие ММП здесь мало вероятно.

Для сравнительной оценки влияния интенсивности позднеплейстоценового промерзания на характер физико-механических свойств глин были использованы данные по характерным площадям различных геокриологических районов Западноарктического шельфа: Штокмановской, Владимирской, Надеждинской и Ленинградско-Русановской площадям (рис. 4), расположенным в примерно одинаковых гидродинамических условиях (глубина моря 100–350 м). При незначительном промерзании (разновидность глин № 2), когда в твердую фазу переходит преимущественно рыхлосвязанная вода, имеет место посткриогенное разуплотнение. По данным Э.Д. Ершова [5], при температурах ниже -2°C начинается замерзание поровой влаги, затем в диапазоне температур от -2°C до -15°C полностью замерзает полусвязанная (капиллярная) вода и частично – рыхлосвязанная, которой при температуре -15°C остается еще 9.7%. Протаивание таких глин, по всей видимости, приводит к частичному разуплотнению грунта, связанному с переходом части влаги в свободное состояние. Грунт за счет избыточного увлажнения (в том числе и внешнего привноса влаги в открытые поры) становится более текучим, изменяется характер структурных контактов, уменьшается сцепление. Структура “разрыхляется”, но не теряет своей физико-химической

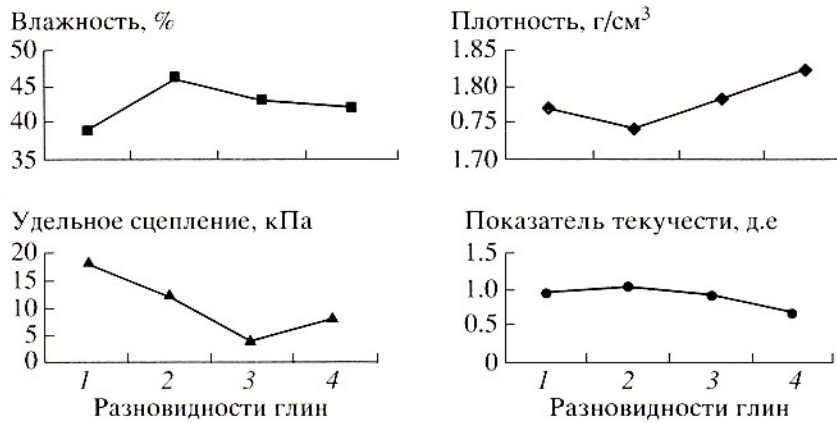


Рис. 4. Изменение средних значений влажности ($n = 116$), плотности ($n = 80$), показателя текучести ($n = 94$) и удельного сцепления ($n = 16$) немерзлых верхнеоплейстоценовых глин в зависимости от интенсивности предшествовавшего криогенного воздействия. Разновидности глин: 1 – непромерзавшие, 2 – наименее промерзавшие (район посткриогенных пород с положительными температурами), 3 – мало промерзавшие (район сплошного развития посткриогенных многолетнеохлажденных пород с редкими островами ММП), 4 – средние промерзавшие (район островного распространения ММП).

основы, удерживая часть рыхлосвязанной воды. Вновь образованный (измененный) структурный каркас в основном сохраняет вновь обретенные качества относительно долгое время, глина за счет преобладания дальних коагуляционных связей приближается по основным показателям к глинистым илам.

При большем промерзании замерзает все большая часть рыхлосвязанной воды и, возмож-

но, даже некоторая часть прочносвязанной (замерзающей в широком спектре отрицательных температур, вплоть до -100°C , по Э.Д. Ершову). Дисперсные частицы практически теряют свою водную оболочку, которая после протаивания переходит в категорию свободной воды, способствующей началу интенсивной фильтрационной консолидации грунта. Современные структуры глин (разновидности № 3, 4) образованы из все более нарушенной криогенезом структуры, при минимальном количестве (или отсутствии) рыхлосвязанной воды, в условиях более быстрого сближения дисперсных частиц. Соответственно, увеличение плотности до значений, превосходящих аналогичные значения у глин разновидности № 1, не подвергавшихся промерзанию.

Верхнеоплейстоценовые мореноподобные суглинки темно-серого, реже буровато-серого цвета, с нечетко выраженной слоистостью, вкраплениями и прослоями светло-коричневого растительного детрита, с редкой галькой и гравийным материалом (до 1%). Собственно ледниковые отложения слагают конечно-моренные гряды (высотой 25–30 м), развитые на Адмиралтейском валу, западном и восточном подводных склонах Новоземельского орогена. Хорошо распознаются на сейсмоакустических разрезах, где выражены записью хаотически расположенных коротких отражающих площадок. По данным пробоотбора, они представлены переуплотненными песчано-алеврито-глинистыми миктитами с примесью плохо окатанного грубообломочного материала (70–90%).

По данным гранулометрического анализа, на Западноарктическом шельфе встречаются суглинки двух разновидностей (рис. 5). Первая характеризуется преобладанием песчаной фракции

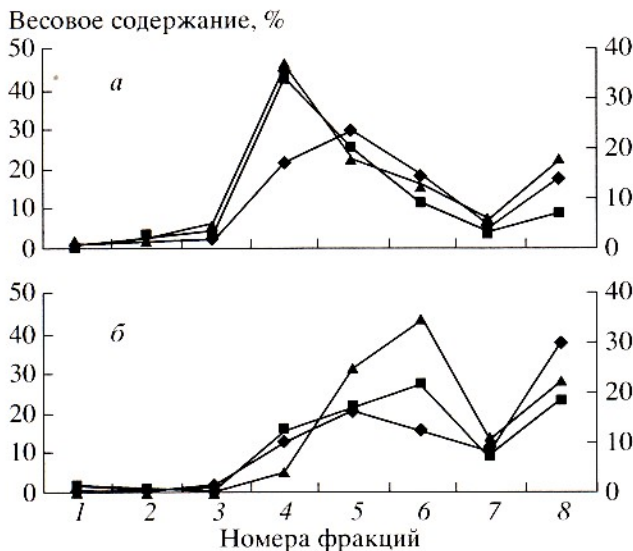


Рис. 5. Диаграммы средних значений гранулометрического состава верхнеоплейстоценовых суглинков: а – песчанистого состава – Североморская ($n = 18$); Группы Североморских поднятий ($n = 35$); Мурманская ($n = 16$) площади; б – миктитового состава – Ферсмановская ($n = 20$), Северо-Мурманская ($n = 5$), Харасавейская ($n = 332$) площади. Размеры фракций приведены в подписи к рис. 2.

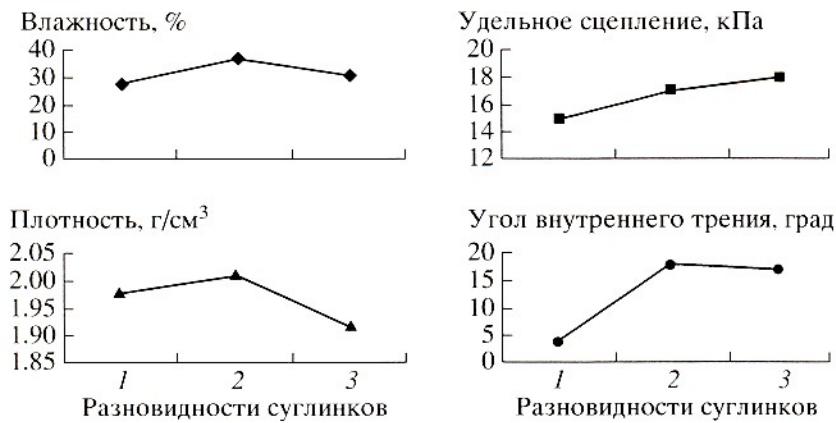


Рис. 6. Изменение средних значений влажности ($n = 249$), плотности ($n = 200$), удельного сцепления ($n = 83$) и угла внутреннего трения ($n = 23$) немерзлых верхнеоплейстоценовых суглинков в зависимости от интенсивности предшествующего криогенного воздействия. Разновидности суглинков: 1 – непромерзавшие, 2 – наименее промерзавшие (район посткриогенных пород с положительными температурами), 3 – интенсивно промерзавшие (район прерывисто-го распространения ММП, переходящего в островное).

(песчанистые суглинки), составляющей в среднем 55–75%, и распространена преимущественно на Мурманской и частично на Северо-Печорской возвышенностях. На остальных изученных площадях Баренцева и Карского морей суглинки носят миктитовый характер.

Верхнеоплейстоценовые мореноподобные (ледниково-морские) суглинки также (как и глины) отличаются весьма широким разнообразием физико-механических свойств, значение показателя текучести изменяется от (-0.29) до 3.00 (по результатам 395 определений). Плотность колеблется от 1.41 до 2.15 г/см³ при среднем значении по шельфу 1.95 г/см³ (312 определений). Повышенная плотность характерна для Приновоземельской площади – среднее значение 2.01 г/см³ (179 определений). Малоплотные грунты расположены на Северо-Мурманской площади – 1.49 г/см³ (5 определений), в Центральной впадине – 1.43 г/см³ (33 определения). Значительно изменяется влажность: от 15 до 71% при среднем значении по шельфу 30% (367 определений).

Прочностные свойства верхнеоплейстоценовых мореноподобных суглинков, во многом определяемые их влажностью, меняются весьма широко. Даже в пределах одной Ферсмановской площади (Центрально-Баренцевский свод) удельное сцепление может изменяться от 5 до 40 кПа при среднем значении 15 кПа (по результатам 77 определений), что сравнимо с изменением прочности суглинков на всем Западноарктическом шельфе (4–40 кПа). Угол внутреннего трения составляет от 1° до 35° при среднем значении 8° (33 определения).

Сравнительная оценка физико-механических свойств верхнеоплейстоценовых суглинков миктитового состава (Ферсмановская, Приново-

земельская и Песчаноозерская площади) приведена на рис. 6.

Показательна слабая зависимость плотности и влажности от степени предшествующего промерзания суглинков, что, по всей видимости, связано с более существенной (по сравнению с глинами) ролью песчаных фракций (не имеющих связанной воды в своем окаймлении) в образовании структуры грунта. Эта роль особенно возрастает при формировании прочностных свойств во время плейстоценового промерзания, когда песчаные фракции формируют структурообразующий “скелет” грунтов, что отражается в существенном увеличении угла внутреннего трения.

Верхнеоплейстоценовые супеси серого и светло-серого цвета с горизонтальной и косой слоистостью, образованной скоплениями растительного детрита светло-коричневого цвета и прослойками светло-серого пылеватого песка. Встречаются прослой глины и суглинков, редкие включения гальки и гравийных обломков (доли процента). Гранулометрический состав супесей характеризуется существенным преобладанием песчаной фракции (49–91%), что позволяет отнести большинство из них к категории песчанистых.

Супеси позднеоплейстоценового возраста, несмотря на существенные отличия от одновозрастных глин и суглинков в дисперсном составе и пластичности, близки к ним по основным физико-механическим свойствам. Влажность ненамного меньше, составляет 18–40% при среднем значении 24% (по результатам 120 определений). Плотность также колеблется в широком диапазоне: от 1.66 до 2.19 г/см³, удельное сцепление изменяется от 1 до 70 кПа, угол внутреннего трения – от 4° до 30°.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСАДКИ

Современные морские отложения ($Q_{III}^+ - Q_{IV}$) представлены, как правило, слабыми текучими грунтами с дальними коагуляционными связями (илами глинистыми и суглинистыми) и рыхлыми отложениями с преимущественно механическими связями (песками, супесями, крупнообломочными грунтами). На Баренцево-Карском шельфе в рамках комплекса современных слабых покровных грунтов наиболее распространены илы глинистые и суглинистые ($m(Q_{III}^+ - Q_{IV})$), вязкотекучие и текучепластичные, локально переслаивающиеся с супесями, с редким включением донно-каменного материала (ледовый разнос).

Илы глинистые морского (ледово-морского) происхождения, обычно – зеленовато-серого или серого цвета, могут содержать рассеянный раковинный детрит и грубообломочный материал, чаще всего гравийный, реже – мелкогалечный, представленный неокатанными и слабоокатанными обломками серых и черных глин, серых песчаников, зеленых кварцево-глауконитовых алевропесчаников. Слоистость может быть нечетко выражена темными проявлениями органического вещества с гидротроиллитом. На большей части шельфа распространены илы с преобладанием глинистой фракции, на Северо-Мурманской и Лопарской площадях наблюдается существенное (примерно в 2 раза) увеличение содержания крупнопылеватой фракции, что позволяет отнести такие илы к пылеватым. Для илов Гусиноземельской площади характерно значительное содержание (до 47%) песчаной фракции.

Имея широкое распространение на Западно-арктическом шельфе, глинистые илы характеризуются значительным разнообразием физико-механических свойств. Так, влажность илов может изменяться от 29 до 211%, плотность – от 1.21 до 1.99 г/см³, удельное сцепление – от 1 до 11 кПа. Анализируя изменчивость физико-механических свойств по площадям, можно отметить несколько повышенную среднюю плотность (относительно средней по шельфу, равной 1.56 г/см³ по результатам 1401 определения) глинистых илов на некоторых положительных структурах 1.65 г/см³ – на Западно-Кольской седловине и Куренцовской структурной террасе, 1.59 г/см³ – на Печоро-Колвинском мегавале, 1.69 г/см³ – на Приямальской равнине, 1.75 г/см³ – на Русановской структурной террасе и Ленинградско-Обручевской возвышенности. Уверенно фиксируются меньшие значения плотности у илов, заполняющих отрицательные морфоструктуры рельефа. Так, например, в Южно-Новоземельском желобе среднее значение плотности составляет 1.41 г/см³. Отмечаются абсолютно одинаковые (с точностью до 0.01 г/см³)

средние значения плотности глинистых илов Баренцева и Карского бассейнов – 1.56 г/см³.

Более низкие значения влажности илов (относительно средней по шельфу, равной 75% по результатам 1542 определений) характерны для Мурманской возвышенности (среднее значение 67%), Западно-Кольской седловины (53%), Южно-Карской синеклизы (46%). Повышенная влажность присуща илам Южно-Новоземельского желоба (103%), Центральной впадины (78%), Мангазейского плато (95%). Среднее значение удельного сцепления по всему шельфу составило 5 кПа (по результатам 241 определения), угла внутреннего трения – 3° (90 определений). Таким образом, практически все глинистые илы Западно-арктического шельфа можно отнести к вязкотекучим–текучепластичным грунтам (по классификации Я.В. Неизвестнова [13]). Исключение может составить лишь обычно неизучаемый поверхностный полужидкий слой, имеющий мощность, не превышающую первые сантиметры. Его следует отнести к жидкотекучим грунтам (сопротивление вращательному срезу менее 1 кПа).

На закономерностях изменчивости состава и физико-механических свойств илов (в наибольшей степени – прочностных свойств) наиболее определенно сказывается батиметрическая зональность осадконакопления, выражающаяся в снижении прочности с глубиной моря (рис. 7). Особенности *батиметрической изменчивости* физико-механических свойств илов, вероятно, связаны с плотностью и размерами слагающих их агрегатов и микроагрегатов (по аналогии с илами абиссали [8]).

С увеличением глубины поддонного залегания начинает проявляться, в большей или меньшей степени, *вертикальная изменчивость* физико-механических свойств илов: влажность, как правило, уменьшается, а плотность увеличивается (часто одновременно с увеличением прочности). Однако известны случаи, когда вертикальная зональность очень слабо выражена или практически отсутствует. Так, например на Мангазейской площади Карского моря, по результатам испытаний донных осадков через 5 см по грунтовым колонкам длиной 20–95 см (336 определений), зависимость плотности и прочности грунтов от их поддонной глубины четко не прослеживается [19]. Значения плотности 1.37–1.79 г/см³ характерны как для поддонных глубин 0–0.2 м, так и для интервала 0.4–1.0 м. Грунты с прочностью на сдвиг 1.6–10.0 кПа залегают как на поверхности, так и в интервале 0.5–1.5 м. Как исключение в подошве слоя обнаруживаются грунты с прочностью свыше 20 кПа, которые, возможно, имеют доголоценовый возраст.

Физико-механические свойства мерзлых отложений, имеющих довольно широкое распрост-

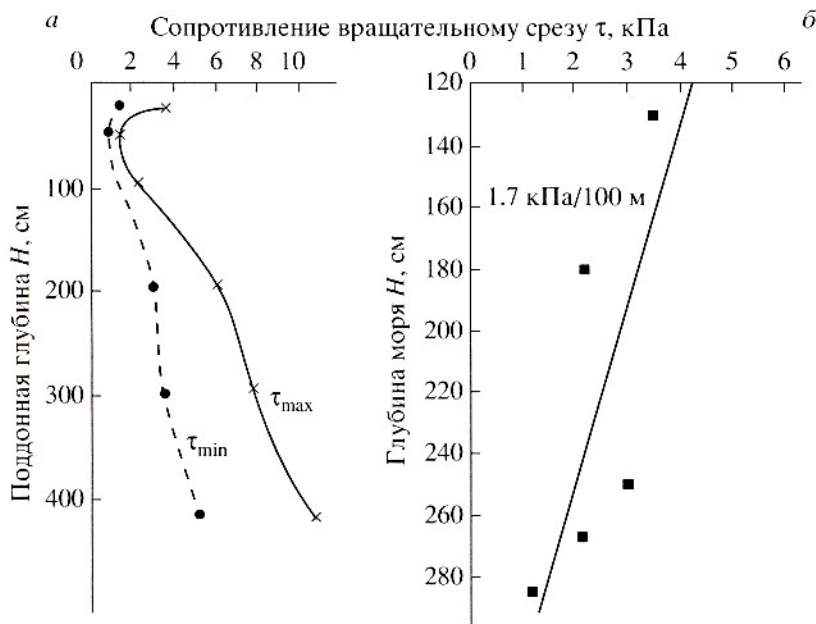


Рис. 7. Графики пространственной изменчивости прочности глинистых илов Баренцево-Карской континентальной окраины [9]. а – в зависимости от поддонной глубины, б – в зависимости от глубины моря, для поддонной глубины 5–10 см.

ранение среди плейстоценовых, а также современных (в прибрежной зоне Печорского моря) и доплейстоценовых (в прибрежных зонах размыва) грунтов Западноарктического шельфа России, изучены крайне мало. По данным Л.А. Жигарева [6], морские и прибрежно-морские современные отложения, представленные “алевроитом с большим количеством галечного материала”, при температуре $-3.6...-4.0^{\circ}\text{C}$ имеют удельное сцепление $0.41-0.58$ МПа, угол внутреннего трения $-25-38^{\circ}$. При оттаивании морских донных осадков угол внутреннего трения меняется мало, а сцепление уменьшается примерно в 100 раз, до 4–6 кПа.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДИАГЕНЕЗА

Диagenез донных отложений Баренцево-Карского шельфа, определивший физико-механические свойства мягких и рыхлых грунтов региона, носит сложный характер, с наложением криогенных факторов (таблица). На шельфе, по всей видимости, можно выделить три основные стадии (для глинистых, суглинистых и в меньшей степени – супесчаных грунтов) развития литогенеза донных грунтов.

1. *Ранний этап диагенеза* (этап формирования, развития осадка-ила), включающий

– подэтап флокуляционного (агрегатного?) структурообразования (D_0), на котором между первичными микрогетерогенными образованиями (гранулами, микроагрегатами, детритом) образуются единичные контакты Кд (дальние коагуляционные связи со средней прочностью единичного контакта около 0.1 нН, по В.И. Осипову

с соавторами [14]); формируется текучий полужидкий (с плотностью, близкой к плотности морской воды) малопрочный (до 1 кПа) “протоил” мощностью до нескольких сантиметров;

– подэтап формирования (развития) глинистого (суглинистого, супесчаного?) осадка-ила (D_1) с нарастающим количеством контактов Кд, характеризуется существенным упрочнением (до 10–15 кПа в подошве слоя) и уплотнением (до 1.9 г/см^3 и выше) осадка; мощность слоя может меняться от первых сантиметров до 10 и более метров (в зависимости от интенсивности осадконакопления).

2. *Основной этап диагенеза* (этап формирования, развития отложения-глины, суглинка) (D_2), характеризуется постепенным развитием ближних коагуляционных контактов Кб (со средней прочностью единичного контакта 1–10 нН – преимущественно по типу “базис-скол” под небольшим углом).

Для центральной и восточной зон Западноарктического шельфа России криогенное воздействие, по-видимому, является важнейшим фактором, влияющим на характер литогенеза плейстоценовых глин и суглинков. В районах с интенсивным плейстоценовым промерзанием глины, как правило, обладают существенно (на 50–70%) более низким удельным сцеплением по отношению к непромерзавшим отложениям (около 15 кПа), хотя их плотность одинакова или даже несколько выше. Это объясняется разрушением после криогенной деструкции большинства ближних коагуляционных контактов между частицами, которые не восстанавливаются даже после посткриогенного

Схема формирования мезозойско-кайнозойских комплексов Западноарктического шельфа

Индекс	Грунты (по исходному гранулометрическому составу)				Основные факторы формирования физико-механических свойств	Стадии литогенеза
	глинистые	суглинистые	супесчаные	песчаные		
QIV	<i>Илы глинистые</i> $\rho = 1.21-1.99 \text{ г/см}^3$ $w = 29-211\%$ $c = 1-11 \text{ кПа}$ $\phi = 0-8^\circ$	<i>Илы суглинистые</i> $\rho = 1.44-2.08 \text{ г/см}^3$ $w = 22-99\%$ $c = 3-12 \text{ кПа}$ $\phi = 0-7^\circ$	<i>Супеси</i> $\rho = 1.47-2.09 \text{ г/см}^3$ $w = 19-40\%$ $c = 2-13 \text{ кПа}$ $\phi = 7-30^\circ$	<i>Пески мелкие, пылеватые</i> $\rho = 1.67-2.26 \text{ г/см}^3$ $w = 19-48\%$ $c = 0-11 \text{ кПа}$ $\phi = 23-36^\circ$	Бариметрическая и циркумконтинентальная зональности осадконакопления, современные гидрометеорологические факторы	D_0, D_1
QIII	<i>Глины</i> $\rho = 1.44-2.07 \text{ г/см}^3$ $w = 20-110\%$ $c = 2-70 \text{ кПа}$ $\phi = 1-25^\circ$	<i>Суглинки мореноподобные</i> $\rho = 1.41-2.15 \text{ г/см}^3$ $w = 15-71\%$ $c = 4-40 \text{ кПа}$ $\phi = 1-35^\circ$	<i>Супеси</i> $\rho = 1.66-2.19 \text{ г/см}^3$ $w = 18-40\%$ $c = 0-70 \text{ кПа}$ $\phi = 4-30^\circ$	<i>Пески разнородности</i> $\rho = 1.93-2.10 \text{ г/см}^3$ $\phi = 36^\circ$		
QE - QII	<i>Глины</i> $\rho = 1.34-2.21 \text{ г/см}^3$ $w = 14-66\%$ $c = 2-26 \text{ кПа}$ $\phi = 1-20^\circ$	<i>Суглинки мореноподобные</i> $\rho = 1.77-2.26 \text{ г/см}^3$ $w = 13-45\%$ $c = 8-160 \text{ кПа}$ $\phi = 8-26^\circ$	<i>Супеси</i>	<i>Пески</i>	Литостатическое и тангенциальное давление, повышенная температура	D_2, D_3
T - N	<i>Аргиллиты</i>	<i>Алевролиты</i> $\rho = 2.60-2.65 \text{ г/см}^3$ $w = 5-13\%$ $R_{сж} = 30-289 \text{ МПа}$	<i>Песчаники слаболитифицированные</i>			

уплотнения (вызванного усиленной фильтрационной консолидацией, за счет увеличения количества свободной воды). Промерзавшие в плейстоцене глинистые отложения по характеру структурных связей и физико-механическим свойствам близки к находящимся на раннем этапе диагенеза глинистым и суглинистым илам.

Чем более песчанистое отложение, тем менее сказывается деструктивное воздействие криогенеза. В этих случаях наибольшую структурообразующую роль начинают играть грубые фракции, вызывая повышение угла внутреннего трения (более чем в 3 раза, до 15–20°, у интенсивно промерзавших суглинков, по отношению к непромерзавшим).

3. *Поздний этап диагенеза (D₃)* характеризуется началом перехода отложения (глины, суглинка, супеси) в полускальную породу (аргиллит, алевролит, песчаник). На этом этапе начинают формироваться цементационные связи, количество коагуляционных контактов еще обеспечивает пластичные свойства породы, которые у подошвы слоя исчезают. Переход грунтов различного гранулометрического состава в стадию катагенеза происходит в разное время в различных частях шельфа, однако, по результатам бурения, укладывается в диапазон мелюра, исключая районы новейшей активизации (на пример, арх. Шпицберген).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа условий формирования инженерно-геологических свойств новейших отложений шельфа в условиях криогенеза установлено, что основные особенности физико-механических свойств доголоценовых грунтов связаны с неоднократным промерзанием и оттаиванием этой толщи на протяжении позднего кайнозоя.

На участках, приуроченных преимущественно к юго-восточной и восточной частям Баренцева и к Карскому морю, наиболее распространенные здесь плейстоценовые глины и суглинки, в связи с позднеплейстоценовым разуплотнением и связанной с ним трансформацией большей части связанной воды в свободное состояние, как правило, не переходят в основной этап диагенеза и сохраняют физико-механические свойства, близкие к свойствам илов. Большое количество песчаной фракции в подвергавшемся промерзанию отложении смягчает деструктивное воздействие криогенеза, повышая структурообразующую роль грубых фракций, с увеличением угла внутреннего трения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренцевская шельфовая плита // Труды ВНИИОкеангеология. Т. 196. Л.: Недра, 1988. 263 с.
2. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988, 385 с.
3. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части западного Ямала. Якутск: Изд-во ИМСО АН СССР, 1987. 111 с.
4. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Наука, 1978. 238 с.
5. Еришов Э.Д. Физикохимия и механика мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1986. 336 с.
6. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
7. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е., Красножен А.С. и др. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Карта 13.12, м-б 1 : 5000000 / Лондон: THE ROBERTSON GROUP plc, 1991.
8. Козлов С.А. Формирование структуры и инженерно-геологических свойств глубоководных отложений Тихого океана // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 198. Морские инженерно-геологические исследования. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. С. 99–113.
9. Козлов С.А., Неизвестнов Я.В. Пространственная изменчивость физико-механических свойств донных отложений нефтегазоносной области Баренцево-Карского шельфа // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 198. Морские инженерно-геологические исследования. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. С. 79–85.
10. Лапина Н.Н., Значко-Яворский Г.А., Куликов Н.Н. и др. Полярный тип литогенеза // Генезис и классификация осадочных пород. М.: Недра, 1968. С. 212–217.
11. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
12. Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.И. О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразования льда на шельфе Печорского моря // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 134–139.
13. Неизвестнов Я.В., Козлов С.А., Кондратенко А.В. и др. Методические рекомендации по проведению инженерно-геологических исследований при геологической съемке шельфа / СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 34 с.
14. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.
15. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики // Труды ВНИИОкеангеология. Т. 190. Л.: Недра, 1983. 264 с.
16. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
17. Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
18. Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Матер. гляциологических исследований. Вып. 71. М.: Изд-во МГК АН СССР, 1991. С. 65–70.
19. Bryant W., Slowey N. Final report. Geoacoustical, geotechnical and sedimentological survey of the Kara Sea, and the Ob and Jenisey rivers, Russian Arctic. Texas University, 1994. 380 p.