

А.Н. Хименков А.В. Брушков

Океанический криолитогенез



«НАУКА»



Хименков Александр Николаевич — кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геоэкологии РАН. Основные направления научных интересов: криолитогенез в осадочных толщах морского генезиса, исследование переходных состояний криогенных систем, развитие побережий северных морей, образование крупных массивов подземных льдов, формирование криогенного строения засоленных мерзлых грунтов. Автор более 50 научных трудов.



Брушков Анатолий Викторович — доктор геолого-минералогических наук, профессор Университета Хоккайдо (Япония). Работал на мерзлотной станции в Амдерме, в МГУ, Институте геоэкологии РАН. Основные направления научных интересов: физика и механика мерзлых пород, криогенные процессы, засоленные породы и их происхождение, мерзлотные условия Арктического побережья, микробиология и биохимия многолетнемерзлых пород. Автор более 70 научных трудов.

ISBN 5-02-006372-X



9 785020 063723



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ

А.Н. Хименков А.В. Брушков

Океанический криолитогенез



МОСКВА «НАУКА» 2003

Ответственный редактор
кандидат технических наук *В.П. Мерзляков*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *Г.З. Перлыштейн*,
доктор геолого-минералогических наук *С.Е. Гречищев*

Хименков А.Н.

Океанический криолитогенез / А.Н. Хименков, А.В. Брушков; Отв. ред. В.П. Мерзляков. — М.: Наука, 2003. — 336 с.
ISBN 5-02-006372-X (в пер.)

В монографии изложены теоретические основы учения о формировании субаквальной и субаэральной океанической криолитозоны. Представлены результаты экспериментов и обобщены имеющиеся в литературе данные по свойствам засоленных грунтов морского генезиса. Проанализирован опыт строительства на засоленных грунтах.

Для специалистов, связанных с проектированием, строительством и эксплуатацией инженерных сооружений на шельфе и побережьях арктических морей.

Khimenkov A.N.

Oceanic cryolite genesis / A.N. Khimenkov, A.V. Brushkov; ed. by V.P. Merzlyakov. — Moscow, Nauka, 2003. 336 p.
ISBN 5-02-006372-X

The monograph presents the theoretical foundations of the teaching about the formation of subaqueal and subaerial oceanic cryolite zone. Experimental results are given, and data on the properties of salty soils of marine genesis available in literature are generalized. Construction experience on salty soils is analyzed.

For specialists dealing with design, construction and operation of engineering facilities on shelf and shores of Arctic seas.

ISBN 5-02-006372-X

© Российская академия наук, 2003
© Издательство "Наука",
(художественное оформление), 2003

ВВЕДЕНИЕ

Морские осадки являются одним из наиболее распространенных генетических типов горных пород криолитозоны. Они всегда формируются в субаквальных условиях, но в результате многократных колебаний уровня моря, часть морских толщ оказалась в субаэральном состоянии, где и образовала обширные равнины, примыкающие к Северному Ледовитому океану. Несмотря на разнообразие условий залегания, строения и вещественного состава морские осадки образуют единый массив, обладающий рядом общих свойств и прежде всего высокой засоленностью.

Формирование многолетнемерзлых пород определяется, в частности, поверхностными условиями. В этом отношении область распространения морских осадков можно разделить на три крупных зоны. Во-первых, зона субаэральных морских толщ, находящаяся в области континентального криолитогенеза; во-вторых, зона субаквальных морских толщ, находящаяся в области океанического криолитогенеза. И наконец, переходная зона, находящаяся на стыке двух выше названных зон. По своему строению и температурам пород криогенные толщи, находящиеся в различных зонах, сильно отличаются одна от другой.

Теоретическое осмысление особенностей формирования криогенных морских толщ в настоящее время еще далеко не завершено. Не создана целостная концепция океанического криолитогенеза. Большинство исследователей, занимающихся данной проблемой, отрицают саму возможность развития мерзлотных процессов и формирования ледяных образований в толще субаквальных морских осадков на больших глубинах. По существующим представлениям, лед в морских осадочных толщах начинает формироваться лишь после смерзания припайного льда с морским дном. При этом для огромных районов субаквальной криолитозоны устраняется конечный результат любого типа криолитогенеза — формирования льда в породе. Не разработана модель переходной зоны, и вследствие этого трудно представить последовательность процессов, связанных с переходом морских толщ

из субаквального в субаэрального состояния и обратно. Промерзание субаквальных засоленных морских осадков отличается от промерзания аналогичных пресноводных толщ. И здесь многое еще не выяснено. Это касается, например, роли миграции связанной воды при эпигенетическом промерзании субаквальных осадков, особенностей льдообразования и формирования криогенного строения и засоленных грунтов.

Несомненно, слабая разработанность этих и многих других вопросов определяется сложностью исследования самого природного объекта. Многие проблемы связаны с тем обстоятельством, что теоретические представления о процессах формирования мерзлых толщ для пресноводных континентальных условий были механически перенесены на криогенез в морских засоленных осадках.

Еще одним фактором, осложняющим понимание особенностей криолитогенеза морских толщ Арктики, является практическое отсутствие комплексного подхода в их изучении. Седиментогенез и криолитогеиз морских осадков, особенности их распространения, механические свойства, общая направленность и динамика изменения соотношения моря и суши и другие вопросы рассматриваются порознь. Авторы убеждены, что дальнейшее продвижение возможно только по пути комплексного исследования всей совокупности разнородных регионов распространения криогенных морских толщ, выделяемых нами как область океанического криолитогеиза.

Данный подход обусловил структуру работы. Анализ особенностей формирования криогенных морских толщ проводится в соответствии с существующим в природе регрессивно-трансгрессивным циклом морского седиментогенеза. Такой подход является весьма продуктивным, поскольку позволяет всесторонне рассмотреть разнородные явления и образования, встречающиеся в области океанического криолитогеиза.

Мерзлые породы, связанные своим происхождением с морскими осадконакоплением, наименее изучены. Они имеют особые инженерно-геологические свойства, отличаются низкой несущей способностью и неустойчивостью к техногенным воздействиям. Их происхождение связано в Арктике в основном с влиянием моря, хотя есть и другие источники засоления. Засоленные мерзлые породы представляют собой объект исследования, занимающий по многим своим свойствам положение между мерзлыми и немерзлыми породами. Так, они содержат значительно большее количество незамерзшей воды, чем обычные мерзлые породы, что вместе с другими особенностями их состава и строения определяет их своеобразие.

Выполненные к настоящему времени исследования установи-

ли общие закономерности деформирования и разрушения засоленных грунтов, однако, объем и направленность этих работ до последнего времени были ограничены. Некоторые закономерности не получили объяснения. Ряд зависимостей механических свойств засоленных грунтов (от их состава и строения, влажности, плотности, криогенной текстуры и состава солей) нуждается в исследовании. Необходимо пересмотреть рекомендуемые расчетные значения прочности и деформируемости этих пород для проектирования инженерных сооружений.

Не разработана классификация засоленных мерзлых грунтов, данные по условиям их залегания ограничены, распространение на территории России и мира изучено в общих чертах. Слабо изучены химические и физико-химические процессы, в том числе процессы переноса солей и влаги в засоленных породах при изменении температуры и нагрузки во времени. Не разработаны методы прогноза деформаций засоленных мерзлых грунтов, теоретические представления об основных физических процессах при деформировании и разрушении. Практически отсутствуют данные о параметрах деформирования при сдвиге по поверхности смерзания, а также в длительных испытаниях с постоянной нагрузкой. Не разработаны методы прогноза деформаций засоленных мерзлых грунтов, теоретические представления об основных физических процессах при деформировании и разрушении.

Настоящая работа написана на основе полных исследований авторов в различных районах Арктики. Основной фактический материал по изучению свойств и строения засоленных мерзлых грунтов был получен в ходе экспериментальных исследований в мерзлотных лабораториях Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова, ГПИИИСа, Амдермской мерзлотной станции.

Особую благодарность авторы выражают коллегам по работе в научных экспедициях и мерзлотных лабораториях: М.М. Корейте, В.П. Мерзлякову, В.И. Аксенову, Ю.Б. Шешину, Ю.С. Петрухину, А.Н. Минаеву, Г.В. Лепинских, всем сотрудникам Амдермской мерзлотной станции, без сотрудничества с которыми многое из содержащегося в данной монографии было бы невозможно осуществить.

Создание данной книги стало возможным благодаря финансовой поддержке Национального геокриологического фонда.

Океанический криолитогеиз (часть I) написана А.Н. Хлменковым.

Физические и механические свойства мерзлых морских осадков (часть II), а также разделы 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 части I написаны А.В. Брушковым. Над введением и заключением авторы работали совместно.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ

1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ
ОБ ОКЕАНИЧЕСКОМ КРИОЛИТОГЕНЕЗЕ

Первые сведения о существовании мерзлых пород на морском дне были получены Харитоном Лагтевым еще в 1739 г. В дальнейшем они были подтверждены работами А.Э. Норденшельда, О. Петерсона, Х.У. Сведрупа, В.П. Калышова и др. В 1938 г. выходит монография И.П. Зубова "Морские воды и льды". В ней было показано, что формирование отрицательных температур на дне полярного бассейна является закономерным следствием взаимодействия климата и соленых морских вод. В том же 1938 г. А.И. Дзене-Литовский на примере минеральных озер показал как происходит формирование мерзлых пород в засоленных водоемах. Он впервые высказывает мысль, что одно изменение засоленности вод, без изменения климата может привести к образованию или деградации мерзлоты под водоемами.

К началу 40-х годов были пробурены первые скважины прибрежной части шельфа, которые показали наличие здесь мерзлых пород [288]. Позднее В.М. Пономаревым была предложена схема формирования сезонных и многолетнемерзлых пород на мелководьях северных морей [289]. Основная роль при этом отводилась минерализованным низкотемпературным рассолам, образующимся при замерзании морской воды и проникающим в толщу осадков.

С 60-х годов получают широкое развитие исследования формирования мерзлых пород в современных прибрежно-морских, в том числе и субаквальных условиях. В работах Н.Ф. Григорьева [92, 93] рассмотрены особенности развития мерзлых пород в зависимости от типов побережий, дается характеристика их температурного режима и криогенного строения. В.А. Усовым [346] показано, что для понимания особенностей криогенного строения морских засоленных осадков классических представлений о эпигенезе недостаточно. Большая работа по изучению парамет-

ров современных мерзлых морских толщ проведена Е.М. Катасоновым, Л.А. Жигаревым, Е.Н. Молочушкиным и др.

С середины 40-х годов получают развитие представления о широком распространении на арктических побережьях морских отложений. Большую роль в этом вопросе сыграли работы В.Н. Сакса [311]. Начало промерзания пород в Арктике, по его мнению, относится к концу третичного периода. Во время трансгрессии породы протаивали, а в периоды оледенения и связанной с ним регрессии промерзали. В дальнейшем палеогеографические реконструкции развивались по двум основным направлениям. Представители первого связывают изменение уровня арктического бассейна с тектоническими движениями, прямо не связанными с колебаниями климата. При этом ряд оледенений развивается синхронно с морскими трансгрессиями. Существует несколько взглядов по данной проблеме:

1. Гипотеза о формировании непрерывного плейстоценового морского разреза, сложенного двумя ледниково-морскими свитами, разделенными межледниковой морской;

2. Концепция единой плейстоценовой шельфово-ледниковой формации;

3. Гипотеза формирования непрерывного плио-плейстоценового морского разреза;

4. Гипотеза формирования морских толщ, разделенных пачкой континентальных отложений.

Представители второго направления связывают изменения уровня Мирового океана в плейстоцене с покровными оледенениями. В эпохи крупных оледенений происходит его глобальное и синхронное понижение. Трансгрессии Мирового океана связаны с таянием ледниковых льдов [53]. По представлениям М.Г. Гросвальда, Т. Хьюза, Г.Д. Левтона, ледниковые щиты, возникшие на континентах, распространялись на территорию шельфа арктических морей, образуя так называемые морские ледниковые покровы.

Изучение условий формирования субаэральных и субаквальных криогенных морских толщ, а также разработка различных сценариев развития природной среды в плейстоцене позволили приступить к созданию целостной теории морского полярного криогенеза.

К концу 70-х годов усилиями И.А. Баранова, А.И. Попова, Ф.А. Арэ, Н.Ф. Григорьева, И.Д. Данилова, Л.А. Жигарева, Я.В. Неизвестнова и многих других сформировалась концепция развития морского криолитогенеза, которая с некоторыми дополнениями является общепринятой и в настоящее время. В общем виде она сводится к следующим положениям. В субакваль-

ных условиях на материковом шельфе и в пелагических областях Северного Ледовитого океана осадки накапливаются при отрицательных температурах. Мощность данной толщи определяется температурой морского дна, теплопроводностью осадков и тепловыми потоками в них. Вследствие высоких температур, хоть бы и отрицательных (0—-1.8 °C), и минерализации поровых растворов, каких-либо криогенных процессов, в том числе и льдообразования, не происходит. Мерзлые породы в субаквальных условиях начинают формироваться с момента смерзания припайного льда с донными осадками, т.е. только при возникновении возможности дополнительного охлаждения.

Широко распространенные на севере мерзлые морские толщи формируются в период регрессий Мирового океана. Большинство исследователей исходят из представлений, что в позднем плейстоцене уровень моря понижался на 100–120 м. Последующее повышение уровня моря привело к четкой деградации мерзлых толщ за счет совокупности термоденудационных процессов. Различия во взглядах наблюдается только в соотношении параметров отдельных элементов субаквальных криогенных толщ (мощность, удаленность от берега, глубина залегания, площадь распространения и т.д.). Данный подход позволил обобщить имеющиеся к настоящему времени материалы по криогенным толщам арктического бассейна и построить серии карт субаквальной криолитозоны.

Несмотря на значительные успехи в изучении криогенеза в области развития морских толщ остается без ответа ряд вопросов, которые осложняют дальнейшие исследования в данном направлении.

Одной из важнейших проблем является недостаточная изученность глубоководного субаквального криолитогенеза. Формирование мерзлых толщ на участках смерзания припайного льда с грунтом установлено давно и изучено довольно хорошо. Глубоководные осадки изучены гораздо слабее, наличие криогенных процессов и образование в них льда большинством исследователей категорически отрицается. В то же время многочисленные, хотя и разрозненные факты, свидетельствуют о том, что лед в этих условиях формируется и сохраняется. Данная проблема имеет не только научный интерес, но и большое практическое значение, обусловленное интенсивным хозяйственным освоением арктического шельфа.

Не разработана модель перехода морских осадков из субаквальных условий в субэральные, поэтому мы не можем правильно оценить и понять последовательность процессов формирования мерзлых морских толщ, связанных с их переходом из субак-

вального в субэральное состояние. Во многом этим объясняется отсутствие четкой, генетически обоснованной теории океанического криолитогенеза и то, что при изучении древних мерзлых морских толщ слабо используется метод актуализма. В настоящее время на арктических побережьях имеется множество аккумулятивных участков, где начинается промерзание морских осадков, которые являются природными моделями формирования.

Не разработана теория формирования криогенного строения засоленных грунтов, а также грунтов в которых происходят активные биохимические процессы. Промерзание субаквальных засоленных морских осадков отличается от промерзания аналогичных пресноводных толщ. Здесь также многое еще не выяснено. Например, не вполне выяснена роль миграции связанной воды при формировании энгенетически промерзших морских осадков. Слабо исследована зависимость формирования ледяных текстур от засоленности осадков. Практически не изучено влияние процессов денудации на формирование криогенного строения мерзлых толщ.

Сделаны только первые шаги в исследовании связи формирующихся в субаквальных толщах газогидратов и ледяных образований.

Современное состояние проблемы океанического криолитогенеза отражает традиционный или "классический" подход, к формированию мерзлых пород, накапливающихся в водоемах. Для данного подхода характерны следующие отличительные признаки:

разделение условий осадконакопления и условий формирования мерзлых толщ. При этом отрицается возможность развития криогенных процессов без привлечения внешних факторов (внешний источник холода, обуславливающий промерзание), определяемых только внутренним состоянием самой природной системы;

наличие четкой границы раздела между промерзшей и непромерзшей частями грунтового массива (фронт промерзания), обуславливающей значительный тепломассообмен между ними;

представление о промерзании (оттаивании) как односторонней четко выраженной тенденции, обуславливающей фронтальное и поступательное формирование мерзлых толщ (или их деградацию). При этом игнорируются закономерности развития прибрежных частей водоемов, а также связанные с ними разнообразные фациальные обстановки, определяющие условия теплообмена.

Для правильного понимания специфики океанического криолитогенеза необходимо преодоление устоявшихся стереотипов и расширение парадигмы криогенеза. В настоящее время существует настоятельная потребность в адаптации информационного массива, полученного в последние десятилетия при изучении арктического шельфа. В результате это не потребует каких-либо принципиальных изменений в теории криолитогенеза, но несомненно, будет связано с разработкой новых подходов.

Мы считаем, что вся область распространения отрицательно-температурных осадочных толщ морского генезиса (субаквальные и субэвральные толщи) должна рассматриваться как единая, закономерно построенная природная система. Ее существование обусловлено устойчивым и долговременным взаимодействием океанической области осадконакопления и океанического полярного климата. Данную природную систему в целом мы определяем как область океанического криолитогенеза. При изменении палеогеографических условий отдельные части данной системы могут попадать в субэвральные условия и промерзать. Но и в этом случае единство и целостность системы обеспечивается вещественным составом, свойствами пород и закономерной смесью фациальных переходов.

Область океанического криолитогенеза в общем можно разделить на три зоны: зону первичного океанического криолитогенеза; зону субэвральных морских толщ, находящуюся в области континентального криолитогенеза; переходную зону, находящуюся на стыке двух выше названных зон и охватывающую мелководные участки с глубиной около 2 м и побережья в пределах прямого воздействия моря (участки, подвергающиеся волновому воздействию и нагонам).

Как показывают исследования различных авторов, выделяемая природная система непрерывно существует, как минимум, в течение всего плейстоцена. В зависимости от палеогеографических условий меняются соотношения и пространственное расположение отдельных частей системы, но общие закономерности ее существования остаются неизменными.

В соответствии с общепринятыми представлениями о циклическом развитии области морского осадконакопления можно выделить пять стадий развития океанического криолитогенеза.

1. Стадия первичного океанического криолитогенеза. На данной стадии происходит первичное накопление морских осадков. При этом процессы седиментогенеза и криогенеза протекают одновременно. Формирующиеся криогенные толщи представляют

собой неконсолидированные, отрицательно-температурные и содержащие лед осадки, в которых протекают диагенетические процессы и наблюдается активная жизнедеятельность, присущая данным осадкам биогеннозонам. Мощность слоя субаквальных осадков, где активно может протекать первичный субаквальный океанический криолитогенез, составляет около нескольких десятков метров.

2. Регрессивная стадия — здесь на первичный океанический криолитогенез накладывается континентальный криолитогенез и начинается формирование многолетнемерзлых пород (эпигенетическое и сингенетическое) морского генезиса. При этом формируются специфические криогенные толщи, отражающие пограничное состояние развития природной системы. Характерной чертой является чередование монокристаллических, сцементированных льдом массивов, и отрицательно-температурных водоносных горизонтов.

3. Субэвральная стадия океанического криолитогенеза, связанная с особенностями нахождения мерзлых морских толщ в условиях континентального криолитогенеза и не воздействия моря. Субэвральные морские толщи формируют серию морских террас, широко развитых в районах, прилегающих к Северному Ледовитому океану. Они представляют собой многолетнемерзлые толщи мощностью до сотен метров, с разнообразным криогенным строением и температурами, соответствующими региональным особенностям климата.

4. Трансгрессивная стадия, связанная со вторичным переходом мерзлых морских толщ в субаквальное состояние. При этом развивается совокупность термоденудационных процессов, обусловленных перестройкой параметров мерзлых толщ, переходящих в субаквальные условия.

5. Стадия погребения, на которой мерзлые толщи, оказавшиеся на значительных глубинах, уже не подвергаются интенсивному термодинамическому воздействию. Реликтовые сцементированные льдом осадки, имеющие площадное распространение вблизи побережий и локальное на некотором удалении от них, встречаются в основном на глубинах до ста метров. Поверх них формируются современные осадки, соответствующие стадии первичного океанического криолитогенеза.

Выделенные этапы отражают основную сущность развития океанического криолитогенеза и проявляются как на локальном (например, в пределах одной тектонической структуры), так и на глобальном (общее изменение уровня мирового океана) уровнях.

2. ПЕРВИЧНЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ

В настоящее время общепринятым считается, что осадки, формирующиеся в арктических морях на глубинах более 2–3 м, по сути являются тальми (за исключением температуры). В обосновании данной позиции можно привести ряд примеров. В.А. Соловьев выделяет субаквальные морские осадки как "немерзлые-талые" [320], Н.Н. Романовский как "талые охлажденные" [306], Н.Ф. Григорьев как "талые породы в соответствии с требованиями СНИПа-11-18-76": "отрицательно-температурные-талые породы" [95]. По мнению Л.А. Жигарева, при существующей под дном арктических морей минерализации поровых вод формирование мерзлых пород невозможно [149]. Он отмечает также, что в арктических морях криогенные процессы, за исключением береговой зоны, не развиваются [152]. И.Д. Данилов считал, что формирование мерзлых пород в морях (т.е. промерзания) не происходит ниже глубин припайного льда [108].

Фактически утверждается, что в субаквальных условиях арктических морей криолитогенез имеет номинальный характер, не переходит в фазу формирования льда в субаквальных осадках и сводится к формированию в них отрицательных температур в диапазоне 0–2 °С, а также сохранению ранее сформировавшихся мерзлых толщ.

В данном случае мы сталкиваемся не с установленным на основании всестороннего изучения фактом, а с недостаточностью знаний о природном объекте. Наибольшим препятствием в данном вопросе, на наш взгляд, является то, что теоретические представления, разработанные и проверенные для другого природного объекта – континентальной криолитозоны, автоматически переносятся на океаническую криолитозону.

Основной причиной льдообразования в субаквальных условиях на глубинах, превышающих толщину припайного льда, являются факторы, присущие полярному морскому седиментогенезу. Образование льда сопровождает все стадии формирования субаквальных морских осадков. И если формально придерживаться определения мерзлых пород как пород, имеющих отрицательную температуру, и которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние [262], то по данным признакам эти породы могут быть распространены в арктических морских бассейнах достаточно широко.

В полярных бассейнах криогенные процессы проявляются с самого начала формирования осадков и протекают на последующих стадиях их диагенетических преобразований. Спецификой полярного морского седиментогенеза является то обстоятельство,

что осадконакопление и диагенетические преобразования осадочных толщ сопровождаются криогенными процессами и, соответственно, можно говорить об их криогенном строении.

Буровые работы и геофизические исследования, проведенные на акватории шельфа, показали широкое развитие мерзлых пород на расстоянии в десятки километров от берега при глубинах до сотни метров. Мощности мерзлых пород колеблются от десятков до сотен метров. Существует много различных взглядов на особенности распространения мерзлых пород в арктических морях. Но в вопросе о причине возникновения пород, содержащих лед (мерзлых пород) и этих условиях, подавляющее большинство авторов придерживается единой позиции. В общем виде эту позицию кратко можно сформулировать следующим образом. Мерзлые породы существуют на участках арктического шельфа, осушавшихся в прошлом. Они промерзали в субаэральных условиях, а затем вновь перекрывались водами арктического бассейна. При таком подходе роль океанического криолитогенеза фактически сводится к консервации мерзлых пород, сформировавшихся в условиях континентального криолитогенеза и перешедших в субаквальное состояние. Осущение морского дна, несомненно, значительный фактор, во многом определяющий закономерности строения мерзлых морских пород, но все же это фактор вторичный. Существование сотни тысяч, а может и миллионов лет области океанического криолитогенеза как самостоятельной и целостной природной системы определяется в первую очередь причинами, внутренне присущими ей самой. Наиболее полной специфика океанического криолитогенеза проявляется на начальной стадии.

Под первичным океаническим криолитогенезом мы понимаем совокупность криогенных процессов, развивающихся одновременно с накоплением морских осадков и их диагенетическим преобразованием. Первичный океанический криолитогенез протекает в толще морских осадков при отрицательных температурах на глубинах моря, превышающих мощность припайных льдов.

В литературе, посвященной изучению арктических морей, существуют многочисленные указания на то, что практически для всех компонентов океанической криолитозоны характерны активные криогенные процессы, связанные с формированием тех или иных ледяных образований.

В полярных бассейнах криогенные процессы проявляются с самого начала формирования осадков и протекают на последующих стадиях их диагенетических преобразований. Спецификой полярного морского седиментогенеза является то обстоятельство,

во, что осадконакопительные и диалектические преобразования осадочных толщ одновременно сопровождаются криогенными процессами и формированием льда, соответственно, можно говорить об их криогенном стрессе.

2.1. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЗОНЫ ПЕРВИЧНОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА

В целом первичная океаническая криолитоцена на большей части имеет стационарный характер. Ее состояние контролируется температурами поверхности дна, теплопроводностью пород, величинами тепловых потоков из недр земли. Лишь в краевых частях, приуроченных к мелководьям, где динамика природных процессов возрастает, может наблюдаться нестационарность.

Температурный режим современных субаквальных отложений арктических морей связан с сильным зимним охлаждением и слабым летним прогреванием. Данный процесс выделяется как вертикальная зимняя циркуляция [164]; она присуща всем морям умеренного и полярного поясов и является их наиболее существенной характеристикой. Вертикальная зимняя циркуляция продолжается до тех пор, пока продолжается охлаждение, и в момент ее прекращения характеризуется количеством отданного морем тепла, толщиной перемешавшихся слоев и их общей температурой. Последняя, в случае льдообразования, равна температуре замерзания. В течение летнего сезона прогрев распространяется на определенную глубину. Таким образом, в результате зимнего охлаждения и последующего летнего прогрева создается холодный промежуточный слой. В зависимости от местных условий, холодный промежуточный слой может быть временным и постоянным. Так же, в зависимости от местных условий, температура холодного промежуточного слоя может быть сравнительно высокой и очень низкой, близкой к температуре замерзания. Чем меньше летний прогрев и чем сильнее зимнее охлаждение, тем на большую глубину опускается нижняя граница холодного промежуточного слоя и тем ниже его температура. Там, где вертикальная температура сопровождается льдообразованием, температура холодного промежуточного слоя спускается до температуры замерзания.

Формирование холодного промежуточного слоя с отрицательными температурами является наиболее важным фактором,

определяющим существование океанического криолитогенеза как самостоятельного природного явления. Для различных районов Арктики глубина морей, ниже которых температуры постоянно отрицательны, колеблется в незначительных пределах. Можно считать установленным, что в Карском море глубина, ниже которой даже летом сохраняются отрицательные температуры, составляет 16–18 м, в Восточно-Сибирском 20–22 м, и море Бофорта 13–15 м [152]. Нижняя граница морских вод с отрицательными температурами залегает на различных глубинах и в значительной мере зависит от воздействия теплых атлантических вод. По данным Н.Н. Зубова [164], в Баренцевом море на глубинах 20–120 м наблюдается слой с температурами значительно ниже -1°C . В Белом море на глубине 150 м господствует почти постоянная температура, близкая к -1.4°C . В Карском море на глубинах, превышающих 300 м, температура воды близка к -1°C . В центральной части бассейна Северного Ледовитого океана в районе 170° и 332° в.д. (по данным СП – 3, 4, 5) арктические воды имеют отрицательную температуру до глубин 2600 м и ниже; при этом в местах воздействия теплых атлантических вод (глубины 270–800 м) температуры повышаются до положительных значений [152]. Последний пример красноречиво свидетельствует о том, что для акватории Ледовитого океана формирование отрицательнотемпературных вод процесс весьма длительный, постоянный и интенсивный, поскольку даже мощное теплое воздействие Атлантики не может преодолеть постоянно действующего арктического охлаждения.

Сам процесс формирования слоя с постоянно отрицательными температурами определяется зависимостью между температурой замерзания морской воды, соленостью и температурой воды наибольшей плотности. При этом соленость воды 24.695 г/л является переходной, при меньшей солености температура наибольшей плотности воды выше температуры ее замерзания. При больших значениях солености температура замерзания воды является в то же время и температурой наибольшей плотности. При солености морской воды меньше 19 г/л температура наибольшей плотности имеет положительное значение, поэтому внутриводная циркуляция приведет к тому, что субаквальные осадки будут иметь положительное значение, а при больших значениях отрицательные. Средняя годовая температура верхних горизонтов донных отложений, как правило, такая же, как и придонного слоя воды.

Имеется четкая зависимость между соленостью придонных слоев воды и температурой верхней части морских осадков. При уменьшении глубины моря соленость слоя морских вод уменьша-

Таблица 1

Средымесячные и среднегодовые температуры воды в Байдаринской губе [294]

№ участков трассы	Глубины	Месяц				Год
		XII-IV	V	VI	VII	
1	<3м	1.79	-1.72	-0.60	4.84	0.49
2	3-13м	-	-1.75	1.31	-0.87	0.31
3	>13м	-	1.75	-1.48	-1.31	0.76
4	3-13м	-	-1.57	-1.00	0.42	-0.55
5	<3м	-	-1.40	0.32	6.20	0.57

№ участков трассы	Глубины	Месяц				Год
		VIII	IX	X	XI	
1	<3м	7.13	7.08	-0.25	-1.66	0.49
2	3-13м	-1.18	2.97	0.34	.40	-0.81
3	>13м	0.83	3.92	0.62	-1.20	-0.76
4	3-13м	1.82	4.45	0.31	-1.32	-0.25
5	<3м	6.25	6.14	-0.15	-1.43	0.37

1 - ямальский береговой, 2 - ямальский склоновый, 3 - срединный, 4 - уральский склоновый, и 5 - уральский береговой участок.

ется, а температура повышается. Эта зависимость справедлива для всех морей Северного Ледовитого океана. При увеличении глубины моря соленость придонного слоя приближается к 35 г/л, при этом разброс значений солености незначителен. В прибрежной части на небольших глубинах при общем уменьшении солености придонного слоя ее значения сильно колеблются. Та же закономерность наблюдается и в отношении температур придонного слоя. При увеличении глубины ниже 10 м температура морских осадков практически не зависит от среднегодовых температур воздуха и приближается к $-1,8^{\circ}\text{C}$. На мелководье (глубины 2-10 м) при общем повышении температуры как за счет распределения морских вод, так и за счет большего летнего прогрева, разброс ее значений увеличивается, и в летний период температуры придонного слоя воды может достигать положительных значений.

На участках, где происходит смерзание припайного льда с морским дном, температуры осадков понижаются до -2 - -4°C , и могут формироваться мерзлые породы. Следует отметить, что в зависимости от среднегодовых температур воздуха глубина моря, начиная с которой формируются многолетнемерзлые породы, будет меняться. При температурах -10°C и ниже мерзлые породы начинают формироваться начиная с глубины 1,5 м. При повы-

шении среднегодовых температур необходимая глубина моря будет уменьшаться, и начиная со среднегодовых температур воздуха -5°C мерзлые морские отложения формируются лишь в субаэральных условиях. В табл. 1 приведены данные по температурам придонного слоя воды в районе перехода через Байдаринскую губу проектируемого газопровода Ямал-Центр.

В субаэральных условиях в зоне воздействия волн температура морских осадков определяется среднегодовыми температурами воздуха в регионе.

Длина трассы по дну Байдаринской губы около 70 км. Приведенные данные показывают, что только на глубинах менее 3 м за счет интенсивного летнего прогрева среднегодовые температуры придонного слоя воды становятся положительными. На мелководных участках, где припайный лед смерзается с дном (мощность припайного льда 1,1-1,7 м), среднегодовые температуры осадков опять становятся отрицательными. Температура осадков на глубинах 8-14 м варьируется от $-1,6$ до $2,0^{\circ}\text{C}$ [294].

Мощность первичной субаквальной криолитозоны составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

2.2. ДИАГЕНЕЗ СУБАКВАЛЬНЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ, КАК ФАКТОР ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА

И.Д. Данилов [108] отметил, что термодинамические и физико-химическое взаимодействие гидросферы и литосферы создает условия для развития в высокоширотных морях своеобразного литогенеза, предоставляющего специфический характер донных осадков. На шельфе этих морей формируются терригенные бескарбонатные, преимущественно слабо сортированные осадки, с включениями грубообломочного материала с комплексом аутигенных минералов. Он предложил, в частности, отложения арктического шельфа выделить в особую субмаринную криогенную формацию.

Накопление осадков в полярных морских бассейнах происходит преимущественно при отрицательных температурах; несмотря на это они проходят достаточно глубокий цикл обычных физических и геохимических диагенетических преобразований. Исследования современных донных отложений показали широкое развитие аутигенных минералов, которые образуют стяжения типа конкреций. Во всех типах конкреций терригенный материал вмещающих пород сцементирован новообразованным веществом, которое представлено коллоидными и кристалличе-

скими формами сульфидов железа, пелитоморфными и тонкозернистыми карбонатами, фосфатами. Конкрекции сульфидов железа имеют небольшие размеры (0,5–10 см в поперечнике). Их образование происходило на стадии раннего диагенеза осадков за счет редукции сульфатов иловых морских вод в условиях восстановительной среды, создаваемой в шельфовых осадках на некоторой глубине от поверхности дна. Окисленные железисто-марганцевые конкрекции – наиболее характерные новообразования в современных донных осадках арктических морей. Районы их концентрации тяготеют к площадям широкого распространения относительно мощного слоя коричневых илов. В их формировании существенная роль принадлежит жизнедеятельности бактерий. Размеры карбонатных конкрекций колеблются от 2–5 до 20–40 см в поперечнике, ядрами их являются слабо разложившиеся обломки древесины, линзочки растительного дедрита, раковины моллюсков. Широкое развитие конкрекций аутигенных минералов свидетельствует о том, что процессы диагенеза в осадках полярных бассейнов протекают весьма интенсивно. Поскольку осадки полярных морей накапливаются при отрицательных температурах, то диагенетические процессы в них должны бы быть ослаблены. Вместе с тем имеется ряд неоспоримых доказательств того, что конкрекции являются аутигенными раннедиагенетическими образованиями. В слоистых разностях пород они либо “напизаны” на слои, которые проходят сквозь них, либо “раздвигают” вмещающие осадки. В том и другом случае очевидно, что конкрекции возникли в осадках, находящихся во влагонасыщенном состоянии. Осадки уплотнялись “усаживались” после возникновения конкрекций и теперь оконтуривают их [111].

Формирующиеся в арктических морях отложения характеризуют рыхлость и пластичность сложения, большая обводненность, обогащенность микроорганизмами и неуравновешенность физико-химической системы в целом. В осадке еще много свободного кислорода и легко отдающих его соединений, и тут же потребители этого кислорода, различные микроорганизмы. Естественно, что в осадке после оседания частиц сразу же начинается серия процессов физико-химического уравнивания, полуприведенное наименование – диагенез. В ходе диагенеза происходит изменение механических свойств осадков, а также формирование грунтового раствора, обычно отличного от придонных слоев воды. Тем не менее, изучение иловых вод и слое современных и голоценовых неуплотненных, влагонасыщенных осадков морей и океанов [157, 378] позволило сделать общий вывод, что количество и состав солей в водах донных осадков отражают в

целом соленость вод седиментационных бассейнов. Ведущими факторами диагенетических изменений состава, захороненных в осадках вод, являются: окислительный или восстановительный характер среды, количество реакционноспособного органического вещества, интенсивность биохимических процессов, степень дисперсности, гидратированности и карбонатности осадков. Чаще всего под влиянием процессов диагенеза захороненные морские воды преобразуются в бикарбонатно-натриевые и хлоридно-кальциевые [110]. И.С. Грамберг [90], рассматривая эффект воздействия отмеченных выше факторов на состав захороненных морских вод, придает особое значение содержанию органического вещества, карбонатности осадков и степени гидратированности глинистого материала.

Среди глинистых минералов современных морских осадков в целом преобладают гидрослюда и монтмориллонит. Но для прибрежных условий отмечается увеличение содержания каолинита вблизи областей сноса и увеличение содержания монтмориллонита при удалении от них [32]. При увеличении доли монтмориллонита отложение седиментационных вод ухудшается, что приводит к возникновению аномально высоких давлений грунтовых вод в толще осадков. Учитывая степень влияния минералогического состава глинистой фракции на содержание и перераспределение связанной воды, следует отметить, что уже на стадии седиментогенеза во многом определяется совокупность криогенных процессов, реализующихся при промерзании осадков.

Важнейшим процессом, регулирующим все геохимические процессы при диагенезе глинистых осадков, является дегидратация. Дегидратация глинистых осадков начинается с момента их отложения и заключается в высвобождении (миграции) сначала свободной, а затем и физически связанной воды при переходе ее в свободную. Движение воды происходит со все более возрастающей скоростью из области повышенного уплотняющего давления на глубине к области пониженного уплотняющего давления у поверхности [222].

Современные глубоководные морские осадки преимущественно представляют собой глинистые грунты в начальной стадии своего формирования, образовавшиеся как структурный осадок в морской воде и обладающие весьма высокими значениями влажности и незначительной структурной прочностью. В.Е. Мельничкин [236] установил следующие особенности в распределении влажности для верхних горизонтов современных осадков северных морей (табл. 2).

Для всех разностей верхней части донных грунтов естественная влажность значительно превышает предел текучести.

Таблица 2

Естественная влажность и пластичность современных морских илов [235]^а

Характеристики групп	Алеврит	Алеврит-глинистый	Алевритисто-глинистый осадок	Глинистый осадок
Влажность естественная (суммарная), %	50-75	70-95	90-120	120
Предел текучести, %	25.2	30.5	36.8	63.4
Предел пластичности, %	17.6	20.4	22.6	34.6
Число пластичности	7.6	19.1	14.2	38.8

^а Количество образцов 175.

Исследования морских глинистых отложений показали, что имеется четкая зависимость между глубиной залегания осадков и их физико-механическими свойствами [199]. Выделяются следующие зоны литификации:

0-4 м – осадки характеризуются высокой гидратированностью, относительная влажность 1.33, пористость 61%, пластическая прочность 0.14 кг/см², осадки имеют текучее состояние;

4-8 м – естественная влажность близка к пределу текучести, относительная влажность 0.9, пористость 47%, пластическая прочность 0.48 кг/см², консистенция от скрытотекучей до мягкопластичной;

8-90 м – естественная влажность еще значительно превышает максимальную молекулярную влагоемкость, относительная влажность 0.7, пористость 44%, пластическая прочность возрастает до 5.45 кг/см², консистенция мягкопластичная;

90-600 м – влажность близка к максимальной молекулярной влагоемкости, относительная влажность 0.49, пористость 39%, пластическая прочность возрастает до 53 кг/см², консистенция тугопластичная.

Увеличение плотности и уменьшение влажности с глубиной отражает общую тенденцию преобразования морских осадков, однако имеются данные о том, что и на глубинах до 150 м встречаются сильнообводненные "недоуплотненные" осадки [8, 208, 318].

Интересные материалы получены в результате бурения дна Байдаранской губы по трассе подводного перехода газопровода Ямал-Центр [294]. По состоянию глинистых грунтов разрез под-

водной части перехода можно разделить на две части. Верхняя часть донных грунтов представлена неконсолидованными глинистыми илами, суглинками и супесями разной консистенции, преимущественно текучей и текучепластичной. Мощность этого горизонта от 0 до 3-4 м, местами до 8-10 м. Ниже следует толща более однородных и равномерно уплотненных грунтов пластичной и полутвердой консистенции, хотя отдельные прослои текучих и текучепластичных супесей и суглинков встречаются по всему разрезу, вплоть до глубины 20 м. Глубже, в интервале 30-50 м наибольшее распространение имеют полутвердые суглинки (до 70% определений), реже встречаются грунты твердой и тугопластичной консистенции. С увеличением глубины от дна в суглинках происходит уменьшение суммарной влажности при увеличении плотности грунта. Средние значения влажности охлажденных суглинков уменьшаются от 32% на глубинах 0-10 м до 30% на глубинах 10-20 м и до 25% на глубинах 30-50 м. Соответственно, значения плотности меняются от 1.80 г/см³ на глубинах 0-10 м, до 1.87 г/см³ на 10-20 м и до 1.94 г/см³ на 30-50 м.

Следует отметить, что закономерное уменьшение с глубиной влажности и увеличение плотности существенным образом влияет на льдообразование в ходе эпитенетического промерзания морских осадков. С глубиной происходит изменение соотношения различных категорий грунтовой воды, уменьшается доля свободной и увеличивается роль связанной. В связи с этим меняются и процессы формирования льда. Таким образом, зоны литификации морских осадков являются естественными границами для формирования различных типов криогенных образований.

Как показали работы И.М. Горьковой, большую роль в диagenетическом преобразовании морских осадков играют процессы самопроизвольной дегидратации глинистых частиц вследствие старения и синерезиса, свойственных всем коллоидным системам. Под влиянием действия межмолекулярных сил происходит ориентация и сближение частиц с уменьшением толщины слоев в местах контактов и выжимание свободной воды в поровое пространство. В результате синерезиса образуются трещины внутри грунтового массива. Чем больше начальная влажность осадков, тем интенсивнее образуются трещины при общем незначительном уменьшении объема грунта [89]. Процессы синерезиса, сопровождающиеся агрегированием и выделением свободной воды, активно протекают в морских осадках начиная с глубины 10-15 м [326].

А.И. Маслов, исследовавший охлажденные морские осадки, пришел к выводу, что в диапазоне температур от 0° до температуры замерзания осадков процессы синерезиса протекают бо-

лее интенсивно, чем при положительных температурах. Он выделяет данный процесс как криосинерезис и предлагает расширить область субаквального криолитогенеза за счет зоны его развития [232].

Выделение свободной воды в толще осадков может происходить и на участках активного протекания субаквальных склоновых процессов (оползни, сдвиги и др.) [292]. При замерзании выделенной опресненной воды формируются ледяные элементы со следами деформаций.

На стадии интенсивного обезвоживания и уплотнения в тонко дисперсных осадках возникают разрывные деформации. В них появляются трещины разной протяженности и ширины, заполняющиеся вышележащими влагонасыщенными жидкими илами, что неоднократно отмечалось для морских пород Р. Широком, Р. Фейрбриджем, Н.М. Страховым и др. Отмечены они и в отложениях морских полярных водоемов [107, 108]. Показательным примером являются диагенетические клиновидные структуры в толщах ледово-морских отложений глинисто-суглинистого состава. Они приурочены к контакту суглинков и перекрывающих их глин, а также суглинков и линз слоистых песков.

Отжимающиеся в ходе диагенетического уплотнения грунтовые воды создают напор на контактах различных по литологии слоев. В. Энгельгарт [384] связывает с этим напором повышение давления воды сверх гидростатического в песках, окруженных глинистыми осадками. Даже небольшой наклон песчаных пластов приводит к накоплению вод, освободившихся в результате уплотнения глин и отжимающихся вверх в количестве большем, чем это можно предположить, исходя из значительной мощности подстилающих глин. Воды, освободившиеся при диагенетических процессах, накапливаются не только на границах песчаных и глинистых отложений, но и на контактах слоев одной литологической принадлежности.

Из рассмотренных выше материалов видно, что в ходе диагенетических преобразований в толще морских осадков создаются условия, обуславливающие различие криогенных процессов, как в глубоководных субаквальных условиях, так и при переходе в субаэральное состояние при эпигенетическом промерзании. Следует обратить особое внимание на то, что распределение влажности в субаквальных осадках практически повторяет распределение влажности, часто встречающееся в эпигенетическом промерзших мерзлых толщах.

Совокупность диагенетических процессов, связанных с дегидратацией, приводит не только к перераспределению грунтовых вод, но также к изменению их солевого состава, к изменению и

уменьшению минерализации порового раствора, поскольку часть солей адсорбируется минеральными частицами.

Материалы об уменьшении минерализации поровых вод субаквальных морских отложений с глубиной приводятся в работах Р. Хорна [363], О.В. Шипкиной [378, 379] и др. Из исследований, проведенных в последнее время, интересна работа А.И. Комарова и Д.С. Луковкина [187], в которой показано изменение засоленности верхней части осадков Карского и Баренцева морей. Здесь в скважинах, пробуренных в 10–50 км от берега и при глубинах моря 15–70 м, наблюдалось изменение концентрации порового раствора с 35 г/л в верхней части разреза до значений, в 3–5 раз меньших на глубинах 20–40 м [187]. На фоне отрицательных температур это может приводить к формированию льда в толще морских осадков без какого-либо внешнего источника охлаждения.

Существует много причин распреснения поровых вод в толще формирующихся морских осадков. И большинство из них не имеет никакого отношения к криогенезу. В данном случае важно то, что минерализация поровых растворов может уменьшиться до значений, при которых в толще морских осадков с отрицательной температурой создаются условия для формирования льда. При этом наиболее вероятно формирование отдельных ледяных элементов различной морфологии, рассеянных в толще охлажденных осадков. Это связано с тем обстоятельством, что при слабых градиентах в субаквальных толщах и минерализации порового раствора центры льдообразования будут рассеяны. Кристаллизация приведет к увеличению минерализации у растущей поверхности льда (поскольку лед всегда более пресный, чем исходный раствор), что вызовет остановку дальнейшего роста кристаллов.

Таким образом, совокупность процессов диагенеза приводит к выделению в осадочной толще свободной опресненной воды, в которой начинают формироваться отдельные кристаллы льда. Ледяные включения не консолидируют грунтовую толщу, поэтому она по внешним признакам имеет свойства талой породы.

Следует признать, что в настоящее время специальных исследований, посвященных данной проблеме, не существует. Более того, как уже было показано выше, льдообразование в толще субаквальных осадков за счет внутренних энергетических ресурсов отрицается большинством исследователей. На это есть разные причины. Во-первых, все обнаруженные при бурении субаквальных осадков льдонасыщенные породы автоматически относятся к реликтовым. Во-вторых, часто содержание льда в породе настолько мало, что он не цементирует породу.

На данный факт указано в работе американских исследователей, выделивших мерзлые породы в скважинах, пробуренных в море Бофорта, в заливе Прадхо-Бей [451]. Скважины были пробурены на расстоянии до 10 км от берега при глубине моря до 10 м. В-третьих, часто мерзлое и охлажденное состояние пород определяется расчетным путем по соотношению естественных температур в скважинах и температур замерзания поровых растворов на тех же горизонтах. Однако, иногда расчетные и фактически наблюдаемые по керну данные не совпадают [153]. Приходится констатировать, что причины, по которым изучение льдовыведения в субаквальных глубоководных осадках получило слабое развитие, связаны как со стереотипами традиционных представлений, так и с методическими трудностями при проведении исследований.

Из работ, в которых формирование мерзлых пород увязывалось бы с процессами, происходящими в самих субаквальных осадках, следует указать на исследования Н.А. Шполянской [380]. В них развиваются представления о возможности существования во все прошлые эпохи субмаринной криолитозоны одновременно с субэвальной. В этой работе, одной из немногих, учитываются реальные процессы, происходящие в субаквальных морских осадках, при разработке концепции океанического криолитогеоза. Впервые в геокриологии при рассмотрении условий формирования древних мерзлых толщ используются не только климатические параметры и данные об изменении уровня моря, но и факторы (хотя далеко не полные), связанные с развитием арктического морского бассейна как целостной природной системы. Кроме того, А.Н. Шполянская утверждает возможность сингенетического промерзания донных осадков и образования пластовых льдов на глубинах 40–100, реже 150 м. Основным механизмом при формировании выделяемых субмаринных сингенетических толщ является связанное с процессами диагенеза уменьшение минерализации поровых растворов с глубиной. Мы разделяем позицию автора на значимость процессов распреснения субаквальных осадков при льдовыведении. Одновременно считаем, что формирование монолитных, сцементированных льдом грунтовых массивов только за счет уменьшения минерализации порового раствора невозможно.

Данная природная система существует многие сотни тысяч лет, находится в устойчивом сбалансированном состоянии, и когда происходит локальное распреснение поровых растворов, то, соответственно, часть воды переходит в лед; при этом увеличивается минерализация, повышается температура и процесс стабилизируется. Льдообразование не изменяет кардинально

других процессов диагенеза, осадки остаются не литифицированными, продолжается миграция поровых вод, минералообразование, биогенные преобразования. Для формирования значительных объемов консолидированных мерзлых толщ в морских осадках необходимо включение внешнего фактора.

2.3. РАСПРЕСНЕНИЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ МОРСКИХ ОСАДКОВ ЗА СЧЕТ ПОДЗЕМНОГО СТОКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОД

На участках морских побережий в толщах морских осадков существуют потоки инфильтрационных пресных вод, проследивающихся на десятки километров от берега [84]. Пресные воды, стекающие с коренного берега и насыщающие субаквальные отложения, по-разному влияют на процессы льдообразования в них. При достаточной мощности потока грунтовых вод, например в устьях крупных рек, формируются опресненные осадки с положительными значениями температур. В случае, когда мощность потока грунтовых вод недостаточна для формирования галтика, пресные воды понижают концентрацию поровых растворов до значений, при которых возможно льдовыведение.

Граница раздела пресных речных и соленых морских вод является наиболее благоприятной для льдовыведения. Для Баренцева моря интересные данные приводит М.А. Великоцкий [52]. Здесь в южной части Печорского моря летом во время отливов пресные воды Печоры фильтруются под песчаной косой в сторону моря. Зимой из Баренцева моря в Печорскую губу поступает морская вода с температурой до -1.8°C . Она формирует галокли, под влиянием которого донные речные осадки промерзают. При этом на границе раздела речных и морских вод формируются ледяные тела мощностью до 0.8–1.2 м, подстилаясь плывунами с высокоминерализованными водами [52].

2.4. ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ В СИСТЕМЕ ПЕРВИЧНОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА

Большая группа разнообразных криогенных процессов связана с формированием и преобразованием газовых гидратов, широко распространенных в субаквальных осадках. Газовые гидраты — твердые кристаллические вещества, состоящие в основном из метана и воды, внешним видом напоминающие снег или рых-

лый лед. Данные образования представляют собой специфические твердые растворы, в которых растворителем является кристаллическая решетка, состоящая из молекул воды, а молекулы газа, поглощенные внутренними полостями этой решетки, рассматриваются как растворенное вещество [48]. Физические свойства кристаллической решетки растворителя существенно отличаются по структуре, фиксированному объему, количеству внутренних полостей от кристаллической решетки льда, но в энергетическом отношении они практически не отличаются. В результате молекулярного уплотнения 1 м³ природного метангидрата в твердом состоянии содержит около 164 м³ метана в газовой фазе и 0.87 м³ воды. Гидратонасыщенные осадки обладают пониженной плотностью (1.1–1.3 г/см³).

Источником метана является биологический газ, выделяемый разлагающимися органическим веществом, которое содержится в осадках.

Природные газогидраты сохраняют стабильность или при очень низких температурах в условиях вечномёрзлых пород на суше, или в режиме сочетания низких температур и высокого давления, которые присутствуют в придонной части осадочной толщине глубоководных районов Мирового океана. Установлено, что зона стабильности газогидратов (ЗСГ) в условиях открытого океана простирается начиная с глубины воды примерно 450 м. Верхняя граница образования разных газовых гидратов находится на различной глубине от дна океана: для сероводорода – почти у дна моря, для углекислоты – на глубине около 70 м от дна, для метана – 250 м, азота – 1400 м [152]. Это определяет газонасыщенность морских осадков и глубинную поясность состава газон, фиксируемых в осадках в виде гидратов. Мощность ЗСГ повсеместно составляет примерно несколько сотен метров. Накопление гидратов газов возможно как в виде акцессорного минерала при гидратосодержании менее 1%, так и в виде одного из главных пороодообразующих минералов и гидратоминеральной породы [321]. Две последние формы скопления приурочены преимущественно к песчаным горизонтам, являющимся коллекторами грунтовых вод. Потенциальные ресурсы метана находятся не только в пределах ЗСГ в твердом состоянии, но и накапливаются под ней в естественном газообразном состоянии. Накопление газогидрата за счет подтока газа снизу, из толщи осадков, содержащих органическое вещество, может вызывать уменьшение засоленности отложений за счет связывания молекул воды и газа, образования в поровом пространстве остаточного рассола повышенной плотности, постепенного опускающегося вниз за счет плотности конвекции.

Отличительной особенностью субаквальных осадков, содержащих газогидраты, является изменение термобарических условий при регрессии и трансгрессии моря. Температуры донных осадков в арктических морях при изменении климата (термохроны и криохроны) практически не меняются, их диапазон изменяется от –0.5 до 1.8 °С. В то же время изменение давлений может быть значительно (около 1 Мпа). Газовые гидраты крайне чувствительны к изменениям внешних параметров среды. Небольшое уменьшение давления или повышение температуры может привести к распаду прочно сцементированных гидратосодержащих пород на водонасыщенную грунтовую массу и газ. Такой распад на фоне существующих отрицательных температур приведет к целому комплексу криогенных процессов и соответствующих им криогенных образований.

Таким образом, неустойчивость зоны газогидратных образований (ЗГО) в осадках арктического шельфа в силу изменения термобарических условий при трансгрессиях и регрессиях моря является отличительной особенностью океанического криолитогенеза [306].

Предположение о том, что на глубине нескольких сотен метров ниже морского дна находится зона, содержащая газогидраты, впервые было высказано российскими океанологами. С конца 70-х годов в рамках международных океанологических программ начались целенаправленные исследования океанического дна на поиски газогидратов. Региональные геофизические, сейсмические, геоморфологические, акустические исследования сопровождались бурением в общей сложности нескольких тысяч скважин на глубинах до 7000 м, из которых было отобрано около 250 км керна. В результате этих работ, проведенных организациями разных стран, к настоящему времени детально исследованы первые сотни метров дна Мирового океана суммарной площадью 360 млн км². В итоге обнаружены многочисленные свидетельства наличия газогидратов в придонной части осадочных толщ. Значительные залежи были обнаружены в районе дельты реки Маккензи в Канаде. Здесь было установлено наличие протяженного поля скопления газогидратов, суммарный массив которых оценен в 4 млрд м³/км². В 90-х годах было установлено 15 зон скопления газогидратов на шельфе Аляски.

2.5 ФОРМИРОВАНИЕ И СОХРАНЕНИЕ ЛЬДА В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ЗОНЫ ПЕРВИЧНОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА

Выше были рассмотрены факторы, которые хотя и влияют на формирование льда, сами непосредственно не являются криогенными (т.е. связанными с отрицательными температурами). Ниже будут рассмотрены процессы, которые ближе к традиционным, но имеющие определенную специфику, определяемую особенностями седиментогенеза в арктических морях.

Формирование донных льдов

В океане непрерывно действуют процессы, изменяющие вертикальное распределение его физико-химических характеристик. Поглощение и отдача тепла, испарение и поступление осадков и т.д. происходит у самой поверхности океана, затем поверхностные воды путем перемещения переносятся на другие глубины. Здесь они внедряются в воды, сформированные при других условиях, и таким образом, в океане как на его поверхности, так и на глубине непрерывно создаются и поддерживаются вертикальные градиенты физико-химических свойств. Основными процессами, приводящими к изменению характеристик морских вод, являются конвекционное и турбулентное перемешивание.

В результате значительного зимнего охлаждения верхних слоев полярных морских бассейнов возникает интенсивное конвекционное перемешивание, называемое вертикальной зимней циркуляцией.

Перемешивание внутриводных масс, доходящее до дна, приводит к образованию донных льдов. Донные льды представляют собой разнообразные ледяные скопления, образующиеся на поверхности морского дна и проникающие в верхнюю часть осадков. Подводные съемки показывают, что кристаллы льда, врастающие в водонасыщенные осадки, занимают огромные участки морского дна. Иногда донные льды образуют массивные ледяные скопления, смерзшиеся с дном, при всплытии они могут поднимать на поверхность камни больших размеров. Ледяные пластинчатые кристаллы, образующиеся на морском дне, формируют живописные образования похожие на растительный покров, покрывающий морское дно на больших площадях. Ледяные пластины прорастают в глубь увлажненных осадков, что позволяет надежно скрепляться с грунтом. Подобную картину мы наблюдали

в ходе лабораторных опытов по моделированию смерзания льда с грунтом при промораживании образца, состоящего из морской воды и подстилающего слоя грунта. Здесь пластинчатые кристаллы льда из воды проникают непосредственно в грунт на глубину в несколько сантиметров (см. раздел 3.5).

Кристаллы донного льда в большинстве своем скелетные по типу роста и пластинчатые по форме. Пластинки располагаются под различными углами и образуют сростки разнообразной формы и размеров. Как правило, величина пластинок не превышает 4-5 см, а сростков 20-30 см. Иногда донный лед нарастает на дне сплошным покровом толщиной до 1.5 м [2].

П.И. Зубов [164] приводит многочисленные данные формирования донных льдов даже в южных морях. Образование и всплытие донного льда наблюдается даже в южных морях, например, в Азовском море и Днепро-Бутском лимане, при этом необязательно формирование поверхностных льдов. Известны случаи, когда в начале зимы в Балтийском море корабли оказывались окруженными льдом, поднявшимся со дна моря, что доказывалось наличием песка и придонными предметами, всплывавшими вместе с этим льдом. Донный лед у скалистых берегов Греландии, Шпицбергена, Лабридора часто поднимает с собой на поверхность моря обломки камней и грунта. У берегов Ньюфаундленда донный лед встречается на глубинах 20-30 м. В Гудзоновом заливе отмечен вынос на поверхность моря донным льдом ящика с инструментами, принадлежавшего судну, погибшему много лет назад в нескольких сотнях миль к северу от места находки. Всплывшее появление больших масс донного льда отмечалось и в центральной части Северного Ледовитого океана. Так, во время экспедиции на "Фраме" Нансен наблюдал это явление к северу от Ново-Сибирских островов. Всплывая, глыбы многолетнего донного льда могут поднимать на поверхность не только рыхлые донные отложения, но и морские организмы, развившиеся на нем за время его подводного существования.

На устьевых взморьях, в эстуариях и устьях рек большую роль играют стоно-нагонные явления. Стой солёных вод под действием нагонов проникает с моря в устья рек, эстуарии и устьевые взморья. Солёные более тяжелые воды, называемые гало-клином, опускаются на дно. В том случае, если температуры гало-клина отрицательны (криогало-клин), а продолжительность его существования продолжительна, то донные осадки начинают промерзать. В подводной долине р. Печоры в Печорской губе при формировании криогало-клина осадки промерзают и находятся длительное время в сезонно-мерзлом состоянии при глуби-

нах 6-9 м [152]. В Обской губе криогалоклия охватывает полосу дна длиной до 180 км и шириной до 10-15 км [154].

Ниже приведена составленная Н.Н. Зубовым [164] классификация донных льдов.

1. Осенний донный лед образуется осенью при сильном охлаждении и сильном, доходящем до дна перемененииши.

2. Остаточный донный лед — явление, характерное после весеннего вскрытия моря на мелководьях и у берега, где во время зимы море промерзает до дна. С наступлением весны этот лед разрушается только сверху таянием и в конце концов покрывается морской водой. С течением времени на нем начинают откладываться донные отложения, с которыми он впоследствии поднимается на поверхность моря. Иногда донный лед, не успев растаять за лето, переходит в многолетние формы, и тогда на нем как на обыкновенном грунте развиваются морские организмы.

3. Устьевой донный лед образуется в течение зимы в устьях рек, впадающих в моря с интенсивным приливо-отливными явлениями. Морская вода, охлажденная до температуры $1.5-1.8^{\circ}\text{C}$ ниже нуля, входя в устье реки во время прилива, охлаждает камни и другие предметы на дне реки. Когда во время отлива над этими предметами протекает пресная вода реки, вокруг них образуется ледяная корка, в зависимости от местных условий или каждый раз исчезающая, или же постепенно нарастающая.

Из вышесказанного следует, что в зоне развития донных льдов, а это глубины до нескольких десятков метров, с самого начала процесса формирования морских осадков может присутствовать лед.

Влияние донного льда на субаквальные морские осадки можно рассмотреть, используя материалы различных авторов, представленные Ф.О. Арз [22]. Здесь показано, что всплывающий донный лед и шуга (внутриводный лед) доставляют на поверхность моря донные отложения и взвешенные наносы, которые включаются в ледяной покров. О масштабе этих процессов можно судить по тому, что в отдельные годы лед моря Бофорта содержит до $1000 \text{ м}^3/\text{км}^2$ мелкозернистых наносов, а общее их количество в ледяном покрове у берегов Аляски более чем на порядок превосходит количество минерального материала, поставляемого в море реками. Ледяные кристаллы при образовании донных льдов довольно значительно проникают в морские рыхлые осадки. Есть один существенный фактор, ограничивающий возможности накопления донных льдов: чем больше масса донного льда, тем больше его подъемная сила. Но незначительные прослойки донных льдов, а тем более небольшие скопления и единичные рассеянные

кристаллы, несомненно, могут существовать длительное время. При условии существования постоянных отрицательных температур и непрерывного осадконакопления донный лед переходит в погребенное состояние и становится неотъемлемой частью морских субаквальных толщ. Все это позволяет с достаточной уверенностью утверждать, что донные льды могут быть значимым фактором при формировании криогенного строения субаквальных глубоководных морских осадков.

Консервация поверхностных льдов как фактор осадконакопления в зоне первичного океанического криолитогенеза

Отрицательные температуры в арктических морских бассейнах создают возможность сохранения ледяных тел, сформировавшихся в субаэральных условиях и погребенных в морские осадки. Для современных условий этот процесс можно показать на примере образования стамух. Стамухи представляют собой торосистые образования динамического происхождения, формирующиеся в результате ветрового воздействия и развития сил сжатия морского льда на отмелях, банках и рифах при глубинах моря, не превышающих обычно 20 м. Плавучий торосистый лед, попав на мелководные участки моря, смерзается с донными осадками, становится неподвижным и превращается в стамухи. Длина стамух изменяется от 50 до 4750 м, ширина — от 20 до 3500 м и высота — от 3 до 20 м [152]. Большинство стамух в течение летнего сезона разрушаются, но среди них встречаются и многолетние. Данных по температурному режиму под стамухами нет, но если судить по температурам на границе многолетних льдов (при их толщине 8 м), которая в течение года изменялась от -2.4°C (июнь 1957 г.) до -3.8°C (апрель 1958 г.) [280], донные осадки могут промерзать и сохранять часть ледяного массива погруженного в грунт. При образовании стамух плавучие льды выплывают морское дно на глубинах в десятки метров и могут частично погребаться. Аналогичные процессы могут приводить к захоронению плавучих айсбергов и формированию крупных массивов льда в морских осадках. При этом нет никакой необходимости разрабатывать модели грандиозных покровных одеждений. Подобные существуют на некоторых арктических островах и в настоящее время. Нужны только естественные "ловушки", где бы айсберги могли осесть на дно.

Рассмотренные выше механизмы захоронения льдов в морских осадках показывают, что существование льда как осадочно-

го материала не только не противоречит морскому арктическому криолитогенезу, а напротив, вытекает из него. В случае захоронения ледниковый лед выступает как фактор седиментогенеза и как обычный осадочный материал. Если лед перекрывает глубоководные осадки, то в них будут происходить обычные диагенетические процессы, свойственные данному типу отложений. То есть сам факт погребения осадочного льда в морские толщи еще не является показателем промерзания и формирования мерзлых пород (в общепринятом понимании).

Возможность существования массивов льда в неконсолидированных морских осадках является очень важной и пока еще не решенной проблемой арктического морского седиментогенеза. В геокриологии она рассматривается только с позиций теплообмена. Вместе с тем здесь есть еще много нерешенных вопросов, связанных с диагенезом морских осадков. Традиционно считается, что лед в осадочных толщах консервирует процессы диагенеза, прекращает жизнедеятельность морских организмов. В рассмотренном выше случае существование льда не прекращает протекание процессов диagenеза. Морские биоценозы продолжают существовать. Лед в этом случае является одним из компонентов (хотя и специфическим) осадконакопления.

Промерзание таликов в субаквальных условиях

Существует принципиальная возможность не только сохранения мерзлых пород под водами арктических морей, но промерзание обзожденных талых осадков опресненных лагуна, озер, подрусловых таликов, затопленных при поднятии уровня моря. Североамериканскими исследователями на шельфе моря Бофорта на глубине 45–48 м обнаружены образования, аналогичные гидроакколитам, возникающим при промерзании подозерных таликов [453]. Эти образования имели форму конусообразных бугров до 300 м в поперечнике и 30 м высотой и были интерпретированы как цинго.

В Карском и Баренцевом морях встречены бугры конусообразной формы высотой от 3–5 до 12 м, поперечник в основании 120–140 м. Холмы образуют группы, расстояние между которыми 300–400 м и более [234]. В Карском море они распространены до глубины 150 м, в юго-восточной части Баренцева 50–70 м.

Один из таких бугров высотой 12 м, находящийся под водой на глубине 50 м, был пробурен скважиной. Бурение показало, что непосредственно под слоем глинистого жидкого ила толщиной 30 см находится чистый пресный лед вскрытой мощностью 25 м [234].

2.6. ФОРМИРОВАНИЕ ЛЬДА ПРИ ДЕГАЗАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Причиной формирования ледяных бугров на значительной глубине может являться дегазация залежей углеводородов по зонам деструкции, поскольку процесс этот сопровождается охлаждением горных пород при выходе газа на поверхность и его расширении [113].

В ходе выполнения геофизических и буровых работ в Печорском море на глубинах моря 50–60 м были выявлены холмообразные поднятия высотой до 17 м и диаметром в основании до 100 м [235]. Наряду с крупными буграми просматриваются бугры меньших размеров и даже зарождающиеся.

На одном из бугров была пробурена скважина глубиной 100 м с помощью вдавливаемого пробоотборника, что позволило получить почти 100% керн. Вскрытая толща представляла смесь пластично-мерзлой глины и шпиров льда. Объемная льдистость на глубине до 60 м составляет 40–70%, 60–90 м – 10–30%, 90–100 м – 5–15%. Температура по разрезу изменялась от –1.0 до –1.5 °C, с небольшим положительным градиентом по глубине.

Вторая скважина была пробурена вблизи бугра на выровненной поверхности. До глубины 28 м были вскрыты: мелкие светло-серые пески, включающие гнезда торфа, прослойки и линзочки супеси, а на глубине 22 м – мерзлые пески с массивной криотекстурой.

Ниже по разрезу до глубины 50 м залегала глина. В верхней части ее наблюдается горизонтально-слоистая криотекстура; с глубиной шпирь льда приобретают субвертикальную ориентировку. В интервале 34–50 м криотекстура атакситовая. Количество льда здесь достигает 50–70%. Лед пресный стекловидный. Анализ воды из шпирового льда, отобранный в интервале 43–45 м, показал, что она имеет хлоридно-натриевый состав (катионов Na – 67%, среди анионов наиболее представлен хлор – 88%) при общей минерализации 0.805 г/л. При извлечении керна лед растрескивался, что было обусловлено значительным газовыделением. Дальнейшее бурение скважины привело к выбросу газовой смеси с глубины 50 м. Высота фонтана достигала 10 м относительно палубы судна, на поверхности воды появилось бурлящее пятно достигшее 80–100 м в поперечнике. Оно представляло собой смесь газа, воды и песка. При эхолотировании через 4 и 10 дней в точке скважины в водной толще глубиной 64 м наблюдался газовый фонтан диаметром около 10 м и высотой 40 м.

Изложенные факты позволили авторам предположить, что образование залежей пресных льдов и льдистых пород обусловлено дегазацией, сопровождающейся охлаждением горных пород за счет расширения газов (дрессельного эффекта).

2.7. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

В Арктическом бассейне сформировалась и длительно существует природная система с отрицательными температурами среды. Формирование данной природной системы обусловлено циркулярным положением Арктического океана и ограниченной связью с другими океанами. В целом на данной территории тепловой поток направлен от нижележащих водных слоев к поверхности и далее в атмосферу [112]. В области распространения водных масс с отрицательной температурой дошлые осадки так же находятся в поле отрицательных температур. Таким образом, именно особый режим существования Арктического океана обеспечивает длительное и устойчивое накопление осадочных толщ в условиях отрицательных температур, которая выделяется как область субаквального океанического криолитогенеза. Часть данной области, ни разу не подвергавшейся внутреннему охлаждению, возникающему за счет смерзания припайного льда с дном или воздействия субаэральных мерзлых пород с низкими отрицательными температурами, мы выделяем как зону первичного океанического криолитогенеза. Первичный океанический криолитогенез связан с накоплением и формированием субаквальных осадочных толщ при отрицательной температуре, обусловленной только теплообменом с морскими водами. В зоне первичного океанического криолитогенеза можно выделить две группы криогенных процессов (рис. 1).

Первая группа связана с краевыми частями зоны и отражает специфику ее взаимодействия с внешней средой. Краевые части области криолитогенеза в субаквальных морских толщах в свою очередь подразделяются:

- на зону контакта морских вод и осадочных толщ. Для нее характерны группы процессов, связанных с формированием донных и осадочных льдов;
- на зону контакта океанического и континентального седиментогенеза. Здесь развивается группа процессов, связанная с льдообразованием при расширении засоленных морских осадков континентальными пресными водами.

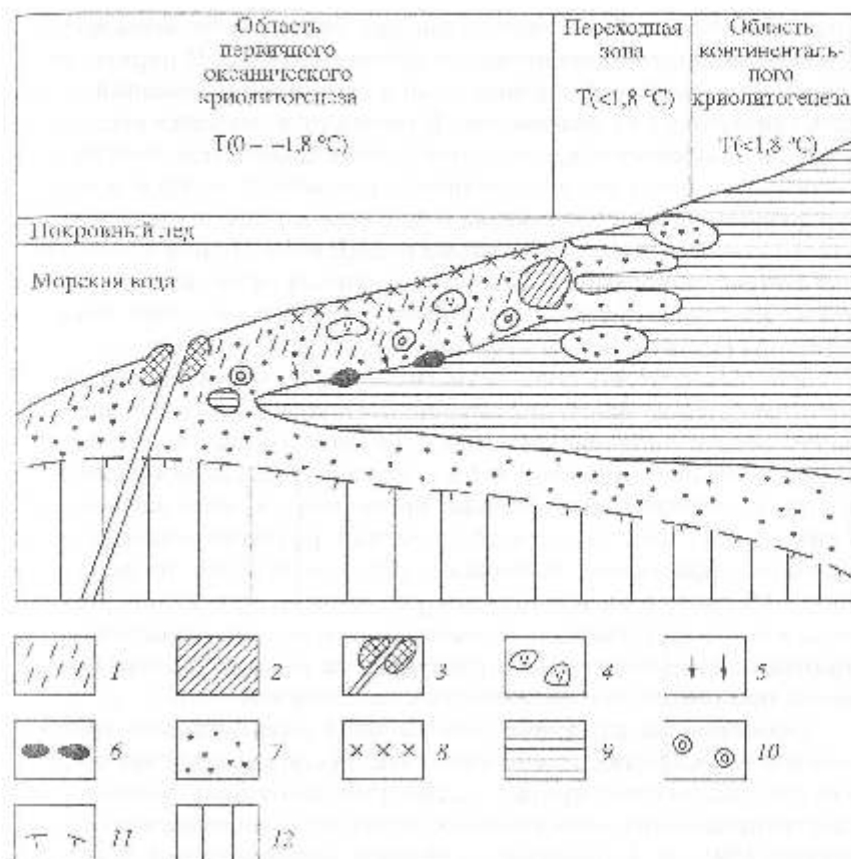


Рис. 1. Принципиальная схема строения области первичного океанического криолитогенеза

1 — льды, связанные с диagenетическими преобразованиями субаквальных осадков; 2 — льды на участках взаимодействия морских и континентальных вод; 3 — льды на участках истечения газов; 4 — осадочные (погребенные) льды; 5 — тепловое и физико-химическое воздействие на погребенные мерзлые породы; 6 — льды промерзших таликов; 7 — отрицательно-температурные неконсолидированные осадки; 8 — донные льды; 9 — многолетнемерзлые породы; 10 — льды, образующиеся при разложении газогидратов; 11 — нижняя граница криолитогенеза; 12 — осадки с положительными температурами

— на зону контакта отрицательно-температурных морских вод с тальми осадками. Это происходит в том случае, когда морские воды в результате трансгрессии перекрывают толщину пресноводных осадков, последние могут промерзать с образованием локальных льдистых массивов.

Вторая группа криогенных процессов, обусловленных разви-

тием самой осадочной толщи, приурочена к внутренним частям зоны первичного океанического криолитогенеза. В первую очередь — это комплексы физико-химических преобразований осадков, связанных с их диагенезом. В результате меняется состояние осадков и поровых вод, создаются потоки седиментационных вод, образуются разрывы в сплошности осадочных толщ и др. Еще одна группа процессов связана с формированием и преобразованием газовых гидратов. Педанто обнаружена группа процессов, связанная с выходами газов на дне арктических морей. Она, вероятно, будет иметь локальную приуроченность к узким зонам в пределах газовых месторождений.

Все вышепересмотренные ледяные образования характеризуются тем, что их формирование не связано с фактором "промерзания", определенным внешним источником охлаждения, т.е. непосредственным теплообменом с атмосферой. Ледообразование в толще субаквальных осадков происходит за счет внутренних причин, обусловленных особенностями развития области морского субаквального полярного седиментогенеза и диагенеза [360]. Несмотря на отрицательную температуру и присутствие льда в морских субаквальных осадочных толщах происходит активная жизнедеятельность, развиваются разнообразные биосферы, происходит интенсивное газовыделение.

Особенности строения субаквальной океанической криолитозоны не укладываются в существующие представления о криолитогенезе, поэтому кратко рассмотрим некоторые, наиболее существенные черты криогенного литогенеза как самостоятельного типа [291, 292]. Литогенез в целом и криолитогенез, в частности, включает в себя все процессы экзогенного породообразования под действием седиментогенеза, диагенеза и выветривания. Поскольку нас интересует субаквальный криолитогенез, то из перечисленных составляющих наибольшую важность представляет седиментогенез и диагенез.

Согласно А.И. Попову [292], криодиагенез есть длительное необратимое промерзание влажных осадков с образованием в них льда как аутогенного минерала. При этом криодиагенез может проявляться в качестве первичного диагенеза, когда промерзают осадки, не подвергавшиеся ранее диагенезу. А может выступать как процесс вторичного, наложенного, диагенеза, когда промерзают породы, ранее уже подвергшиеся общему диагенезу, но не сильно уплотненные и сохраняющие рыхлосвязанную воду. Во втором случае происходит приостановка обычного диагенеза породы с возникновением в ней новых криодиагенетических процессов, текстурные черты которых накладываются на текстурные признаки, ранее возникшие и

ходе предшествовавшего докриогенного диагенеза. В целом, данный подход к криолитогенезу достаточно полно охватывает всю совокупность криогенных процессов, характерных для континентальной криолитозоны, включая и субаквальные и субаэральные условия. Вместе с тем, следует обратить внимание на следующие обстоятельства.

Во-первых, при данном подходе из области развития криолитогенеза фактически выведена такая его существенная составляющая как субаквальный седиментогенез. В этом случае лишь незначительная часть субаквальных осадков, промерзающих в местах смерзания льда с дном, включается в криолитозону. Более глубоководные осадки криогенезом не затрагиваются. Рассмотренная позиция вполне справедлива для пресноводных водоемов, где температура осадков имеет положительные значения, и они не входят в криосферу до начала промерзания. В полярных бассейнах седиментогенез и криогенез часто протекают одновременно.

Во-вторых, при первичном криодиагенезе в качестве ведущего фактора указывается промерзание. То есть процесс внешний по отношению к "общему диагенезу" субаквальных осадков. В данном случае не имеет значения, подверглись ли осадки "общему диагенезу" или нет. Важно то, что криогенное воздействие является вторичным по отношению к сформировавшейся осадочной толще. Такой подход также справедлив, если осадки отлагаются в пресноводном бассейне. В целом, при диагенезе осадков в водных бассейнах происходит физико-химическое и физико-механическое уравнивание. Если среда имеет отрицательную температуру, то любые изменения (уплотнение, отжатие свободной и миграция связанной воды, синерезис, связанный с разрывом сплошности толщи, преобразование поровых вод и др.) могут привести к созданию условий, при которых происходит формирование кристаллов льда. Зона первичного океанического криолитогенеза характеризуется тем, что лед в толще морских осадков может формироваться и сохраняться только за счет энергетического состояния самого тундрового массива, поддерживаемого теплообменом с толщей отрицательно-температурных морских вод.

При определении соотношения процессов формирования осадков и их промерзания используются понятия эпигенез и сингенез мерзлых пород. Это основополагающие для геокриологии понятия, так как они положены в основу представлений об общих закономерностях формирования мерзлых пород и происходящих при этом процессах. Рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что глубоководные осадки арктических

морей не могут быть отнесены к выделяемым в настоящее время типам криогенных толщ. Эта проблема возникла не в последние годы. Еще в 1988 г. В.Т. Трофимов и Ю.К. Васильчук [338] отмечали трудности, возникающие при криогенетической индикации мерзлых толщ в случае сведения их к двум общепринятым типам. Несоответствие понятийного аппарата процессам, происходящим в природных системах, особенно заметно на примере субаквальной криолитозоны.

Сингенетические или анигенетические толщ выделяются по соотношению процессов осадконакопления и промерзания (ледообразования).

Эпигенетические мерзлые породы формируются в случае временного разрыва (пусть даже незначительного) между накоплением осадочной толщи и ее промерзания. При этом источник охлаждения всегда является внешним по отношению к промерзающему грунтовому массиву. Данный тип криогенеза в значительной мере изменяет совокупность процессов, присущих данной осадочной толще, ее строение, физические и механические свойства. Такие разновидности эпигенеза, как диакриогенные [346] и парасинкриогенные [180], лишь отражают различные пространственные и временные соотношения осадконакопления и промерзания. По сути они являются теми же сингенетически промерзшими толщами.

Сингенетические мерзлые породы формируются в условиях, когда мерзлые грунтовые толщ уже сформированы. При сингенезе ведущим является цикл накопления осадка в летний сезон и последующего зимнего промерзания как снизу, так и сверху. Лед с самого начала цементирует грунтовый массив и сохраняет его в первичном виде на все время существования.

Субаквальные глубоководные криогенные породы – это особый, несводимый к другим тип криогенных толщ. Рассмотренные осадочные толщ, на наш взгляд, следует выделить в отдельный тип криогенных образований – криодиагенетический [360]. Криодиагенетические мерзлые толщ представляют собой неконсолидированные, отрицательнотемпературные и содержащие лед осадки, в которых протекают диагенетические процессы и наблюдается активная жизнедеятельность, присущая данным осадкам биоценозов.

Потенциально криодиагенетические толщ могут формироваться во всех субаквальных осадках с отрицательной температурой как на шельфе, так и на континентальном склоне. Но фактический материал по криогенным толщам на больших глубинах отсутствует, так что эта проблема еще только ждет своего решения. Определенно можно утверждать лишь то, что

по мере удаления от берега и увеличении глубины бассейна соотношение между различными криогенными образованиями в толще субаквальных осадков будет меняться. Начиная с определенных глубин исчезнут донные и покрывные льды. По мере уменьшения воздействия пресных континентальных грунтовых вод на определенных расстояниях от побережий в морских осадках перестанут формироваться соответствующие ледяные образования.

Выделение вышеуказанных групп субаквальных процессов чрезвычайно важно, поскольку начавшееся интенсивное хозяйственное освоение Арктического шельфа потребует глубокого теоретического обоснования проектных решений. Разделение современных субаквальных криогенных отложений в настоящее время весьма затруднительно, поскольку данная проблема только начинает разрабатываться. Несомненно, что уже в ближайшее время потребуются разработка методической основы геокриологического картирования современных субаквальных морских толщ. Существующего деления, в основу которого положены условия залегания реликтовых мерзлых толщ, явно недостаточно. Отрицание возможности развития криогенных процессов в толще глубоководных арктических морей уже в ближайшее время сменится интенсивным и глубоким их изучением. Новообразованный лед является одним из важнейших компонентов отложений, формирующихся в условиях субаквальной криолитозоны. Ледяная составляющая является специфической компонентой отложений полярных морей. Целый ряд фактов и наблюдений однозначно свидетельствует о том, что лед может формироваться в субаквальных условиях в ходе накопления морских отложений, а не после завершения этого процесса.

Особенности строения красной части области первичного океанического криолитогенеза

При приближении к берегу и уменьшении глубины моря все больше начинает сказываться влияние континента. Оно проявляется в усилении сезонных колебаний температуры и солености морских вод, а также увеличении динамики водных масс (вдольбереговые течения, волновые процессы и др.). На фоне усиления летнего прогрева и распреснения морских вод происходит повышение температуры придонного слоя и морских осадков. По данным Л.А. Жигарева [152], в восточной части моря Лаптевых, находящегося под сильным влиянием стока Лены, Омои, Яны, температуры субаквальных осадков на

глубинах 7–8 м повышаются до нулевых отметок, а в интервале 2–3 м достигают $+2.8^{\circ}\text{C}$. Для других районов Арктического бассейна температуры морских осадков на глубинах от 2 до 10 м остаются отрицательны, хотя могут выпячиваться до -0.5 , -0.6°C . Например, в Карском море у западного побережья п-ва Ямал температура осадков при глубинах моря от 1.4 до 12.7 м составляют -0.6 – -1.4°C [95].

В целом, глубины моря, начиная с которых температуры субаквальных осадков начинают увеличиваться, составляют 10–15 м. На больших глубинах температуры осадков составляют -1.5 – -1.8°C , на меньших поднимаются до -0.5°C , местами достигая положительных значений.

По своим размерам данная зона относительно невелика, но ее влияние на область всего океанического криолитогенеза значительно. Нахождение грунтовых массивов в данной зоне во многом определяет возможность сохранения ледяных образований, сформировавшихся в области первичного океанического криолитогенеза при переходе из субаквальных к субаэральным условиям. С ней также связаны особенности термоденудационной переработки и оттаивания мерзлых пород, переходящих из субаэральных условий к субаквальным.

Несмотря на то, что в рассматриваемой зоне сказывается значительное влияние континента, она все же относится к области первичного океанического криолитогенеза. Четкой границей, разделяющей данную область и область резкого возрастания влияния континентальных условий, является глубина смерзания припайного льда с донными осадками (глубины 2.0–2.5 м). Здесь происходит резкая смена геокриологических условий и изменение характерных черт, присущих первичному океаническому криолитогенезу.

3. ОКЕАНИЧЕСКИЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ (ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА)

3.1. ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В предыдущем разделе были рассмотрены особенности начальной фазы океанического криолитогенеза, связанные с причинами, полностью обусловленными спецификой субаквального седиментогенеза. На этой стадии возможно начало формирования льда в осадочной толще и сохранение привнесенных туда ле-

дяных образований. Но наиболее существенную черту мерзлых пород, отличающую их от других генетических типов, а именно монолитность за счет цементирования грунтового массива льдом они приобретают в береговой зоне.

Береговая зона включает в себя субаквальную часть с глубинами моря, соответствующими мощности образования припайного льда, а также субаэральную часть. К ней относятся участки побережья, находящиеся в зоне волнового, приливного и нагонного воздействия. Береговая зона представляет собой область взаимодействия суши и моря. Активными факторами, действующими в пределах этой зоны, являются морские волны, прибой, волновые течения, приливные и стоно-нагонные явления.

В геокриологическом отношении береговая зона сильно отличается как от океанической криолитозоны, так и от континентальной, поэтому мы выделяем ее в виде самостоятельной криогенной области – переходной зоны.

Основанием для выделения переходной зоны является смещение двух типов криолитогенеза. Результатом этого смещения является формирование специфических мерзлых толщ, которые распространены на побережьях арктических морей и прилегающих к ним мелководьях.

Следует отметить, что все мерзлые морские толщ, как бы они далеко не находились от побережий, прошли через этап нахождения в переходной зоне. Это в значительной мере определило особенности их криогенного строения.

Промерзание донных осадков в условиях полярных морей начинается лишь на мелководьях, особенно интенсивно там, где морской лед достигает поверхности дна и происходит смерзание его с донными грунтами. Толщина льда в прибрежной зоне не превышает 2.0–2.5 м. Эти глубины являются естественной границей, отделяющей переходную зону от зоны первичного океанического криолитогенеза.

Граница раздела двух областей океанического криолитогенеза определяется резким изменением температур грунтов (температурный скачок). Это изменение обусловлено тем, что с момента смерзания припайного льда с дном начинает проявляться воздействие внешнего по отношению к толще морских осадков фактора. Этим фактором является зимнее охлаждение атмосферы. И.И. Романовский [306] предлагает оценивать величину температурного скачка как разность между температурой припайного слоя морских вод у берега и температурой пород в субаэральных условиях конкретного района. При таком подходе диапазон температурного скачка определяет температуры пород, находящихся в переходной зоне.

На глубинах, превышающих мощность припайного льда, температуры осадков находятся преимущественно в диапазоне $+1 - -0.5^{\circ}\text{C}$ (не ниже -1.8°C). В полосе припая температура мерзлых грунтов не бывает выше -2°C . Это понижение температуры за счет внешнего охлаждения и вызывает начало образования мерзлых пород. При уменьшении мощности припайного льда температуры понижаются от -2°C до значений, соответствующих среднегодовым температурам субэкральных грунтов в данном районе. Рассмотренные данные показывают, что диапазон температурного скачка имеет сложное строение и его следует разделить на два поддиапазона, которые тесно связаны между собой и отражают определенные стадии развития океанической криолитозоны. Первый отражает смену типа океанического криолитогеоза и начала формирования мерзлых морских толщ за счет внешнего промерзания. Второй связан с продолжением этого процесса и обуславливается климатическими условиями данного участка морского побережья.

Формирование криогенных пород в переходной зоне нельзя представлять как постепенный и однонаправленный процесс промерзания, обусловленный равномерным и последовательным выходом на поверхность субаквальных осадков. Распределение различных параметров криогенных толщ при этом (температура, льдистость, состав грунтов, минерализация порового раствора, мощность мерзлых толщ, степень консолидированности осадков и др.) полностью определяется спецификой осадконакопления в прибрежной зоне.

Все это, а также значительный разброс температур грунтовых толщ, фациальная пестрота условий осадконакопления, большая динамика экзогенных процессов и специфика промерзания засоленных обводненных пород в сочетании обуславливают разнообразие криогенного строения переходной зоны.

3.2. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В гидродинамическом отношении прибрежную часть морей можно разделить на три фациальные зоны [126]: 1) внешняя зона (поле течения); 2) зона подводных валов и ложбин (или поле волнения); 3) зона заплеска волн.

Внешняя фациальная зона распространена на глубинах более 5 м. Осадки представлены в основном алевроито-глинистыми илами. Она располагается в зоне первичного океанического криолитогеоза.

Зона подводных валов и ложбин характеризуется локальными аккумулятивными поднятиями – барами и лагунами. Бары начинают свой рост со стадии подводного песчаного вала. Рост баров вызывает формирование изолированных участков морского дна, на которых образуются лагуны. Они сложены в центральной части глинистыми насыщенными органикой осадками, которые ближе к берегу переходят в песчаные илы. В периферийной части некоторых дельт крупных рек ширина зоны подводных валов и ложбин достигает 25–30 км, средняя глубина моря здесь колеблется от 0.6 до 2–3 м [92]. Зона подводных валов и ложбин характеризуется большими скоростями аккумуляции осадков (до десятков сантиметров в год) и их размыва. Как будет показано ниже, это оказывает значительное влияние на весь ход криогенеза в морских толщах.

В зоне подводных валов и ложбин можно уже говорить о начале формирования мерзлых пород в традиционном понимании. Здесь при значительных колебаниях глубин моря усиливается влияние климата, в том числе и сезонные колебания температур. На мелководных участках (бары, подводные части кос, банки) там, где припайный лед смерзается с донными осадками, начинают формироваться сезонномерзлые породы и многолетнемерзлые породы. Формирование мерзлых пород может также происходить и на участках, где сильно охлажденный (и соответственно, сильно минерализованный) слой морской воды контактирует с менее засоленными подводными отложениями (например, в понижениях между вдольбереговыми валами).

Зона заплеска волн располагается от глубин стонных осушек (около 1 м) до высоты действия волн и нагонов (и среднем около 2–3 м). Ширина ее меняется от нескольких метров на эрозионно-аккумулятивных участках до нескольких километров на аккумулятивных. Основным динамическим фактором в этой зоне является деятельность волн, приливов и нагонов.

3.3. ФОРМИРОВАНИЕ СЕЗОННОМЕРЗЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ПОРОД В СУБАКВАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

У берегов всех арктических морей в зимний период формируются сезонномерзлый слой (СМС) как в мелководной обстановке подводного склона, прилегающего к зоне пляжа вдоль “коренных” берегов, так и вокруг намытых островов, вклю-

чая подводные банки и осушки. В зависимости от среднегодовых температур воздуха глубина моря, с которой начинают формироваться многолетнемерзлые породы, будет меняться. При температурах -10°C и ниже мерзлые породы начинают формироваться начиная с глубины около 1.5 м. При повышении среднегодовых температур необходимая глубина моря уменьшается, а начиная со среднегодовых температур воздуха $-5 - -6^{\circ}\text{C}$ мерзлые морские отложения формируются лишь в субэвральных условиях.

Образование сезонномерзлого слоя под водой начинается значительно позже, чем на суше, обычно в начале октября. Чем тоньше полностью промерзшие слои льда ложатся на дно, тем раньше начинается смерзание его нижней поверхности с дном моря и длительнее происходит охлаждение и промерзание донных осадков. На западном побережье п-ва Ямал (вблизи пос. Харасавой) в ноябре этот процесс начинается при толщине льда 35 см, в первых числах января – при 114 см, в феврале – при толщине льда 164 см. Следует учитывать, что и в весенние месяцы (апрель–май) при смыкании нижней поверхности льда с дном моря и сохраняющихся морозах этот процесс продолжается [95]. По мере увеличения толщины слоя льда, лежащего на дне, сезонное промерзание наносов постепенно уменьшается. При удалении от берега, где толщина льда достигает 2 м и более, донные отложения промерзают минимально или же промерзание вообще не происходит (рис. 2).

Местами вблизи берега при незначительной мощности припайных льдов (0.3–1.0 м) интенсивность промерзания донных отложений снижается за счет подледного слоя воды мощностью 3–10 см, появление которого, по-видимому, вызвано двумя причинами: высокой минерализацией придонного слоя воды, образующегося при намерзании льда с поверхности моря, а также инжекцией воды со стороны более глубоководных участков моря, где лед не промерзает до дна. Иногда наблюдается отрыв нижней поверхности льда от дна в результате значительных по величине вертикальных подвижек (5–10 см), связанных с приливными явлениями. Возникающие в указанных случаях подледные прослойки воды препятствуют интенсивному промерзанию дна, являясь своеобразным тепловым экраном. Но чаще всего припайные льды находятся в стабильном положении, и отрыв их от дна не происходит.

В сезонномерзлом слое песчаные морские отложения имеют массивную криогенную текстуру, а в суглинках и глинах наряду с такой текстурой встречаются тонкие, короткие наклонные полоски и шпалы льда мощностью 0.5–1.0 мм.

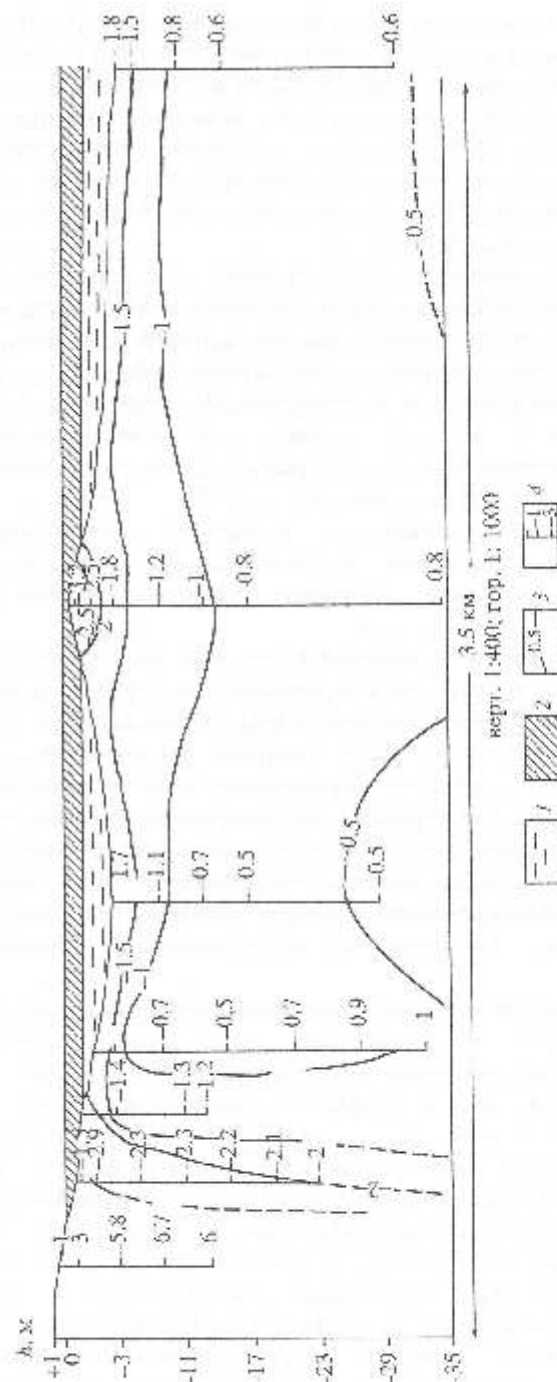


Рис. 2. Распределение температур в заселенных отложениях прибрежной зоны в районе мыса Харасавой
1 – лед; 2 – вода; 3 – изотермы ($^{\circ}\text{C}$); 4 – температуры и солености

Наиболее низкие температуры сезонномерзлого слоя были зафиксированы на западном побережье Ямала под дном пролива Мелкий и в Байдарачской губе [95]. Слой льда на дне здесь был менее 1 м, и на глубине 1 м ниже дна температура пород в мае 1979 г. колебалась от -8.1 до -10.2 °C. Самая высокая температура подводного сезонномерзлого слоя была отмечена в районе мыса Бурунного, где в краевой выклинивающейся части козырька этого слоя она была -2.1 °C.

Наибольшая мощность СМС субаквальных осадков отмечается или на урезе воды, или на мелководье у берега, где начинается формироваться припайный лед. По данным Л.А. Жигарева и И.Р. Плахта [153], для района Ванькиной губы при мощности припайного льда 0.4–0.6 м мощность СМС равнялась 1.8–2.0 м, при толщине льда 1.8 м уменьшалась до 0.5 а при большей толщине СМС не формировался. Для Баренцева моря границей формирования СМС является изобата 1 м [152].

Протяженность подводного “kozyрька” сезонномерзлого слоя обычно незначительна – первые десятки метров, но иногда протяженность подводного мерзлого “kozyрька” может составлять и несколько сотен метров.

В зависимости от конкретных условий СМС могут полностью не вытравивать, при этом формируются перелетки мерзлых пород и начинают развиваться ММП. Минимальная глубина, обеспечивающая условия для формирования перелетки, составляет от 0.5 до 1.5 м, но чаще образование перелетки происходит на глубинах менее 1 м. При уменьшении глубины мощность перелетки увеличивается, и она постепенно переходит в современный тип многолетнемерзлых пород. Эти процессы в данном районе усложняются аккумуляцией осадков, вызывающих повышение поверхности дна и сингенетическое промерзание донных отложений.

Протавивание сезонномерзлого слоя в субаквальных условиях так же, как и его формирование, имеет свои особенности по сравнению с аналогичными процессами, протекающими на поверхности субаквальной толщи мерзлых пород. Оттаивание подводного сезонномерзлого слоя сверху начинается с момента очищения морской акватории от припайных льдов и установления положительной температуры придонного слоя воды (середина июля). Поскольку положительные температуры придонных слоев морской воды сначала невысоки ($1-2$ °C), процесс протавивания протекает медленно. Лишь к концу лета, когда температура придонных слоев морской воды поднимается до $5-6$ °C, протавивание достигает максимального значения, и к декаде (начало октября) сезонномерзлый слой полностью рас-

таивает. Время полного растаивания сезонномерзлого слоя определяется его мощностью. Вначале полностью протавивает краевая маломощная часть подводного сезонномерзлого слоя, а самое позднее протавивание происходит на границе перехода сезонномерзлого слоя в перелеток.

Л.И. Жигарев [462] выделяет четыре вида СМС, образующихся в результате: 1) смерзания припайного льда с донными осадками; 2) смерзания торосов и стамух с подводными отложениями; 3) разгрузки в море пресных подземных вод; 4) оседания и вторжения галоклина в устьевые взморья и эстуарии. Два первых вида связаны с взаимодействием континентального субарального криолитогенеза и субаквального океанического криолитогенеза. Это взаимодействие осуществляется путем соприкосновения низкотемпературных воздушных масс и высокотемпературных (хотя и с отрицательными температурами) морскими осадками. Другие два типа связаны с некоторыми особенностями океанического криолитогенеза в зоне воздействия стока пресных континентальных вод. Формирование льда в этих случаях обусловлено внутренним энергетическим состоянием морских осадков.

Современный многолетнемерзлый слой прослеживается от зоны пляжа и под дном моря, причем по мере удаления от берега мощность его сокращается, а при глубине воды более 1 м он сменяется сезонномерзлым слоем.

Общее соотношение между многолетнемерзлыми породами, перелетками, сезонномерзлыми и непромерзающими породами, формирующимися в субаквальных условиях, можно проиллюстрировать материалами В.Ф. Жукова, З.М. Пантелеевой и Н.И. Саттыкова [155] по западному побережью Обской губы. На глубинах до 0.75–1.25 м формируются ММП, от 0.75–1.25 м до 1.25–1.75 м перелетки, от 1.25–1.75 м до 1.75–2.0 м СМС, а на глубинах свыше 2 м распространены непромерзающие породы.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОВЫХ ВОД И ЗАСОЛЕННОСТИ СУБАКВАЛЬНЫХ ОСАДКОВ

На участках образования припайных льдов, а также при глубинах моря, несомненно превышающих их мощность, наблюдаются криогенные процессы, связанные с концентрацией солей в толще осадков и придонных слоях воды. Эти процессы связаны с отжатием солей при формировании ледяного покрова. По данным Н.Ф. Григорьевой [92], в прибрежной части острова Большой Ляховский под ледяным покровом толщиной 1.5 м в верхнем подуметровом слое тундров минерализация по-

ровых растворов составили 43‰, на глубине 3 м – 20‰ и на глубине 4,5 м – 5‰.

Увеличение минерализации морской воды за счет вымораживания происходит и при палинии слоя воды под льдом. Она увеличивается до 60–80‰, а температура понижается до -4 – -5 °C [320]. В этом случае морские осадки также находятся в мерзлом состоянии. В целом, по мере уменьшения слоя воды между припайным льдом и дном засоленность верхнего слоя донных осадков увеличивается (табл. 3) [95].

Таблица 3

Засоленность верхнего слоя осадков (Z) в зависимости от толщины слоя воды между припайными льдами и морским дном (H)

H, м	1.19	1.0	0.6	0
Z, ‰	0.6	0.8	1.1	1.3

Важно отметить, что промерзание подводных валов, баров и прибрежных отмелей сопровождается не только криогенным изменением минерализации в морской воде и грунтовой толще, но и возникновением палора грунтовых вод в подстилающих осадках. Н.Ф. Григорьев [92] отмечает, что при промерзании подводного бара при метровой мощности мерзлого слоя грунтовые воды уже имеют vapor.

Криогенный фактор может в значительной степени изменять направленность прибрежно-морского осадконакопления. Переход от условий осадконакопления в открытом море к условиям полузамкнутых, а затем и к замкнутых водоемов сопровождается направленным процессом опреснения поверхностных вод и, соответственно, осадочных толщ. В зоне смерзания льда с грунтом данный процесс может быть в значительной степени изменен. Изучение осадков Амдерминской лагуны на побережье Карского моря показало, что при общем опреснении поверхностных вод засоленность осадков здесь намного превосходит засоленность осадков в открытом море [362] (см. рис.3). Лагуна вытянута параллельно побережью на расстоянии 1,5 км, средняя ширина 200 м, глубина 0,5–2,0 м. В устье лагуны впадает река. Отложения лагуны представлены переслаивающимися песками и суглинками темно-серого цвета с большим количеством органики. Минерализация вод в лагуне летом колеблется от 18–20 г/л в устьевой части до 8 г/л и менее в частях, удаленных от моря. За-

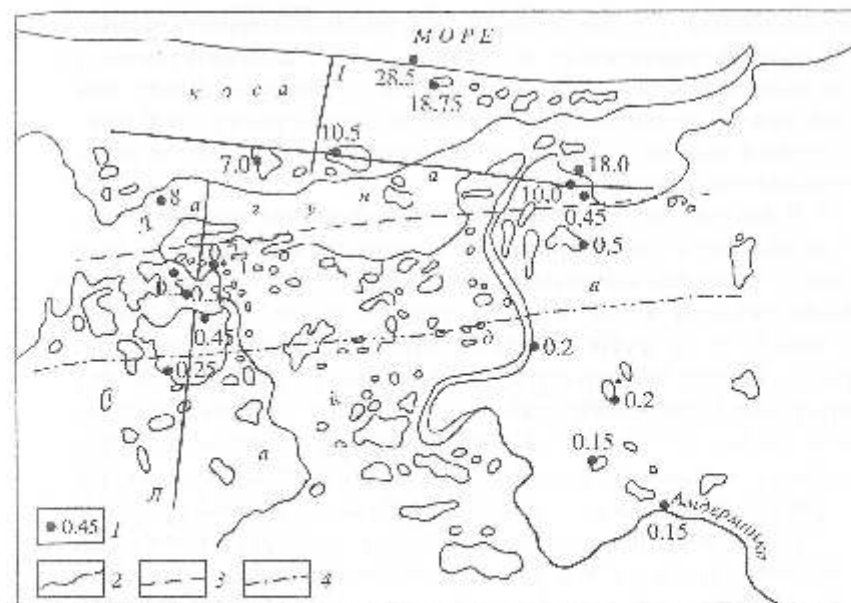


Рис. 3. Схематическая карта побережья Карского моря в районе Амдерминской косы

1 – место отбора проб поверхностных вод на общую минерализацию (г/л); изолинии минерализации поверхностных вод: 2 – 10 г/л, 3 – 0.5 г/л, 4 – 0.25 г/л

соленность верхней части субаквальных осадков лагуны (до глубины 1 м) составляет 1.6–1.9‰, ниже засоленность увеличивается, достигая на глубине 4–5 м значений 3–4‰. В то же время средние значения засоленности субаквальных осадков в открытом море составляют 0.5–0.8‰ при минерализации морских вод в этом районе 25–35 г/л. Температуры отложений в центральной части лагуны составляют -2.0 – -2.2 °C. Здесь отложения находятся в охлажденном состоянии. Ближе к берегу на более мелкозернистых участках появляются мерзлые отложения, мощность которых составляет 1,5–2,0 м.

Приведенные материалы показывают явное несоответствие поверхностных условий осадконакопления реальным значениям содержания солей в осадочной толще. Минерализация вод в лагуне в 3–4 раза меньше, чем в море, в то же время засоленность осадков в 2–3 раза больше, чем засоленность субаквальных морских осадков. Это несоответствие, несомненно, связано не с первичной седиментационной засоленностью (летом осадки накапливаются в опресненном бассейне), а с криогенным преобразованием поровых вод в осадках, происходящим при зимнем

промерзании. Слабозасоленные осадки, накапливающиеся в лагуне преимущественно в летний период, соответствуют фациальным условиям седиментогенеза. В зимний период под воздействием промерзания и значительной криогенной метаморфизации поровых вод их засоленность резко возрастает и они становятся охлажденными.

В данном случае мы наблюдаем формирование разнообразности сингенетических криогенных толщ, не многолетнемерзлых, а многолетнеохлажденных. Данные криогенные толщи сходны с выделенными выше криодиагенетическими криогенными толщами. И те, и другие не сцементированы льдом, хотя имеют отрицательную температуру; в обоих типах отложениях активно протекают диагенетические процессы. Но причины формирования данных типов отложений различны. Криодиагенетические породы соответствуют особенностям осадконакопления, их температура не связана с сезонными колебаниями температур воздуха. Формирование многолетнеохлажденных сингенетических отложений определяется климатическим фактором, они ежегодно поддерживаются за счет зимнего промерзания и криогенной метаморфизации поровых вод.

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ СУБАКВАЛЬНЫХ МЕРЗЛЫХ ОСАДКОВ

Материалов по криогенному строению субаквальных морских отложений в научной литературе очень мало. Это связано с тем, что субаквальные морские толщи развиты нешироко, получение фактических материалов технически очень сложно. Кроме того, сама проблема еще недостаточно теоретически разработана, что затрудняет проведение целенаправленных полевых исследований. Для мерзлых отложений подводных валов, баров характерен песчаный состав. Криогенное строение преимущественно массивное. Широко распространены также трещинные и "лучевидные", по определению В.А. Усова [346], криотекстуры. В переслаивающихся заиленных песках встречаются прослойки льда толщиной до 1–2 см, имеющие зернистое строение. Зернистое строение ледяных элементов является характерной чертой криогенного строения засоленных морских отложений, механизм его формирования будет рассмотрен ниже. В Ванькиной губе СМС мощностью 0,52 м (мощность припайного льда 1,8 м) представлен песком тонкозернистым, пылеватым, с включением слабоокатанной гальки и щебня, с маломощными прослоями намытого растительного дедрита. Влажность песков в верхней части составляет 32–36%, а на глубине 0,4–0,5 м – 26–27%, засоленность хлю-

ридно-натриевая, средние значения – 0,5% [153]. Криогенная текстура этих отложений представляет собой разнонаправленные, часто субвертикальные, очень тонкие (от долей миллиметра до 1 мм) шпильки льда, длиной 5–5 см, которые проникают и откладываются на глубину 20–25 см. Такую же текстуру СМС в этом районе наблюдали Е.М. Катасонов и Г.Г. Пудов [181]; она названа ими лучевидной или игольчатой. В аванделътовых и дельтовых отложениях р. Колымы отмечаются криогенные текстуры, образованные косыми "ломаными" шпильками льда [195], близкие по виду к криотекстурам СМС Ванькиной губы. На мелководье Восточно-Сибирского моря у северной части острова Большой Ляховский криогенная текстура мерзлых пород однообразна: она образована ломаными, ветвящимися шпильками и похожа на неправильную сетчатую текстуру. Широко представлены мерзлые породы с массивной криотекстурой.

Понижения морского дна, расположенные между подводными палатами, баррами, косами, заполнены более мелким супесчаносуглинистым материалом. Их осадки, как правило, имеют большую засоленность и влажность. Рассмотрим данные по криогенному строению мерзлых отложений современных лагун. В мелких лагунах осадки начинают промерзать в субаквальных условиях. В целом, для мерзлых лагунных отложений характерны ломанные, прерывистые, утончающиеся и разветвляющиеся на концах линзы и прослойки льда. Ориентировка ледяных элементов преимущественно наклонная и субвертикальная [180].

А.И. Половым отмечаются близкие по типу криогенные текстуры для верхней части лагунных отложений, где в условиях значительной обводненности формируются прерывистые линзовидные кососетчатые криотекстуры.

В.А. Усов [346] приводит следующие данные по криогенному строению современных лагунных отложений острова Вишневского. Вблизи уреза воды были вскрыты две линзы лагунных отложений: в верхней мощностью 0,2 м лед образует неправильные овальные гнезда размером до 10–15 см. Данный вид ледяных включений составляет от 40–50% до 70% объема всей породы, текстура близка к атакситовой. Встречается также горизонтально слоистый лед толщиной до 15 см и более. Слоистость образована фирнообразными и загрязненными минеральной примесью прослоями льда, в которых встречаются включения ила размером до 10 мм. В нижней линзе отмечаются колонии мелких ледяных зерен; гнезда диаметром до 4,5 см и ветвистые прослои, ориентированные большей частью наклонно. Автор делает вывод, что криогенное строение в линзах лагунных отложений обусловлено инъекционными процессами. Причем источником воды

могли быть не только вмещающие пески, но и сами водонасыщенные илы [346]. Интересным является то обстоятельство, что на некоторых участках даже при температуре -5°C илы не содержали льда и имели пластичное состояние, что свидетельствует об их значительной засоленности. По наблюдениям Н.Ф. Григорьева [92], в засоленных современных илах Ванькиной губы включения льда наблюдались в виде цепочек ледяных зерен, покрытых налетом соли.

В дельте р. Колымы М.А. Коняхиным, Г.Г. Картоновой и Л.А. Щубиной [195] было изучено криолитологическое строение субаквальных отложений. Здесь по профилю длиной 7.5 км на мелководье (слой воды 0.8–1.4 м) было пробурено шесть скважин глубиной 10–21 м, которыми вскрыта мерзлая толща песков с галькой, песчано-илуистых и иловато-алевроитовых отложений, подстилаемых глинами черного цвета с включением раковин солоноватых моллюсков, фораминифер и диатомей, свидетельствующих о морских условиях формирования осадков. Криогенное строение верхней песчаной толщи характеризуется массивными, микролинзовидными криотекстурами. Для нижней толщи характерны субгоризонтальные, вставшие прослойки льда, переходящие к низу в естчатую криотекстуру. По указанному профилю всюду морской лед смерзается с допными осадками, в результате чего повсеместно формируются новообразованные мерзлые породы.

Г.И. Дубиков [128] отмечает, что с увеличением засоленности отложений существенно уменьшаются размеры ледяных шпиров, а зерна льда в шпирях слабо связаны между собой, и порода при незначительном механическом воздействии легко распадается на агрегаты. Причины этого он видит в слабой миграции раствора к фронту кристаллизации из-за большого количества воды, насыщенной ионами натрия в диффузных слоях глинистых частиц. Поэтому промерзание засоленных осадков сопровождается фиксированием влаги на месте или отжатием в нижние горизонты, где она замерзает в песчаных коллекторах либо на контактах слоев разного литологического состава.

В целом для мерзлых (хотя в какой-то мере сцементированных льдом) субаквальных морских осадков характерно следующее: преобладание в криогенном строении субвертикальных шпиров льда небольшой толщины (не более нескольких миллиметров), частая встречаемость изометричных кристаллов льда, иногда кристаллы образуют цепочки, даже монолитные ледяные элементы, которые в свою очередь легко делат-

ся на агрегаты. Передко встречаются горизонтальные изометричные ледяные образования размером в десятки сантиметров. Общая льдистость при этом достигает 70%. Широко распространены косослоистые ветвящиеся ледяные шпирь. Кристаллы льда иногда покрыты налетом соли. Совместно с мерзлыми участками, даже при низких отрицательных температурах, встречаются участки пластичных грунтов, не содержащих льда. Влажность грунтов, как правило, превышает предел текучести. Большинство исследователей, занимавшихся исследованиями криогенного строения современных субаквальных отложений, придерживаются мнения, что при формировании криотекстур в данных условиях незначительная роль процессов миграции связанной воды и велика роль процессов, определяемых перераспределением свободной воды.

Значительная роль процессов, связанных с напорным действием свободной воды в промерзающих засоленных грунтах, определяется изменением соотношения между различными категориями воды. Засоленные грунты характеризуются высоким содержанием незамерзшей воды, даже при низких отрицательных температурах (табл. 4).

Содержание незамерзшей воды, как и понижение температуры замедления заморозки грунтов, в значительной мере определяется их составом. Чем дисперснее грунт, тем больше в нем незамерзшей воды и тем ниже температура замедления. Для засоленных грунтов такой четкой зависимости не прослеживается. Начиная с некоторых значений минерализации порового раствора песчаные и глинистые грунты могут характеризоваться одинаковым содержанием незамерзшей воды и температурой замедления. По данным М.М. Дербеновой [121], такие разные грунты, как кварцевый песок, каолиновая глина и монтмориллонитовая глина при одинаковой концентрации солей обладают практически одинаковой температурой замедления, составляющей при засоленности 5% — -3.4 — -3.6°C , а при засоленности 17% — -12.2 — -12.7°C . Причиной этого является то, что водорастворимые соли вызывают дезориентацию молекул воды, ориентированных поверхностью минеральных частиц. Это приводит к уменьшению количества рыхлосвязанной воды в грунте, где при достижении определенных значений минерализации порового раствора остается лишь прочносвязанная и жидкая фаза. Данных о значениях минерализации поровых растворов, необходимых для полной дезориентации оболочки рыхлосвязанной воды вокруг минеральной частицы, в литературе очень мало. По материалам В.Г. Григорьевой [97], для разных глин эти концент-

Таблица 4

Содержание незамерзшей воды ($W_{н.з.}$)^{*} в суффлюэнтных грунтах различной засоленности [58]

Температура, °C	Засоленность, ‰			
	0,0	0,15	0,5	1,0
-2,8	33,5	40,7	53,0	84,3
-4,0	26,8	35,7	47,1	80,0
-6,5	24,3	30,0	39,0	69,7
-11,1	14,4	22,9	24,7	26,1

^{*} Выражено в процентах к суммарной влажности мерзлого грунта.

рация может меняться от 0,1 N до 0,4 N. В ходе промерзания минерализация порового раствора в грунте увеличивается, что неизбежно приводит к перераспределению соотношения различных категорий воды в сторону увеличения доли жидкой фазы. Соответственно, возрастает роль напорных процессов, находящихся своей реализацией в соответствующих криогенных текстурах. Кроме того, увеличение минерализации приводит к формированию специфической зоны замерзания, характеризующейся сочетанием многочисленных центров льдообразования и локальных участков роста кристаллов солей.

Одной из причин слабого льдовыделения в морских осадках можно считать состав обменных катионов. Экспериментальные исследования З.А. Перессовой [251] по определению миграции влаги, льдовыделения и пучения при промерзании грунтов различного минералогического состава показали их четкую связь с валентностью обменных катионов. При насыщении грунтов одновалентными Na-, K-ионами миграция влаги выражена слабо, а льдовыделение незначительно. Криогенное строение характеризуется преобладанием вертикальных и субвертикальных шпиров.

Анализируя криогенное строение современных прибрежно-морских осадков, нельзя оставить в стороне рассмотрение формирования "диакриогенных толщ мерзлых пород" [346]. Считается, что данный тип мерзлых пород формируется в условиях дна мелководных водоемов за счет потоков холода снизу и с боков. Осадки еще слабо уплотнены, влагонасыщенны. Промерзание донных отложений прерывает процесс диагенеза, как бы завершая его. Потоки холода в промерзающих таликах при этом могут быть направлены с боков (от берегов), сверху (в зимний пе-

риод через слой льда на мелководьях и через слой соленой воды на шельфах) и снизу. При промерзании донных отложений, таким образом, поровые воды могут мигрировать из придонных слоев вверх, вниз и в стороны к промерзающим участкам [142]. Наиболее характерным видом криотекстур для промерзающих сбоку бассейновых отложений является наклонная сеть шпиров льда, что было показано Е.М. Катасоновым на примере озерных илов.

Остановимся подробнее на обоснованности выделения данного типа мерзлых пород. Формирование его связывается с "потоками холода", направленными по горизонтали от берега. Большое значение в образовании диакриогенных мерзлых толщ придается миграции связанной воды к фронту промерзания. Для засоленных осадков миграционные процессы чрезвычайно слабы и выявление их роли в формировании криотекстур требует доказательств. Проведенные нами экспериментальные исследования данной проблемы (раздел 3.5) показали, что засоление отложений, во-первых, резко уменьшает миграцию и при некоторых значениях вообще останавливает ее, во-вторых, слоистые криогенные текстуры в засоленных грунтах ориентированы не параллельно фронту промерзания, а субвертикально по отношению к нему.

Утверждается, что диакриогенные мерзлые породы формируются при диагенетическом типе промерзания. Но в данном случае формирование мерзлых пород и льдовыделение никак не связано с естественным преобразованием осадков в процессе диагенеза, что было рассмотрено нами выше. И миграция воды, и льдообразование в данном случае связаны с внешним фактором, а именно контактом с низкотемпературными воздушными массами. При этом как раз диагенетические процессы прерываются.

На наш взгляд, многие особенности криогенного строения молодых прибрежно-морских осадков могут быть объяснены обычным промерзанием сверху влагонасыщенных засоленных осадков. Как уже рассматривалось выше, верхняя часть субаквальных осадков часто имеет влажность, намного превосходящую предел текучести. По наблюдениям П.А. Шумского [382], в переувлажненной текучей породе кристаллы растут за счет своего окружения, легко раздвигая минеральные частицы в любом направлении. В этих условиях ориентировка зародыша разрастается, все зародившиеся достаточно рано кристаллы разрастаются по базисной плоскости, образуя беспорядочную решетку пластинчатых монокристаллов с ячейками породы между ними.

Наблюдается следующая зависимость: чем быстрее промерзание, тем толще шпирь и меньше грунтовые ячейки между ними. При этом кристаллы, ориентированные базисной плоскостью в направлении промерзания, проникают еще в талую породу до зарождения в ней кристаллов с другой ориентировкой (тем более это характерно для морских засоленных осадков с отрицательной температурой) и получают преимущество в развитии. Таким образом, во всей массе породы последовательно, слой за слоем формируется беспорядочная сетчатая криотекстура; при этом чем медленнее идет промерзание, тем большее преобладание в ней могут получить ледяные шпирь, ориентированные в направлении температурного градиента. Для таких криогенных текстур характерно формирование сегрегационного льда в основном за счет собственных запасов влаги в породе, с перераспределением ее лишь в пределах незначительного по мощности слоя. При образовании сетчатых текстур в переувлажненных и засоленных породах явление миграции влаги из других горизонтов вряд ли могут играть заметную роль. В этих условиях вмещающая порода играет пассивную роль, среды, в которой кристаллы льда развиваются по собственным законам. Текстура мерзлой породы определяется главным образом ориентировкой возникающих в ней кристаллов льда.

3.4. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ МОРСКИХ ОСАДКОВ В СУБАЭРАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Мерзлые породы в зоне пляжа прослеживаются в виде полосы различной ширины вдоль материкового побережья, за исключением устьевых участков крупных рек. В результате аккумуляции наносов, транспортируемых вдольбереговыми и ветровыми нагонными течениями, происходит обмеление прибрежной части дна моря. От глубины моря и толщины слоя льда, лежащего на дне, зависят продолжительность и глубина сингенетического промерзания верхнего слоя донных отложений. По мере выхода аккумулятивных форм донного рельефа в надводное положение промерзание наносов усиливается и происходит заметное увеличение мощности и площади распространения современных многолетнемерзлых пород.

В фациальной зоне пляжа распространены два типа мерзлых толщ [337]. Первый тип характеризуется увеличением мощности ММП в направлении от береговой линии к тыловым частям пля-

жей. Для Гыданского п-ва на песчаных косах мощность мерзлых отложений вблизи моря 9-30 м, на более удаленных участках 45-125 м и в тыловых частях пляжа 120-160 м [37].

Морфология нижней границы мерзлых толщ первого типа определяется процессами, происходящими в грунтовом массиве при эпигенетическом промерзании. Для прибрежных участков островов, недавно поднявшихся из-под уровня моря, мощность мерзлоты составляет несколько метров; с удалением от побережья в центральной части островов она возрастает до нескольких сотен метров. По данным Я.Н. Незвестного [249, 250], в западной части одного из островов архипелага Франца Иосифа мерзлые породы появляются под припайным льдом и на расстоянии 0,1 км от берега достигают мощности 88 м. В центре острова нижняя граница мерзлоты достигает 200 м. Под мерзлой зоной вскрыты криопегги с температурой $-4,8^{\circ}\text{C}$. Такие же криопегги вскрыты и под немерзлыми илами дна моря. Соотношение напором подмерзлотных криопеггов показывает, что эти воды под влиянием криогенного напора выдавливаются из внутренних частей острова в сторону моря. Это важное наблюдение иллюстрирует общую направленность движения подмерзлотных вод под воздействием эпигенетического промерзания морских осадков. Движение грунтовых вод приобретает горизонтальную составляющую. Возрастание криогенного напора и горизонтальное перемещение грунтовых вод в сторону субаквальных осадков приводит к уменьшению общей засоленности промерзающего грунтового массива в целом. При этом формируются более монолитные мерзлые толщ за счет уменьшения количества криопеггов. Та же разгрузка минерализованных подмерзлотных и межмерзлотных вод в сторону опресненных лагун или осадочных озер будет приводить к засолению осадков, формирующихся в пресноводных условиях. Криогенные напоры, возникающие в промерзающих морских осадках, будут способствовать распространению инъекционных процессов при формировании криотекстур.

Второй тип криогенных толщ в зоне пляжа характеризуется значительной мощностью ММП. Для второго типа не наблюдается уменьшения мощности мерзлых пород при движении в сторону моря. Формирование данных типов мерзлых толщ соответствует разнонаправленным тенденциям в развитии морских побережий. Первый тип формируется при преобладании процессов аккумуляции осадков в береговой зоне. Для данного типа мерзлых толщ характерно их новообразование. При этом ведущую роль играет эпигенетическое промерзание. Сингенетический го-

ризонт в большинстве случаев составляет верхние 2–3 м. Лишь на локальных участках сбалансированных скоростей осадконакопления и повышения уровня моря мощность сингенетического горизонта будет большей.

Формирование второго типа мерзлых толщ связано с преобладанием процессов размыва берегов и перехода мерзлых пород из субэвального в субаквальный состояние. В этом случае промерзание вновь накапливающихся осадков происходит при наличии мерзлых пород в их основании. Мощность современных мерзлых осадков в этом случае будет незначительной, а сами сформировавшиеся толщи будут преимущественно сингенетическими.

В зависимости от условий осадконакопления и промерзания в зоне пляжа формируются группы фаций, отличающихся по составу, сложению и криогенному строению.

Супесчано-суглинистым отложениям приливной зоны пляжа, широко распространенным на лайдонных берегах, присущи тонкослоистая и сетчатая-слоистая криогенная текстуры. Толщина шпиров льда в верхней части разреза 0,1–0,3 см, минеральных прослоев 0,5–1,5 см. В более низких слоях шпирь льда толщиной до 1–2 см образуют сетчатую или неполносетчатую текстуру. Их объемная льдистость составляет 50–70%, причем шпировая льдистость достигает 30–35%. Для разрезов лайд свойственно чередование сильнольдистых и слабольдистых слоев грунта, толщина их колеблется от 0,5 до 2 см. Мощность мерзлых отложений, формирующихся на островах Карского моря, вдоль побережья Ямала, по сингенетическому типу составляет не более 3–5 м. Под ними залегают охлажденные пески и глины, насыщенные сильноминерализованными (110 г/л) хлоридно-натриевыми поровыми растворами [287]. В.В. Баулин [26] указывает, что на лайдах Байдаранской губы ниже 5–6 м мерзлых пород залегают охлажденные минерализованные осадки с температурой -7 — -8 °С. При промерзании засоленных грунтов минерализация их поровых растворов увеличивается. Поэтому простое понижение температуры не приведет к формированию в засоленных грунтах сплошных мерзлых толщ. Для этого требуется или распреснение минерализованных грунтовых вод, или их отжатие, которое осуществляется вследствие неравномерности фронта промерзания.

Горизонтально-слоистым тонким пескам и алевроитам, слагающим незатопляемые участки пляжа, свойственна массивная криогенная текстура. Объемная льдистость этих отложений не превышает 43% [346].

Изучение мерзлых отложений песчаной косы в районе пос. Амдерма на побережье Карского моря (рис. 3) позволило выявить некоторые количественные связи засоленности осадков с их криогенным строением [362] (табл. 5).

Для суглинков с засоленностью до 0,2% и влажностью до 24% характерны слоистые криотекстуры. При больших засоленностях грунтов специфика криогенного строения резко меняется. При засоленности свыше 0,8% и влажности 28–51% лед уже не образует ярко выраженных криогенных текстур и не цементирует минеральные частицы. Формируются отдельные кристаллы или гнезда изометричных и вытянутых игольчатых кристаллов размером до нескольких миллиметров. Суглинки имеют малую механическую прочность, легко разламываются руками, они сохраняют пластичную консистенцию даже в мерзлом состоянии.

Для песков засоленностью 0,1–0,2% и влажностью 19–22% криогенная текстура массивная, а при засоленности 0,3–1,8% и выше пески при температурах -3 — -6 °С находятся в водонасыщенном охлажденном состоянии, при этом в них наблюдаются отдельные кристаллы льда размером в несколько миллиметров.

В засоленных современных мерзлых морских осадках, находящихся в субэвральном состоянии, характерно специфическое криогенное строение, при котором отдельные ледяные кристаллы вытянутой или изометрической формы не цементируют грунтовой массив. Это связано с тем обстоятельством, что в засоленных грунтах при промерзании образуется широкая зона переохлаждения с множеством локальных центров кристаллизации. После начала формирования первичных кристаллов льда в различных грунтах их рост продолжается по-разному. В илах и суглинистых грунтах первичные ледяные кристаллы продолжают свой рост за счет миграции поровой воды из окружающих участков к поверхности кристалла. В ходе миграции к поверхности растущего кристалла подтягиваются соли. Вблизи поверхности растущего кристалла льда формируется слой повышенной засоленности, в результате чего миграционный поток уменьшается, и ледяной элемент прекращает свой рост. В песчаных грунтах или в водонасыщенных илах формирование льда происходит за счет замерзания свободной воды. Здесь при кристаллизации соли отжимаются за границы кристаллов, у растущей поверхности формируется зона повышенной минерализации, превышающей температуру замерзания, что ограничивает рост ледяных включений. Различные механизмы приводят к одному результату — у

Таблица 5

Криогенное строение и засоленность отложений косм
(температура грунтов -3 — -8 °C) [262]

Засоленность, %	Влажность, %	Текстура
	Суглинок	
0.02-0.3	17-24	Ленточно-слоистые, Истощены льдом до 10 см
0.09-0.5	20-21	Слоистые. Шлаки льда до 2 мм. Расстояние 6-60 см
0.87	51	Наблюдаются отдельные кристаллы льда
0.98	35	То же
1.2	40	"
1.4	21	"
1.55	35-47	"
1.8	53	"
2.2	35-49	Отдельные разло ориентированные кристаллы толщиной до 1 мм
	Песок	
0.1	25-27	Мелкозернистый
0.1	20-21	"
0.09-0.11	20-22	"
0.12-0.13	19-23	"
0.12	20-25	Отдельные кристаллы льда
0.48	22	То же
1.88	21-25	"

растущей поверхности ледяных кристаллов формируется зона повышенной минерализации, проявляющаяся в виде соляных обочек.

Мерзлые и охлажденные грунты береговой зоны как под водой, так и на прилегающей к морю суше классифицируются как засоленные. Хорошо иллюстрируют особенности распределения засоленности различных осадков прибрежной зоны материалы изучения перехода проектируемого газопровода через Байдаракскую губу. Засоление грунтов относится к морскому типу и связано с формированием осадков в морском бассейне. При том, что все литологические разности грунтов здесь засолены по всему разрезу (за исключением грунтов сезонно-талого слоя в субэвразных условиях), можно проследить определенную дифференциацию в засолении осадков для различных фациальных условий. В таблицах 6, 7 представлены данные о засолении осадков Карского моря: глубоководных и мелководных субаквальных осадках, а также субэвразных отложений морских побережий (лайды, бары, пляжи и др.).

Таблица 6

Засоленность ($D_{\text{ср}}$) донных грунтов в полосе перехода [294]

Тип грунтов	Состояние грунтов	$D_{\text{ср}}$ (среднее, %)	$D_{\text{ср}}$ (min-max) *
Мелководье и подводные склоны (до изобаты 5 м)			
Суглинки	Охлажденные	1.04	40-50
Супеси	—	0.90	35-45
Пески	—	0.97	35-54
Центральная часть перехода			
Глины	Охлажденные	0.76	19-33
—	Мерзлые	0.50	13-16
Суглинки	Охлажденные	0.73	15-47
—	Мерзлые	0.41	12-18
Супеси	Охлажденные	0.57	17-30
Пески	То же	0.51	15-30

* Концентрация поровых растворов, %.

Таблица 7

Засоленность ($D_{\text{ср}}$) грунтов береговых участков перехода [294]

Геолого-генетический комплекс	Тип грунтов	$D_{\text{ср}}$ (среднее, %)
Первая морская терраса	Песок морской	0.15
	Песок охлажденный	2.48
	Супесь морская	0.31
	Суглинок мерзлый	0.66
Лайда	Песок мерзлый	0.22
	Песок охлажденный	2.4
	Супесь морская	0.92
	Суглинок мерзлый	1.4
	Суглинок охлажденный	3.1
Бар, пляж	Песок мерзлый	0.28
	Песок охлажденный	2.8
	Супесь морская	1.55
	Супесь охлажденная	2.2

Прослеживается увеличение засоленности охлажденных осадков при движении от более глубоководных участков в сторону суши. Средняя засоленность суглинков для глубоководных участков составляет 0.73%, для мелководий 1.04%, для лайд 3.1%. Для супесей эти значения следующие: глубоководные 0.57%, мелководные 0.9%, для баров и пляжей 2.2%. Охлажденные пески в глубоководных условиях имеют средние значения засоленности 0.51%, на мелководье 0.97, на лайдах 2.4%.

на барах и пляжах 2,8%. Данные значения засоленностей не могут быть объяснены с позиций особенностей фациальных условий осадконакопления. При приближении к берегу общая минерализация морских вод уменьшается. А для субэвральных условий верхний двухметровый слой песков вообще не засолен или слабо засолен (значения засоленности меньше 0,05–0,1%). Отмеченное увеличение засоленности может быть объяснено только криогинным фактором. При промерзания и формирования льда в увлажненных засоленных осадках минерализация поровых растворов увеличивается, поскольку при кристаллизации воды лед всегда более пресен чем исходный раствор. Засоленность глубоководных осадков отражает первичную засоленность, связанную с условиями осадконакопления. В то же время мерзлые отложения засолены значительно меньше, чем аналогичные охлажденные. Мерзлые пески в субэвральном условиях (дайда, бар, пляж) имеют среднюю засоленность 0,22–0,28%, там же супесь мерзлая 0,92–1,55%. Для песчаных отложений первой морской террасы средняя засоленность составляет 0,15%, а встречающиеся здесь охлажденные пески имеют засоленность 2,48%. Следует отметить, что состав солей верхней 3–7-метровой толщи мерзлых песков и супесей в субэвральном условиях изменен по отношению к первичному хлоридно-натриевому и является хлоридно-сульфатно-натриевым. Промерзание песков приводит к их распреснению, но и то же время в песках формируются и минерализованные водонасыщенные слои.

КРИОПЭГИ

Для мерзлых толщ морских осадков, выходящих из под уровня моря и формирующих аккумулятивные побережья, характерно широкое распространение горизонтов высокоминерализованных вод с отрицательной температурой (криопэгов). Криопэги, как правило, не приурочены к какой-либо глубине, и минерализация в них колеблется в больших диапазонах, но в целом прослеживается следующая закономерность. Большинство значений минерализации вод в криопэгах находится в диапазоне равновесных значений, соответствующих разбросу температур грунтов данного района. Рассмотрим это на примере исследования криопэгов, проведенного нами в районе Амдерминской косы на побережье Карского моря (табл. 8) [362].

Обследуемая площадь не превысила одного квадратного километра. Измеренные температуры грунтов колебались в диапазоне значений –3 – –6 °C. В плане криопэги не выдержаны, что

Таблица 8
Глубины залегания криопэгов и их минерализация

Глубина, м	Минерализация, г/л	Глубина, м	Минерализация, г/л
3,0	53	5,5	59
3,2	53	5,5	63
3,5	65	6,0	60
4,2	94	6,0	97
4,6	116	7,0	110
4,9	72	7,1	119
4,9	96	8,3	76
5,0	28		
5,4	76		

Таблица 9
Минерализация уорской воды (S)
при различных температурах (T) [164]

T, °C	-1	-2	-3	-4	5	-6	-7	-8	-9	10
S, г/л	19	27	34	69	82	95	108	120	132	154

связано с нестрогой литологического состава грунтов, их резкой фациальной изменчивостью, разнообразием температур (в слое годовых колебаний) и различием в засоленности осадков. Проследивается связь изменения минерализации криопэгов в разные сезоны года в слое годовых колебаний температуры грунтов. В теплый период минерализация уменьшается, в холодный – увеличивается. При этом происходит сокращение или увеличение лишь криопэгов и изменение в них напора.

На западном побережье п-ва Ямал на расстоянии 10–15 м от уреза воды скважиной глубиной 19 м было вскрыто пять горизонтов, насыщенных высокоминерализованными растворами. Толщина мерзлых слоев колеблется от 1 до 4 м, а мощность криопэгов от 0,3 до 2,5 м [95].

Известно, что каждому значению минерализации воды соответствует своя температура заморзания (табл. 9).

Значения минерализации сосредоточены в основном в диапазоне измеренных температур грунтов, незначительные отклонения соответствуют тепловым волнам в грунтовой толще.

На границе криопэгов и вмещающих отложений значения засоленности резко меняются. В одной из пройденных скважин водоносный горизонт с минерализацией 97 г/л и засоленностью песков 0,87% перекрывался мерзлыми песками с засоленностью

0.07% и подстилался таковыми с засоленностью 0.1%. В двух других скважинах с минерализацией вод 116 и 58 г/л и засоленностью песков 1.19 и 1.14% засоленность перекрывающих мерзлых песков составила, соответственно, 0.13 и 0.17%. В данном случае измеренные засоленности песчаных отложений водоносных горизонтов почти в 10 раз превосходят засоленности вмещающих мерзлых отложений.

Наблюдающееся различие засоленностей в криопэггах и вмещающих грунтах можно объяснить следующим образом. При формировании мерзлоты в песчаных осадках перед фронтом промерзания формируется зона повышенный минерализации. Это связано с тем, что лед всегда более пресный, чем исходный раствор. Когда минерализация грунтового раствора достигнет равновесных значений для данной температуры, льдообразование прекращается и начинается ниже, там, где возможно его продолжение. Таким образом, незамерзший водный горизонт оказывается "зажатым" между мерзлыми слоями. Дальнейшее понижение температуры приводит к еще большему промерзанию водоносного горизонта и повышению его минерализации. Возникающие при этом давления приводят к отжатию грунтовых вод и прирастворению ому уменьшению засоленности грунтовых толщ.

Аналогичные условия залегания криопэггов на побережье Карского моря в районе Байдарачкой губы выявили исследования, проведенные в ходе изысканий под газопровод Ямал-Центр. Здесь при изучении 42 разрезов как на ямальском, так и уральском побережье выявлено существование на глубинах 1–15 м до десятка тонких прослоев криопэггов, чередующихся со слоями мерзлых грунтов [294]. Минерализация их колеблется от 30 до 150 г/л, температура от -8 до -22 °C, величина напора 0–10 м. Криопэги приурочены к слоям водонепроницаемых грунтов и к контактам последних с водоупорами.

В распределении криопэггов наблюдается некоторая тенденция. С удалением от уреза воды в сторону суши количество минерализованных водоносных горизонтов уменьшается. То же самое наблюдается и при понижении температур грунтов.

Криопэги присутствуют не только в современных но и в более древних морских осадках. В отложениях первой морской террасы они встречаются на глубинах 20–50 м, их минерализация колеблется от 50–115 г/л, при температурах -3–6 °C, величина напора более 10 м.

Химический состав криопэггов в мерзлых грунтах морских террас, лайд, кос и пляжей везде устойчивый хлоридно-натриевый. Увеличение их минерализации сопровождается концентрированием основных ионов хлора, натрия и магния. По сравнению

с морской водой в криопэггах наблюдается относительно высокое содержание ионов хлора и магния и понижение ионов натрия. Минерализации криопэггов всегда больше, чем у поровых растворов мерзлых грунтов, а их химический состав указывает на единый морской источник засоления отложений мерзлой толщи и формирования криопэггов.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

На мелководных участках начинают действовать криогенные процессы, характерные только для континентальных условий, в первую очередь к ним относится морозобойное растрескивание. Оно начинается с момента смерзания приливного льда с грунтом, однако, какой-либо закономерности в расположении трещин не наблюдается. Проведенные В.А. Усовым [346] эксперименты показали возможность субаквального растрескивания донных отложений, но в этих условиях повторно-жильные образования не получают большого развития, так как сезонное оттаивание и формирование каждый год нового ледяного покрова не способствуют растрескиванию донных грунтов в одном месте. Устойчивое растрескивание грунтов и формирование повторно-жильных образований отмечается в отложениях незаотапливаемых частей лаиды и приливной зоны вблизи западного Ямала, северного Гыдына и на прилегающих островах и косах. Однако, в связи с большой засоленностью современных морских отложений мощность повторно-жильных льдов сравнительно небольшая, особенно вблизи побережья Байдарачкой губы. По наблюдениям Ю.К. Васильчука [50], на лаиде Гыданской губы встречаются двухъярусные повторно-жильные льды. Анализ микроскопического и солевого состава ледяных жил показал, что нижний ярус, где ширина жил достигает 1.6–2.5 м, а вертикальная мощность 2.0–2.8 м, формировался в субаквальных условиях. Жилы верхнего яруса шириной 0.9 м формировались в субэвральных условиях. На лаиде Обской губы этим же автором отмечаются сингенетические жилы льда, достигающие в верхней части ширины 0.4–0.5 м и высоты 1.8–2.0 м. На широкое распространение повторно-жильных льдов в современных отложениях указывает полигональный рельеф лаид Карского моря. Интенсивный сингенез на побережье Карского моря идет в субэвральных условиях, когда промерзают отложения части шельфа, находящейся в зоне действия приливов. В субаквальных условиях формирование сингенетических мерзлых горизонтов возможно лишь в узкой полосе, ограниченной кромкой формирующегося приливного льда.

3.5. ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОМЕРЗАНИЯ МОРСКИХ ОСАДКОВ

Промерзавшие морские осадки характеризуются значительным разнообразием гранулометрического и минералогического составов, влажности, засоленности и т.д. Изучить влияние этих показателей на формирование мерзлых толщ в полевых условиях чрезвычайно трудно, поскольку в естественных условиях мы наблюдаем конечный результат взаимодействия многих природных факторов. Такие из них, как начальная влажность грунтов, их засоленности, минералогический состав глинистой фракции, в целом отражают фациальные особенности осадконакопления и во многом определяют процессы, происходящие в промерзающих грунтах. Были проведены серия лабораторных экспериментов по моделированию процессов промерзания грунтов, в которой мы попытались оценить влияние отдельных факторов на формирование криогенного строения морских осадков.

ВЛИЯНИЕ НАЧАЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ГРУНТОВ НА ИХ КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ

Для определения влияния начальной влажности грунтов на формирование криогенного строения при их одностороннем промерзании были использованы три вида грунтов: глуховецкий каолин, среднепелитовая морская глина с п-ва Ямал преимущественно монтмориллонитового состава и современный ил из бухты Диксон преимущественно гидрослюдастого состава. Соленость порового раствора у первого грунта менее 1 г/л, у второго 6,9 г/л, у третьего 35 г/л. Промораживание образцов проводилось сверху при температурах $-4,0$ — -6 °C. Начальная влажность менялась от значений, соответствующих границе раскатывания до значений в три раза превышающих предел текучести (табл. 10). Тем самым были смоделированы практически все диапазоны

Таблица 10

Значения начальных влажностей (W_n) и температур промерзания

Каолин	W_n	165	106	50	—
	T °C	—	—6	6	—6
Средне-пелитовая морская глина	W_n	137	122	52	43
	T °C	—6	—4	—6	—6
Современные морские илы	W_n	128	55	35	30
	T °C	—6	6	—6	—5

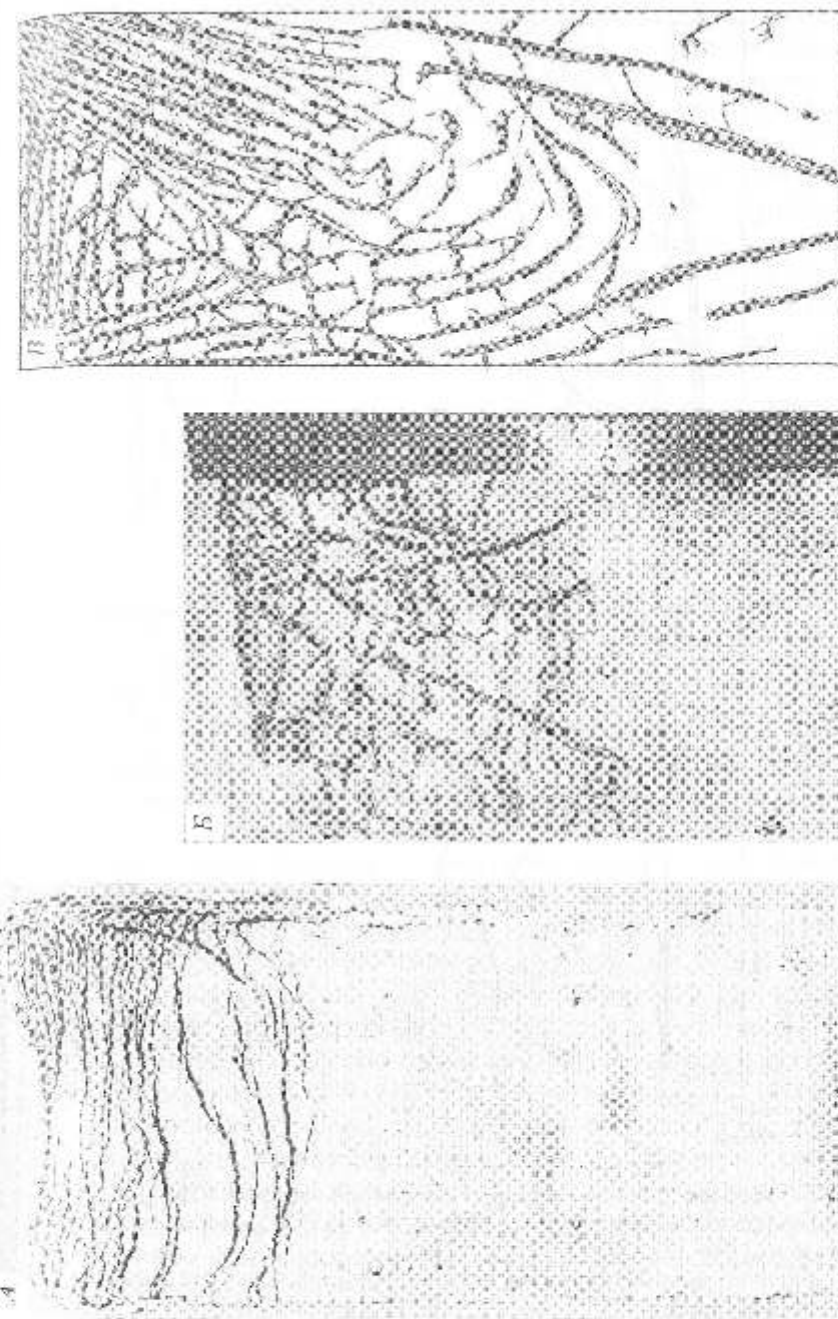


Рис. 4. Криогенное строение образцов глиноватого каолина с различной начальной влажностью
а — 50%; б — 106%; в — 165%

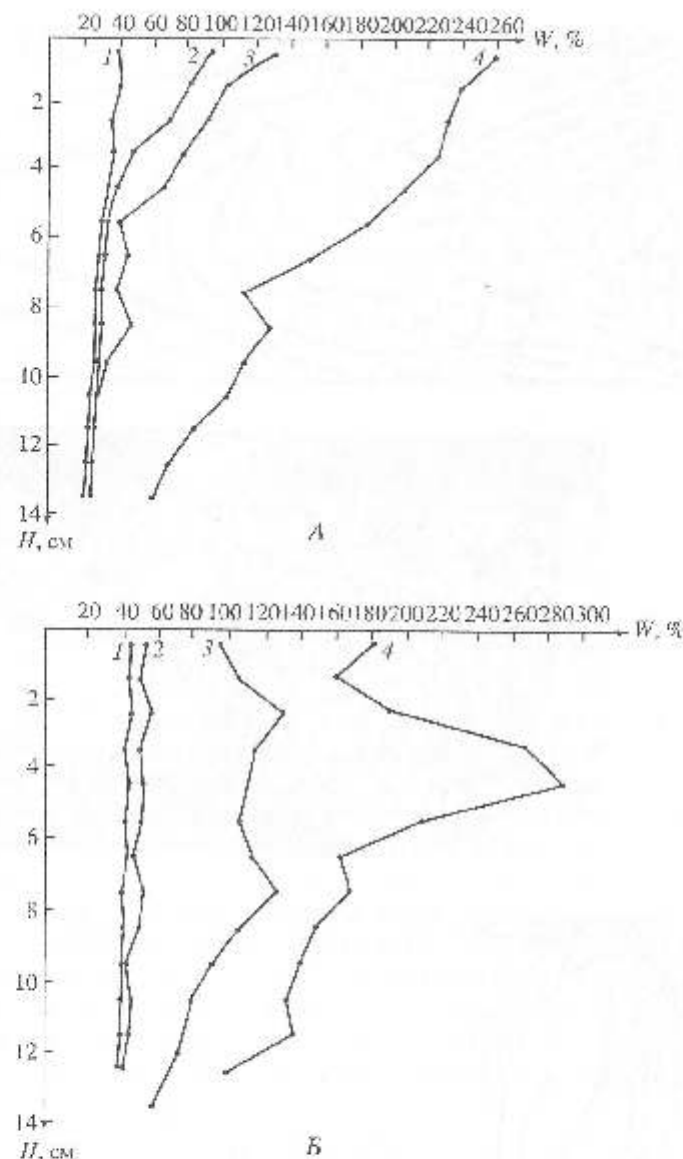
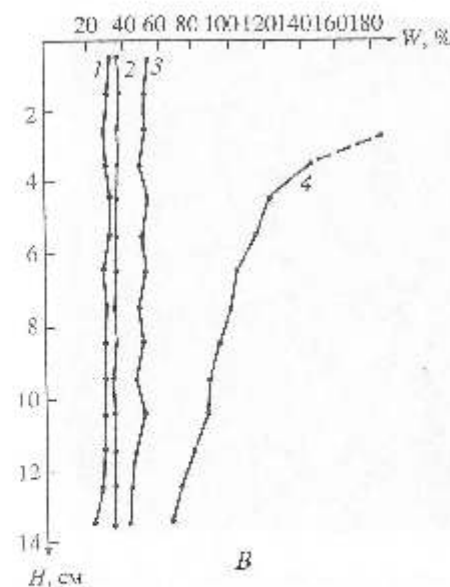


Рис. 5. Распределение суммарной влажности в мерзлых образцах каолинита (А), среднеплейстоценовых морских глинах (Б), в современных морских глинах (В)

Характер распределения влажности в мерзлых образцах при значениях начальной влажности (в %).

А: 1 - 43, 2 - 50, 3 - 106, 4 - 65; Б: 1 - 43, 2 - 52, 3 - 122, 4 - 137; В: 1 - 30, 2 - 39, 3 - 55, 4 - 126



влажностей, встречающихся в верхней части морских субаквальных осадков.

Высота образцов составляла 17 см, ширина 7 см, что позволило устранить влияние стенок контейнера и обеспечить качественное исследование криогенного строения и особенностей перераспределения воды при промерзании.

Наиболее типичная картина распределения влаги в мерзлых образцах наблюдалась в каолините (рис. 4). При начальной влажности около границы раскатывания видимых ле-

дяных элементов не наблюдалось; перераспределение влаги было незначительным (рис. 5а). При влажностях между границей раскатывания и пределом текучести формировались горизонтально-слоистые криотекстуры и перераспределение влаги было значительным. В нижней части образцов формируется зона иссушения с массивной криогенной текстурой. В верхней части образцов льдистость достигает 50-60%. При увеличении начальной влажности выше предела текучести увеличивается количество вертикальных шпиров, при влажностях, превышающих предел текучести в два раза, криотекстуры становятся сетчатыми, но характер перераспределения влаги не меняется (рис. 5б). В нижней части наблюдается зона иссушения с массивным криогенным строением, в верхней формируется льдистая зона. При увеличении начальной влажности до значений, в три раза превышающих предел текучести, криогенное строение значительно меняется. В верхней части образцов, где льдистость достигает 70%, грунтово-вые частицы начинают перераспределяться согласно внутренней структуре кристаллов льда (рис. 5в). Грунтово-вые включения представляют собой плоские пластины, ориентированные параллельно базисным плоскостям кристаллов льда (рис. 6). Исследования в поляризованном свете показали, что каждая система, одинаково ориентированных ледогрунтово-вых блоков, является или единым кристаллом, или системой параллельных пластинчатых кристаллов (рис. 7, 8). По внешнему виду рассмотренные образцы

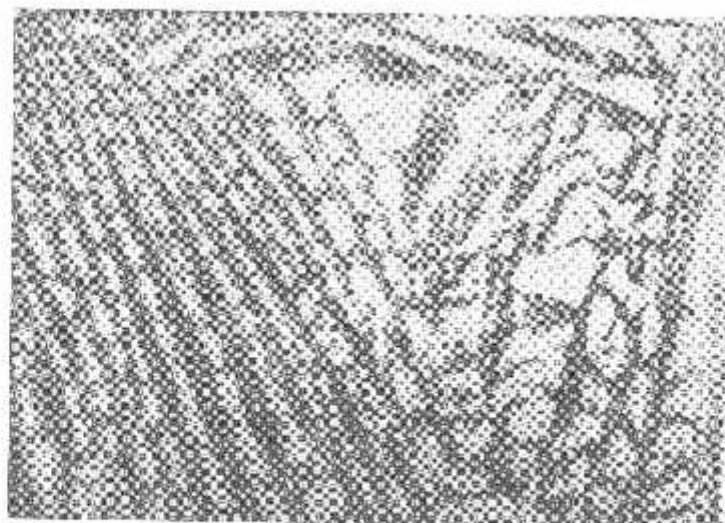


Рис. 6. Криогенное строение верхней части образца каолина с начальной влажностью 165% (вертикальный срез)

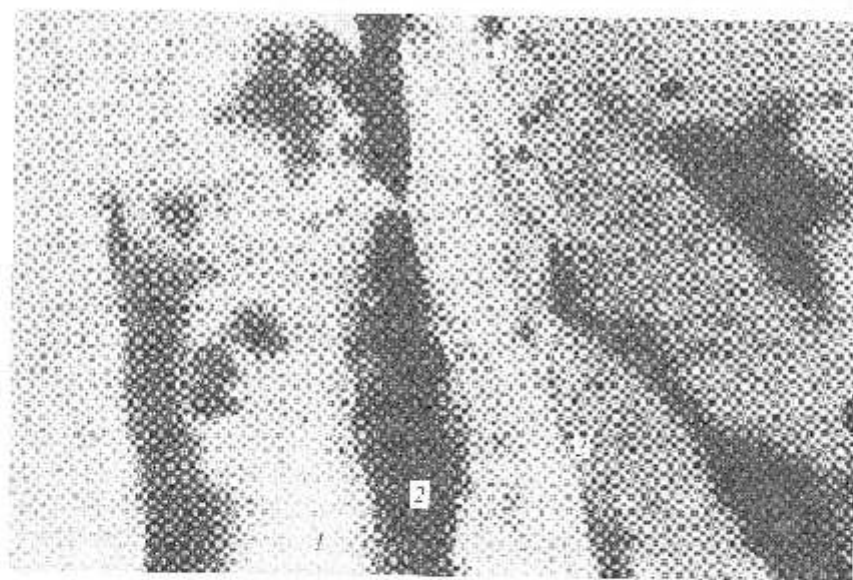


Рис. 7. Пересечение двух зон разноориентированных групповых включений (снимок сделан в поляризованном свете) $\times 45$
1 — лед; 2 — групповые включения; 3 — граница между кристаллами



Рис. 8. Характер распределения групповых включений в разноориентированных кристаллах льда

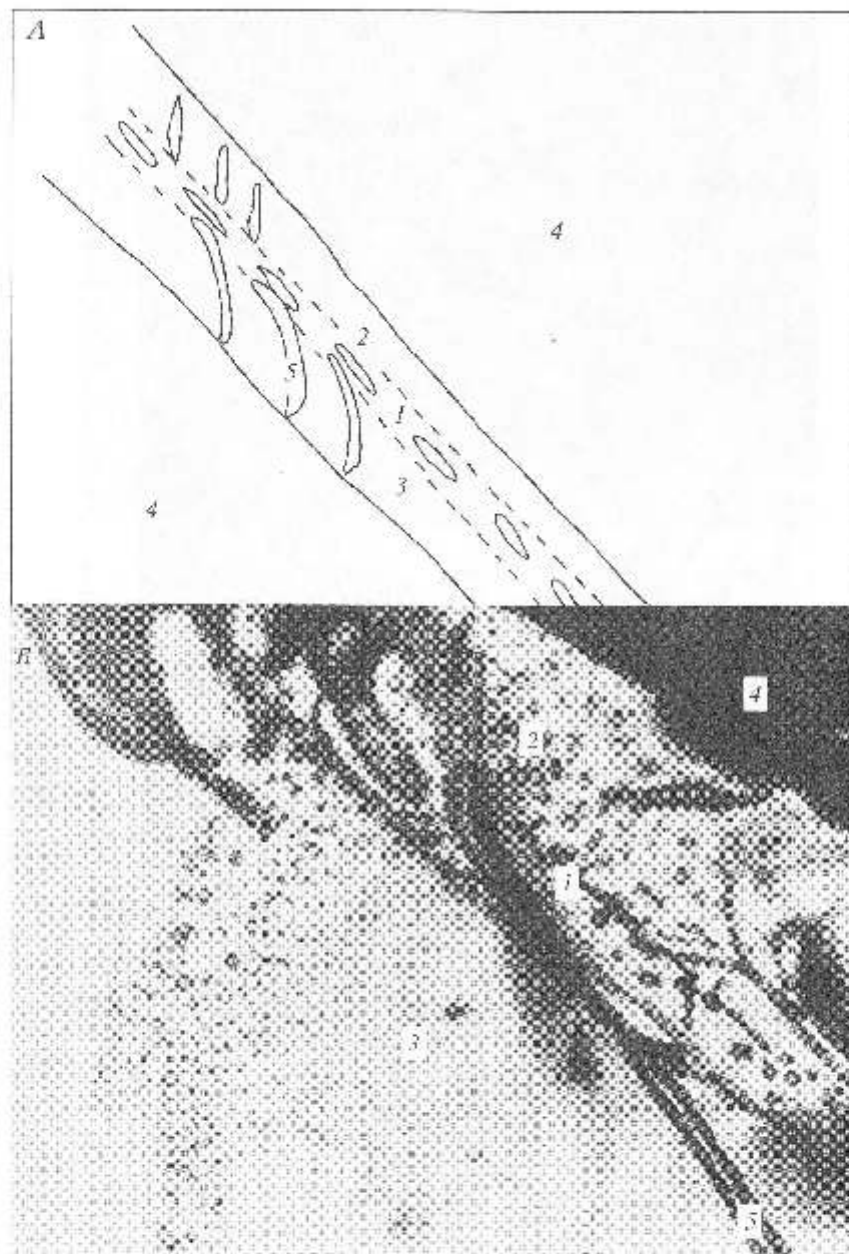


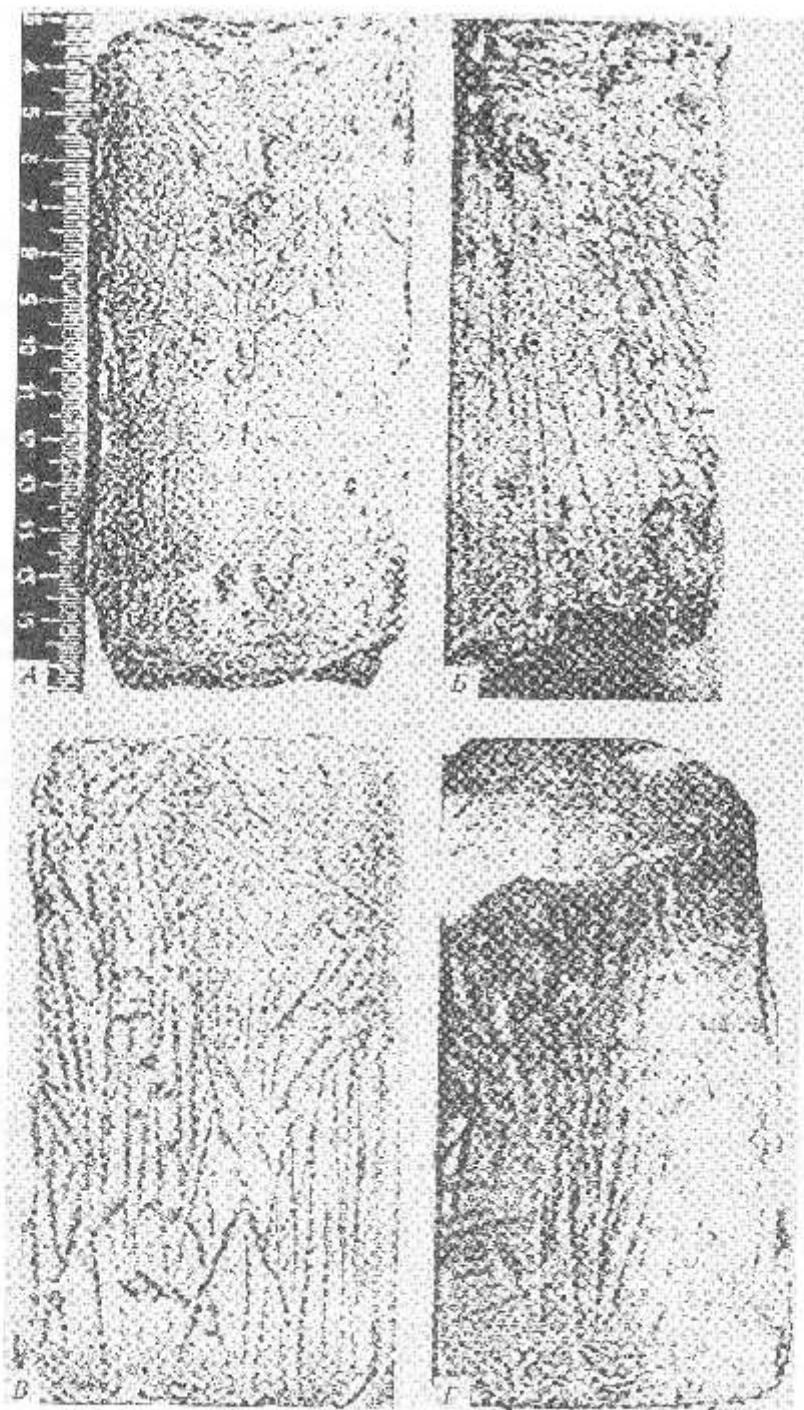
Рис. 9. Структура наклонного штира льда в образце каолина с сетчатой криотекстурой при начальной влажности 106%.

А — рисунок, Б — фотография $\times 20$; 1 — зона первичного роста штира, 2, 3 — зоны достройки, 4 — грунт, 5 — пузырьки воздуха.

ния напоминают кристаллы морского льда, где вдоль базисных плоскостей располагаются ячейки засоленного раствора. В нижней части образцов формировались сетчатые криотекстуры с преобладанием вертикальных штиров, льдистость здесь составляет 20–30%, влажность превышает предел текучести.

В целом комплекс криотекстур в глуховецком каолине демонстрирует различные типы льдообразования. При наибольшей влажности преобладает свободный рост кристаллов; при этом грунтовые частицы перераспределяются согласно внутренней структуры ледяных кристаллов. При уменьшении начальной влажности до значений, в полтора-два раза превышающих предел текучести, содержание свободной воды уменьшается. За счет имеющегося количества свободной воды наблюдается прорастание отдельных ориентированных субвертикальных штиров льда (первая стадия роста). На второй стадии дорастание штира идет за счет миграции к его поверхности связанной воды (рис. 9). Совокупность этих процессов приводит к формированию сетчатых криогенных текстур. При начальной влажности больше предела раскатывания и предела текучести основную роль играет миграция связанной воды к фронту промерзания, в результате формируются горизонтально-слоистые криогенные текстуры. При влажности, близкой к пределу раскатывания, наблюдается незначительное перераспределение влаги и формирование массивной криогенной текстуры. Как видно из приведенных примеров, в зависимости от соотношения различных категорий влаги в грунте значительно меняются криогенные процессы, связанные с промерзанием и, соответственно, меняется криогенное строение мерзлого грунта. Следует отметить, что каолин является тем видом грунта, в котором проявляются «классические» примеры ведущей роли миграции связанной воды при формировании криогенного строения. Но даже для этого грунта, как показали эксперименты, совокупность реальных криогенных процессов при промерзании достаточно сложна и многообразна.

Опыты с образцами современных илов показали следующее. Криогенное строение всех мерзлых образцов современных илов практически однотипно (рис. 10). В них преобладают вертикальные и субвертикальные штиры. Толщина штиров зависит от начальной влажности и колеблется от долей миллиметра (при минимальных влажностях) до 1–2 мм, длина штиров изменяется от 2–3 см до 12–13 см, т.е. отдельные штиры прорастают сквозь весь образец. Льдистость меняется от 1–2% до 60–70% и пропорциональна влажности. Перераспределения влаги в образцах при промерзании не наблюдалось (за исключением образцов с влажностью, в 2–3 раза превышающих предел текучести).



В ходе опытов изучалось взаимодействие растущих шпиров льда с грунтом, для этого в одном из образцов промораживание не было доведено до конца. Было хорошо видно, что какой-либо четкой границы промерзания нет, вертикально ориентированные шпирь врастают в неконсолидированный грунт, при этом в нижней части зоны льдообразования между растущими шпирями грунт был текучей консистенции, ввиду он все более уплотняется. Первичные кристаллы начали формироваться при -2°C .

В образцах с начальной влажностью, в 2-3 раза превышающей предел текучести наблюдалось интенсивное расслоение грунтового массива с выделением объемов свободной воды (рис. 10г). При промерзании в образце образовался слой загрязненного льда с большим количеством минеральных примесей изометричной формы, ниже него формировались типичные для данного грунта субвертикальные ледяные шпирь. Полученные в ходе опытов по промораживанию образцов современных илов криогенные текстуры аналогичны криотекстурам современных мерзлых морских осадков, встречающихся в природе [346, 181].

В природных условиях промерзание дошлых илов чаще всего начинается при смерзании приайного льда с грунтом; этот процесс был нами промоделирован. Для этого в контейнер, наполненный грунтом, заливалась вода с минерализацией 20 г/л, в которую был помещен охлаждающий элемент на расстоянии 3 см от грунта. Охлаждение производилось до полного промерзания грунта (температура на охлаждающем элементе была -6°C). Криогенное строение грунта оказалось аналогичным другим образцам современных илов, т.е. преобладали вертикальные и субвертикальные шпирь (рис. 11). И.Р. Плахт [286] в естественных условиях сходное криогенное строение отмечает в дошлых илах, смерзшихся с приайным льдом.

Криогенное строение образцов средислойстоценовой морской глины имеет специфический облик. Практически при всех начальных влажностях формировались сетчатые криогенные текстуры (рис. 12) с преобладанием вертикальных шпиров. Размер грунтовых ячеек и ледяных шпиров обратно пропорционален начальной влажности. При минимальной начальной влажности размер грунтовых ячеек составляет 10-15 мм, а размер шпиров льда до 2-3 мм, при достижении максимальной влажности размер грунтовых ячеек уменьшается до 2-3 мм, а толщина шпиров льда до долей миллиметра. При влажностях между пределом

Рис. 10. Криогенное строение образцов современных морских илов с различной начальной влажностью (в %)
А - 30; Б - 39; В - 55; Г - 128

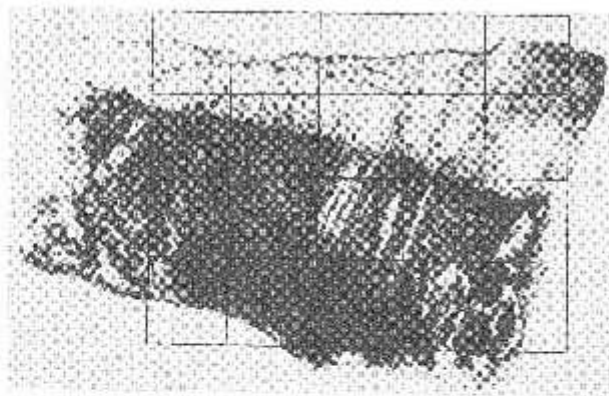
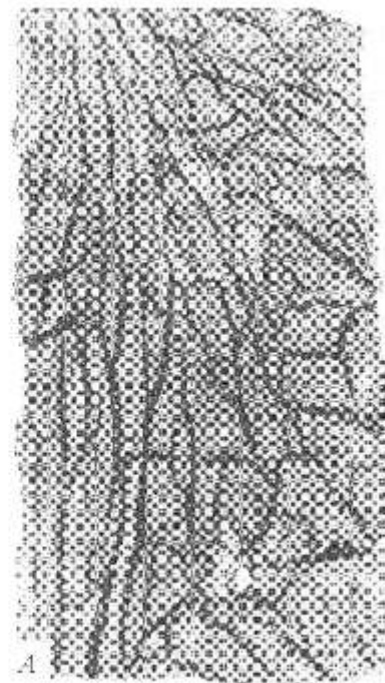


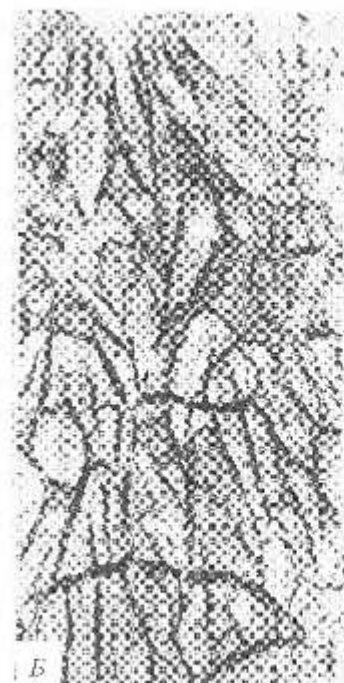
Рис. 11. Криогенное строение образца современного льда при смерзании льда с грунтом (начальная влажность 36%)

текучести и пределом раскатывания нераспределение влажности в процессе промерзания не наблюдалось. Только при начальных влажностях, в 2–3 раза превышающих предел текучести в процессе промерзания выделялись прослойки свободной воды (рис. 12г), а при их промерзании формировались слои льда с большим содержанием грунтовых частиц.

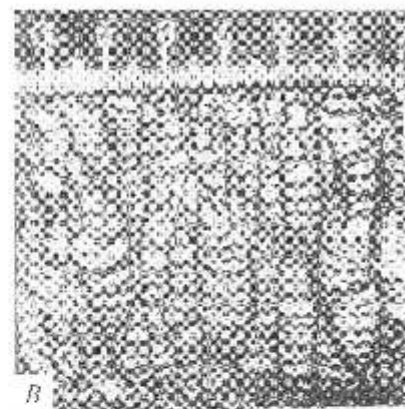
Был проведен ряд экспериментов с целью изучения процессов, происходящих в образцах морской глины при охлаждении до температуры близкой 0 °С. Удалось установить, что еще до начала промерзания в образцах формировались трещины, заполненные водой, ориентированные в основном вертикально, но наблюдались наклонные и горизонтальные. По трещинам всасывали пузырьки воздуха, происходило обрушение грунтовых частиц, заметно было движение воды. Образование трещин и талом грунтовым массиве, по-видимому, связано с процессом синерезиса. И.М. Горькова [89] отмечает, что синерезис протекает вследствие постепенного самопроизвольного уплотнения глинистых частиц, в результате чего происходит уменьшение гидратных слоев и выжимание избытка воды в поровое пространство. При этом трещины возникают внутри грунтового пространства и имеют преимущественно вертикальную ориентировку. Охлаждение грунтов стимулирует процессы синерезиса и коагуляции коллоидных частиц, которые, сливаясь между собой, образуют структурные отдельные. Это обуславливает значительную объемную усадку, сопровождающуюся образованием внутриобъемных разрывов, а иногда и больших полостей, заполняющихся при промерзании льдом [341]. Способность агрегировать пропорцио-



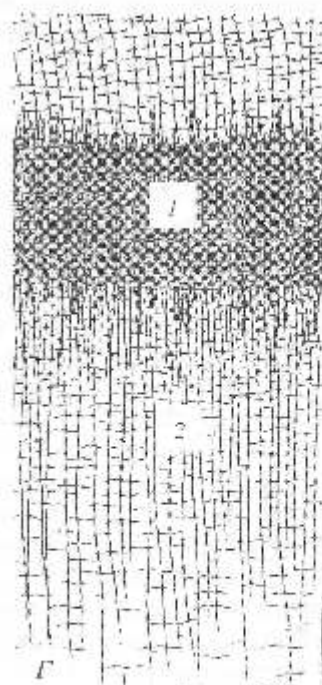
А



Б



В



Г

Рис. 12. Криогенное строение образцов среднетлейстоценовых морских глин с различной начальной влажностью (в %)

А – 43; Б – 52; В – 122; Г – 137;
1 – лед, 2 – грунт

нальша гидрофильности ион. При прочих равных условиях среди глин наибольшее количество воды адсорбирует монтмориллонит (основой минерал, используемых в опыте морских глин), наименьшее каолинит [68]. У монтмориллонита при адсорбции воды происходит внедрение молекул воды в межклеточное пространство и расслоение минерала с увеличением поверхности, величина удельной поверхности достигает 424,4 м²/г [221]. У каолина частицы практически лишены ультрапор, поэтому ультрапористость его обусловлена только зазорами между частицами, и величина удельной поверхности составляет 29,7 м²/г.

Как показали лабораторные исследования, вещественный состав грунтов оказывает на процессы, происходящие в промерзающих грунтах, гораздо большее влияние, чем их начальная влажность. Только при очень большой влажности, более чем в два раза превышающей предел текучести, в грунтах наблюдается сходное криогенное строение. Поскольку при этих влажностях основным видом является свободная вода, то криогенное строение определяется свободным ростом кристаллов льда. В этом случае формируются изометричные и слоистые образования, состоящие из льда с различным количеством минеральных включений. При меньших влажностях процессы, происходящие в грунтах при промерзании, различаются.

Традиционно считается, что ведущим процессом при промерзании грунтов является миграция связанной воды к фронту промерзания. В наших опытах данный процесс играл преобладающую роль только для каолина при начальных влажностях от предела пластичности до предела текучести. При больших влажностях существенную роль начинают играть другие процессы. Наличие свободной воды определяет возможность формирования из нее кристаллов льда, их рост приводит к формированию широкой льда, ориентированных преимущественно перпендикулярно к фронту промерзания. Затем достройка кристаллов происходит за счет миграции к его поверхности связанной воды. Растущие кристаллы льда оттесняют и уплотняют минеральные частицы. При этом у растущих боковых поверхностей шпильки возникают трещины разрыва [309], также заполняющиеся льдом. В результате формируются сетчатые криотекстуры.

Тот же тип криогенного строения в образцах средне-плейстоценовой морской глины формируется за счет льдообразования в трещинах, образующихся при агрегировании грунта. При этом миграция воды по высоте образца практически не происходит несмотря на значительное льдовыделение.

В образцах современных морских илов специфика льдовыделения определяется их засоленностью. Температура начала льдо-

образования около -2 °С, криогенное строение формируют ледяные шпильки, имеющие вертикальную и субвертикальную ориентировку, т.е. формирования слоистые криотекстуры, но ориентированные не параллельно, а вертикально по отношению к фронту промерзания.

Вопросы, связанные с влиянием засоленности на формирование криогенного строения грунтов, чрезвычайно важны для понимания особенностей морского криолитогеоза. Поэтому была проведена серия опытов, направленная на изучение данной проблемы.

ВЛИЯНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ ГРУНТОВ НА ИХ КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ

Имеющиеся в литературе данные о влиянии величины засоления на формирование криогенного строения мерзлых грунтов немногочисленны. Наиболее значительные результаты получены З.А. Нерсесовой [254], впервые показавшей, что насыщение отмытого от солей грунта различными по составу обменными катионами по-разному изменяют при промерзании его криогенное строение. Эти исследования выявили качественную связь между засолением дисперсного грунта катионами определенных химических элементов и его последующим криогенным строением после промерзания. Нами была проведена серия экспериментов, направленных на изучение количественного влияния солей в грунте, на формирование его криогенного строения. Эксперименты проводились на нескольких видах грунта: глуховском каолине, бентоните, покровном суглинке из района пос. Амдерма, среднеплейстоценовом суглинке морского генезиса с п-ва Ямал. Эксперименты велись по единой методике. Серии образцов с различной засоленностью и одинаковой начальной влажностью, близкой к пределу текучести, подвергались одностороннему промерзанию. Температуры промораживания составляли от -4 до -8 °С, количество образцов различной засоленности для каждого вида грунта составляло от 9 до 13. Для засоления предварительно отмытых грунтов использовался хлористый натрий, поскольку морской тип засоления наиболее характерен для мерзлых грунтов северной части Евразии.

Рассмотрим полученные результаты.

Для образцов каолина с начальной засоленностью от 0 до 0,01% (минерализация порового раствора менее 1 г/л) наблюдается наибольшее неравномерное распределение грунтовой влаги в процессе промерзания. Формируется мощная зона иссушения, при общей высоте образца 14 см она составляет 6,5 см или 46%. Разница значений влажности между льдистой зоной и зоной иссу-

шения составляет 70–80%. В этих условиях формируются слоистые криогенные текстуры слоистость параллельна фронту промерзания.

При засоленности от 0,05 до 0,25% (поровый раствор до 2 г/л) формируются сетчатые криотекстуры. По мере увеличения засоленности большее развитие получают вертикальные шпирь, толщина их при этом уменьшается. Зона иссушения уменьшается до 3–4 см. Разница между значением влажности в льдистой зоне и зоне иссушения уменьшается до 60%. Граница между этими зонами становится менее четкой.

При засоленности 0,5–1,8% (концентрация порового раствора изменяется от 2 до 33,4 г/л) в криогенном строении преобладает субвертикальная ориентировка ледяных шпиров. Перераспределение поровой влаги при промерзании значительно уменьшилось, зона иссушения не выражена. Исследования показали, что существуют критические значения засоленности, около которых происходит резкая смена процессов в промерзающем грунте. Следует отметить, что в целом увеличение засоленности в образцах каолина влияет на криогенное строение, так же как и увеличение влажности, рассмотренное выше. Разница лишь в том, что при увеличении засоленности размеры ледяных шпиров уменьшаются.

Минералогический состав амдермского суглинка преимущественно гидрослюдистый. В интервале засоленности 0–0,3% после промерзания формировалась слоисто-сетчатая криотекстура, при этом наблюдается преобладание горизонтальных ледяных слоев. Грунт прочно цементируется льдом. При засоленности 0,4–1,0% криогенное строение заметно меняется. Вместе с увеличением засоленности возрастает доля вертикальных шпиров, при этом размеры ледяных элементов уменьшаются. Грунт уже слабо сцементирован, легко крошится в руках. В интервале засоленности 1–1,5% ледяные прослойки плохо различаются. Преобладают нитевидные кристаллы льда, а также отдельные изометричные кристаллы размером 1–2 мм. Грунт даже при слабом нажатии легко крошится. При засоленности более 1,5% льдообразования при данной температуре промораживания (-4°C) не происходит.

В криогенном строении бентонита изменение засоленности от 0 до 1,15% вызвало наименьшие изменения. Криотекстура во всех случаях оставалась сетчатой, при этом увеличивалась доля вертикальных шпиров льда. Одновременно с увеличением засоленности уменьшается прочность мерзлого грунта. Минералогический состав бентонита преимущественно монтмориллонитовый, поэтому и криогенное строение его аналогично строению морской среднесилестовеновой глины, которое мы рассматрива-

ли выше. Здесь также можно отметить тот факт, что увеличение засоленности влияет на изменение криогенного строения так же, как и увеличение влажности, а именно увеличивается доля вертикальных шпиров.

Для покровного ямальского суглинка полиминерального состава наблюдается следующее. При засоленности от 0 до 0,3% формируются слоисто-сетчатые криотекстуры, зона иссушения составляет 3–4 см. При засоленности 0,3–1,5% криотекстура становится вертикально-слоистой, зона иссушения уменьшается до 1 см.

Как бы ни отличались исследуемые грунты по своему составу и свойствам, наблюдается сходная тенденция изменения их криогенного строения в зависимости от изменения засоленности. Анализ наших материалов и данных других исследователей позволяет наметить общую схему изменения криогенного строения для различных грунтов.

1. При малых значениях засоленности каждому грунту соответствует свое криогенное строение, определяемое веществом составом и начальной влажностью. Диапазон засоленностей, при которых выполняется это условие, у каждого грунта свой. Например, в каолине начальная криотекстура изменяется уже при засоленности 0,05%. В амдермском покровном суглинке это изменение происходит при 0,4%, в ямальском суглинке при 0,3%, а в бентоните не изменяется и при засоленности 1,0%. При этом грунт прочно цементируется льдом.

2. При увеличении засоленности до определенных пределов во всех грунтах наблюдаются одинаковые тенденции в изменении криогенного строения. Увеличивается доля вертикально ориентированных ледяных шпиров и одновременно уменьшаются их размеры.

3. Начиная с определенных значений засоленности льдовыделение резко уменьшается. В мерзлых грунтах формируются лишь отдельные ледяные включения в виде пластинчатой, нитевидной, игольчатой формы толщиной в доли миллиметра. Наблюдаются также отдельные изометричные кристаллы льда, грунт слабо цементируется льдом, крошится при легком нажатии.

4. Дальнейшее увеличение засоленности приводит к пределу, когда при определенной температуре (для каждого грунта своей) лед уже не образуется.

Изменение засоленности грунтов существенно влияет и на миграцию поровой влаги к фронту промерзания. Например, в бентоните миграция влаги к фронту промерзания не наблюдается при нулевой засоленности, а для ямальского суглинка и в особенности для каолина влияние засоленности на миграцию значи-

тельно. Наиболее резкое уменьшение перераспределения влаги наблюдается при засоленности 0–0.5%, миграция уменьшается на 10%. При дальнейшем увеличении засоленности до 1.8%, т. е. более чем в три раза, миграция уменьшается лишь на 20%. Рассмотрим физическую основу наблюдаемых явлений.

Водорастворимые соли, к которым относится хлористый натрий, попадая в грунт и взаимодействуя с поровой влагой, образуют электролиты; в этом случае происходит частичная или полная дезориентация молекул рыхлосвязанной воды, ориентированных до этого электрическим полем поверхности минеральных частиц [137]. Чем выше концентрация образующего в грунте электролита, тем сильнее проявляется дезориентирующее его влияние на диффузные оболочки вокруг минеральных частиц. Энергия связи влаги с минеральными частицами переходит в энергию связи с ионами электролита. При достижении определенного предела концентрации электролита происходит полный переход воды из диффузных оболочек в ионный раствор. Под влиянием электрического поля минеральных частиц остается только прочносвязанная вода [85]. Таким образом, по мере увеличения ионной концентрации порового раствора в грунте меняется соотношение между различными по подвижности категориями влаги. При промерзании это приводит к тому, что и более засоленных грунтах уменьшается роль пленочного механизма миграции влаги, а сама миграция ослабевает. При этом температура начала льдообразования понижается.

В этих условиях при наличии поровой влаги, не связанной энергией поверхности минеральных частиц, рост кристаллов осуществляется так же, как он происходит в свободной воде. Среди возникающих первичных кристаллов льда в силу анизотропии роста преимущественно получают кристаллы, ориентированные базисными плоскостями перпендикулярно фронту промерзания.

Поскольку по мере увеличения засоленности роль связанной воды при льдообразовании уменьшается, то становится несущественным фактор различия вещественного состава. Поэтому при значительных засоленностях криогенное строение в различных грунтах будет близким по морфологии. Содержание незамерзшей воды, как и понижение температуры замерзания незасоленных грунтов, в значительной мере определяется их механическим составом: чем дисперснее грунт, тем больше в нем незамерзшей воды и тем ниже температура замерзания. В отличие от этого в засоленных грунтах механический состав (начиная с некоторой концентрации данной соли) не влияет на эти показатели, т. е. мерзлые засоленные песчаные и глинистые грунты могут характеризоваться одинаковым фазовым составом и температурой замерзания [175, 277].

3.6 СПЕЦИФИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

Переход морских осадочных толщ из субэквальных условий к субаральным связан со значительным изменением всей совокупности криогенных процессов. Поэтому узкую зону, разделяющую область океанического криолитогенеза на субэкваториальную и субаральную составляющие, необходимо рассматривать как самостоятельную природную систему, выделяемую нами как переходную зону. С позиции геокриологии в переходной зоне происходит адаптация части океанической криолитозоны, включенной в трансгрессионную или регрессионную стадию развития, к новым условиям. Выделение данной зоны необходимо при рассмотрении как глобальных, так и локальных изменений соотношений суши и моря.

При движении от моря к суше происходит последовательная и закономерная смена различных параметров криогенных толщ. К ним относятся температуры грунтов, мощность ММП, вещественный состав осадков, криогенное строение и др. Изучение геокриологических условий в переходной зоне осложняется тем, что выявленные для локального участка закономерности невозможно перенести на более обширные территории. Это связано с тем обстоятельством, что на локальном участке в условиях фациальной однородности можно четко проследить изменение особенностей теплообмена, вещественного состава осадков, их влажности и засоленности. Для большей территории разброс значений факторов, влияющих на криолитогенез, возрастает. Воздействие вдольбереговых течений, волновых процессов, приливных и сгонно-нагонных явлений, особенности поступления твердого стока и пресных вод с суши, специфика тектонических движений и т. д. настолько усложняет строение прибрежной зоны морских морей, что было бы ошибочным закономерности криолитогенеза, выявленные на локальном участке, экстраполировать на прибрежную зону в целом.

Основными факторами, влияющими на увеличения разнообразия криогенных процессов являются: значительные колебания глубин моря, появление полузамкнутых и замкнутых акваторий, большой разброс значений минерализации морских вод, резкое увеличение, по сравнению с более удаленными от берега участками морского дна, темпов осадконакопления и денудации.

По В.П. Зенковичу [159], формирование баров и лагун является обязательным этапом развития "берегов поднятия". Бары начинают свой рост со стадии подножного вала. Вышедшие на поверхность бары образуют острова. Сложены они, как правило, песками. Рост баров вызывает формирование изолированных

участков морского дна, на которых образуются лагуны. Они сложены в центральной части глинистыми, насыщенными органикой осадками, которые ближе к берегу переходят в песчаные илы. Лагуны являются естественными отстойниками сносимого с берегов материала, поэтому их отложения часто обогащены органикой. Отпочковавшиеся и отделившиеся лагуны часто отреспены, особенно в дельтовых условиях. Поэтому их осадки слабо минерализованы. В периферийной части некоторых дельт крупных рек ширина зоны подводных валов и ложбин достигает 25–30 км, средняя глубина моря здесь колеблется от 0,6 до 2–3 м [92].

В переходной зоне соотношение между субаквальными и субаэральными условиями меняется в очень широких пределах, т.е. увеличивается дифференциация поверхностных условий. Однородные субаквальные условия сменяются полузамкнутыми и замкнутыми водными бассейнами (лагунами, опресняющимися озерами). Заозеренность может достигать на ледях до 70–80%. Здесь наблюдается как полное отсутствие растительного покрова, так и сплошное его распространение.

Следует особо отметить, что в переходной зоне не только особенности прибрежно-морского осадконакопления влияют на результаты и ход криолитогенеза, но наблюдается и обратный эффект. Формирования сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород в значительной мере влияют на осадочный процесс в данных условиях, уменьшая количество переносимого вдоль береговыми течениями и волновыми процессами материала. Возрастает дифференциация засоленности осадков. За счет криометаморфизма происходит уменьшение засоленности (в песках до 0,05%) в грунтовом массиве в целом и увеличение ее в отдельных горизонтах (> 1% в песках и > 3% в суглинках). Засоленность в этих горизонтах намного превосходит засоленность морских субаквальных осадков, минерализация вод в них достигает 120 г/л (по сравнению с 20–35 г/л в море). В грунтовых толщах формируются водонепроницаемые мерзлые горизонты, перекрывающиеся с горизонтами минерализованных вод (криопегамы). Это во многом изменяет гидрологический режим осадочных толщ. На поверхностях, выходящих из под уровня моря, формируется поток внутргрунтовых вод, направленный от центра грунтового массива к его периферии. Это приводит к выносу солей из области формирования мерзлых толщ и уменьшению влажности и засоленности осадков. Данный процесс очень важен для океанического криолитогенеза в целом. Если проанализировать криогенное строение переходной зоны и морских мерзлых толщ на высоких геоморфологи-

ческих уровнях, то можно заметить, что криогены здесь встречаются значительно реже. А в верхнем 10–20-метровом горизонте практически отсутствуют. Это, скорее всего, обусловлено отжатием избытка минерализованных грунтовых вод из мерзлых грунтовых толщ при понижении базиса эрозии.

4. СУБАЭРАЛЬНАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КРИОЛИТОЗОНА

Многолетнемерзлые отложения морского генезиса широко распространены на территориях, прилегающих к побережью Северного Ледовитого океана. Только на разнинах Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности морские отложения занимают площадь около 1 млн км² [336]. Их развитие связано с обширными трансгрессиями и регрессиями полярного бассейна в плейстоцене.

Морские осадки, формирующие серию геоморфологических уровней, приуроченных к Северному Ледовитому океану составляют субаэральную часть единой океанической криолитозоны. Внешняя граница ее проходит по таловому шву наиболее древних морских террас, а внутренней является зона прямого воздействия морских вод на современных формирующихся побережьях.

Основным признаком, по которому выделяются отложения данного генетического типа, является их засоленность. Поэтому, прежде чем рассматривать криогенное строение субаэральных плейстоценовых морских отложений, следует проанализировать особенности их солевого состава.

4.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Засоленные мерзлые четвертичные породы Арктического побережья, распространенные с поверхности, имеют преимущественно морской и прибрежно-морской генезис. Соли, содержащиеся в поровых растворах осадков, в условиях их быстрого перехода в мерзлую породу частично выносятся за пределы формирующихся толщ, а главным образом перераспределяются в них. Изменение засоленности мерзлых грунтов по глубине и простиранию на Арктическое побережье связано с их составом и строением и определяется как условиями формирования засоления, так и последующими процессами в мерзлых толщах. Данные по условиям распространения и залегания засоленных толщ на Арк-

тическом побережье России в целом показывают, что их засоленность в основном находится в пределах 0,05–2‰ и относится по своему составу к морскому типу засоления. Сезонный сток ввиду его сезонной промываемости пресными водами, за исключением некоторых склоновых участков, как правило, не засолен. В среднем концентрация поровых растворов морских осадочных толщ выше по сравнению с водами суши на Арктическом побережье приблизительно в 300 раз, а доля NaCl составляет около 85%.

Типизация засоленных мерзлых отложений может быть проведена на основе представлений И.Д. Данилова [112] о парагенетических связях между способами промерзания и образования осадочных пород. Он предлагает соединить генетический подход, при котором рассматривается способ образования пород – морские, аллювиальные и т.д., и геокриологический, учитывающий прежде всего способ промерзания, и выделяет криолито-генетические комплексы – естественно-исторические сообщества горных пород, сформировавшихся или преобразованных в определенных природно-климатических (и мерзлотных), неотектонических и структурно-геоморфологических обстановках: синкриогенно-континентальный, эпикриогенно-маринный и эпикриогенно-континентальный.

Промерзание пелльфовых отложений эпикриогенно-маринного комплекса, по И.Д. Данилову [112], осуществляется главным образом эпигенетическим способом сверху после выхода из-под уровня моря.

Характерной чертой условий формирования многолетне-мерзлых пород с засоленностью морского типа является сохранение высокой льдистости, присутствие неразложившегося органического материала и слабая сортировка минеральных частиц. Таким образом степень дифференциации вещества этих отложений в целом отличается от степени дифференциации вещества отложений, уплотнившихся на стадиях диагенеза и катагенеза, потерявших значительную часть воды, а вместе с ней и солей, т.е. в целом более однородных по компонентному составу.

Преимущественный путь образования засоленных многолетне-мерзлых пород Арктического побережья связан с син- и эпигенетическим промерзанием морских, прибрежно-морских и других слаболифидированных отложений, насыщенных первичными или метаморфизованными морскими водами. Формированию высокой засоленности морских и прибрежно-морских отложений способствует низкая отрицательная температура среды, синхронное накопление и промерзание осадков, часто с возмож-

ностью промерзания снизу, и слабая степень дифференциации осадочного вещества, отлагающегося в арктических морях и прибрежных условиях.

Классификация обычно разделяет на группы предметы, однородные в каком-либо отношении, равные по рангу, т.е. это "горизонтальное" разделение. Необходимо дать строгое определение самого объекта.

При построении классификации засоленных мерзлых пород морского генезиса мы старались придерживаться трех логических правил, которые, по мнению Д.П. Арманда [18], обязательны для любой классификации. Во-первых, сумма выделенных видов должна быть равна объему классифицируемого понятия. Во-вторых, в пределах одной ступени классификации должен выделяться только один классификационный признак. Другие признаки на данной ступени могут присутствовать, но являются необязательными. В-третьих, группы, выделенные по видовым отличиям, должны исключать друг друга, чтобы ни один классифицируемый объект нельзя было отнести сразу к двум группам. Выделяемые виды засоленных грунтов классифицировались по следующим признакам:

1. Происхождение, или способ образования и химический состав солей в поровом растворе пород;
2. Одновременность образования засоления с образованием горной породы;
3. Одновременность промерзания отложений с образованием засоления;
4. Концентрация солей в поровом растворе;
5. Состав дисперсных мерзлых пород, содержащих соли в поровом растворе;
6. Влажность (льдистость) засоленных мерзлых пород;
7. Температура;
8. Условия залегания в разрезе;
9. Криогенное строение.

Группы, выделяемые на каждой ступени классификации, в пределах одного классификационного признака могут быть генетически связаны с группами, выделяемыми по другому признаку. В этом состоит сущность естественных связей, проявляющихся в корреляция и обусловленности различных характеристик объекта. В отелесивании таких связей заключается одна из целей научного исследования, вытекающих из классификации, но имеющих самостоятельное значение.

Как на территориях распространения немерзлых пород, так и в зоне вечной мерзлоты большие пространства суши сложены морскими осадочными породами, изначально являющимися

засоленными. В отличие от подземных вод выщелачивания седиментационные морские воды являются хлоридно-натриевыми; на втором месте после хлора стоит сульфат-ион, а после натрия — магний. Вместе с тем известно, что подземные воды, производные от океанической воды, часто имеют другую общую минерализацию, и в составе их после натрия появляется кальций, а после хлора — гидрокарбонатный ион. Сульфаты нередко исчезают, и на их месте оказывается сероводород. Эти изменения обусловлены процессами десульфатизации, доломитизации и обмена катионов. Кроме того, происходит либо разбавление первичных седиментационных вод атмосферными и другими водами, либо их концентрирование при испарении и замерзании.

Мерзлые толщи практически непроницаемы для фильтрации. Химические процессы в них слабее, чем в немерзлых породах. Поэтому изменение первичного состава вод незначительное и происходит за счет сульфат-редукции, а также обмена ионов. Как известно, процесс накопления осадков в море сопровождается изменением состава морской воды с обогащением его ионами кальция и обеднением ионами натрия и сульфат-ионами. Это изменение объясняется перемещением глинистого материала с суши, где он находится в равновесии с ее водами (и последних преобладает Ca^{2+}), в море, где он приходит в равновесие с морской водой, насыщенной в основном натрием [263]: $2\text{NaCl} + \text{Ca}_{\text{осадок}} = \text{CaCl}_2 + \text{Na}_{\text{морская}}$.

Процессы концентрирования морских вод за счет испарения и другие химические процессы выщелачивания для мерзлой зоны не характерны. Пороховый раствор мерзлых пород морского происхождения часто оказывается близким к составу морских вод, и такие засоленные мерзлые породы занимают огромные пространства на Арктическом побережье Евразии и Америки. Этот тип засоленных мерзлых пород можно назвать, по предложению Г.И. Дубжоса, морским.

Очевидно, при смешении поровых вод различных типов может возникать смешанный тип засоленных мерзлых пород. Как пример возможности возникновения этого типа засоления можно привести данные И.Д. Данилова и Л.А. Жигарева [115] по засолению континентальных отложений Ваныкиной губы (табл. 11).

Засоленные мерзлые породы морского типа могут быть синхронными, поровые растворы которых сформировались одновременно с формированием самих отложений, и эпихронными, поровые растворы которых насытили горные породы уже после образования осадка. Примером последних могут служить аллю-

Таблица 11

Солевой состав (в %) водной вытяжки из отложений Ваныкиной губы (И.Д. Данилов, Л.А. Жигарев [115])

Соединения	Неоген-плейстоценовые континентальные отложения	Плейстоценовые морские отложения
NaCl	23,6	71,2
MgCl_2	15,6	—
Na_2SO_4	—	10,5
MgSO_4	—	5,3
CaCl_2	41,4	—
CaSO_4	9,5	1,2
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	5,1	2,4
Сумма	100	100

виальные отложения низких террас на п-ове Ямал, насыщенные морскими солями и перешедшие в многолетнемерзлое состояние. Кроме того, можно также выделить диахронный тип засоления, если засоление происходило на стадии диагенеза отложений, а также полихронный тип, когда в разрезе мерзлой толщи наблюдается чередование различных типов засоления по соотношению времени засоления ко времени образования отложений.

По условиям промерзания, т.е. по соотношению времени засоления и времени промерзания отложений можно выделить следующие типы засоления. Если промерзание отложений происходит одновременно с их образованием, такой тип засоления можно назвать синкриогенным. Если это происходит на стадии диагенетических преобразований, выделяется диакриогенный тип засоления. При промерзании отложений после их образования или после их оттаивания образуется эпикриогенный тип засоления мерзлых пород. При сочетании в разрезе различных типов засоления по соотношению промерзания с образованием породы выделяется поликриогенный тип засоленных мерзлых пород.

Сочетание выделенных выше типов засоления мерзлых пород представлено на рис. 13. Очевидно, что синкриогенный морской тип засоления может быть только синхронным. Диакриогенный морской — синхронным и диахронным типом засоления. Для эпикриогенного типа вероятно сочетание со всеми типами засоления по соотношению ко времени образования отложений и времени засоления. Аналогично строятся взаимоотношения типов засоления и для континентального засоления. Таким образом, например, для морских, прибрежно-морских и лагунных отложений характерны морской синкриогенный синхронный тип, диакриогенный и эпикриогенный синхронный и диахронный типы.



Рис. 13. Классификация мерзлых засоленных пород по типам засоления

По концентрации поровых растворов засоленные мерзлые породы, по-видимому, можно разделить на опресненные, имеющие концентрацию менее 35 г/л, и концентрированные с концентрацией более 35 г/л. Величина в 35 г/л является естественной концентрацией морских вод. Несмотря на всю условность такого разделения для континентального и смешанного типа засоленных мерзлых пород, засоленные мерзлые породы морского типа легко разделяются этим значением на два генетических класса. Первый, опресненный, сформировался либо из опресненных морских бассейнов, либо толща морских отложений была промыта атмосферными осадками до промерзания, либо он мог возникнуть например, в песчаных породах, где соли отжимались от фронта промерзания. Второй, концентрированный тип, может возникнуть главным образом за счет криогенной концентрации поровых растворов и характерен, например, для эпигенетически промерзавших мерзлых толщ. При влажности в 50% по весу концентрация порового раствора в 35 г/л соответствует около 1,2% засоленности, когда при высоких отрицательных температурах (до -4°C) засоленные мерзлые породы имеют очень маленькую прочность.

Поскольку мерзлые породы морского генезиса имеют большой разброс значений засоленности, их целесообразно разделить на несколько групп, например, 0,2, 0,5 и 1%. По концентрации порового раствора целесообразно разделить растворы с использованием значений в 6 и 12 г/л, что приблизительно в два и в че-

тыре раза, соответственно, ниже величины 35 г/л. Это разделение можно обосновать следующим образом. Перегиб на кривых содержания незамерзшей воды от температуры в суглинках наблюдается при засоленности 0,5 и 1,2% [350], что соответствует около 12 г/л и 30 г/л в поровом растворе. В песке аналогичный перегиб можно наблюдать при 10 промилле, или 0,2% засоленности, или 10 г/л в поровом растворе [418]. На кривой зависимости температуры замерзания для суглинка с различной засоленностью также можно выделить перелом при засоленности 0,2% или при концентрации порового раствора в 5 г/л [386].

Засоленные мерзлые породы могут быть разделены также по составу грунтов — песчаные, супесчаные, суглинистые и глинистые.

По влажности (льдиности) могут быть выделены следующие типы: ненасыщенные ($W_{\text{ест}} < 0,9W_{\text{пол}}$, где $W_{\text{ест}}$ — естественная влажность, $W_{\text{пол}}$ — влажность полного водонасыщения), льдонасыщенные ($0,9W_{\text{пол}} < W_{\text{ест}} < W_{\text{пол}}$) и перенасыщенные льдом ($W_{\text{ест}} > W_{\text{пол}}$). Льдонасыщенные засоленные мерзлые породы являются весьма распространенным типом пород. Например, к нему относятся большая часть засоленных мерзлых пород Югорского п-ова, они широко распространены на п-ове Ямал и в других районах.

Наконец, полезным является разделение засоленных мерзлых пород по температуре. В области температур, близких к температурам их замерзания, засоленные мерзлые породы отличаются крайне низкими механическими характеристиками, например, прочностью на сдвиг по поверхности смерзания, близкими к соответствующим характеристикам немерзлых грунтов. В области более низких температур они приближаются по своим свойствам к мерзлым незасоленным грунтам. Поэтому целесообразно разделение засоленных мерзлых грунтов по температуре на два вида — устойчивые ($t < (t_{\text{з}} - 2^{\circ}\text{C})$) и неустойчивые ($t > (t_{\text{з}} - 2^{\circ}\text{C})$). Наконец, засоленные мерзлые породы могут быть разделены по условиям залегания (интервалы глубин, характер изменения засоленности по глубине) и по криогенному строению, разнообразности которого могут быть выделены в соответствии с классификацией Е.М. Катасонова [179]. Предлагаемое разделение засоленных мерзлых пород по составу и состоянию представлено на рис. 14. Существует определенная связь между выделяемыми типами засоленных мерзлых грунтов. В качестве примера рассмотрим данные Н.В. Ивановой и Г.И. Дубикова [133].

Наибольшие величины засоленности на Ямале характерны для глинистых и суглинистых морских и прибрежно морских отложений. Этим отложениям свойствен хлоридно-натриевый тип

Типы засолены	морской		континентальный	
По концентрации порового раствора	менее 6 г/л	опресненные	слабозасоленные	
	от 6 до 12 г/л		средней солености	
	от 12 до 35 г/л		сильно засоленные	
	более 35 г/л	концентрированные		
По гранулометрическому составу	песчаные	супесчаные	суглинистые	глинистые
По льдистости (влажности)	перенасыщенные менее $0,9 W_c$	перенасыщенные более $0,9 W_c$ но менее W_n	перенасыщенные более W_n	
По температуре	устойчивые менее $(t_{пл} - 2^\circ)$		неустойчивые более $(t_{пл} - 2^\circ)$	

Рис. 14. Классификация мерзлых засоленных пород по составу и состоянию

засоления со средним значением засоленности около 0,7%, что соответствует опресненному виду засоленных грунтов. Максимальное содержание солей, превышающее 1%, характерно для среднеплейстоценовых салехардских глинистых отложений Северного Ямала. Они близки к выделенному концентрированному виду засоленных грунтов, вернее, к границе, разделяющей опресненный и концентрированный виды (35 г/л для порового раствора), и по влажности являются, как правило, льдонасыщенными. Для этих пород засоление является синхронным. По температуре они относятся к устойчивому типу, особенно в средней и северной части Ямала. Для них характерны лизовидные и горизонтально-параллельно-слоистые криогенные текстуры.

В аллювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложениях происходит обогащение поровых растворов ионами труднорастворимых солей углекислого кальция, сульфата кальция и сульфата натрия при одновременном понижении концентрации. Здесь встречаются морской и смешанный тип засоления. Средняя засоленность соответствует 0,1–0,2%. Таким образом, это опресненные засоленные породы. По влажности и гранулометрическому составу здесь встречаются различные виды пород. Засо-

ление в них может быть как синхронным, так и эпихронным. Второе чаще распространено. Например, аллювиальные отложения могут быть засолены в зоне влияния морских приливов, которая составляет до 30–60 км от устья рек.

Данная классификация может быть основой для типизации засоления главных групп дисперсных пород криолитозоны по генетической принадлежности и составу солей, соотношению времени засоления со временем образования отложений и временем их промерзания. Засоление является синхронным, если состав порового раствора сформировался одновременно с образованием отложений, и эпихронным, если в поровый раствор соли проникли после образования осадка. Если промерзание отложений происходит одновременно с образованием засоления, такой тип засоления является синкриогенным. При промерзании отложений позднее их засоления образуется эпикриогенный тип.

4.2. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ МОРСКИХ ТОЛЩ

Изменение засоленности мерзлых грунтов по глубине и простиранию на Арктическом побережье связано с их составом и строением и определяется как условиями формирования засоления, так и последующими процессами в мерзлых толщах. Данные по условиям распространения и залегания засоленных толщ на Арктическом побережье России в целом показывают, что их засоленность в основном находится в пределах 0,05–2% и относится по своему составу к морскому типу засоления. Сезонный слой ввиду его сезонной промываемости пресными водами, за исключением некоторых склоновых участков, как правило, не засолен.

Изначально высокая засоленность отличает плейстоценовые глубоководные морские глинистые отложения Печорской низменности и Ямала; прибрежно-морские осадки менее засолены [108]. Более дисперсные грунты имеют, как правило, большую засоленность [129, 337]. Более высокая засоленность в целом характерна для разрезов с автохтонным засолением.

Выделяются различные типы разрезов засоленных мерзлых пород. В песчаных прибрежно-морских толщах для верхних 10–20 м встречается равномерное распределение засоленности и ее увеличение с глубиной, частая встречаемость засоленных охлажденных пород и криопеггов. Для глинистых засоленных мерзлых пород также характерны два типа разрезов — сравнительно однородный или с переслаиванием (в том числе с включениями

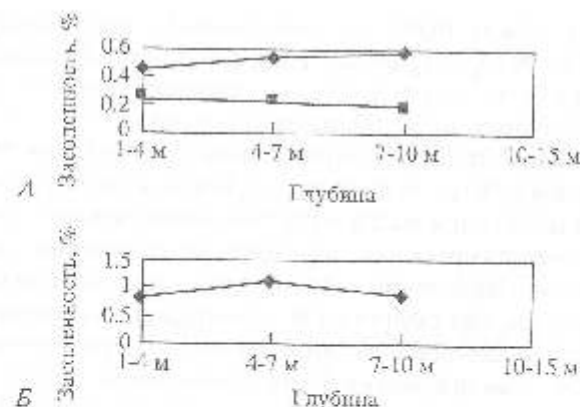


Рис. 15. Распределение засоленности по глубине

А — для морских и прибрежно-морских позднеледникового отложения (Q_{III}^{2-4}) Северного Ямала (верхняя кривая), Центрального и Южного Ямала (нижняя кривая); Б — для морских и лагуно-морских (Q_{IV}) отложений

охлажденных пород), а также с увеличением засоленности по глубине до 10–15 м. Неравномерное распределение засоленности по глубине может быть седиментационным и обусловлено условиями образования. Такие разрезы, где распределение засоленности однородно или изменяется по слоям, обусловлено условиями образования засоленных мерзлых пород, предлагается называть разрезами условно-слоистого (первичного) типа. Они, как правило, отличаются и большей величиной засоленности, потому что в разрезах рассоленного (наложенного) типа наблюдается увеличение засоленности с глубиной, которое обусловлено, вероятно, проходящим после формирования засоленных мерзлых пород рассолением верхнего горизонта в результате процесса миграции солей и выноса их в сезонноталый слой. Разрезы условно-слоистого типа характерны для более молодых позднеледникового и голоценовых отложений (рис. 15).

Более древние отложения высоких морских террас, где было достаточно времени для рассоления, отличаются распространением разрезов рассоленного типа (рис. 16). Сохранение при значительной дифференциации по глубине достаточно высокого засоления палеогеновых отложений (рис. 17а) объясняется, по-видимому, большим начальным содержанием солей.

Таким образом, засоление, хотя и определяется условиями формирования и промерзания грунтов, не является в полной мере постоянной характеристикой мерзлой толщи. В результате миграции солей уже в мерзлых грунтах происходит изменение со-

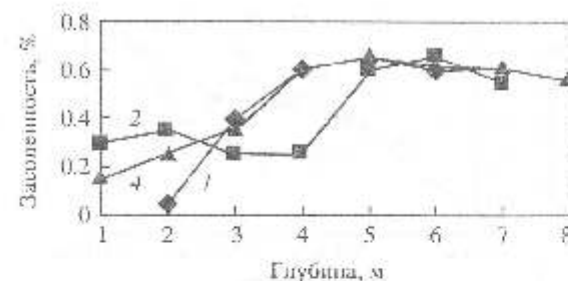


Рис. 16. Распределение засоленности в разрезе третьей морской террасы, сложенной суглинками в пос. Амдерма по трем скважинам (1, 2, 4)

держания солей, при этом изменяется главным образом величина засоленности при сохранении в целом качественного химического состава солей.

Миграция солей и в целом постепенное рассоление верхних горизонтов толщ засоленных мерзлых пород являются общей закономерностью их развития во времени.

Связь литолого-фациального строения плейстоценовых отложений и засоленности прослеживается, например, по площади в Печорской низменности [107]. Для северных, прибрежных ее районов характерно распространение более тонкообломочных и более засоленных грунтов. Увеличение засоленности наблюдается по мере удаления от русла реки и вверх по течению для аллювия рек Западного Ямала. Так, в направлении от устья вверх по течению степень засоления аллювия снижается, а тип засоления изменяется с хлоридного на хлоридно-сульфатный и гидрокарбонатный.

Засоленные мерзлые породы пространственно связаны с засоленными охлажденными породами и криопэггами. Установлено часто встречающееся чередование ледяных шпиров, льдистых мерзлых участков грунта и находящихся в охлажденном состоянии засоленных прослоев. Поскольку переход засоленных мерзлых пород к охлажденным происходит постепенно (как по температуре, так и в пространстве), то целесообразно объединить их в один тип засоленных криогенных грунтов.

Криопэги обычно приурочены к слоям водопроницаемых грунтов и к их контактам с водоупорами. Как правило, они отличаются невыдержанностью в верхних горизонтах. По сравнению с морской водой в них наблюдается повышенное содержание Cl, Mg и пониженное — Na, что связано с криогенной метаморфизацией порового раствора [294]. Криопэги повсеместно связаны с прибрежно-морскими отложениями и приурочены к линзам и прослоям обогащенных органическими веществами осадков [265].

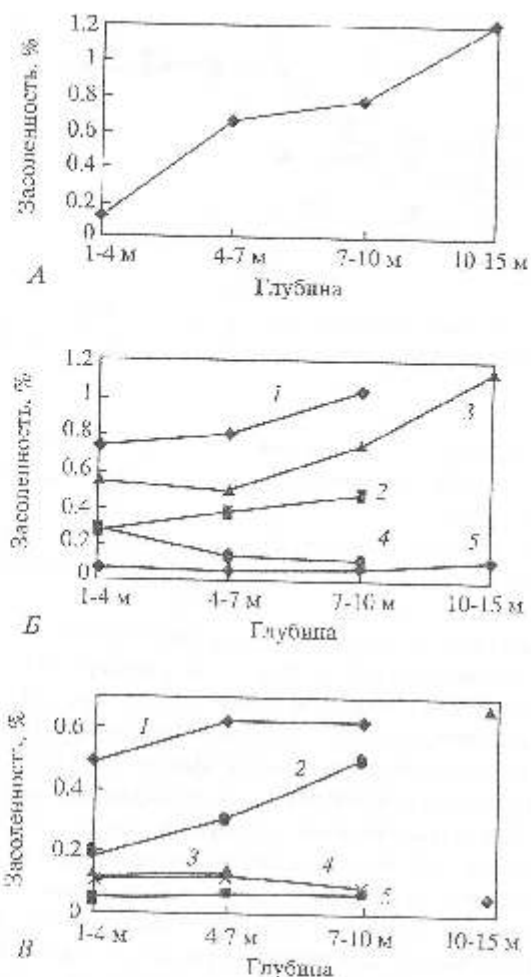


Рис. 17. Распределение засоленности по глубине

А — для отложений морских палеогеновых (мр) Тазовского п-ва; Б — для морских и пляжально-морских среднелетистых (О_П³⁻⁴) Северного Ямала (1), Центрального и Южного Ямала (2), Тазовского п-ва (3), Обско-Гуровского междуречья (5); В — для морских и прибрежно-морских позднелетистых (О_П¹) (обозначения кривых, как на Б)

Для толщ засоленных мерзлых пород характерно чередование слоев с разной засоленностью, в большей степени характерное для разрезов условно-слопного (первичного) типа. Засоленность сильнее всего изменяется на морской лаиде, в лагунах и на мелководье [294]. Последняя закономерность проявляется и для Амдерминского района.

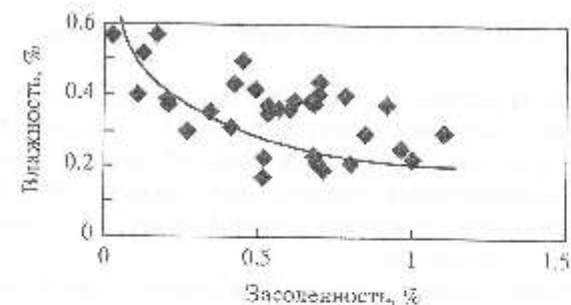


Рис. 18. Соотношение засоленности и суммарной влажности для морских маргитых супесчано-суглинистых плейстоценовых отложений территории Бованенковского ГКМ (п-ов Ямал). Выборка из 36 образцов

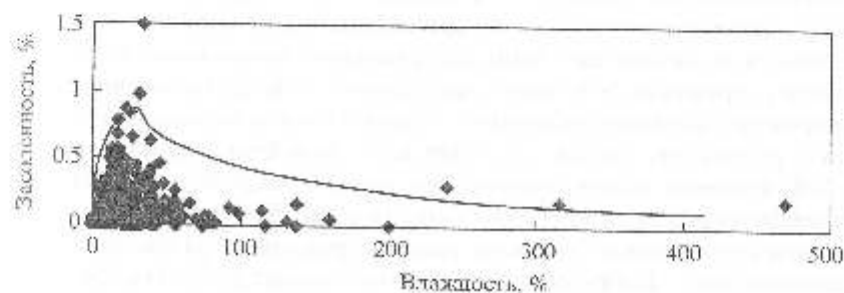


Рис. 19. Зависимость засоленности от влажности мерзлых грунтов северо-западных территорий Канады [418]

Существует определенное соотношение засоленности и льдистости и засоленных мерзлых породах. В многолетнемерзлых морских толщах засоленность, как правило, увеличивается с повышением суммарного влагосодержания, что обусловлено седиментацией в солёных морских и прибрежных водах, а по разрезу, наоборот, засоленность, как правило, снижается с увеличением льдистости в различных литогенетических типах грунтов (рис. 18 и 19), что, по-видимому, связано как с условиями формирования льдистых горизонтов и вытеснением солей (не случайно пластовые льды иногда подстилаются песчаными горизонтами с криопотгами), так и последующим распределением подземных тектогеннообразующих льдов. Последнему процессу в литературе не уделяется должного внимания. Между тем на примере морских льдов давно установлено [309], что они подвергаются быстрому распределению. Так, по данным Ф. Мальмгрена [230], солёность морского льда в Полярном бассейне только за год изменяется в

средней части ледяного покрова приблизительно от 7 до 3 промилле.

Засоленность снижается в ледяных горизонтах, перекрывающих залежи пластовых льдов, которые характерны для регионов распространения засоленных мерзлых пород. При этом для засоленных охлажденных пород субаквального типа в Байдирацкой губе установлена обратная закономерность — снижение засоленности при уменьшении влажности [294].

Для верхней десяти-, двадцатиметровой толщи засоленных грунтов характерно либо равномерное распределение засоленности (или сложное, с переслаиванием), либо ее постепенное увеличение с глубиной. В разрезах условно-слоистого типа неравномерное распределение засоленности по глубине является седиментационным, связанным с литологическими особенностями, или обусловлено условиями промерзания отложений. Они, как правило, отличаются и большей степенью засоленности, потому что в разрезах выделенного рассоленного типа увеличение засоленности с глубиной обусловлено рассолением верхнего горизонта в результате миграции солей и их выносом в сезонноталый слой. Разрезы условно-слоистого типа характерны для верхнечетвертичных и голоценовых отложений. Более древние отложения отличаются большим распространением разрезов рассоленного типа. Таким образом, в естественных условиях происходит постепенное рассоление кровли мерзлой толщи — распределение засоленности изменяется во времени.

Переход от засоленных мерзлых к охлажденным является постепенным, они чередуются в разрезах, что свидетельствует о целесообразности объединения их в один тип "засоленных криогенных грунтов" (ЗКГ).

4.3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

Побережье Баренцева моря и Югорский полуостров

Сведения о распространении засоленных мерзлых грунтов на Европейском Севере ограничены. Поскольку морские четвертичные отложения в многолетнемерзлом состоянии на Кольском полуострове практически отсутствуют, возможность засоления мерзлых толщ там невелика. Многолетнемерзлые засоленные породы морского генезиса характерны для Канинско-Гиманского и Мало-Большеземельского регионов.

В литературе [78] упоминается, что на низких морских террасах и морской лаге побережья Баренцева моря наряду с уча-

стками, сложенными многолетнемерзлыми породами, развиты участки охлажденных ниже 0°C пород с криопегмами. Такие участки встречаются на побережье Болванской, Паханческой, Хайпудырской и Печорской губ, а также в дельтах и низовьях рек Нерута, Черная, Морейо, Каротайха. Вероятно наличие таких участков, правда очень ограниченных размеров, на самом севере п-ова Канин и в приустьевых частях рек Великая и Индига.

Данные о засолении многолетнемерзлых пород в этом районе практически отсутствуют. Нами были получены такие сведения лишь для побережья Хайпудырской губы (Синькин Нос) и бассейна р. Сарембой-Яха. Кроме того, при изысканиях ПечорНИПИнефти на площадке пос. Пеонерный установлено, что грунты имеют различную степень засоленности, в среднем около 0,1%, увеличивающуюся с глубиной.

В районе мыса Синькин Нос скважинами при изысканиях различных объектов засоленные мерзлые грунты были встречены нами повсеместно. Засоленность увеличивалась с глубиной и достигала около 0,2% на глубине 8 м.

Поселок Амдерма находится на первой и второй морских террасах высотой, соответственно, 8–10 и 15–25 м. Многолетнемерзлые породы представлены серо-голубыми суглинками с большой примесью органического материала, с массивной (в верхней части разреза), слоистой-сетчатой и слоистой криогенными текстурами. Как правило, засоление суглинков изменяется в пределах от 0,1 до 1,5% практически во всех случаях (по данным бурения более 100 скважин), увеличиваясь с глубиной. Наиболее часто встречающиеся значения — 0,3–0,8%. Состав солей близок к составу солей морской воды.

Полуострова Ямал и Тазовский

На основе анализа более 4 тыс. проб Г.И. Дубаков и Н.В. Иванова [133] построили карту засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири. По их данным, область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов и криопегм располагается севернее широты пос. Новый Порт на Ямале. В этом районе мерзлые породы засолены на всю глубину. Верхняя часть криогенной толщи (собственно мерзлые породы, мощность 150–250 м) содержит соли в количестве меньшем, чем равновесная с температурой концентрация. Широко развиты криопегмы с более высокой концентрацией солей. Ниже находятся охлажденная ниже 0°C , но не содержащая льда толща мощностью 100–200 м.

Южнее указанной широты в верхнем горизонте распространены слабозасоленные и незасоленные морские четвертичные породы, что Г.И. Дубиков и Н.В. Иванова [133] объясняют как "большим опреснением бассейна осадконакопления, так и интенсивным воздействием процессов инфильтрации и рассоления первоначально менее засоленных отложений при их оттаивании в теплые эпохи плейстоцена и голоцена и последующем промерзании". Прилежащие палеогеновые высокодисперсные глины отличаются заметным засолением, которое может быть связано с его вторичным характером, а также высокой плотностью и высокой водопроницаемостью этих глин.

Более детально изучена территория Бованенковского газоконденсатного месторождения, данные по которому были проанализированы И.Д. Стрелецкой [327]. Здесь, что характерно и для всего Ямала, засоленные породы содержат мощные залежи подземных льдов. Исследованы разрезы, в которых эти залежи перекрываются засоленными глинистыми породами и подстилается песками, содержащими линзы криопэггов. Оказалось, что соотношение концентрации в мг-экв магния и хлора в илестовых льдах, вмещающих породы и криопэггах составляет 0.11–0.60, что соответствует рассолам морского типа [49]. Сходное соотношение ионов в поровых растворах засоленных мерзлых грунтов, пластовых льдов и криопэггов свидетельствует об их генетической связи, что доказывает, по мнению И.Д. Стрелецкой, возможность образования пластовых льдов за счет морской воды, содержащейся на ранних этапах диagenеза в промерзающих осадках. Это мнение подтверждает высказанный ранее вывод Г.И. Дубикова [129]. На территории Бованенковского ГКМ морские породы криогенной толщи засолены на всю глубину — до 300 м и ниже, причем верхняя часть толщи мощностью 1700–200 м находится в мерзлом состоянии, а нижняя мощностью 90–110 м в охлажденном состоянии [168]. Отложения морского, аллювиально-морского, аллювиального, озерного и солифлюкционно-делювиального генезиса засолены в разной степени, она колеблется в пределах от 0.03 до 2.1%. Состав воднорастворимых солей сохраняется приблизительно постоянным и характеризуется преобладанием хлористого натрия и слабощелочной реакцией водных вытяжек. Морские плейстоценовые отложения, подвергшиеся выщелачиванию, содержат небольшое количество солей.

Засоленными в Западной Сибири являются как эпигенетические, так и сингенетические мерзлые породы. Как известно [78], сингенетические мерзлые породы широко распространены севернее Полярного круга, где они избежали протавивания в периоды потеплений, кроме того там накапливаются современные син-

генетические отложения — поймы, торфяники и прибрежно-морские отложения. Современные сингенетические морские мерзлые породы накапливаются и промерзают в мелких лагунах и в узкой зоне, на кромке формирующегося припайного льда в субаквальных условиях, а также преимущественно в субаэральных условиях на незаотепляемой части пляжа и приливной зоны. Благоприятны для накопления сингенетических отложений дельты рек, особенно в трансгрессивные этапы развития, когда соленые воды моря проникают вверх по течению, как например, на Западном побережье Ямала до 50–70 км [78]. Сингенетические мерзлые породы залегают с поверхности в ряде районов салехардской и казанцевской морских равнин Ямала и Гыданского полуострова [78] и также, как правило, засолены.

По данным И.Д. Стрелецкой [327], гляциально-морские, морские и прибрежно-морские плейстоценовые осадки имеют заметное засоление — глинистые 0.7%, пески 0.2%. Глинистые породы в большей степени способны сохранить седиментационную засоленность и промерзают, накапливая соли, поэтому засолены сильнее [168]. По данным В.Т. Трофимова и др. [287], реакция среды в поровом растворе лагунно-морских и морских образований изменяется от слабощелочной до щелочной, а у аллювиальных они преимущественно кислая. В целом для Ямала характерно увеличение содержания солей в мерзлых породах с юга на север полуострова и среднем от десятых долей процента до 1–1.5%. При контакте с пластовыми льдами наблюдается уменьшение засоленности в вышележащем слое мерзлой породы. С другой стороны, известны случаи, когда пластовые льды подстилаются более высокими горизонтами с криопэггами, например, в долине Се-Ях, на правом берегу Нацуй-Яхи и в других местах. Объясняют это процессами отжатия солей при промерзании и опреснением пластовых льдов при изменении температурного режима и влиянием подрусловых таликов.

Арктическое побережье Восточной Сибири и Чукотка

В пределах Северо-Сибирской низменности, вдоль побережья Якутии и Чукотского полуострова, на Анадырской низменности мерзлые засоленные породы приурочены в основном к морским плейстоценовым и голоценовым отложениям [133]. В верхнем 50-метровом горизонте засоленные грунты распространены не повсеместно и чередуются с незасоленными.

По данным А.В. Евсеева [135], морские новейшие отложения Чукотки имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, низкую емкость поглощения (до 16 мг-экв на 100 г), причем в соста-

ве обменных катионов преобладает кальций, однако, содержится и натрий. Количество легкорастворимых солей обычно превышает 0,2%, главным образом это бикарбонат кальция, а также хлорид натрия. Озерные отложения отличаются нейтральной реакцией и несколько меньшим засолением 0,1–0,2%. Аллювиальные новейшие отложения засолены слабо (< 0,1%). Широко распространены засоленные мерзлые породы в акватории моря. Так, в мелководной лагуне Рыпильхин (Чукотское море) минерализация мерзлых пород мощностью 22 м изменяется от 51 до 151 г/кг, причем в составе солей абсолютно преобладает хлорид натрия [149]. В Восточно-Сибирском море, по данным И.А. Жигарева, залегают массивы реликтовых, вероятно, засоленных многолетнемерзлых пород у входа в Эбеляхскую губу, в проливах Дмитрия Лаптева, Этерикан, Сатникова, севернее островов Котельникова и Земли Бунге. Современные многолетнемерзлые породы, также, по-видимому, засоленные, протягиваются вдоль всего берега Якутии и западной части Чукотки, окаймляют остров Большой Ляховский, залегают вблизи берега островов Малый Ляховский, Котельный, Земля Бунге, Новая Сибирь. В береговой зоне Восточно-Сибирского и Чукотского морей к востоку от 170° в.д. они слагают только дно лагун [149]. В.И. Соломатин и О.Н. Фишкиным [322] описано распространение многолетнемерзлых пород в районе эстуария р. Анабар, где основная часть разреза сложена аллювиально-морскими отложениями с температурой 11,8° С. А.Н. Котов [201] сообщил о засолении речных пойменных отложений (около 0,2–0,3%) на о-строве Врангеля.

Как известно [166], первая наиболее крупная трансгрессия моря в этом регионе началась в плиоцен-раннеплейстоценовое время. Горные породы проливались морской водой на значительной территории и одновременно промерзали на освобождавшихся от моря участках. Поэтому засоленность может присутствовать не только в прибрежно-морских и морских отложениях того времени, но и в отложениях других геолого-генетических типов.

В нижнем и среднем плейстоцене трансгрессии здесь были незначительными [149], и мощность мерзлых пород увеличивалась одновременно с континентальным осадконакоплением. В наступившую затем картинскую трансгрессию уровень моря был выше современного на 25–30 м, поэтому под морем вновь происходило оттаивание засоленных отложений, которое, по-видимому, было также в раннеголоценовое время и в период климатического оптимума. После отступания моря произошло промерзание отложений с формированием засоления в морских и ра-

нее затопленных аллювиальных осадках. В результате засоление распространено вдоль побережья океана узкой полосой в мерзлых породах различного генезиса и состава [134].

По данным Н.Ф. Кривоноговой и А.А. Каган [203], на одной из строительных площадок на Чукотке засоленными являются как морские современные отложения (засоленность 0,2–0,5%), так и элювиальные образования, состоящие из щебнистого грунта с суглинком в заполнителе, или из суглинка со щебнем и дресвой, со средним засолением 0,3%. Засоленными являются также делювиально-солифлюкционные отложения плейстоцена и голоцена (засоленность 0,2–0,5%), представленные суглинками с дресвой и щебнем. Очевидно, засоление происходило при поднятии уровня моря.

Арктическое побережье Северной Америки

Засоление многолетнемерзлых пород Северной Америки, как и Арктического побережья Евразии, определяется геологической историей региона. Большинство осадков, аккумуляировавшихся на континентальных окраинах Канады и потенциально содержащих соли, находится ниже уровня океана и слагает континентальные шельфы.

Слабо уплотненные дисперсные отложения Арктической прибрежной равнины Северной Америки относятся к плейстоцену и голоцену и находятся в мерзлом состоянии. Они залегают в пределах узкой зоны северо-западного побережья Арктического архипелага. Мощность плейстоценовых отложений обычно не превышают 250 м. Морские осадки, как правило, приподняты на высоту от нескольких до 200 м и более над современным уровнем океана. На Аляске, в Номе признаки на поверхности суши и погребенные береговые насыпи отмечают несколько морских береговых линий, лежащих на высотах от –10 до +24 м [354]. На северном берегу Аляски морские отложения с ископаемой фауной встречаются до высоты 100 м над уровнем моря. При этом отметка наиболее высокого положения уровня океана в течение последнего теплого межледникового составляет около +30 м. Прибрежные низменности, сложенные морскими отложениями, окаймляют северную и западную Аляску. На южном побережье имеется ряд абразионных морских террас.

Данные о солености мерзлых пород свидетельствуют, что наибольшие значения солености отмечены для острова Баффина Земля и для Северо-Западного Канадского щита, за исключением некоторых районов. Соленость пород в дельте Маккензи значительно ниже, чем соленость морской воды. Засоленность по-

род уменьшается с увеличением влажности, что закономерно из-за вытеснения солей при промерзании. Большая часть образцов засоленных мерзлых пород была получена с глубины выше 20–30 м, что связано, по-видимому, как с более детальным обследованием верхнего десятиметрового слоя пород, так и с уменьшением проникновения солей в глубину.

Уровень моря во время Висконсинского оледенения, по-видимому, был близок к современному. А в более ранние эпохи (11000 лет) уровень моря был значительно выше (до –79 м в Иквалите). Около 9000 лет назад п-оз Камберленд мог быть под уровнем моря. Морские воды могли проникать в отложения различных геолого-генетических типов, засоляя их. Северо-Западный Канадский щит во время Висконсинна покрывался льдом. После отступания ледников на погруженных территориях отлагались морские и озерные осадки. Уровень моря в некоторых местах, например заливе Басур, был выше современного на 150 м.

Внутренние территории неоднократно испытывали оледенения и течение четвертичного периода. В межледниковье откладывались морские осадки. Повышение уровня моря достигало в долине Маккензи 140 м (с учетом гляцио-эвстатического эффекта, без него в среднем 35 м). По мнению Э. Хивон, можно дать следующие объяснения распределению засоленности. Для острова Баффина Земля характерна высокая засоленность четвертичных отложений, которая обусловлена проникновением морских вод во время повышения уровня океана. Огромный прибрежный регион Канадского щита оказался под уровнем моря после Висконсинского оледенения. Образцы пород из этого района также имеют высокую засоленность за исключением сезонного слоя и кровли многолетнемерзлых пород. Внутренние территории только частично покрывались морем, поэтому засоленность пород здесь невелика, кроме некоторых районов, например острова Ричардса, где засоленность некоторых отложений довольно высокая (более 10 промилле). Остается не вполне ясным вопрос о существовании здесь мерзлых толщ и их динамике во время оледенений и трансгрессий моря. Э. Хивон предполагает, что соли из морской воды могли непосредственно проникать в мерзлую толщу благодаря диффузии. Едва ли необходимо преувеличивать роль миграции и вообще более позднего проникновения солей в четвертичные толщ. По нашему мнению, более вероятно, что засоление неморских отложений происходило при оттаивании мерзлых толщ, а впоследствии, после отступления моря происходило их промерзание. Морские же по происхождению толщ мерзлых пород часто содержат седиментационные соли.

4.4. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ПОРОД НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

Районирование территории Арктического побережья проводилось на основании фактических данных по засоленным мерзлым породам, собранным в основном Г.И. Дубиковым и П.В. Ивановой [134] в России и Э. Хивон ([418] в Канаде. Кроме того, использовались Атроклиматический атлас мира под ред. И.А. Гольберга, Карта распространения засоленных мерзлых пород на территории СССР Г.И. Дубикова и Н.В. Ивановой, Атлас Арктики под ред. А.Ф. Треникова (карта четвертичных отложений, схема распространения морских трансгрессий в плейстоцене), Карта районирования территории СССР по криогенному возрасту пород и типу криогенеза К.А. Кондратьева и др., Карта типов химизма засоления почв СССР м-ба 1:2500000 под ред. В.В. Егорова и Н.И. Базилевич, Криопитологическая карта Северной Америки м-ба 1:6 000 000 под ред. А.И. Попова и другие карты и материалы. Кроме того, обобщение литературных данных в России и за рубежом, среди которых необходимо отметить работы В.Н. Сакаса, А.И. Попова, Г.И. Лазукова, С.И. Троицкого, В.Г. Трофимова, Ф.А. Каплянской, В.Д. Гарноградского, В.В. Баулина и других, позволило установить следующие закономерности.

Наиболее изученным в отношении распространения засоленных мерзлых пород является регион Западной Сибири. Рассоленные четвертичные отложения морского генезиса в Западной Сибири распространены в верхнем горизонте южнее широты Нового Порта [133]. Севернее они развиты крайне ограниченно на участках, подвергавшихся в теплые эпохи плейстоцена протаванию и выщелачиванию. Область повсеместного распространения засоленных мерзлых грунтов располагается севернее широты пос. Новый Порт на Ямале, пос. Усть-Порт на Енисее [134]. Южнее в верхнем горизонте развиты в основном незасоленные отложения, что объясняется частично большим опреснением бассейна осадконакопления, а главным образом интенсивными процессами рассоления при оттаивании пород в теплые эпохи.

Большую роль в формировании засоленных мерзлых пород играют морские трансгрессии. Они оставляют как морские эогенетические горизонты засоленных отложений, так и вызывают оттаивание мерзлых пород всех геолого-генетических типов с последующим насыщением порового раствора морскими солями. Поэтому границы их распространения, особенно границы поз-

ледных трансгрессий, важны для определения границ распространения засоленных мерзлых пород морского сингенетического и эпигенетического типа. Одной из наиболее крупных из последних трансгрессий была казанцевская (бореальная). Ее продолжительность определяется в 70–80 тыс. лет, а время окончания – 70 тыс. лет назад [53]. Затопление простиралось до 65–66° с.ш. [211]. Затопление морских отложений, соответствующих бореальной трансгрессии, фиксируется на высотах 150 м (п-ов Кашин), 120 м (Северный Тиман), 8–120 м (Печорская низменность), 25–300 м (Пай-Хой) [209]. По долине Писсы море проникло южнее Игарки, а в бассейне Оби – до широты устья р. Казым. По долине Печоры море проникло до впадения в нее р. Усы. При этом мерзлые отложения всех геолого-генетических типов под этим морем протаяли [28], а в их поровый раствор, очевидно, проникли морские соли. Затем при выходе из-под дна моря в зыряцкое время произошла регрессия и промерзание при похолодании климата. В эпоху каргинского межледникового многолетнемерзлые породы на территории Западной Сибири могли частично протаять сверху примерно до 65–66° с.ш. [28], а в более северной части оставались в мерзлом состоянии, сохраняя приобретенную засоленность. Наступившее сарганское похолодание способствовало дальнейшему сохранению отложений к северу от 65–66° с.ш. в мерзлом состоянии.

Причинами регрессий и трансгрессий Арктического бассейна считают гляциоизостатические колебания уровня Мирового океана. Региональные трансгрессии и регрессии бывают обусловлены новейшими тектоническими движениями и гляциоизостатическими поднятиями суши. Позднеплейстоценовые уровни моря в Северной Америке, близкие к современному или чуть выше (до 15–20 м), имеют возраст 81, 100 и 122 тыс. лет. Максимальное понижение (поздневисконсинское или вюрмское или валдайское оледенение) уровня моря произошло 20 тыс. лет, – около 130 м. В то же время высокий уровень океана (но ниже современного на 11–12 м) был около 30 тыс. лет назад. Уровень моря в голоцене, возможно, был чуть (1–4 м) выше современного, что установлено в основном по Тихому океану – так называемый “уровень Дэли”. Вследствие тектонической неустойчивости территории высотное положение морских отложений не может служить критерием истинного эвстатического уровня моря. Важным фактором являются также прогибания и поднятия суши.

Наиболее существенное влияние на сохранение как сингенетической, так и эпигенетической засоленности в многолетнемерзлых породах оказал, по-видимому, климатический оптимум голоцена. При этом на Европейской территории России граница

оттаивания мерзлых толщ с поверхности может быть установлена приблизительно [28]. Предполагается, что это оттаивание могло достигнуть 68–69° с.ш. Если это верно, мерзлые толщ могли протаять на всей территории Большеземельской тундры и даже в южной части Югорского полуострова. Для Западной Сибири эта граница проходила, вероятно, по широте Полярного круга [375]. Таким образом, к югу от этой границы залегание мерзлых толщ с морским засолением с поверхности проблематично.

Многолетнемерзлые отложения голоценового возраста и морского генезиса засолены повсеместно на всей территории Арктического побережья, а отложения других геолого-генетических типов – при условии нахождения их в районах, которые затоплялись морем, или в зоне воздействия приливов.

На полуострове Ямал верхний плейстоцен отличается в целом суровым климатом, и промерзание происходило по мере выхода поверхности из-под уровня моря, при этом в верхней части разрезов залегает, как правило, сингенетический горизонт небольшой мощности (2–3 м), а ниже – эпигенетическая толща. В климатический оптимум голоцена местами происходило протаявание мерзлых толщ [116]. Засоление мерзлых пород с поверхности развито практически повсеместно.

Основная толща поверхностных отложений на Тазовском полуострове, представленная плейстоценовыми осадками, промерзала эпигенетически. При этом на поймах рек и морских лагунах в современных условиях происходит сингенетическое промерзание.

Непрерывное существование многолетнемерзлых пород в северной Якутии фиксируется начиная со времени среднего плейстоцена по ледяным жилам, сохранившимся в осадках алдановской ситы на р. Алдане [171]. Уровень моря на этой территории повышался в начале голоцена на 8–15 м, о чем свидетельствуют морские террасы в устье Индигирки и на побережье Ванькиной губы. При этом уровень Чукотского моря был выше современного на 12–15 м [149], могли формироваться морские засоленные мерзлые отложения син- и эвхронного типа.

В Канаде в начале голоцена отмечены трансгрессии моря, занимавшие большие пространства и, возможно, достигавшие уровня 189 м 8–10 тыс. лет назад (море Лафлам) и 200 м, а вероятно, и до 270–280 м (Тирельское море) 3–6 тыс. лет назад [31]. Гудзонов залив окружен полосой постледниковых морских осадков, ширина которой составляет около 200–250 км. Морские отложения встречаются здесь обычно на высотах до 170 м над уровнем залива, а местами подняты до 300 м. Установлено также, что

большая часть тихоокеанского побережья Канады была поднята в последниковое время. Так, на острове Ванкувер последниковые морские отложения встречаются до высоты 130 м над уровнем моря, а около Ванкувера – до отметки 250 м. На крайнем северо-западе Британской Колумбии они встречаются на высоте до 130 м, а во многих районах юго-восточной Аляски – на высоте до 200 м [354]. Р. Флинт считает, что амплитуда колебания уровня моря по отношению к суше между последним теплым межледниковьем и минимальным последующим положением в период оледенения составляла в среднем 120 м.

В целом можно считать, что морской тип засоления характерен для областей побережья с абсолютными отметками приблизительно до 150–200 м над уровнем океана севернее границы протавания многолетнемерзлых пород и климатический оптимум голоцена. При этом эпихронный тип засоления характерен для неморских отложений в этой области. В условиях периодического морского затопления территории.

Обобщение описанных закономерностей и имеющихся данных по фактическому распространению засоления мерзлых пород позволило провести районирование территории Арктического побережья по типам засоления и составить схему распространения различных типов засоления в масштабе 1:10 000 000, уменьшенный вариант которой приведен на рис. 20. На Евронейской территории России встречаются мерзлые породы с морским как синхронным, так и эпихронным типом засоления – на острове Колгуев и каждом острове Новой Земли, полуострове Каппи Нос, побережье Хайпудырской губы и в низовьях Печоры. Они залегают приблизительно до широт Полярного круга, причем в прибрежных районах распространены главным образом отложения с синхронным типом засоления. В неморских четвертичных отложениях до высоты около 200 м встречается морское эпихронное засоление.

Полуостров Ямал отличается практически сплошное распространение с поверхности засоленных многолетнемерзлых пород главным образом морского синхронного типа. Однако, в восточной части полуострова в основном в связи с широким развитием аллювиальных отложений встречается и эпихронный тип.

Средняя и Восточная Сибирь отличается постепенным сужением к востоку полосы распространения засоленных мерзлых пород, примыкающей к побережью. Это связано в основном с высоким уровнем суши, отсутствием морских толщ и достаточным увлажнением климата. Здесь распространены преимущественно толщи с эпихронным типом засоления, максимально распространяющиеся вглубь материка в районе рек Лены и Колымы.

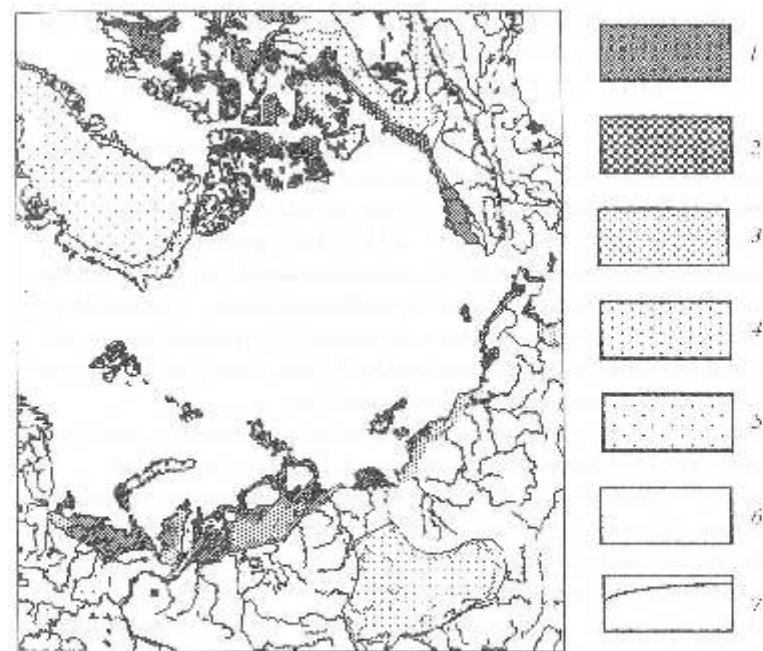


Рис. 20. Схема распространения засоленных многолетнемерзлых грунтов Северного полушария по типам засоления

1 – морской синхронный; 2 – морской эпихронный; 3 – смешанный; 4 – континентальный; 5 – современные ледники; 6 – незасоленные грунты; 7 – границы различных типов засоления

На крайнем севере – побережье Аляски – засоленные мерзлые породы характеризуются засолением морского типа. Далее вглубь континента в связи с преобладанием испарения над осадками на поймах рек и других местах современного осадконакопления с поверхности, вероятно, распространены мерзлые породы с континентальным засолением.

В обширном регионе, прилегающем к Гудзонову заливу, широко распространены мерзлые породы с морским синхронным типом засоления – на низких морских террасах в районе залива Джеймса, на побережье у поселков Форт-Северн, Эскимо-Пойнт, на острове Саутгемптон и в других районах. Однако, они не характерны для возвышенностей полуострова Унгава, острова Медвилл, и занятого ледниками северного побережья острова Баффина Земля, где залегают главным образом ледниковые отложения.

4.5. ОСОБЕННОСТИ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ МОРСКИХ ТОЛЩ СУБАЭРАЛЬНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Многообразие локальных и региональных особенностей криогенного строения морских отложений сводится к трем основным типам, отражающим общие черты формирования мерзлых толщ данного генезиса [26, 128, 287, 337]. Это связано с тем, что морские осадки имеют достаточно однородный состав; претерпевают сходные диagenетические преобразования, а закономерности прибрежно-морского осадконакопления, определяющие поверхностные условия при переходе из субаквального к субэральному состоянию, для всех регионов одинаковы.

Первый тип разрезов морских мерзлых толщ характеризуется убыванием льдистости с глубиной. Данный тип имеет наибольшее распространение. В верхней 5–7-метровой части разреза содержание льда достигает 40–50%. Ниже, до глубины 10–20 м льдистость уменьшается в среднем на 15–20%. На глубинах 20–50 м льдистость сокращается до 5–10%.

Для второго типа разрезов характерна повышенная льдистость (40–60%) до глубин в несколько десятков метров.

Третий тип разрезов определяется наличием двух горизонтов высокой льдистости, разделенных менее льдистой толщей. Верхний горизонт до глубины 4–8 м имеет льдистость 40–50%. Ниже, до глубины 15–20 м (а иногда и ниже) он подстилается менее льдистым горизонтом (около 20%). Еще ниже льдистость увеличивается до 60–80% и часто переходит в горизонты чистого льда, определяемого как "пластовые залежи".

Общим для всех выделяемых типов является наличие верхнего горизонта повышенной льдистости. Данный горизонт представляет собой полигенетическое образование, состоящее из сингенетических и эпигенетических пород, соответствующих начальному этапу формирования мерзлых толщ. Суммарная влажность пород часто близка к пределу текучести. Криогенные текстуры преимущественно липовидно-слоистые и слоисто-сетчатые. Толщина ледяных шпиров изменяется от 0,2–0,5 до 2–3 см, а расстояние между ними обычно не превышает 4–5 см. Криогенное строение аналогично строению мерзлых осадков современных мерзлых отложений на аккумулятивных побережьях, а также идентично текстурам, полученным нами в лабораторных условиях (раздел 3.5.). Формирование мерзлых морских осадков начинается еще в субаквальном состоянии, поэтому промерзание и формирование льда фиксирует состояние повышенной обводненности, характерное для верхней части морских осадочных толщ.

Выделяемые типы морских мерзлых толщ фактически относятся к горизонтам, подстилающим верхнюю льдистую полигенетическую мерзлую толщу. Они имеют более однородный вещественный состав и отражают региональные особенности осадконакопления. Однородные толщи на глубинах 10–20 м непрерывно прослеживаются и береговых обнажениях на многие километры. Данные осадочные толщи уже значительно уплотнены, для них характерно эпигенетическое промерзание.

Рассмотрим криогенное строение типичных разрезов мерзлых морских отложений и процессы его формирующие.

1 тип. Для морских осадков наиболее типичными являются монотонные по составу тонкодисперсные толщи, сложенные из глинистых суглинками и супесями. Как уже отмечалось, для этих толщ характерно закономерное убывание льдистости вниз по разрезу. В криогенном строении преобладают сетчатые, слоисто-сетчатые и неполно-сетчатые текстуры. Монотонность ледяных слоев при переходе от верхнего льдистого горизонта увеличивается до 2–5 см, иногда достигая 10–15 см. Еще ниже, до глубины 50–100 м криотекстура переходит в массивную и крупносетчатую; наблюдается прослой льда толщиной до 2–4 м на расстоянии до 1–1,5 м.

Большинством исследователей, занимающихся этой проблемой [26, 128, 287, 337 и др.], данная закономерность объясняется тем, что обильное льдовыделение в верхней части толщ обусловлено перераспределением внутренних запасов влаги в грунтовой массиве в результате миграции ее к фронту промерзания [337].

Данный подход является типичным и отражает общепринятый взгляд на специфику формирования мерзлых морских толщ при эпигенетическом промерзании. Не отрицая полностью роли процессов перераспределения внутригрунтовой влаги при промерзании, обратим внимание на следующее.

Морские осадки засолены, что в значительной мере уменьшает миграционную способность грунтов. В глинистых минералах морских осадков значительную долю составляет монтмориллонит, для которого характерна незначительная миграция влаги при промерзании. В то же время распределение льдистости и влажности мерзлых морских отложений практически повторяет распределение влажности, характерное для талых морских, да и вообще всех субаквальных отложений.

Таким образом, эпигенетическое промерзание морских однородных глинистых толщ в основном лишь фиксирует существовавшее в субаквальных осадках распределение грунтовой влаги. Миграционные процессы незначительны и связаны с локальным

перераспределением грунтовой влаги при формировании криотекстур.

Развитие преимущественно сетчатых текстур обусловлено в первую очередь наличием значительной доли монтмориллонита среди глинистых минералов. При проведении лабораторных работ по моделированию эпигенетического промерзания в монтмориллонитовых глинах были получены криотекстуры, аналогичные наблюдающимся в природе. То есть особенности криогенного строения связаны в основном с особенностями вещественного состава грунтов, распределением влажности и минерализации поровых растворов, формирующихся задолго до промерзания. Следует отметить, что с самого начала формирования осадки уже имеют отрицательную температуру. При дальнейшем понижении температуры получают развитие обширные зоны отрицательных температур, где возможны различные объемные деформации, по которым также могут закладываться ледяные текстуры.

Модель эпигенетического промерзания, разработанная для пресноводных осадков и базирующаяся на представлениях о значительном перераспределении начальной влажности за счет миграции связанной воды, не отвечает в полной мере особенностям промерзания засоленных морских толщ и должна быть доработана с учетом особенностей специфики морского седиментогенеза и криолитогенеза. Очевидно, что данная проблема еще далека от своего разрешения.

2 тип. Если суглинисто-глинистые толщи чередуются с грубозернистыми горизонтами, то высокая льдистость прослеживается не только в верхней части разреза морских осадков, но может сохраняться и до глубин 50–130 м [130]. В криогенном строении преобладают сетчатые и горизонтально-слоистые текстуры. Льдистость достигает 30–40%, толщина слоев меняется от 1–1,5 см в верхней части разреза до 3–4 см в нижней.

В разделе 2, посвященном первичному океаническому криолитогенезу, указывалось, что в песчаных горизонтах, окруженных глинистыми породами, и на контактах слоев одной литологической разности происходит накопление грунтовых вод, отжимающихся в ходе диагенетического уплотнения. Давление в этих водоносных горизонтах может превышать гидростатическое. Таким образом, еще на стадии диagenеза в морских осадках закладываются условия для формирования льдистых толщ. Несомненно, что при промерзании наличие таких напорных водоносных горизонтов будет существенным образом сказываться на криогенном строении и льдистости формирующихся мерзлых отложений.

3 тип. Особый вид эпикриогенных глинистых толщ, впервые выделенный Г.И. Дубиковым [131], характеризуется увеличением льдистости с глубиной. Характерным элементом криогенного строения этого вида является наличие крупных массивов льда или ледогрунта. Поскольку в береговых обнажениях они часто проявляются в виде вытянутых слоев с ровными границами, то в литературе укоренилось название данных подземных льдов, как *пластовые льды*.

В большинстве случаев пластовые льды перекрываются глинистыми отложениями (88% случаев) и подстилается песчаными отложениями (85% случаев) [130]. Более подробно вопросы, связанные с генезисом пластовых льдов, будут рассмотрены ниже, а в данном разделе рассмотрены особенности криогенного строения глинистых толщ, перекрывающих ледяные массивы.

В общем виде это можно проиллюстрировать на материале изучения пластовых льдов, проведенного нами в 1978 г. в районе озера Пей-То (центральная часть п-ва Ямал) [358]. Здесь в береговом разрезе водораздельной салехардской морской толщи на глубине около 20–25 м залегают пластовые льды мощностью 10–15 м. Они перекрываются 20-метровой суглинистой толщей, поверх которой залегает пачка песчаных отложений мощностью от 2 до 10 м. На контакте между пластовыми льдами и перекрывающими суглинками местами прослеживаются прослойки песков толщиной от 1 до 10 см. По составу слоев подной вытяжки, вещественному составу осадков, текстурным особенностям, фаунистическим определениям глинистая толща уверенно идентифицируется как морская [129].

Непосредственно над пластом льда наблюдаются сетчатые криотекстуры, преобладающее значение в которых имеют вертикальные шпильки. Они образуют вертикально ориентированные слои, отстоящие друг от друга на расстоянии 30–40 см. Толщина вертикальных шпильки плавно меняется от 4–5 см в нижней части до 0,5–1 см в верхней. Льдистость меняется от 50% в нижней части зоны развития вертикальных шпильки до 27% в ее средней части и несколько повышается кверху. Протяженность вертикальных шпильки 5–10 м. Грунтовый массив между вертикальными ледяными сводами разбит прямолинейными горизонтальными сводами толщиной от 3 см внизу до 0,5 см вверху. Протяженность горизонтальных шпильки не превышает расстояния между вертикальными. В верхней части разреза, где вертикальные шпильки, появляются сетчатые текстуры совершенно другого строения. Здесь преимущественное развитие имеют разнонаправленные шпильки толщиной около 1 см. Они образуют ячейки неправильной формы, каких-либо четко ориентированных вы-

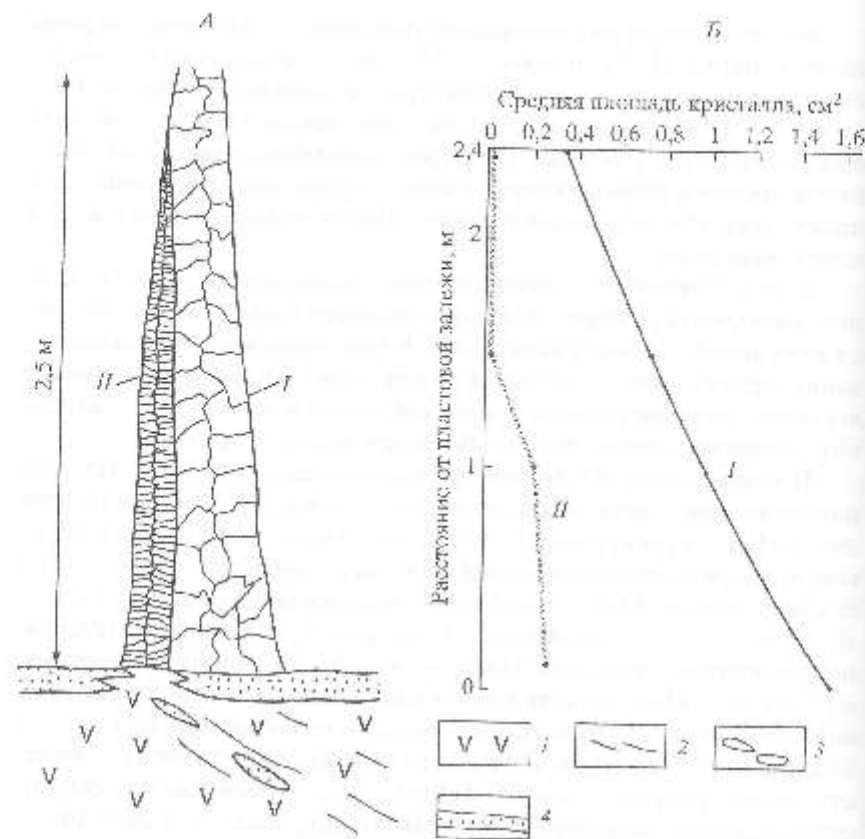


Рис. 21. Достройка вертикальных шпиров в сетчатых криотекстурах
 А — строение вертикального шпиря со следами изгибной достройки.
 Б — изменение площади кристаллов в вертикальном шпире: 1 — лед пластовой залежи, 2 — кристаллы во льду пылевой залежи, 3 — линзочки песка, 4 — нестатный слой на контакте пластового льда и перекрывающей глинистой толщи; I — зона первичных кристаллов, II — зона вторичных кристаллов

тянутых ледяных элементов не прослеживается. По своему виду криогенные текстуры здесь сходны с текстурами, полученными при промораживании глин монтмориллонитового состава (раздел 3.5), а также с криотекстурами, описанными для современных лагунных отложений. Ледистость данного горизонта составляет около 30%.

Изучение структуры текстурообразующих льдов (рис. 21) показало, что вертикальные шпиря имеют сложное строение. В них выделяется 2–3 зоны кристаллов, отличающихся размерами, ориентировкой и морфологией. К границам раздела различ-

ных генераций кристаллов приурочены грунтовые включения, которые имеют вид изгибающихся языков и струек, вытянутых вдоль плоскости шпиря. Строение вертикальных вытянутых шпиров, несомненно, свидетельствует об активных динамических процессах при их формировании. Удалось обнаружить, что достройка вертикальных шпиров продолжалась и после начала формирования пластовой залежи. Нами изучалась часть однородной пластовой залежи, рассеянной узкой зоной инородного льда с многочисленными трещинами, к которым были приурочены линзочки песка. Ширина зоны составляла 20–30 см, она почти под острым углом подходит к границе раздела пластовой залежи и перекрывающих суглинков (рис. 21). В месте контакта слой песка, отделявший массив льда от грунтовой толщи, был разрушен. Непосредственно в этом месте наблюдалось утолщение вертикального шпиря, а в его строении выделяется зона мелких кристаллов, выклинивающаяся на расстоянии 2,5 м. В этой зоне кристаллы вытянуты перпендикулярно плоскости шпиря. В центральной части наблюдается четкий осевой шов, что свидетельствует об интенсивном двухстороннем промерзании.

Изучение структуры льда в верхней части суглинистых толщ показало наличие двух генераций кристаллов (рис. 22). Одна — соответствует сетчатым текстурам неправильной формы. Эти кристаллы более крупные по размерам, они прорастают на всю толщину шпиря (0,5–1 см), их линейные размеры в плоскости шпиря достигают 5 см. Другая генерация кристаллов приурочена к верхней части вытянутых вертикальных шпиров. Эти кристаллы вытянуты от стенок шпиря к центру, их линейные размеры в плоскости шпиря составляют несколько миллиметров. Это свидетельствует о том, что они формировались в условиях быстрого двухстороннего охлаждения.

Обобщая результаты исследования морфологии ледяных образований и их структуры, можно вполне определенно описать основные этапы формирования криогенного строения суглинистых толщ. Верхняя часть криогенных толщ формировалась при поступательном промерзании осадков при выходе из под уровня моря. Об этом свидетельствует пачка грубозернистых осадков, венчающих разрез. В результате льдообразования в увлажненных засоленных глинистых осадках монтмориллонитово-слюдастого состава сформировались типичные для этих условий сетчатые криотекстуры, образующие хаотично развивающиеся ледяными шпирями. Этот тип криогенного строения широко распространен в эпигенетически промерзших морских толщах. Промерзание лишь фиксирует существующее распределение влажности; ее значительного перераспределения не происхо-

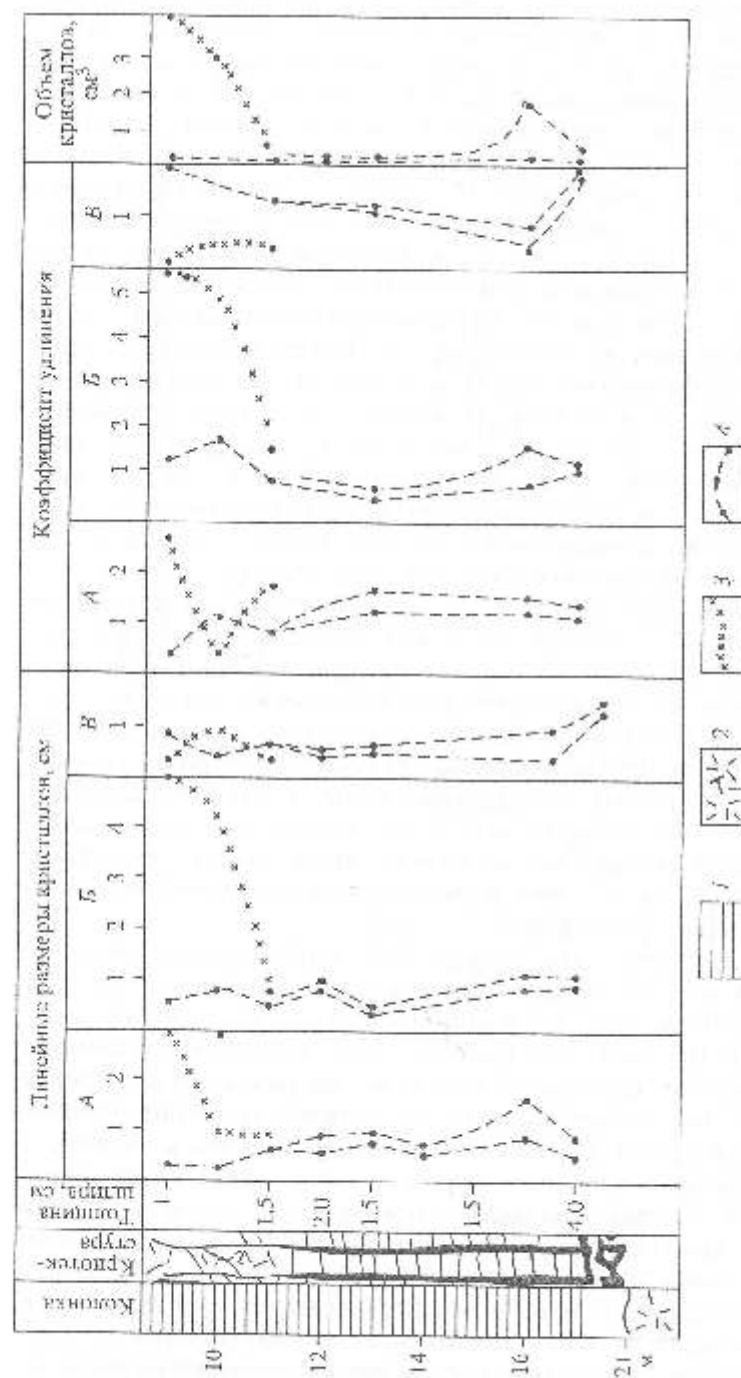


Рис. 22. Показатели структуры льда вертикальных широв в разрезе ледяных широв, подстилаемых залежью пластового льда (Н-он Ямал).

А - вертикальные сечения широв, В - сечение, параллельное плоскости широв, М - горизонтальное сечение широв, 1 - глина, 2 - сланцевый лёд, 3 - кристаллы льда, 4 - кристаллы льда вторичных криотектур.

дит. Если и наблюдается перемещение грунтовых вод, то оно имеет локальное значение и обеспечивает застройку отдельных ледяных широв. Мощность верхнего горизонта составляет, как правило, 5-7 м и не превышает 10 м.

Ниже, как и в других подобных случаях, в однородном глинистом массиве общая ледистость уменьшается, и криотекстуры выражены гораздо слабее.

Подстилает этот горизонт высокольдистая толща, имеющая другую морфологию, генезис и связанная непосредственно с пластовой залежью. Криогенные текстуры, развитые здесь, можно отнести к сетчатому типу. Ледистость достигает 80-90%, грунтовые блоки "плавают во льду". Основным процессом при формировании данного горизонта являются многократные инъекции свободной воды. Каналами, по которым поступала вода, являются вертикальные шпильки. Область питания - нижележащий водоносный горизонт.

Возникновение значительных напоров грунтовых вод при эпигенетическом промерзании морских отложений допускается многими исследователями [25, 76, 131, 337]. В то же время верно и утверждение Н.Н. Романовского, что "промерзающая с поверхности толща морских отложений, выходящих на поверхность при регрессии моря, практически не может образовывать замкнутых систем" [306, стр. 169]. Мы считаем, что существование значительных напоров в водоносных шпильках справедливо только при промерзании верхней части толщ морских осадков (верхние 5-10 м). Здесь промерзают неуплотненные осадки, насыщенные поровыми водами слабо переработанными диagenетическими процессами. На начальном этапе формирования мерзлая толща пронизана сообщающимися высокоинтерализованными водоносными горизонтами, имеющими связь непосредственно с морским дном.

Формирование мерзлых пород на более глубоких горизонтах происходит в других условиях. Глинистые толщ уже значительно уплотнены, поровые воды преобразованы диagenезом и, как показано в разделе 2, обладают значительными напорами (часто даже превышающими геостатическое). В этих условиях напорные процессы (в том числе и инъекционные) получают значительное развитие. Здесь пластовые давления в водоносных горизонтах не связаны напрямую с промерзанием, оно лишь усиливает и дифференцирует их. Таким образом, при эпигенетическом промерзании в морских осадках образуются две зоны криогенеза слабо связанных между собой. Для нижней толщ все разнообразие поверхностных фациальных условий и криогенных процессов сказывается лишь опосредованно.

но, через формирование неоднородностей температурного поля. Участки береговой зоны, находящиеся в субполярных условиях, промерзают быстрее, поэтому на этих участках область низких отрицательных температур быстрее проникнет вглубь грунтовой толщи. В результате на глубине начинается локальное промерзание водоносных горизонтов, что приводит к возрастанию их пластового давления.

В дальнейшем характеристики криогенного строения во многом будут определяться соотношением: 1) прочности пород; 2) давлением в водоносном горизонте; 3) запасами воды в нем; 4) скоростью промерзания. Различные соотношения этих параметров и определяют структуру нижнего льдистого горизонта.

Льдистые горизонты, залегающие на значительных глубинах, часто связаны с пластовыми льдами и образуют с ними единые генетические комплексы (рис. 23). Рассмотрим в общем виде соотношение основных показателей, определяющих формирование парагенетической системы пластовый лед — льдистая глинная толща над ним.

К этим показателям можно отнести:

P_n — пластовое давление грунтовых вод в водоносном горизонте;

σ — прочность кровли, определяющая способность кровли сохранить целостность при возрастании давлений в водоносном горизонте;

P_t — давление гидравлического разрыва, соответствующее определенному соотношению давления в водоносном горизонте и прочности кровли, которое обуславливает разрыв грунтового массива и возникновение в нем полости, заполненной водой, полностью принимающей на себя давление вышележащей грунтовой толщи.

$$P_t = P + \tau [76],$$

где P — геостатическое давление, равное давлению кровли; τ — прочность кровли на сдвиг.

Рассмотрим различные сочетания выделенных показателей.

1) $P_n < \sigma$.

Критическая величина давления, определяющая начало отжатия воды, в открытой системе равна 0.57 кгс/см^2 , а в закрытой системе 0.3 кгс/см^2 [432]. Значения пластической прочности талых морских глин при естественном уплотнении [199] около 0.14 кг/см^2 на глубинах 0–4 м, и 0.48 кг/см^2 на глубинах 4–8 м. На глубинах свыше 20 м эти показатели естественно больше. Возрастание давления в водоносном горизонте при начале льдообразо-



Рис. 23. Пластовая залежь и перекрывающие ее отложения (фото Ю.В. Бадю)

вания, вероятно, не вызовет деформаций перекрывающей грунтовой толщи.

2) $\sigma < P_n < P_t$.

При продолжении локального промерзания водоносного горизонта давление в нем увеличивается до значений, превосходящих прочность кровли. В ней начинают развиваться деформации, по которым начинает проникать вода. При замерзании вытесняемой воды формируются широко распространенные сетчатые текстуры. Вертикальные трещины являются наиболее развитыми деформациями, служащими каналами, по которым транспортируется внедряющаяся вода. Выше было рассмотрено строение вертикальных шпиров. Оно свидетельствует, что вода пода-

валятся отдельными небольшими пульсациями. Нами обнаружено до трех генераций кристаллов льда в одном вертикальном шлуре. Вероятно, это связано с тем обстоятельством, что после начала инъекций давление в водоносном горизонте падало. Поступление новых порций приоткрывалось. После промерзания внедрившейся воды прочность массива восстанавливалась. При повышении давления могли происходить новые инъекции. В результате после каждого цикла инъекций и формирования сетчатых криотекстур прочность кровли возрастала, а грунт значительно уплотнялся. Степень уплотнения глинистых грунтов при формировании инъекционных криотекстур показывают материалы исследования Г.И. Дубикова [128], проведенные в районе озера Ней-То (п-ов Ямал). Здесь для засоленных ледяных глин, перекрывающих пластовую залежь, наблюдается резкое возрастание значений предела прочности при относительном сжатии (испытания проводились в талом состоянии). На глубинах 12–17 м значения предела прочности составляли 7.2–7.8 кг/см², а на глубине 24 м, в слое контактирующем с пластовой залежью, 20.3 кг/см². Консистенция глин в этом интервале переходит от полутвердой в твердую. Плотность скелета возрастает от 1.53 г/см³ на глубине 12 м, до 1.83 г/см³ на глубине 24 м.

Высота подъема инъекций над водоносным горизонтом и, соответственно, мощность ледяного горизонта зависят от прочности кровли, которая в свою очередь зависит от мощности перекрывающей толщи. В разделе 2 показано, что степень интификации и упрочнения пород увеличивается с глубиной. Следовательно, чем больше мощность перекрывающих водоносный горизонт отложений, тем больше вероятность увеличения мощности ледяного горизонта. По данным Дж. Маккея [428], в линзе воды, сформировавшейся в основании промерзающих озерных осадков, давление воды при мощности перекрывающих пород 12 м – 1.05 кг/см², а при мощности 22 м – 3.5 кг/см².

Одновременно с упрочнением грунтового массива возрастает однородность прочностных свойств глинистой толщи по простиранию. В местах, где прочность кровли меньше, инъекционные процессы происходят интенсивней и, следовательно, формируются более мощные шлуры льда, сильнее уплотняется минеральная составляющая.

Формирование инъекционных криогенных текстур в глинистых толщах, перекрывающих песчаный горизонт, создает условия для следующего этапа формирования эпигенетических мерзлых морских толщ.

$$3) P_c < P_n < \sigma.$$

Упрочнение глинистых осадков в результате формирования инъекционных криотекстур со временем достигает своего предельного состояния и будет составлять 20–25 кг/см² на глубине 20–30 м. Дальнейшее возрастание давления уже не будет сопровождаться локальными разрывами кровли и инъекциями. После того, как гидростатическое давление в водоносном горизонте превысит геостатическое, определяемое весом вышележащей кровли, произойдет гидроразрыв грунтового массива с выделением слоя воды по границе раздела. При мощности осадков около 20 м давление в выделявшемся слое воды будет около 4 кг/см². Повышение пластового давления и снятие нагрузки вышележащей толщи происходит постепенно, поэтому сам факт выделения слоя воды не вызовет потери устойчивости грунтового массива. Различное сочетание скорости промерзания слоя воды и скорости ее возобновления формирует различное строение пластовых льдов, от монолитных ледяных тел до передования льда и ледогрунта.

На заключительной фазе промерзания водоносного горизонта в нем образуется серия непромерзших, обводненных изолированных участков, разделенных мерзлыми породами. В обводненных зонах давление резко возрастает. В песках, подстилающих пластовые залежи, выделяется два пика в распределении значений влажности. Первый пик значений влажности составляет 23–30% и соответствует пескам с массивной криотекстурой. Второй пик соответствует влажности 40–60% (60% всех определений) и связан с песками со шпировыми текстурами [130]. Такие большие значения влажности в песках указывают на их промерзание в условиях замкнутого объема и высокого гидростатического напора. При этом будут возникать высокие давления, которые при достижении определенных значений вызовут деформацию уже сформировавшихся ледяных тел и вышележащих глинистых толщ (рис. 23). По данным Д. Виллимеа и Р. Эвердинга [130], для возникновения деформаций 20–30-метрового пласта льда необходимо давление от 6 до 22 кг/см². Наши исследования показали, что в зонах деформаций пластовых залежей наблюдаются следы течения льда и ледогрунта, в которое вовлечены части ранее сформировавшихся ледяных тел и мерзлых пород. Ледогрунтовые образования со следами различного рода деформаций могут формировать самостоятельные тела, а могут входить как отдельные локальные элементы в ранее сформировавшиеся пластовые льды простого строения.

Основным источником вод, формирующих пластовую залежь, является перераспределение грунтовых вод в водоносных горизонтах, залегающих на глубине нескольких десятков метров

от поверхности. Главным фактором, обуславливающим накопление грунтовых вод в локальных зонах, является их горизонтальное перераспределение вследствие неравномерного промерзания водоносных горизонтов. Выделение слоя воды под ледяным телом за счет горизонтального перераспределения отмечается многими исследователями и для других криогенных образований. Н.Т. Толстихиным приводятся данные о наличии и основании бугра пучения линзы воды мощностью до 3 м и в поперечнике около 400 м [333]. М.И. Сумгин указывал, что при формировании сезонных бугров пучения вода, которая сосредотачивается под бугром, может прийти в него со значительного расстояния со стороны, а не с глубины [331]. Для Северной Америки наличие линз воды в основании растущих бугров пучения показано в работах Маккея. Линзы мощностью 1–2 м и шириной от 30 до 300 м имеют площадь водосбора от 70 до 700 м в поперечнике. Для морских осадков, где песчаные горизонты, подстилающие глинистые толщи, прослеживаются на многие километры, результат горизонтального перераспределения грунтовых вод значительно масштабнее.

В настоящее время нигде в полярных областях уже нет таких условий, где бы происходило первичное промерзание больших площадей морских осадков мощностью в несколько сотен метров. Формирование мерзлых пород переходной зоны в современных условиях является лишь слабой аналогией формирования мощных энокриогенных толщ. Криогенные толщи третьего типа широко распространены в пределах центрального и северного Ямала и Гыданского полуострова. Наибольших размеров они достигают в толщах морских отложений салехардских и казанцевских свит. На рис. 24 показано распределение суши и моря в разные периоды плейстоцена. Хорошо видно, что наиболее ледистые морские толщи приурочены к областям широкого распространения островов, мелководий, полуизолированных акваторий, далеко отстоящих от материковой береговой линии. И главное, что в эти периоды на поверхность выходили и, соответственно, промерзали мощные толщи водонасыщенных морских осадков.

Несмотря на значительную изученность районов распространения мерзлых морских осадков закономерности формирования их криогенного строения далеки от разрешения. И в первую очередь это объясняется тем, что отсутствуют комплексные исследования, в которых бы одновременно изучались фациальные условия накопления осадков и их криогенное строение. Имеющийся в настоящее время огромный материал по вещественному составу и криогенному строению получен в результате точечных

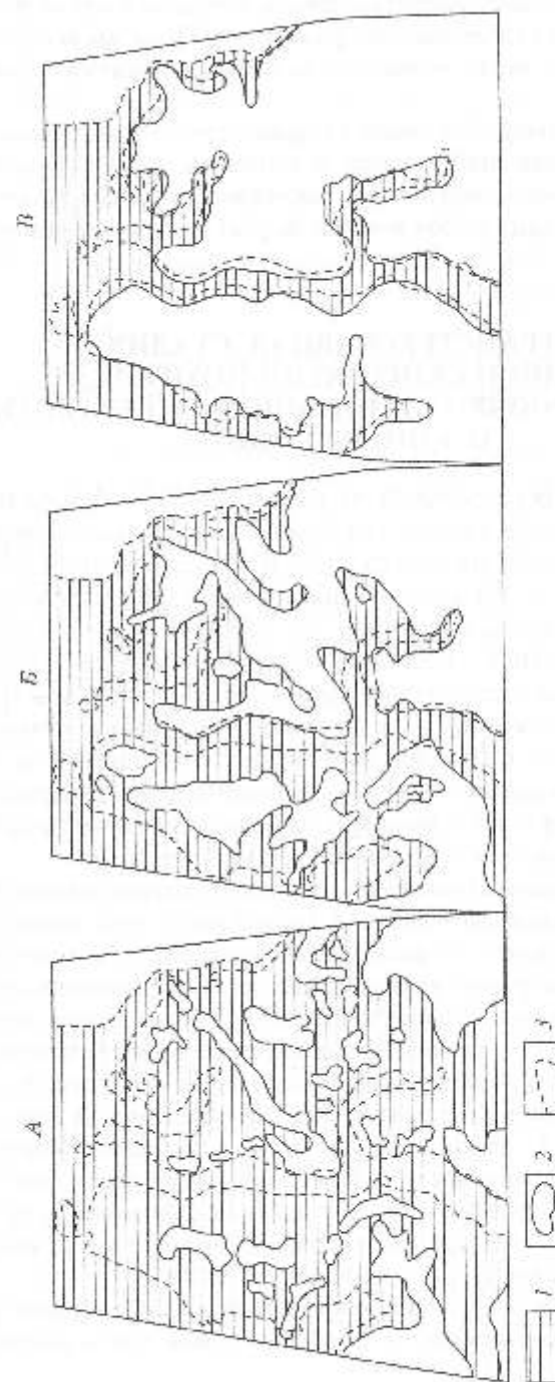


Рис. 24. Распределение суши и моря на севере Западной Сибири
А - максимум каламасской трансгрессии, Б - максимум каргинской трансгрессии, В - современный береговой линии

опробований. Он дает представление о среднем составе и строении отдельных литологических разностей. По этим материалам весьма сложно восстановить сценарий развития криогенных толщ.

Отсутствие разработанной теории мерзлотно-фициального анализа для отложений морского генезиса, особенно для эпикриогенных толщ, значительно осложняет развитие теоретических и практических работ в области распространения мерзлых грунтов.

5. ТРАНСГРЕССИВНАЯ СТАДИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА (ЭТАП ТЕРМОДЕНУДАЦИОННОЙ ПЕРЕРАБОТКИ И КОНСЕРВАЦИИ)

В предыдущих разделах были рассмотрены особенности океанического криолитогенеза, связанные с накоплением морских осадков, их выходом на поверхность и существованием в субаэральных условиях. На этих стадиях происходит последовательное развитие криогенных пород: от отрицательно-температурных, влагонасыщенных несцементированных морских осадков к слоистым толщам, где мерзлые сцементированные льдом грунты чередуются с высокоминерализованными водонасыщенными горизонтиками и далее к монолитным мерзлым толщам. Эти этапы связаны с регрессивными стадиями океанического криолитогенеза, когда морские осадки выходят на поверхность и подвергаются дополнительному охлаждению.

В данном разделе будет рассмотрена трансгрессивная стадия океанического криолитогенеза и связанные с ней криогенные процессы. В отличие от регрессивной стадии, где происходит прогрессирующее развитие и усложнение криогенного комплекса, в трансгрессивную стадию преобладающей является деструктивная тенденция. Голоценовая трансгрессия привела к тому, что в настоящее время абсолютно преобладающим процессом динамики субаквальной криолитозоны на глубинах до 100 м является ее деградация [23]. В ходе трансгрессий происходит частичное разрушение субаэральных мерзлых толщ и их консервация в субаквальных условиях. При этом в область океанического криолитогенеза вовлекаются мерзлые породы, полностью сформированные в континентальных условиях.

Так же, как и в регрессивную стадию, часть побережья, непосредственно захваченная воздействием моря и часть акватории,

примыкающей к берегу, образуют закономерно построенную переходную зону. Только в этом случае деформации подвергаются мерзлые породы. На удалении от берега, где процессы разрушения затихают, распространяется область консервации реликтовых мерзлых толщ. Она частично совпадает с областью первичного океанического криолитогенеза. Рассмотрение переходной зоны и зоны консервации в одном разделе обусловлено тем, что выделить границу, где резко уменьшаются процессы деструкции мерзлых пород и усиливаются процессы их консервации, в субаквальных условиях практически невозможно, по крайней мере, в настоящее время.

В общем виде процессы деструкции мерзлых пород на трансгрессивной стадии океанического криолитогенеза можно разделить на несколько групп.

1. Разрушение мерзлых пород при механическом и термическом воздействии морских волн на мерзлые породы (термоабразия).
2. Протаивание мерзлых пород и вынос протаившего материала (термоденудация).
3. Процессы разрушения мерзлых грунтов и льдов в субаквальных условиях под воздействием минерализованных вод с отрицательной температурой.

Термоабразия

Наиболее характерным и своеобразным береговым процессом в криолитозоне является термоабразия — разрушение морских берегов, сложенных рыхлыми мерзлыми, содержащими лед породами, под совместным воздействием механической и термической энергии морских вод [21]. Термоабразионные берега образуют крутые обрывы высотой до 30–50 м и более. В их основании под механическим и термическим воздействием волн возникают глубокие ниши. Со временем кровля этих ниш обваливается в виде блоков поперечником до 10–15 м. Морские волны летом вблизи берега имеют положительную температуру (до 8–10° С). Под их согревающим воздействием происходит оттаивание мерзлых пород, слагающих дно, и его углубление (термоабразия подводного берегового склона), что интенсифицирует процесс размыва самих морских берегов. Оттаявший на дне материал либо уносится волнением и открытое море, либо вовлекается течением во вдольбереговой поток.

Наименее устойчивы к размыву мерзлые ледистые пески, наиболее устойчивы глины, но доля последних в общем объе-

ме высокольдистых пород невелика. Самое широкое распространение имеют породы промежуточного-алевритового состава. Поступающие в прибрежную зону от размыва термоабразионных берегов частицы алевритовой, а также глинистой размерности легко взмучиваются и уносятся водами в открытое море. В результате даже и очень мелководных морях размываемый берег "оголяется", т.е. у его подножия не создается защитный слой рыхлых наносов и он подвергается дальнейшему активному разрушению.

Средняя скорость отступания термоабразионных берегов колеблется от 2–4 до 6–7 м в год, нередко она составляет 10–15 м в год, а в отдельные годы благоприятных условиях для термоабразии достигает катастрофических масштабов 50–100 м в год. Предварительные оценки показывают, что во второй половине голоцена море поглотило полосу суши шириной не менее 10–40 км [23]. Именно с процессами термоабразии связано исчезновение многих небольших островов в Арктике, сложенных рыхлыми мерзлыми высокольдистыми породами. Самые большие скорости отступания термоабразионных берегов свойственны Северо-Востоку Сибири, поскольку они сложены преимущественно высокольдистыми породами, содержащими до 80–90 % льда. Возможную интенсивность процесса здесь иллюстрируют популярная палеорекострукция времени деградации последнего оледенения на материках Северного полушария. Согласно этим реконструкциям, скорость горизонтального перемещения берега вглубь континента при повышении уровня моря в пределах современного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского составляла 350 м в год, а на приморских низменностях достигала 1,2 км в год. При этом морские берега, примыкающие к приморским низменностям, за последние 5 тыс. лет сместились в сторону суши на расстояние до 30 км, а на отдельных участках до 50 км [21].

Аналогичные палеорекострукции, выполненные для территории западного побережья полуострова Ямал, свидетельствуют, что за последние 5 тыс. лет береговая линия сместилась здесь в сторону суши на 15–20 км, т.е. со средней скоростью 3–4 м в год. Она продолжает сменяться и в настоящее время со средней скоростью 2–3 м в год, уничтожая береговые постройки и сооружения [79].

Термоденудация

Интенсивное разрушение берегового уступа термоабразией сменяется процессами термоденудации, связанными с протавлением мерзлых отложений и последующим размывом талых осадков. По мнению Ф.А. Арз [21, 22], термоденудация является вторичным процессом переработки мерзлых субаквальных пород, следующим за основным процессом переработки побережий термоабразией. Динамические условия в зоне термоденудации гораздо спокойнее, чем в зоне термоабразии.

В зоне разрушаемых побережий температура ММП повышается при движении от верхнего уровня к нижнему. Так, на северном берегу Ванькиной губы (высота 20–25 м) температура ММП на глубине годовых колебаний составляет $-12,5^{\circ}\text{C}$, на бровке берегового уступа повысилась до $-7,2^{\circ}\text{C}$, на галечниковом пляже вблизи уреза воды еще более повысилась ($-5,8^{\circ}\text{C}$). В море температура продолжала повышаться: в полосе моря 0–40 м от берега она изменяется от $-5,8$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$; в 40–100 м от $-1,5$ до $-0,2^{\circ}\text{C}$; в 100–207 м от $0,2$ до 0°C ; за расстояния свыше 207 м от берега температура на подошве годовых колебаний становится положительной [153]. Данные наблюдения показывают общую тенденцию изменения температуры ММП, переходящих из субазального в субаквальное состояние. Здесь следовало бы уточнить один существенный момент. Донные отложения до глубины моря 10–15 м обычно летом омываются водами с положительной температурой, но большую часть времени на них воздействуют отрицательно-температурные воды. Вопрос о протавании ММП на морском дне в настоящее время еще далек от своего разрешения.

Низкая температура придонных вод выше 0°C , реликтовые мерзлые толщи протавляют либо полностью (что, вероятно, является исключением), либо частично. Для погребенных субаквальных мерзлых грунтов характерно широкое развитие безградиентных толщ. Они отражают этап приспособления мерзлых субазальных толщ к новым условиям. Для западного побережья Ямала температура безградиентных участков температурных кривых в толще подводных отложений составляла $-0,5$ – $-1,0^{\circ}\text{C}$ [152].

Обширные пространства севера Западной Сибири, Северо-Сибирской, Яно-Индигирской и Колымской приморских низменностей сложены льдистыми отложениями с позторно-жилыми и залежеобразующими льдами. Мощность льдистых отложений достигает 40–50 м. В среднем по верхнему 20-метровому горизонту общая объемная льдистость составляет 40% [68]. Протавивание

пород с большой льдистостью приводит к возникновению отрицательных форм донного рельефа: воронок, котловин, а также канавообразных понижений на месте вытаявших ледяных жид (так называемый поддонный термокарст).

Воздействие минерализованных вод с отрицательной температурой на мерзлые породы

Реликтовые мерзлые породы, перекрытые отрицательно-температурными морскими водами, частично оттаивают или переходят в охлажденное состояние. При этом они теряют прочность и становятся пластичными, часто оставаясь в поле отрицательных температур. При расчетах скорости деградации мерзлых толщ, перешедших в субаквальное состояние, наибольшая роль отводится теплообмену. Однако, существуют данные, что значительную роль при этом играет массообмен в форме диффузного и конвективного переноса солей из минерализованных поровых вод современных осадков в мерзлые породы. В настоящее время влияние солесерпеса на динамику деградации субаквальных многолетнемерзлых пород изучено очень слабо. Поэтому разброс значений оценок данных процессов чрезвычайно велик. По мнению И.И. Данилова [113], процесс этот распространяется на глубину первых метров от поверхности дна, т.е. существенно не влияет на состояние и исходную мощность мерзлых толщ. По мнению других авторов, данный фактор разрушения мерзлых толщ может увеличить мощность зоны деградации на десятки метров [187]. Явление засоления придонных слоев пород представляет серьезную опасность для подводных инженерных сооружений, поскольку несущая способность грунтов в этом случае резко снижается.

Сохранение реликтовых мерзлых толщ

Неотъемлемым компонентом субаквальной шельфовой криолитозоны являются реликтовые мерзлые породы, подстилающие мерзлые и охлажденные голоценовые осадки. 15–20 тыс. лет назад (сарганская регрессия) уровень моря понижался более, чем на 100 м. В это время на обширных осушенных участках формировались мерзлые толщ. В результате голоценовой трансгрессии они были перекрыты морскими водами. Вопрос о том, полностью деградировали древние мерзлые породы или нет, долгое время оставался открытым. К настоящему времени можно считать полностью установленным, что мерзлые породы широко распространены на акватории арктических морей под толщей ох-

лажденных неконсолидированных голоценовых илов, мощность которых не превышает 30 м. Данные буровых работ, проведенные в последние десятилетия на шельфе показывают, что мерзлые породы прослеживаются на десятки километров от берега. Рассмотрим имеющиеся в литературе данные по этому вопросу.

Исследования оксанической криолитозоны, проводившиеся на протяжении около 250 лет, позволили оценить мерзлотную обстановку в береговой зоне и на шельфе морей Северного полушария Земли. Такая оценка в разное время была дана И.Я. Барановым, Н.Ф. Григорьевым, Л.С. Говерухой, П.И. Мельниковым, А.И. Чеховским, В.А. Кудрявцевым, Н.Н. Романовским, Ф.О. Арз, И.Д. Даниловым, Л.А. Жигаревым, Я.В. Неизвестновым, В.А. Соловьевым, П.И. Романовским. Она отразила вполне определенные, хотя и разнообразные взгляды по вопросу о распространении ММП под дном морей в пределах открытых акваторий. По общим закономерностям распределения отрицательных температур придонного слоя воды и характеру неотектонических движений допускается возможность распространения мерзлых толщ под дном арктических морей до изобаты 100 м. И.Я. Баранов считает вполне очевидным факт распространения этих пород до изобаты 20 м. На составленной им Геокриологической карте СССР (м-б 1 : 10 000 000) выделены погруженная аркто-океаническая (в границах изобат 20–100 м) и абрадирующая аркто-континентально-океаническая (в границах изобат 0–20 м) зоны [30].

Развивая взгляды И.Я. Баранова и Н.Ф. Григорьева, В.А. Кудрявцев и П.И. Романовский предлагают выделять на арктическом шельфе три типа криолитозоны: 1) с отрицательно-температурными породами, поровые воды которых в той или иной степени минерализованы; 2) с ММП, образовавшимися в континентальных условиях и погруженными затем под уровень моря (аркто-континентально-оксанический тип криолитозоны, по И.Я. Баранову); 3) с ММП, сформировавшимися в прибрежно-морских условиях (шельфовый тип мерзлых пород, по Н.Ф. Григорьеву). Авторы считают, что криолитозона I типа имеет наибольшую площадь распространения на арктическом шельфе, но в том случае, если под морем происходит разгрузка подземных вод глубокой циркуляции, мощность этого типа криолитозоны сокращается или криолитозона исчезает совсем. Рассматривая II тип криолитозоны на арктическом шельфе, В.А. Кудрявцев и Н.Н. Романовский считают, как и Н.Ф. Григорьев, что при опускании суши или подъеме уровня моря могут формироваться континентально-погруженный и континентально-абрадируемый типы мерзлых пород. По здесь следует отметить, что погружение

суши с подводным береговым склоном, так же как и эвстатический подъем уровня моря, сопровождается абразией берегов. Поэтому разделить континентально-погруженные и континентально-абразированные породы практически невозможно.

Принципиально близкой точки зрения о распространении ММП в арктических морях придерживается Ф.Э. Арз [20]. По его мнению, ММП "могут существовать в той части шельфа, которая осушалась в недавнем геологическом прошлом" (с. 20), т.е. распространены довольно широко, так как по приводимым им литературным ссылкам величина осушения шельфа могла достигать отметки 100 м. По Ф.Э. Арз, они отсутствуют в зонах влияния теплых атлантических, тихоокеанских вод и вод крупных сибирских рек.

Другой, крайней точки зрения придерживается Л.С. Гоноруха [86]. Он считает, что распространение ММП в арктических морях ограничено и встречаются они лишь в узкой прибрежной полосе. На составленной П.И. Мельниковым в 1966 г. Геокриологической карте Якутской АССР масштаба 1 : 5 000 000 распространение ММП показано так же только в прибрежной полосе. Ширина этой полосы на прибрежных мелководьях составляет от 10 до 70 км.

От приведенных точек зрения отличаются взгляды И.Д. Данилова и Л.А. Жигарева [114, 115, 149, 151]. Эти авторы считают, что сплошные вдольбереговые ММП (современные и реликтовые) распространены во всех арктических морях, за исключением южной части Баренцева моря, по полосе различной ширины. Они окаймляют аккумулятивные и абразионные берега у континентальной и островной суши. В юго-восточной части Баренцева и Печорского морей их распространение ограничено полосой в первые десятки метров, в Карском море — от сотен метров до первых километров, в море Лаптевых, в районе Шелонских островов и о. Макара — до 35 км, в западной части Восточно-Сибирского моря к востоку от о. Большой Ляховский — до 30 км, в районе Хромской, Омукляхской и Гусиной губ — 40 км, в восточной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей от десятков до первых сотен метров.

Для открытого шельфа характерно распространение островных реликтовых ММП. Они широко развиты в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском (западная часть), в Карском море имеет место редкоостровное залегание ММП, в морях Баренцевом (юго-восточная часть), Печорском, Восточно-Сибирском (восточная часть) и Чукотском они практически отсутствуют. Вдольбереговые ММП в большинстве случаев являются несливающимися. Они перекрываются СМС. Сезонномерзлые образования

распространены и на открытых акваториях, удаленных от берегов. Но самая большая часть шельфа арктических морей, а также абиссальная часть Северного Ледовитого океана сложена охлажденными ниже 0° породами. Исключение в арктических морях составляют материковый склон, глубоководные желоба и устьевые взморья некоторых рек, где залегает положительно-температурные породы.

Близких изложенным И.Д. Даниловым и Л.А. Жигаревым взглядов придерживаются Я.В. Неизвестнов [262, 248] и В.А. Соловьев [319, 320]. Они также выделяют зоны: сплошных вдольбереговых ММП, реликтовых островных ММП с криопэггами, отрицательно-температурных пород с криопэггами. В.А. Соловьев назвал эту зону "мерзлой-талой" с криопэггами. Я.В. Неизвестнов показал распространение сплошных вдольбереговых ММП от западного побережья полуострова Ямал в Карском море до устья р. Амгузмы в Чукотском море, островных реликтовых ММП с криопэггами — полосой от Новой Земли до архипелага Северная Земля в Карском море, к востоку от полуострова Таймыр в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском примерно по изобате 50 м. В.А. Соловьев [320] показывает распространение сплошных вдольбереговых ММП от Хатангской губы в море Лаптевых до устья р. Амгузмы в Чукотском море, а островных реликтовых ММП с криопэггами на пространствах Хай-Пуллурской и Байдарацкой губ, в Обь-Енисейском районе; широкой зоной у западного и северного Таймыра, у берегов Якутии в море Лаптевых и особенно в Восточно-Сибирском море, вплоть до Чаунской губы (73–77° с.ш.). Здесь расположен устойчивый Айонский ледяной массив и батиметрические и гидрологические данные характеризуют только прибрежную (южнее 73° с.ш.) область моря. Остальное пространство занято "немерзлыми" ("талыми", по терминологии В.А. Соловьева) и положительно-температурными породами. На более крупномасштабной схеме, составленной В.А. Соловьевым [319] для восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, показано широкое распространение сплошных вдольбереговых ММП (Анабарский залив, район о. Муостах, Ванькина губа, устьевое взморье р. Индигирки, Чаунская губа). При этом ширина зоны сплошного залегания вдольбереговых ММП вокруг островной суши достигает очень больших размеров; примерно 130 км (о. Большой Ляховский), а вокруг континентальной суши — 90 км (район Медвежьих островов).

В Печорском море, подводные отложения которого в основном являются постоянно охлажденными, встречаются [152] маломощные (до 1 м) линзы мерзлых пород, представленные пес-

ком и песчаным алевроитом, залегающие на глубине моря 20–25 м и 30–40 м от дна и характеризующиеся массивной криотекстурой. Такое промерзание, возможно, связано с удалением солей из песчаных горизонтов, понижением общей минерализации поровой влаги и повышением температуры ее замерзания. Поэтому основной причиной появления в толще подлодных отложений маломощных горизонтов мерзлого грунта может быть присутствие в грубодисперсных слоях слабозасоленных простоев при отрицательных температурах окружающей среды. По данным В.И. Мельникова и В.И. Слесивцева [234], в Печорском море на Варандейском месторождении при глубине моря 15,5 м кровля ММП вскрыта на глубине 63,2 м, но вся мерзлота на глубине 109,5 м не была пройдена. На месторождении Приразломное при глубине моря 21 м в скв. 384 на глубине 23,5–25,7 м наблюдалось переслаивание мерзлого песка и суглинка с массивной криотекстурой. На других горизонтах этой скважины мерзлых пород не обнаружено. Не были вскрыты мерзлые породы и на других участках отмеченных месторождений. Следовательно, в Печорском море на фоне сплошного распространения пород, охлажденных ниже 0° , залегают отдельные массивы или линзы ММП, которые приурочены к пескам. По-видимому, это свидетельствует о сохранившихся остатках Сартапской равнины, а встречающиеся криоконглы – об имевшем место протавивании мерзлой толщи [152].

В Карском море мерзлые породы выявлены под слоем воды от нескольких метров до 50–100 м и более в следующих районах: 1) в полосе перехода газопровода Ямал Центр через Байдаракую губу, на морской части Харасавейского газоконденсатного месторождения; 2) на площади Русановского газоконденсатного месторождения; 3) вдоль западного берега полуострова Ямал; 4) в районе пос. Амдерма.

В полосе перехода газопровода мерзлые грунты мощностью 15 м и более вскрыты семью скважинами на глубинах 13–30 м от дна при толщине слоя воды 13–16 м в 9,5–20,5 км от ямальского берега. Они классифицируются как льдистые, сильнольдистые и ледогрунты. Их температура по разрезу изменяется от $-1,0$ до $-2,0^{\circ}\text{C}$; в мерзлых грунтах присутствуют слои массивного льда толщиной до 2,5 м. Фактические наблюдения далеко не всегда дают представление об истинной мощности реликтовых мерзлых массивов. Предварительные данные показывают, что в большинстве случаев мощность мерзлых толщ в Карском море не менее 5–20 м [294].

В бухте Кожевникова (море Лаптевых) в 3 км от берега на глубине 4,4 м отмечены мерзлые породы, прослеженные до глу-

бины 66 м [288]. В заливе Креста на Чукотке мерзлые породы присутствуют близ изобаты 12 м. Исследования Е.Н. Молочухина [242] в море Лаптевых указывают на широкое развитие здесь мерзлых пород, поверх которых накапливается слой голоценовых пелитифицированных осадков с отрицательной температурой. В целом, на арктическом шельфе России реликтовые мерзлые породы наблюдаются от о. Колгуев в Баренцевом море на западе, до мыса Челюскина на востоке [326]. Красная часть зоны сплошного распространения плейстоценовых мерзлых толщ отстоит на сотни километров от берега [355].

На Североамериканском шельфе бурением и сейсморазведкой также доказано широкое развитие реликтовой мерзлоты. Мерзлые породы на дне моря глубиной 4 м и на расстоянии нескольких сотен метров от берега описаны в районе мыса Барроу на Аляске [396]. Льдистые толщи здесь перекрывают почти 30-метровой толщей охлажденных осадков, не содержащих льда. По данным Маккея [427], в районе мыса Барроу при глубине моря 17 м под слоем несцементированных алевроитовых глин мощностью 6 м встречена толща глинистого алевроита мощностью 9 м, которая содержала отдельные гнезда льда, ниже залегают глины без льда. В прибрежной части моря Бофорта сплошные мерзлые породы прослеживались на расстоянии до 20 км при глубине моря до 20 м [451].

Различными коммерческими компаниями совместно с геологической службой Канады были пробурены глубокие скважины на значительных глубинах моря Бофорта. Так, по Дж. Хантеру [416], одна скважина была пробурена на площади Гингмарк в 67 км севернее полуострова Гуктойактук (глубина моря 30 м) до глубины 60 м от дна, в которой были встречены сцементированные льдом песчаные отложения на глубине от 34 до 43 м (от дна), а температура на забое скважины в алевроитовых глинах составляла $-1,6^{\circ}\text{C}$.

Подводя итог анализу работ, посвященных изучению реликтовых мерзлых толщ, распространенных на арктическом шельфе, следует отметить, что пока еще много неясного в вопросе разделения древних погребенных пород и современных морских толщ. Как было показано выше, наличие в осадках ледяных включений не позволяет однозначно отнести субаквальные толщи к реликтовым. Слабо изучено взаимодействие современных нагонесященных морских осадков и реликтовых мерзлых пород.

6. ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ В МОРСКИХ ОСАДКАХ

История изучения пластовых залежей подземного льда насчитывает уже более 40 лет. Впервые термин "пластовые залежи" использовал П.А. Шумский [382], выделяя одну из форм залегания инъекционных льдов. Таким образом, с самого начала данный термин оказался связанным с конкретным механизмом образования. В дальнейшем это понятие становится более широким и уже не несет в себе генетической нагрузки. Этим термином стали называть все монолитные тела подземных льдов нежильного генезиса. Как показало время, произвольное расширение понятия "пластовые залежи" объединило в нем образования различного происхождения и морфологии, что во многом предопределило многочисленные дискуссии об их происхождении, продолжающиеся до сих пор.

Решение проблемы формирования пластовых льдов следует начинать с поиска причин и определения условий накопления воды (в разной форме) в локальных зонах грунтовых толщ, а затем выявления совокупности процессов, происходящих в них и приводящих к образованию ледяных массивов. При таком подходе на первый план выходят вопросы, связанные с особенностями седиментогенеза и криогенеза определенного генетического типа отложений.

В морских отложениях Арктики пластовые льды распространены очень широко и имеют наибольшие размеры. Основным фактором, определяющим осадконакопление и формирование многолетнемерзлых пород, здесь служат отрицательные температуры морских вод и донных осадков, а также колебания уровня моря. Низкие отрицательные температуры — постоянно действующий фактор морского осадконакопления в арктических морях. Как показали исследования Ю.К. Васильчука, суровые климатические условия, обуславливающие формирование синкриогенных толщ на севере Евразийской криолитозоны, формировались непрерывно, включая период голоценового "оптимума" [51].

Проанализируем существующие в настоящее время гипотезы формирования пластовых льдов, встречающихся в зоне океанического криолитогенеза.

1. Рассмотренные выше условия океанического криолитогенеза позволяют сохраняться льдам, погребенным в толще морских осадков. Материал, из которого могут формироваться мощные погребенные пластовые льды, существовал всегда и существует в настоящее время — это ледниковые льды. Сторонники ледниковой гипотезы происхождения пластовых льдов

прежде всего исходят из возможности существования широко распространенных ледниковых покровов на месте современных арктических морей. На наш взгляд, для формирования рассматриваемого типа льдов нет ни какой необходимости привлекать модели грандиозных изменений палеоландшафтов и палеоклиматов. Формирование пластовых льдов в результате захоронения ледниковых льдов морскими осадками не только возможно, но даже вытекает из природных условий Арктики. Вопрос заключается только в том, какую долю в общем количестве залежей они занимают.

Пластовые льды рассматриваемого генезиса могут формироваться и в современных условиях. Ледники и сейчас широко распространены на арктических побережьях. Судя по многочисленным специфическим формам рельефа, в прошлом они были распространены еще шире, для этого достаточно понижения летних среднегодовых температур на 2–3 °С. Стекая в арктические моря, айсберги перемещаются течениями. Попадая на мелководья вблизи берегов или на отмели вдали от побережий, они перерабатываются морскими водами и погребаются осадками.

В работе В.В. Елисова [136] показано, как айсберг полеречными размерами от 100 до 300 м и высотой около 30 м, попадая в Байдарацкую губу, проходит за три летних месяца путь длиной 150 км по мелководью, оставляя борозду шириной в сотни метров и глубиной до 2,5 м. Расчеты, проведенные автором, показывают, что масса айсберга с 900 тыс. т в июне уменьшилась до 400 тыс. т к сентябрю, причем единый массив раскололся на несколько частей на участке глубиной 23 м.

В холодный период таяние, естественно, останавливается и начинаются процессы консервации. В целом, айсберги довольно редкое явление у материковых побережий, например, в районе Байдарацкой губы в последний раз айсберги наблюдались в 30-е годы [136]. Н.Н. Зубов [164] отмечает, что с начала двадцатого столетия ледники Гренландии отступают, та же тенденция прослеживается и для ледников Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Новой Земли. Все эти факты свидетельствуют о том, что отсутствие современных примеров захоронения айсбергов у арктических побережий Евразии лишь кратковременный палеогеографический эпизод, касающийся уменьшения поставляемого ледниками материала. Как в более суровые климатические эпохи, так и в современных условиях севшие на мель айсберги могут сохраняться в толще морских осадков.

Верхняя часть севшего на дно ледяного тела интенсивно разрушается в первое время тепловым и механическим воздей-

ствием морских вод. При этом так же интенсивно оно будет перекрываться осадками, вытесняющими в первую очередь из самого льда. Отложения, перекрывающие захороненные айсберги, представляют собой преимущественно супесчано-песчаные осадки мелководных фаций. Высокая объемная льдистость этих пород (60–70%) указывает на субаквальные условия формирования [25].

В пользу предложенного механизма формирования части пластовых льдов, на наш взгляд, можно привести следующие доказательства. Во-первых, пластовые льды не составляют какой-то маркирующий геологический горизонт. Они встречаются как отдельные вкрапления в морские толщи разной фациальной принадлежности. Осадки, как правило, отличаются хорошо выраженной слоистостью, содержат морскую фауну, солевой состав отражает морской тип засоления. Во-вторых, пластовые льды встречаются в отложениях на всех геоморфологических уровнях. В-третьих, пластовые льды даже в пределах одного геоморфологического уровня распространены очень неравномерно. Например, в западной части полуострова Ямал пластовые залежи встречаются гораздо чаще, чем в восточной. Одной из возможных причин этого может являться то обстоятельство, что морские течения в данном секторе Арктики направлены с запада на восток, поэтому именно в западной части будут накапливаться переносимые течениями ледяные тела.

Формирование айсбергов связано с усилением и увеличением доли континентальной составляющей в системе океанического криолитогенеза. Можно наблюдать и противоположную тенденцию: в этом случае морские воды начинают перекрывать субарктические породы. На участках, где во время трансгрессий были распространены континентальные льды, происходит их захоронение и консервация. Это так же возможно, как наблюдающаяся в настоящее время консервация древних мерзлых пород под морскими водами в северных морях. В случае захоронения континентальных льдов должны быть соответствующие фациальные переходы, горизонты размыва и т.д. Сами ледяные тела будут являться четким маркирующим горизонтом с определенными условиями залегания. Они должны быть связаны с центрами оледенения, и погребенные льды должны составлять единые горизонты с соответствующими континентальными ледниковыми толщами.

Возможность существования массивов льда в неконсолидированных морских осадках является очень важной и пока еще не решенной проблемой арктического морского седиментогенеза. Традиционно считается, что лед в осадочных толщах консервиру-

ет процессы диагенеза, прекращает жизнедеятельность морских организмов. В рассмотренном выше случае существование льда не прекращает протекание процессов диагенеза. Морские биоценозы продолжают существовать. Лед в этом случае является одним из компонентов (хотя и специфических) осадконакопления.

2. Роль миграции связанной воды в формировании пластовых льдов зависит от минерального и гранулометрического состава, засоленности, количества органики, температурных градиентов и др. Для первичного промерзания засоленных морских осадков роль данного механизма в формировании пластовых льдов незначительна вследствие их засоленности. Но если проследить общий цикл перехода морских осадков в мерзлое состояние (открытое море – лагуна – солоноватое озеро – пресное озеро – заполнение осадками, обмеление, промерзание), то на заключительной фазе, а именно при промерзании отложений пресноводных остаточных озер роль миграции связанной воды возрастает. Здесь наиболее вероятно формирование пластовых льдов за счет сегрегационного, сегрегационно-инъекционного, инфильтрационно-сегрегационного [147] и инъекционного механизмов.

3. Роль напорных процессов при промерзании верхнего горизонта морских осадков и формировании крупных ледяных и ледотрутовых массивов отмечается многими исследователями.

В период регрессии моря (или тектонических поднятий) вдоль побережий образуются песчаные острова, бары, косы. На них в первую очередь начинают формироваться мерзлые породы, под которыми поровые воды приобретают напор. И.Ф. Григорьевым [94] отмечалось, что при промерзании подводного бара при метровой мощности мерзлого слоя подмерзлотные воды уже имели напор. Криогенный напор криопегов в голыциновых морских песках на севере Ямала при температуре -6°C составляет 4 м [306].

Промерзание выходящих из-под воды аккумулятивных форм приводит к образованию специфического фронта промерзания. В центральной части кос, островов, баров промерзание в песках проникает на большую глубину. При движении в сторону моря мощность ММП уменьшается и вблизи берега, но уже в субаквальных условиях они выклиниваются. Напор подмерзлотных вод пропорционален мощности ММП. Как показал Я.В. Неизвестнов [249], соотношение напоров подмерзлотных вод в центральной и периферийной частях формирующихся массивов ММП таково, что воды выдавливаются от центра в сторону моря. Это важное наблюдение иллюстрирует общую направленность возникающих давлений в подмерзлотных водах на участках впервые промерзающих морских осадков.

По мере того, как связь с морем уменьшается и возникают замкнутые лагуны, площадь ММП увеличивается. Она охватывает участки еще не промерзшие и занятые лагунами. В это время отжимающиеся подмерзлотные воды накапливаются в лагунных осадках.

На заключительной стадии татями остаются лишь участки, занятые остаточными озерами (бывшие лагунами). Татии под озерами заполнены переувлажненными осадками и окружены мерзлыми массивами. По мере заполнения осадками площади озер уменьшаются, соответственно уменьшаются и зоны татиков, т.е. продолжается накопление подмерзлотных вод. К этому времени дифференциация поровых вод в толще осадков достигает максимума. На участках, уже промерзших и сложенных, как правило, песками, влажность минимальна, а на участках, еще не промерзших или промерзающих остаточных озер, влажность осадков максимальна. В самом конце существования озерного режима начинается промерзание сверху и формирование мерзлого экрана, препятствующего отжатию поровых вод из осадков.

При промерзании переувлажненных глинистых осадков, а иногда и линз воды формируются ледогрунтовые или ледяные тела без видимых следов динамических процессов. Часто лед содержит большое количество газовых включений. Если промерзание неравномерное, то могут происходить собственно инъекционные процессы с внедрением переувлажненных грунтовых масс или воды, появляются пластовые залежи сложного строения со следами деформаций.

Промерзание водоносных горизонтов, залегающих на глубине в несколько десятков метров, формирует мощные парагенетические криогенные комплексы, включающие в себя ледяные горизонты инъекционных криотектур и мощные пластовые залежи подземных льдов. Зоны залегания льдов приурочены к региональным фациальным переходам и прослеживаются на десятки километров, отдельные ледяные тела достигают протяженности сотен метров и мощности в первые десятки метров. Последовательность процессов формирования пластовых льдов в этих условиях отражает специфику эпитетического промерзания глубоководных морских осадков и рассмотрена в разделе 4.

4. И.Д. Данилов отмечал, что в ледяных залежах могут наблюдаться признаки седиментационной породы: горизонтальная слоистость за счет чередования чистого льда и льда, обогащенного минеральными примесями, наличие крупнообломочных включений и одновременно остатков фауны, морских моллюсков и фо-

раминифер. Согласно залегание с вмещающими породами и т.д. Все это свидетельствует, по его мнению, о том, что ледяные залежи возникали в субаквальных условиях в ходе накопления морских осадков, в результате последовательного, поэтапного намерзания на морском дне и захоронения в дальнейшем терригенным материалом [108]. Данный механизм базируется на сочетании двух природных явлений: образования донных льдов и сингенетического формирования многолетнемерзлых морских отложений. Наиболее благоприятными условиями для реализации данного механизма являются участки морских мелководий, находящихся в зоне действия речного стока на территориях с очень низкими среднегодовыми температурами.

5. Пластовые залежи со следами дислокаций могут быть приурочены к участкам внедрения напорных пресных подземных вод суши в отрицательно-температурные донные морские осадки. Замерзание воды в зоне действия нагрузок приводит к формированию пликативных деформаций образующихся ледяных слоев [108]. Воздействие подземного стока пресных континентальных вод на отрицательно-температурные засоленные морские осадки проявляется в прибрежных условиях повсеместно, поэтому роль данного механизма при формировании ледяных тел со следами деформаций может оказаться значительной.

6. По оценкам И.А. Шполянской [381], формирование пластовых льдов возможно за счет замерзания распресненных в ходе диагенеза поровых вод. Данный процесс, по мнению исследователя, может приводить к формированию мерзлых пород и льдов в субаквальном состоянии при глубинах моря 35–100 м. Выше (раздел 2), мы уже приводили ряд доказательств невозможности формирования мощных сцементированных льдом массивов в данных условиях. Но сама возможность льдовыделения и формирования отдельных ледяных элементов за счет предположенного механизма бесспорна и вытекает из специфики первичного океанического криолитогенеза.

7. Трансгрессии и регрессии уровня моря сопровождаются изменениями термобарических условий. Как было рассмотрено выше, изменение температур субаквальных осадков невелико и меняется в диапазоне от -0.5 до -1.8 °C. При этом изменение давлений может быть значительным. Результатом таких изменений при регрессии может быть трансформация газогидратов в газ и воду с малой минерализацией. Промерзание данной воды, по мнению Н.Н. Романовского, может являться причиной формирования пластовых залежей [306].

8. А.И. Попов [292] высказал идею об образовании пластовых льдов в морских субаквальных условиях, когда на морском

дне под механическим воздействием оползневых процессов, в толще осадков может выделяться опресненная вода, замерзающая в поле существующих отрицательных температур.

9. В последние годы бурение на шельфе показало, что в местах дегазации залежей углеводородов по зонам деструкции залегают льдистые толщи. В скважинах, пробуренных в районе Печорского моря, при глубинах моря 50–60 м на глубине около 50 м от поверхности дна вскрыты ледогрунтовые горизонты. Мощность их составляет 15–20 м, льдистость достигает 70%. Бурение скважины сопровождалось выбросом газовой смеси [235]. Изложенные факты позволили авторам предположить, что образование данных залежей пресных льдов и льдистых пород обусловлено дегазацией, сопровождающейся охлаждением горных пород за счет расширения газов (дрессельного эффекта).

10. Существует принципиальная возможность формирования ледяных массивов при промерзании обводненных талых пресных осадков, накапливающихся в пресноводных континентальных водоемах и затопленных при поднятии уровня моря. На шельфе моря Бофорта на глубине 45–48 м обнаружены образования конусообразной формы до 300 м в поперечнике и 30 м высотой. Их морфология и размеры аналогичны гидролакколитами, образующимся при промерзании подошвенных таликов, поэтому они были выделены как субаквальные пинго [453].

11. Пластовые льды формируются и на контакте пресных речных вод с морскими водами. В районе Печорского морского бара, отделяющего дельту р. Печора от Баренцева моря, установлены пластовые льды мощностью от 0,8 до 1,2 м, сложенные льдом с горизонтальной слоистостью. Льды перекрываются песками с массивной криогенной текстурой, а подстилается водонасыщенными песками с отрицательной температурой [52]. Формирование данного вида пластовых льдов автор объясняет следующим образом. Летом во время спогов и отливов пресные воды фильтруются под песчаной косой в сторону моря. Зимой минерализованные морские воды с отрицательной температурой перекрывают пресные воды, в результате чего они промерзают. В результате на границе раздела речных и морских вод формируются ледяные тела.

12. Сингенетические пластовые залежи формируются в субарктических условиях на лайдах. По данным В.И. Спесивцева, пластовый лед имеет горизонтальную слоистость за счет намытого растительного детрита и песка, содержит стволы деревьев. Данные пластовые тела мощностью 1,5–2,0 м широко распространены в отложениях первой морской террасы на западном побережье Ямала.

Все известные к настоящему времени механизмы формирования пластовых залежей и те, которые будут открыты в будущем, ни в коей мере не могут выступать альтернативой друг другу. Каждый из них связан с определенным структурным элементом единой системы оксалического криолитогенеза и отражает развитие данной системы в определенных условиях. Рассмотренные механизмы часто дополняют друг друга, что еще больше осложняет выявление генетической принадлежности исследуемых ледяных образований.

Казалось бы, определенность в происхождении того или иного ледяного тела легко установить, изучив структуру, морфологию и состав льда, а также фациальные особенности вмещающих отложений, но на самом деле это далеко не так. К настоящему времени не только не создано общепринятой теории формирования пластовых залежей подземных льдов, но и на генезис хорошо изученных ледяных тел у разных исследователей существуют различные точки зрения. На наш взгляд, это определяется несколькими причинами.

1. Созданные к настоящему времени методики расчета формирующихся ледяных образований применимы только для лабораторных условий. Для количественной оценки формирования льда в реальных природных условиях такие методики отсутствуют. Нерешенность данной проблемы затрудняет разработку четких критериев выделения генетической принадлежности ледяного образования.

2. Не решена проблема реконструкции условий метаморфизма пластового льда. Под воздействием меняющихся нагрузок, температур льды претерпевают значительные изменения в структуре, морфологии, газовом и солевом составе.

3. Не разработана система целостного фациального анализа, учитывающего пространственную изменчивость подстилающих и перекрывающих осадков. А это не дает возможности понять механизмы накопления воды в локальных зонах грунтовых толщ и фиксации ее в виде пластовой залежи.

4. Не разработана четкая система анализа изменения поверхностных условий при переходе осадков из субаквальных условий к субаральным. А они во многом определяют особенности промерзания и направленность внутригрунтовых процессов.

5. Не разработана система критериев по прочностным и деформационным свойствам грунтовых массивов при формировании пластовых льдов. Имеются многочисленные данные, что в промерзающих грунтовых толщах развиваются значительные напряжения и возникают различного рода деформации как льдов, так и грунтов.

Все это требует более глубокого анализа самого "генетического подхода", используемого для выявления условий формирования пластовых льдов.

С начала изучения массивных подземных льдов остро стоит вопрос об их происхождении. В первую очередь из этой группы выделились повторно-жильные льды. Исследования показали, что есть ведущий механизм их образования — морозобойное растрескивание. Для группы массивных ледяных образований нежильного генезиса попытались также найти единый механизм образования. При этом за основные генетические признаки принимались морфология ледяных тел и их строение. В результате многолетней дискуссии выделились три основные генетические группы процессов, формирующих пластовые залежи: 1) погребение ледяных тел, сформировавшихся в субэвальных условиях; 2) миграция связанной воды к фронту промерзания и формирование сегрегационных льдов; 3) выделение объемов свободной воды в грунтовом массиве, их промерзание и формирование инъекционных ледяных тел. В каждой публикации, посвященной данной теме, эта генетическая классификация присутствует обязательно.

По мере накопления данных о строении пластовых льдов в различных частях океанической криолитозоны оказалось, что практически все они имеют признаки, по которым сторонники каждой из гипотез находят доказательство своей правоты, т.е. оказалось, что практически все крупные массивы подземных льдов полигенетичны. И это не удивительно, ведь в процессе их формирования значительно меняются внешние условия, такие как влажность вмещающих пород и особенности ее распределения, засоленность и минерализация поровых растворов, температура грунтов и их прочностные характеристики, распределение напряжений в промерзающей грунтовой толще. Ледяной массив проходит через несколько сменяющихся этапов формирования, каждому из которых соответствует свой определенный набор криогенных процессов. Каждый этап отражается в строении отдельных элементов пластовой залежи. Поскольку криолитологические различия реализуются через разнообразие фациальных условий, соответственно с ними должна увязываться и генетическая основа формирования ледяных тел.

В настоящее время генетический подход, рассматривающий пластовые льды как реализацию какого-то единого механизма, уже исчерпал себя. Данный подход вносит элемент субъективизма, нивелирующий факты не укладывающиеся в выбранный механизм льдообразования. В результате не замечается закономерное строение морских толщ, перекрывающих якобы покровные

ледниковые толщ. Омолаживается без всякого основания возраст древних террас, чтобы увязать возраст льдов с последним оледенением. Предполагают инфильтрация воды и инъекция там, где факты свидетельствуют о статическом состоянии грунтового массива во время формирования ледяного тела, а также значительную миграцию связанной воды в засоленных, уплотненных монтмориллонитовых глинах. Перечень можно было бы продолжать. Но все, кто занимался изучением пластовых льдов, знает об этих несоответствиях.

Существующие генетические группы отражают по сути фазовый состав грунтовой воды, участвующей в формировании пластовой залежи. Группа инъекционных процессов связана с жидкой фазой. Консервирование и погребение связано с нахождением воды в твердой фазе. Сегрегационные механизмы определяются наличием рыхлосвязанной воды и возможностью ее миграции. Поскольку в субэвальных осадках наблюдается полное водонасыщение, то существование воды в виде пара мы не рассматриваем.

В настоящее время исчерпывающей генетической классификации пластовых льдов, которая была бы адекватна сложности самого природного объекта, не существует. В качестве рабочих материалов, которые могут быть использованы для данной классификации, можно предложить схему сочетаний различных типов льдов, формирующих пластовые залежи. Каждому виду воды в грунтовом массиве соответствует определенный морфологический тип льда. Если в качестве ведущего взять одну из модификаций воды в грунте, а две оставшиеся в качестве вторичных, то можно выделить три основных группы генетических типов пластовых залежей. В каждой группе выделяется основной параметр, определяющий название группы и два сопутствующих, налагающихся на основной.

Грунта — ведущий фактор — поступление в осадочную толщу воды в твердой фазе, с последующим сохранением ее в этом виде. В этом случае сам лед является фактором осадконакопления (погребенные льды, погребенно-инъекционные льды и погребенно-сегрегационные льды).

Поскольку при погребении всегда часть льда растаивает, то около ледяного тела может формироваться зона разжиженных осадков, которая при последующем промерзании всего массива может достраивать пластовую залежь за счет инъекционных процессов. Сам ледяной массив может стать причиной промерзания водонасыщенных осадков, причем частичное оттаивание опресняет прилегающие к нему осадки, что может способствовать возрастанию роли сегрегационных процессов.

II группа – ведущий фактор – участие в формировании пластовой залежки грунтовых вод в жидкой фазе: инъекционные льды, инъекционно-сегрегационные льды и инъекционно-погребенные льды.

После замерзания внедрившейся в область отрицательных температур воды, образовавшегося ледяного тела может достигаться за счет миграции к нему связанной воды. При промерзании внедрившейся водонасыщенной грунтовой массы значительную роль будут играть сегрегационные процессы. Взаимодействие нижних частей айсбергов с водонасыщенными пластами сопровождается различными динамическими процессами. В этом случае в общем массиве инъекционных льдов будут встречаться осадочные льды.

III группа – ведущий фактор – формирование ледяного массива за счет миграции связанной воды: сегрегационные льды, сегрегационно-погребенные льды и сегрегационно-инъекционные льды.

Для континентальных условий формирование сегрегационных льдов широко распространенное явление. Если территория попадает в субаквальное состояние после трансгрессии, то не исключено прямое воздействие осадочных льдов (айсберги, стамухи, приайные льды) на погребенные сегрегационные льды. При промерзании водонасыщенных пресноводных участков сегрегационное льдовыделение часто сопровождается возрастанием давления и инъекционными процессами.

Если учесть, что формирование ледяных тел может происходить как в стационарных, так и в динамических условиях, то количество сочетаний различных типов льда будет еще больше. Нахождение всех выделенных разновидностей льдов в одной пластовой залежке маловероятно, но то, что различные части крупных пластовых залежек формируют льды различной генетической принадлежности, очевидно.

Выше приведена лишь малая часть реальных и возможных условий формирования ледяных массивов в морских осадках, но и она показывает, что построение общей теории формирования пластовых залежек в области океанического криолитогенеза далеко от своего завершения.

Более продуктивным является не поиск общих механизмов формирования всех или большей группы пластовых залежек, а выявление парагенетических связей процессов, объясняющих происхождение конкретного ледяного тела с вмещающими породами. Важно также выявление и изучение последовательности смены процессов, формирующих ледяной массив. Такой подход позволит накопить объективный фактический матери-

ал по строению рассматриваемых криогенных образований и в последующем на новом уровне перейти к их генетической систематизации.

7. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО КРИОЛИТОГЕНЕЗА

Климатический фактор

Прибрежным районам арктических побережий соответствует океанический полярный климат [1]. В зимнее время отепляющее влияние океана на температуру воздуха проявляется в том, что морозы никогда не достигают такой силы, как на материке. Летом в связи с охлаждающим действием массового таяния льда и снега, а также частыми туманами температуры воздуха остаются низкими. Данные особенности океанического полярного климата приводят к тому, что мерзлые породы на побережьях северных морей встречаются при более высоких среднегодовых температурах, чем в континентальных районах. Островная мерзлота в прибрежных районах Исландии, Скандинавии, севера Европейской части России встречается уже при среднегодовых температурах воздуха от 0 до -2°C [73]. В прибрежных частях Охотского моря мерзлые породы опускаются далеко на юг до 50° с. ш. На участках побережий, где море глубоко вдается в сушу, наблюдается понижение среднегодовых температур воздуха и, соответственно, понижение температур грунтов. Например, в Северной Америке на большей части территории граница сплошной мерзлоты примерно совпадает со среднегодовой температурой воздуха -8°C , и лишь на побережье Гудзонова залива отклоняется далеко на юг, где среднегодовая температура составляет -5°C .

Одним из важнейших факторов, обуславливающих существование океанической криолитозоны как устойчивой природной системы, является наличие ледяного покрова на море. Само существование длительное время отрицательных температур в морских субаквальных осадках определяется льдообразованием на поверхности морей. Весьма существенно влияние морских ледяных покровов и на развитие мерзлых пород в континентальных условиях. Ослабляя отепляющее действие моря на климат, ледяной покров способствует более интенсивному промерзанию континентальных пород. А.А. Величко [53] считает, что развитие многолетней мерзлоты на суше сопряжено с замерзанием по-

верхности прилегающих районов океана, т.е. существует тесная парагенетическая связь между оледенением океана и развитием ММП на суше.

По данным О.П. Чижова [371], за последние 20 тыс. лет в арктическом бассейне неизменно сохранялся более или менее сплошной ледяной покров. Это справедливо также и для времени голоценового оптимума. Строение морских осадков в центральной части Арктики показывает, что Северный Ледовитый океан в голоценовое время был покрыт льдом [341]. В прибрежных районах Западной Сибири за последние 100 тыс. лет среднегодовая температура воздуха не поднималась выше -5°C [380], что обеспечивает формирование зимнего ледяного покрова на море и мерзлых отложений на побережье.

Рассмотрим закономерности распределения среднегодовых температур воздуха и грунтов на побережьях арктических морей. В распределении среднегодовых температур воздуха можно выделить несколько секторов. От Кольского полуострова до полуострова Таймыр значения среднегодовой температуры воздуха понижаются от 0° – 1° до -14°C , от Таймыра до устья Колымы колеблются незначительно в пределах -12 – -14°C , восточнее наблюдается повышение до -5°C (рис. 25). Участки повышения температур соответствуют областям влияния Атлантического и Тихого океанов. По данным М.К. Гавриловой [73], сумма температур воздуха за сезон промерзания имеет такие же особенности распределения, как и среднегодовые температуры воздуха. От полуостровов Кольского до Таймыра наблюдается увеличение значений суммы градусо-дней с -1200 до -5200 , от Таймыра до Колымы число градусо-дней колеблется от -5200 до -5600 , а восточнее уменьшается до -2400 . Для периода протаивания характер распределения будет иным. В целом, прослеживается четкая широтная зональность. Из этого видно, что не летнее прогревание, а неоднородности зимнего охлаждения приводят к наблюдаемой секторности в распределении среднегодовых температур воздуха. В распределении температур грунтов на побережьях наблюдается та же закономерность. От Кольского полуострова до Таймыра температуры грунтов понижаются от 0 – 3°C до -7 – -9°C , от Таймыра до Колымы -11 – -13°C , восточнее повышаются до -3 – -5°C .

Рассмотренные зависимости между среднегодовыми температурами воздуха и температурами мерзлых пород побережий можно использовать при построении палеогеографических реконструкций. В современной арктической береговой зоне существует достаточно широкий набор вариантов развития океаниче-

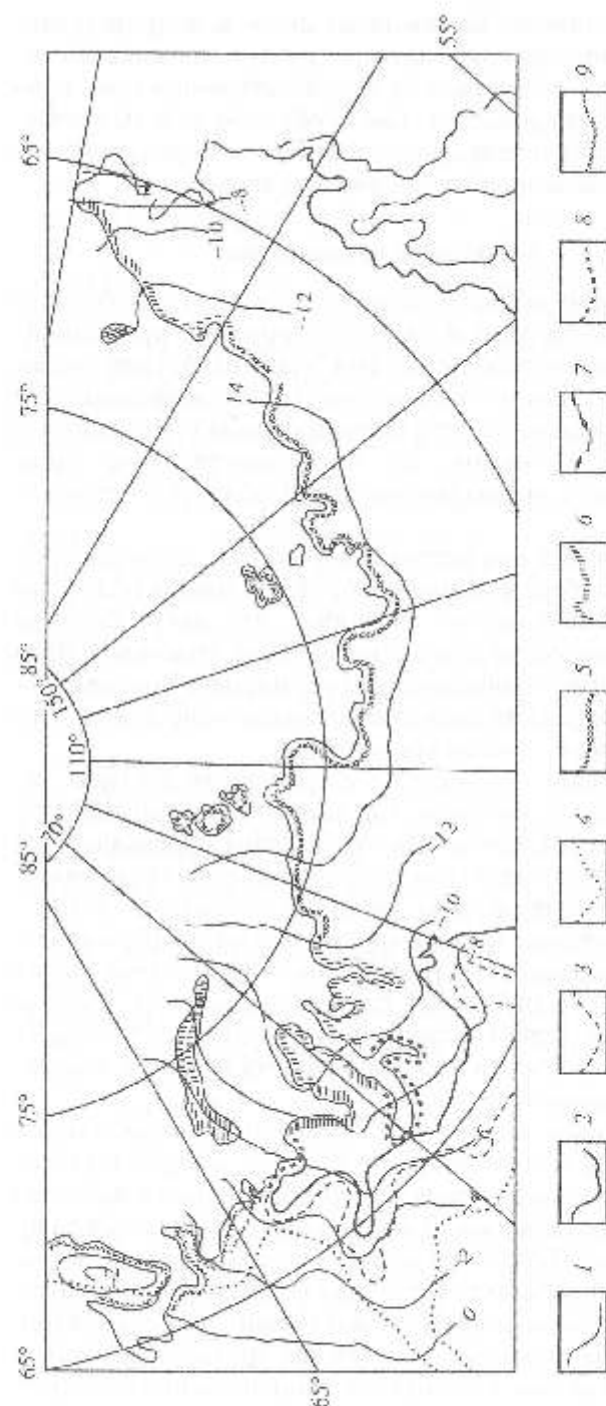


Рис. 25. Соотношение среднегодовых температур воздуха и ММП на побережьях арктических морей

1 – среднегодовые температуры воздуха; 2 – граница сплошного распространения ММП; 3 – граница прерывистого распространения ММП; 4 – граница островного распространения ММП; 5–9 – среднегодовые температуры ММП: 5 – от 3 до 5°C ; 6 – от 5 до 7°C ; 7 – от 7 до 9°C ; 8 – от 9 до 11°C ; 9 – от 11 до 13°C .

ского криолитогенеза. Необходимо лишь подобрать реальные соотношения температур воздуха и грунтов, определенные тенденции развития побережий и соответствующую им совокупность криогенных процессов. Таким образом, можно смоделировать в реальных условиях особенности океанического криолитогенеза для определенной геологической эпохи.

Колебания уровня моря

Формирование области океанического криолитогенеза как закономерно построенной саморегулируемой природной системы обусловлено особенностями взаимодействия океанического полярного климата и морского типа осадконакопления. Если общие закономерности формирования криогенных толщ остаются неизменными, то пространственные границы различных участков рассматриваемой области постоянно меняются.

Трансгрессивная или регрессивная стадия развития того или иного участка побережья, или прибрежной зоны в целом является результирующей многих факторов. Это могут быть значительные тектонические или климатические изменения, приводящие к глобальному изменению уровня мирового океана, или локальные тектонические движения, совпадающие или не совпадающие с общим изменением уровня моря.

Можно выделить две основные позиции во взглядах на причину колебаний уровня моря. Согласно первой позиции, трансгрессии и регрессии Арктического бассейна определялись преимущественно региональными тектоническими движениями, захватывающими прибрежную часть континента и шельф. Эти движения не связаны с колебаниями климата, формированием ледниковых покровов и их разрушением. Некоторые трансгрессии синхронны с активизацией горного оледенения. В это время многочисленные ледники спускались с гор Скандинавии, Урала, Таймыра, Новой Земли в море, продуцируя айсберги и формируя ледниково-морские отложения.

Вторая позиция заключается в том, что основной причиной колебания уровня моря является изъятие значительных объемов воды из мирового океана и сосредоточение их на суше в виде покровных оледенений. В эпохи крупных оледенений происходят регрессии Мирового океана. Падение уровня океана носит глобальный характер. Величина регрессии пропорциональна масштабам оледенения. Соответственно, деградация покровного оледенения вызывает повышение уровня Мирового океана. Расходясь в целом во взглядах о соотношении оледенений и

колебаний уровня моря, большинство исследователей, изучающих океаническую криолитозону, признают существование в позднем плейстоцене всеобщей регрессии. По данным различных авторов [433, 407], 18–17 тыс. лет назад уровень мирового океана был на 50–100 м ниже современного. Эта регрессия предопределила промерзание обширных осушенных участков морского дна. Последующая трансгрессия привела к погружению мерзлых пород под морские воды. Несмотря на значительную термоденудацию, вызвавшую значительную деградацию мерзлых толщ, они сохранились повсеместно. От Баренцева до Чукотского морей вдоль побережий до глубины 50–100 м прослеживается область сплошного или островного распространения реликтовых ММП (рис. 26).

На рис. 27 изображена палеогеографическая обстановка на арктическом шельфе Евразии для периода 18–20 тыс. лет назад [272]. На ней показаны масштабы распространения покровных ледников в западно-арктических морях, выделены шельфовые ледники, показаны акватории, покрытые многостлетними паковыми льдами. Как видно, шельфовые ледники имели локальное распространение и встречались лишь в западном секторе арктического шельфа. Ледники в Восточной Сибири приурочены к горным районам. Берегообразующие процессы в это время были развиты слабо, что обусловлено консервацией береговой зоны малоподвижным береговым припасом.

При изучении глобальных изменений уровня мирового океана следует учитывать их соотношение с региональными и локальными тектоническими движениями. Когда скорости общего изменения уровня моря превышают скорости тектонических движений в отдельных частях береговой зоны, то наблюдаются общие тенденции в развитии океанической криолитозоны. При близких скоростях общие тенденции могут и не проявляться. Например, в период верхнеплейстоценовой трансгрессии скорость повышения уровня моря значительно менялась: 10–15 тыс. лет назад она составляла 9 мм/год, 6 тыс. лет — 4 мм/год, в настоящее время около 1 мм/год [454, 170]. Согласно детальной реконструкции, сделанной Форбэнксом [407], в интервале времени от 18 до 7,5 тыс. лет скорость подъема уровня моря достигала 14,5 мм/год, замедлившись позднее до 5,2 мм/год и до 1,4 мм/год в настоящее время (рис. 28). В целом, можно констатировать, что гляциоэватическая трансгрессия Мирового океана закончилась в середине голоцена, и потому уровень моря стабилен в течение последних 5–6 тыс. лет. Изучение современных тектонических процессов в береговой зоне показало, что побережье Западной Сибири опускается со ско-

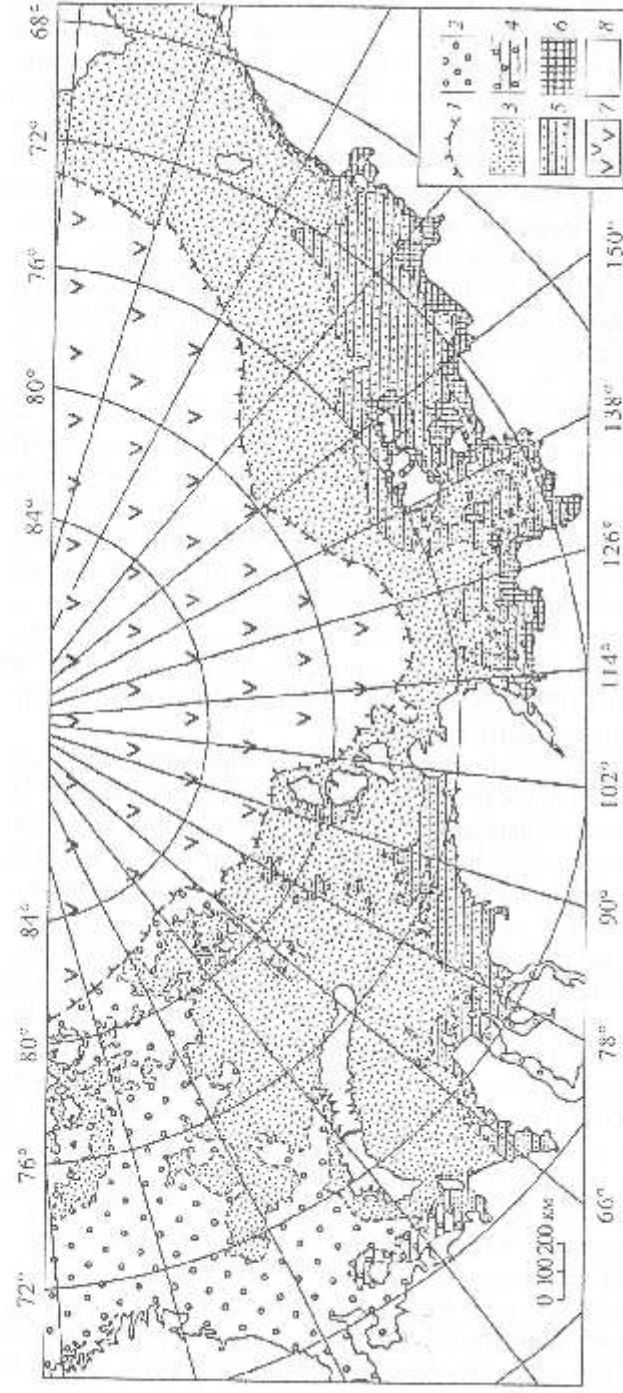


Рис. 26. Схематическая карта криолитозоны Шельфа Евразии (соств. В.А. Симонов, Е.В. Телишев) [320]
 1 – граница шельфа; 2 – область распространения дольих пород с положительной температурой; 3 – области распространения остывших пород; 4 – островного распространения, перекрывающего слой осадков с отрицательной температурой; 5 – островного распространения, перекрывающего слой осадков с отрицательной температурой; 6 – сплошного распространения; 7 – материковый склон и ложе океана; 8 – области преимущественного распространения остывших пород с отрицательной температурой, не содержащих льда; 9 – суша

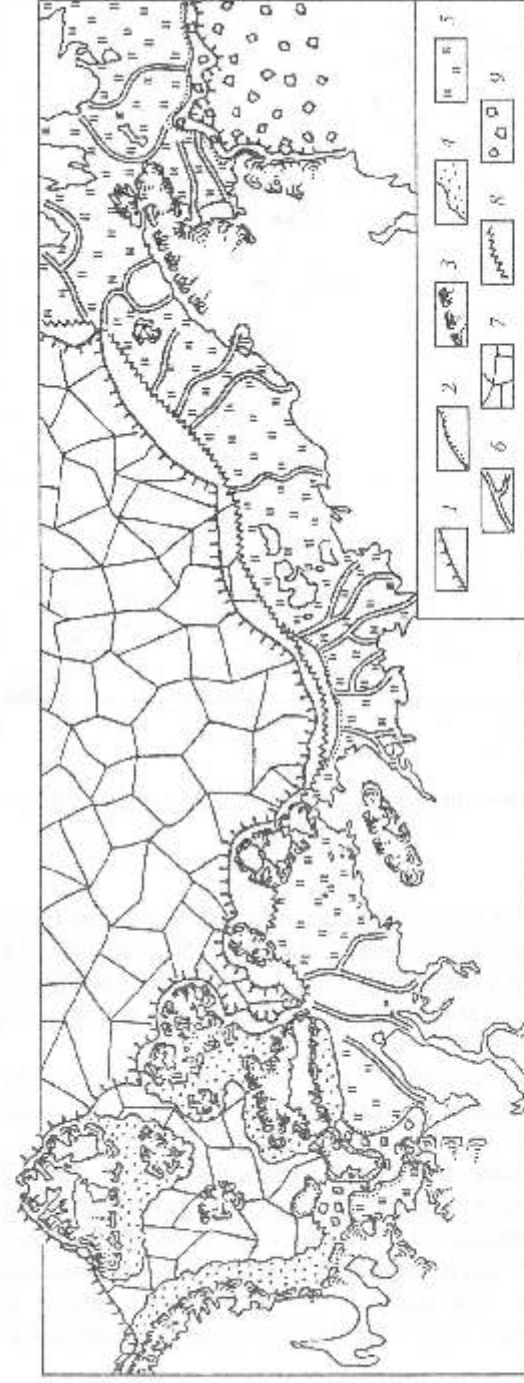


Рис. 27. Палеогеографическая схема арктического шельфа Евразии периода 18–20 тыс. лет. назад [272]
 1 – край шельфа; 2 – береговая линия; 3 – край ледяной массы; 4 – ледяная масса; 5 – территория осушенного шельфа, не покрытая льдом; 6 – ледяная масса; 7 – многочисленные льды; 8 – припай ледяных льдов; 9 – сезонные льды

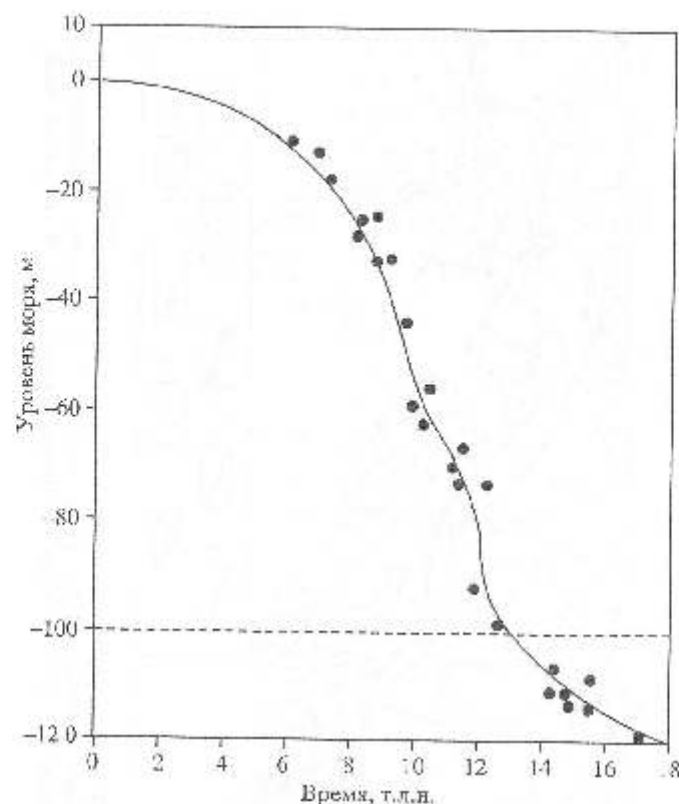


Рис. 28. Кривая изменения уровня моря в конце позднего плейстоцена и в голоцене [407]

ростью от 1 до 3 мм/год, а побережье Восточной Сибири воздымается со скоростью около 2 мм/год [259] (рис. 29). При этом как в Западной Сибири, так и в Восточной Сибири имеются участки, где локальные тектонические движения имеют другие скорости и даже другой знак.

Скорость тектонических движений соизмерима со скоростью колебаний уровня моря только в период его стабилизации. В основном темп эвстатического изменения уровня моря намного превышает темп тектонических движений (за исключением особо подвижных тектонических областей, которые могут быть связаны с плейстоизостазией). По мере сближения динамики колебаний уровня моря и тектонических движений региональные различия будут сказываться сильнее. В современную эпоху довольно стабильного стояния уровня мирового океана различия в особен-

ностях тектонических движений отдельных участков побережий будут существенно сказываться на совокупности процессов, определяющих протекание океанического хриолитогенеза в конкретном районе.

В областях распространения на побережьях ледяных толщ наблюдается активизация процессов термодеградации. В ходе голоценового потепления приморские низменности Восточной Сибири были значительно образом переработаны процессами озерного термокарста. Образование термокарстовых и аласких котловин понижало в пределах их контуров поверхность озерно-аллювиальной равнины на 10–30 м. Это приводило к заливанию морской водой территорий, подвергшихся термокарсту, до того как уровень моря повышался до отметок поверхности собственно озерно-аллювиальной равнины. Происходило опережающее продвижение береговой линии по сравнению с трансгрессией моря на территории, не затронутой термокарстом, при том же уровне моря [339]. Верхняя часть отложений засоляется, температура их становится отрицательной, и таким переходит в мерзлое состояние в результате всестороннего промерзания. Если дно озера сложено с поверхности суглинистыми отложениями, возможно образование субмаринных булуных. В результате затопления морскими водами термокарстовые котловины трансформируются в термокарстовые лагуны или заливы [307].

Сочетание структурно-тектонических факторов с экзогенными процессами всесторонне рассмотрено Ю.А. Павлидисом, А.С. Ионитым, Ф.А. Щербаковым, Н.П. Дунаевым, С.Л. Никифоровым [272]. Различное соотношение этих факторов обусловило формирование в береговой зоне различных типов побережий. Под типом побережий понимается участок окраины материка, в пределах которого закономерно сочетаются форма и типы рельефа прибрежной суши и берегов, связанные общностью развития под воздействием экзогенных процессов на длительный в структурно-тектоническом отношении блок суши [272]. Основные типы побережий арктических морей России показаны на рис. 30. Приведем их описание:

1. Интруссионные побережья горных и возвышенных участков с рельефом, глубоко расчлененным разломно-блоковой тектоникой, эрозией водных потоков и испытывающем моделировку в результате ледниковых экскавационно-аккумулятивных процессов (малоизмененные волнами фиордовые и фтордовые побережья Северного острова Новой Земли, Земли Франца Иосифа, Шпицбергена, Мурманского берега Кольского полуострова, Северной Земли и Восточной Чукотки).

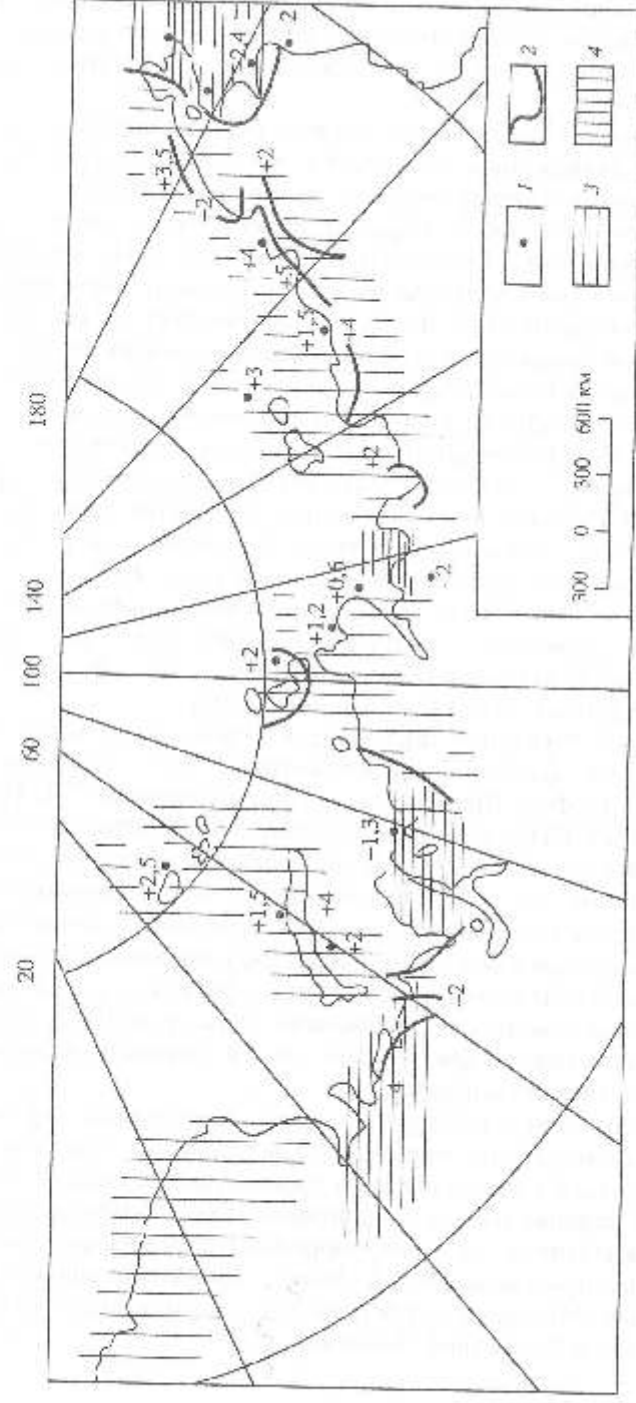


Рис. 29. Современные вертикальные движения северных побережий России [259]

1 - уровенные пункты и величины движений (мм/год); 2 - изолинии скоростей вертикальных движений; 3 - области общего погружения; 4 - области общего поднятия

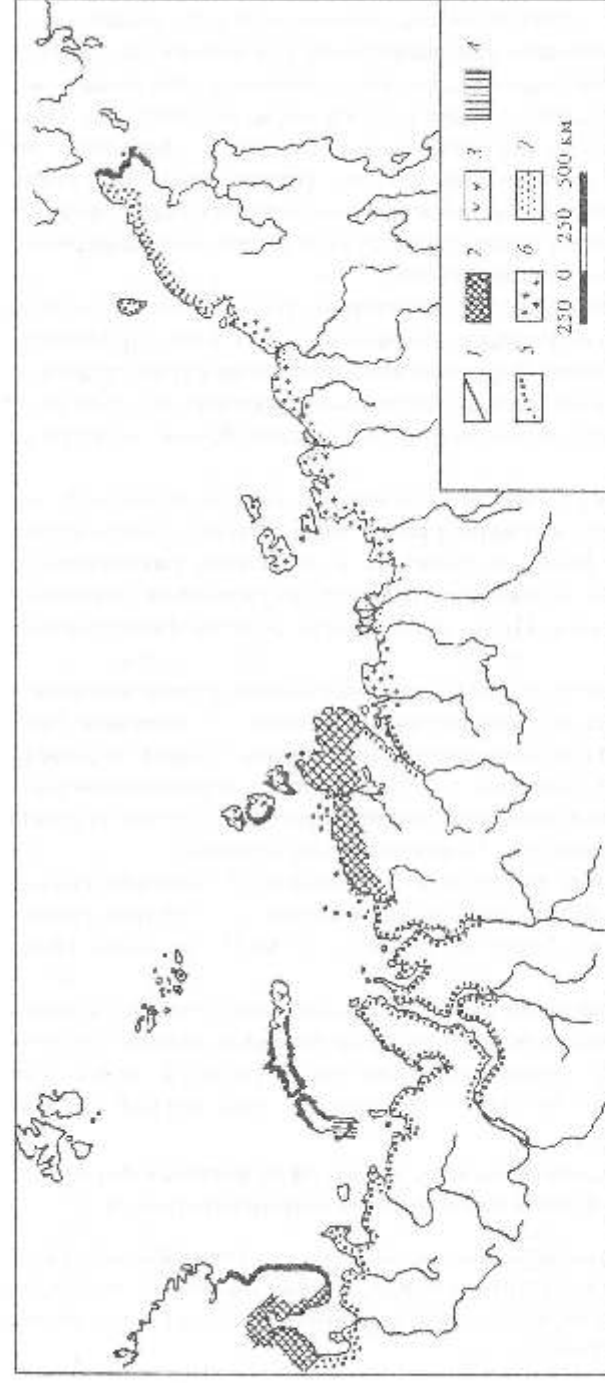


Рис. 30. Схема типов побережий арктических и субарктических морей России

Порядковые номера условных обозначений соответствуют номерам типов побережий морфогенетической классификации (см. текст) [272]

2. Ингрессионные побережья холмистых низкотерр с ярко выраженными структурными останцовыми формами рельефа, отпрепарированными экзарационной деятельностью плейстоценовых ледников (мало измененные волнами шхеровые побережья Кандалакшского залива Белого моря, полуострова Таймыр).

3. Ингрессионные, реже с выровненной береговой линией возвышенные участки побережья с современными, спускающимися к морю ледниками и развитием ледяных берегов (вершины баренцево-морских фьордовых бухт и восточное побережье Северного острова Новой Земли).

4. Ингрессионные, часто сильно расчлененные возвышенные участки побережья с обычно складчатыми, ориентированными вдоль линии берега тектоническими структурами, синклинальными понижениями и сбросовыми участками которых впоследствии были затоплены морем (юго-запад Южного острова Новой Земли).

5. Побережья равнины ледниковой аккумуляции и флювиогляциальной аккумуляции рыхлого материала с холмисто-западинным рельефом поверхности и широким развитием лагунных, реже абразионно-бухтовых и эстуариевых берегов (прибрежные равнины Печорского моря, севера Чукотского полуострова).

6. Слабо расчлененные низменные побережья аллювиально-озерно-эоловых аккумулятивных равнин, сложенных криогенными толщами с включениями повторно-жильных льдов и развитием термоабразионных и абразионно-солифлюкционных берегов (Мено-Кольмская прибрежная равнина морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, Новосибирские острова).

7. Первичные ровные побережья аллювиально-дельтовых низменных аккумулятивных равнин с распространением иногда лагунных берегов (районы дельты Лены, Яны, Индигирки и др.).

Приведенная типизация побережий арктических морей в общем виде отражает особенности протекания океанического криолитогенеза на различных участках береговой зоны и может быть положена в основу ее геокриологического районирования.

Последовательность развития криогенных пород в области океанического криолитогенеза

Всю совокупность криогенных пород, генетически связанных с океаническим криолитогенезом, можно разделить на несколько групп, соответствующих определенным этапам развития океанической криолитозоны.

Этапу накопления осадочных толщ и их первичного преобразования процессами диагенеза соответствует первичный океанический криолитогенез. Наиболее существенной характеристикой данного этапа является то, что он осуществляется в узком температурном диапазоне от 0° до -1,8 °С. Данный температурный режим устойчиво поддерживается на протяжении сотен тысяч, а может и миллионов лет. Первичному океаническому криолитогенезу соответствуют породы, лишь частично затронутые криогенезом. К ним следует отнести охлажденные и криодиагенетические толщи.

Криогенез в данном случае не является прогрессирующей тенденцией, преобразующей субаквальные осадки. Он проявляется как один из элементов саморегулирования устойчивой природной системы, какой являются субаквальные отрицательно-температурные морские толщи. Локальное распределение поровых вод, по разным причинам возникающее в толще морских осадков (диагенез, контакт с пресными водами иного генезиса и др.), устраняется при льдообразовании. При этом восстанавливается общая минерализация грунтовых вод. Значение процессов льдообразования на стадии первичного океанического криолитогенеза проявляется в том, что они:

- поддерживают минерализацию порового раствора в соответствии с температурным режимом;

- экранируют отрицательно-температурные субаквальные осадочные толщи от воздействия опресненных и пресных вод иного происхождения;

- консервируют ледяные образования появившиеся в морских осадки в виде осадочного материала;

- поддерживают устойчивость физико-химических и биологических процессов, происходящих в субаквальных отрицательно-температурных осадках.

По мере усиления криогенного воздействия с момента смерзания припайных льдов с морским дном начинают развиваться новообразующиеся мерзлые толщи. Их основным отличием является переслаивание элементированных льдом мерзлых пород и горизонтов высоко-минерализованных вод. В целом строение переходной зоны отражает этап адаптации выходящих из-под уровня моря осадков к новым условиям.

Рассматривая особенности криолитогенеза в переходной зоне, следует отметить, что пока еще не выделены причины несоответствия между монолитным строением древних мерзлых толщ и слоистым строением современных морских аккумулятивных побережий. Простое понижение температуры не может привести к формированию сплошного массива мерзлых

пород. Для объяснения данного факта необходимо анализировать такую данность как понижение базиса эрозии и стока минерализованных растворов; выдавливание поровых растворов за счет криогенного напора; постепенное уменьшение минерализации криогенов за счет миграции солей в мерзлых толщах; распреснение грунтовых вод за счет поверхностных пресных вод и др.

Одной из особенностей переходной зоны является точечность (локальность) начала формирования ММП. Это явление определяется закономерностями прибрежно-морского осадконакопления. Здесь существует множество локальных центров аккумуляции, где в первую очередь и начинают формироваться сначала сезонномерзлые, а затем и многолетнемерзлые породы. Увеличиваясь по площади, а затем и сливаясь, они в итоге формируют монолитные массивы. Данные особенности развития мерзлых морских пород значительным образом влияют на криогенные процессы и строение грунтовых толщ. При построении палеогеографических реконструкций, связанных с анализом изменения береговой линии и формирования мерзлых морских осадков, рассмотренные примеры особенностей океанического криолитогенеза обычно не учитываются. Само промерзание данных грунтовых массивов описывается как фронтальный поступательный процесс, что не соответствует действительности.

Мерзлые породы морского генезиса, формирующие серию геоморфологических уровней на побережьях арктических морей, образуют группу, которую можно условно назвать древними многолетнемерзлыми морскими породами. Они распространены на огромных пространствах, примыкающих к арктическому бассейну, и образуют с ним единую область океанического криолитогенеза. Засоленность древних мерзлых пород морского генезиса определяет их значительную зависимость от колебаний температур на поверхности грунтовой толщи. Даже при незначительном повышении температуры в мерзлых породах начинают формироваться горизонты минерализованных вод.

Этапу перемещения мерзлых морских толщ в субаквальные условия соответствует группа реликтовых мерзлых морских толщ. Они могут залегать на глубине до 100 м под уровнем моря, их криогенное строение соответствует морским породам, залегающим в субаральных условиях, а температуры соответствуют новым субаквальным условиям. Наличие реликтовых мерзлых грунтовых массивов оказывает значительное влияние на развитие первичного океанического криолитогенеза. В той области,

где они распространены в значительной мере, изменяется процесс диагенеза в формирующихся осадках, поскольку отсутствует поток диагенетических грунтовых вод, отжимающихся с глубины на поверхность.

Одно из основополагающих понятий в геокриологии, а именно "мерзлые породы" требует более внимательного рассмотрения. Общепринятым в мерзлотоведении является следующее определение мерзлых пород. Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются влагосодержащие породы, грунты, почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которой хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние [367].

Возникает вопрос, можно ли всю совокупность пород находящихся в области океанического криолитогенеза относить к мерзлым породам. А если нельзя, то где проводить границу мерзлых и немерзлых? Ведь даже не содержащие лед охлажденные породы отличаются по своим свойствам от аналогичных пород с положительной температурой. Одно из решений данной проблемы, на наш взгляд, может быть найдено в рамках предложенной А.Д. Фроловым схемы развития мерзлых пород [357]. Мерзлые породы не являются однородными образованиями с четко фиксированными свойствами. В своем развитии они претерпевают несколько этапов. Выделяются четыре стадии развития мерзлых пород — от появления первичных кристаллов льда, к формированию жесткой пространственной структуры из ледяных элементов, далее к развитию и консолидации мерзлого грунта за счет вымерзания жидкой фазы и метаморфизма льда и, наконец, к заключительной стадии, когда завершаются фазовые переходы.

В континентальных условиях, где развиты в основном пресноводные водные бассейны, осадки незасолены. Даже при незначительном понижении температуры ниже 0°C в грунтах начинает формироваться ледяная структура, т.е. мерзлые породы переходят во вторую, а то и в третью стадию своего развития. Засоленные субаквальные морские осадки существуют при отрицательных температурах в диапазоне $0-2^{\circ}\text{C}$. В этих условиях формирование мерзлых пород заканчивается в большинстве случаев на первой стадии, причем существовать в этом состоянии они могут сколь угодно долго. Переход ко второй стадии возможен только при дополнительном охлаждении. Такое охлаждение возникает при начале смерзания припайных морских льдов с морским дном и переходе морских осадков в субаральное состояние.

В целом, схема, предложенная А.Д. Фроловым, соответству

ет основным этапам развития океанического криолитогенеза. Первой стадии развития мерзлых пород соответствует этап первичного океанического криолитогенеза. Второй стадии соответствует регрессивный этап. Третьей стадии соответствует накопление морских осадков в субаэральных условиях и формирование монолитных мерзлых массивов. Осуществление четвертого этапа развития криогенного строения зависит только от климатических условий и среднегодовых температур грунтов. В настоящее время условия, соответствующие четвертому этапу, не встречаются.

Часть II

ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

1. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МОРСКИХ ОСАДКОВ

Практически все мерзлые морские осадки на Арктическом побережье являются засоленными. Кроме того, засолены отложения и других геолого-генетических типов. Ввиду того, что засоленность оказывает определяющее влияние на многие свойства, и в настоящем разделе обсуждаются также свойства аллювиальных и других отложений побережья. Отложения или горные породы, рассматриваемые в контексте их инженерного использования, принято называть грунтами. Гранулометрические классификации в грунтоведении используют почвенные, а не геологические названия грунтов, поэтому их наименования могут отличаться от тех, которые употребляются в других разделах настоящей работы.

1.1 ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Засоленными можно считать все мерзлые типы осадочных отложений, содержащие растворимые соли в количестве более 0,05%. Морские осадки не засолены лишь в случае их протавиния и вторичного промерзания. Супесчанно-суглинистые и особенно глинистые породы ввиду особенностей минерального состава адсорбируют на поверхности грунтовых частиц катионы, способные к ионному обмену (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.) и являющиеся, как правило, компонентами растворимых солей. Общее содержание таких катионов может достигать, например в монтмориллонитовой глине 150 мг экв на 100 г грунта, что составляет около 3% по весу для Ca^{2+} или Na^+ . Часте эта величина значительно ниже. На свойства мерзлых дисперсных пород прежде всего оказывают влияние соли, содержащиеся в поровом растворе.

Химический и минеральный состав частиц мерзлых дисперсных пород, содержащих в поровом растворе растворимые соли, как правило, не имеет существенных отличий от состава незасоленных пород. В качестве примера можно привести данные о химическом составе типичных пород полуострова Ямал и грунтов из других районов (табл. 12). Обращает на себя внимание узкий диапазон изменения содержания основных химических компонентов для грунтов полуострова Ямал, независимо от размера грунтовых частиц. Состав песчаной и пылеватой фракций пород полуостровов Ямал и Югорский характеризуется преобладанием кварца (67–85%) с плагиоклазами (альбитом с незначительной примесью анортита). Вероятно, определенная часть этих минералов содержится в виде обломков пород. В глинистой фракции присутствуют гидрослюда, каолинит, монтмориллонит. По данным В.Т. Трофимова и др. [287], песчаные засоленные мерзлые породы Ямала отличаются преимущественно кварцевым составом (содержание кварца от 65 до 97%) и присутствием в тяжелой фракции лимонита, эпидота, пироксенов и амфиболов.

Для глинистых пород в песчаной фракции характерны полевые шпаты и кварц, а состав глинистой фракции является полиминеральным (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, гидроксиды железа, часто с высокой степенью дисперсности). Наиболее типичны гидрослюда; в процессе диagenеза, по-видимому, возможно исчезновение монтмориллонита.

В четвертичных отложениях Ямала содержатся карбонаты (от долей процента до 1,5–2,1%), причем наименьшее их количество характерно для аллювиальных отложений, а наибольшее — для морских, особенно для отложений салехардской свиты. Близкий состав имеют и засоленные мерзлые породы Гыданского полуострова. По данным Н.Ф. Григорьева [95], пылеватая и песчаная фракция отложений в краевой части мыса Бурунного (Западный Ямал) также состоит главным образом из кварца с примесью полевых шпатов, эпидота, ильменита и других минералов и обломков пород.

Глинистые минералы в засоленных мерзлых морских отложениях, очевидно, образовались в результате осаждения в водной среде коллоидов и других дисперсных частиц, т.е. не хемогенным путем. Незначительную роль играют различные новообразования (пирит, глауконит и другие подобные минералы). Некоторое количество железа в мерзлых морских и аллювиальных отложениях Арктического побережья объясняется, вероятно, его миграцией в коллоидной форме благодаря относительно высокому содержанию гумусовых веществ в воде северных рек (Печоры, Обь и др.).

Таблица 12

Химический состав основных типов мерзлых засоленных дисперсных пород полуострова Ямал

Типы пород	Содержание, %						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O
Песок, оз. Тибей-То	80,6	0,59	9,36	2,32	1,07	0,37	2,26
Песок, р. Еркута-Яха	82,7	0,56	7,96	1,58	1,10	0,04	1,50
Песок, р. Со-Яха	78,4	0,72	9,22	3,01	0,79	0,66	2,11
Суглинок, р. Еркута-Яха	74,1	0,93	11,23	3,94	1,59	0,96	2,12
Суглинок, р. Со-Яха	70,8	1,01	12,76	4,67	1,27	1,28	2,21
Суглинок, оз. Тибей-То	67,4	0,94	13,45	5,30	1,14	1,52	2,42
Суглинок, ст. Обская	68,2	0,99	13,46	5,30	1,49	1,68	2,27

Для мерзлых морских осадков Арктического побережья характерно присутствие, особенно в дисперсных разновидностях, органического вещества до нескольких весовых процентов.

Поскольку эти породы представляют собой главным образом слаболитифицированные отложения, то они, как и современные арктические осадки, вероятно, могли бы быть отнесены по минералогическому составу к олигомиктовым толщам. Однако, в связи с суровыми климатическими условиями и подавлением активных процессов литогенеза в них естественно присутствие минералов, большинство из которых еще не достигло конечной стадии выветривания, поэтому они имеют в целом мезомиктовый состав.

Интересно, что некоторые засоленные дисперсные породы, находящиеся за пределами криолитозоны, например майкопские глины Предкавказья, имеют сходный химический и минеральный состав. Кроме того, они характеризуются присутствием легкоокисляющихся аутигенных минералов: пирита, сидерита и других в виде отдельных кристаллов, зерен и конкреций. В ходе диagenеза этих осадков образование аутигенных форм железа происходит последовательно от легтохлоридов через сидериты до пирита. Основной действующий фактор — микробиологическое восстановление при дефиците кислорода как окисных форм железа в подвижные закисные, так и сульфатов гетеротрофными бактериями [157].

Следует специально отметить присутствие микроорганизмов в мерзлых морских осадках. Нами были найдены живые бактерии на глубине более четырех метров в отложениях третьей морской террасы Югорского полуострова, возраст которых около сорока тысяч лет. Их распространение и роль в преобразовании состава отложений, в том числе жидкого и газового, еще предстоит изучить.

В целом, данные о криогенном преобразовании химико-минерального состава рыхлых пород как в процессе промерзания, так и в мерзлом их состоянии, ограничены. Так, И.А. Тютюзов в свое время справедливо указывал на возможность протекания в многолетнемерзлых толщах реакций катионного обмена, гидратации и гидролиза в системе минеральная порода — незамерзшая вода. Однако, характер, скорость и условия течения этих реакций в условиях практически закрытой системы и отсутствия свободной фазы воды требуют специального исследования. Незавершенность литогенеза мерзлых засоленных дисперсных пород предполагает активизацию диагенетических процессов в случае оттаивания и изменения внешних условий. Поэтому химико-минеральное состояние таких пород нестабильно.

1.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВОГО РАСТВОРА

Состав порового раствора мерзлых морских осадков определяется их происхождением, поэтому для него характерно присутствие морских солей. Для криолитозоны в целом типична физико-химическая консервация отложений. Морской, первичный характер засоления, преобладает в морских, сингенетически промерзавших толщах. В случае эпигенетического промерзания состав солей в мерзлых породах может быть различным.

Как известно, морская вода отличается почти постоянным химическим составом, сформированным в течение длительного геологического времени в результате выноса солей с континентов и установившимся равновесием [1.1]. Силлен [452] показал, что химический состав океанов близок к теоретически рассчитанному раствору, который находился бы в химическом равновесии с многочисленными минералами, находящимися в контакте с морской водой. Подразумевалось, что даже при изменении скорости поступления солей или соотношения контактирующих минералов состав воды будет тем же при возможном колебании солесности. При этом типичные глинистые минералы близки к равновесию с раствором, а большинство первичных минералов магматических пород (плагноклазы, полевый шпат, пироксены, оливи-

ны) — нет. Можно предполагать, что поровый раствор такого состава также будет довольно устойчивым образованием.

В морях при отложении осадков происходят процессы упорядочения структуры воды у поверхности раздела, обмена ионов, анаэробного бактериального воздействия и адсорбции. Поэтому состав поровой воды даже свежих морских осадков в той или иной степени отличается от состава морской воды. Соленость поровой воды осадков вблизи дна нередко оказывается выше, чем в морской воде [363], часто снижается pH. При этом наблюдается изменение концентраций Mg^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} и других ионов, происходит изотопное фракционирование. Поровый раствор морского осадка в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается железом, марганцем, фосфором, малыми элементами, лишается кислорода, взамен которого накапливаются сероводород, метан, углекислый газ и другие газы [326].

Наибольшее значение ввиду их преобладания в растворе имеют ионы Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} и CO_3^{2-} . Их соотношение в осадке в той или иной степени близко к морской воде, особенно пона хлора. Из-за практического отсутствия сорбции минеральными частицами хлоридов при значениях pH, характерном для морской среды, а также невозможности осаждения хлористых солей и их относительной химической инертности, хлорность поровых вод, как правило, отражает хлорность бассейна оседиментации с учетом, однако, возможных процессов диффузии. В качестве примера можно привести табл. 13 ионного состава морской воды и подных вытяжек из четвертичных отложений. Относительно высокое содержание хлора и магния указывает на морское происхождение ионов порового раствора в этих грунтах.

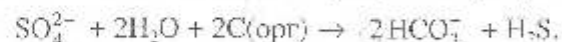
По данным Г.И. Иваницкой и др. [167], например, минерализация поровых вод голоценовых осадков в Баренцевом море изменяется незначительно и колеблется от 34,9 до 35,4 г/л. Физико-химическая обстановка изменчива: Eh изменяется от -203 до +56 мВ, реакция среды нейтральная и слабощелочная (рН изменяется от 7,3 до 7,7). Химический состав поровых вод характеризуется резким преобладанием NaCl и практически соответствует составу морской воды. В придонном слое морской воды среда устойчиво окислительная и Eh находится в пределах +406 + +445 мВ. В верхнем слое осадков она изменяется на восстановительную. Повышается щелочной резерв, появляется свободный сероводород. В то же время незначительные колебания концентраций сульфатов и гидрокарбонатов не изменяют в целом морской тип воды, а процессы диагенеза идут недостаточно интенсивно.

Таблица 13

Ионный состав морской воды и водных вытяжек (в %-экв.) из засоленных мерзлых пород различных районов Арктического побережья (по В.И. Аксенову)

Вид пробы	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na ⁺ K ⁺	Сухой остаток, г/л	Источник
Вода Карского моря	5	42	2,8	1,4	3,5-7,5	40	25,9	ЛенморПИИ-проект
Кришана	5,8	6,0	—	5,0	5,2	26	9,1	Ленгипротранс
То же	3,1	61	—	5,2	5,2	25	57,9	То же
Побережье Печорского моря	4,6	45	—	2,1	9,5	38	73	СО НИИОСН
Водные вытяжки из сульфидов пос. Амдерма	7,5	39	3,3	3,2	11,9	34	0,3	ПНИИИС
То же, п-ов Ямал	0,7	48	0,7	2,2	6,1	41	1,2	Труды ПНИИИС (Дубиков Г.И.)
То же, мыс Харасавайт	2,2	44	3,2	0,7	1,6	47	—	Ленгипротранс
То же, п-ов Ямал, (р. Юрибей)	6,5	39	3,5	2	1	47	0,76	То же
То же, побережье Чукотки	0,3	34	15,1	5,6	5,0	39	1	Данилов И.Д., 1983
То же, мыс Шмидта	2,5	39	3,9	3,9	5,9	40	—	ЛенЗНИИЭП (Ирхан А.Н.)
То же, г. Ловок	2,3	45	5,0	3,0	1,0	46	—	То же

Впоследствии на формирование состава порового раствора вторичные процессы оказывают большее влияние. В частности, характерно увеличение содержания сульфат-иона за счет окисления пирита (через образование сульфата железа, его гидроокиси и серной кислоты), как это отмечено Г.И. Дубиковым [129] для палеогеновых морских глин Западной Сибири. Под воздействием сульфотредуцирующих микроорганизмов в присутствии органического вещества возможна редукция сульфатов морской воды:



Сульфатредукция может оказывать важное влияние на преобразование иловых вод [313]. При частичном протаивании может происходить выщелачивание засоленных пород с обогащением фильтрующего раствора карбонатом кальция и возрастани-

ем (с общим опреснением) относительного содержания в растворе ионов Ca²⁺ и SO₄²⁻ или Ca²⁺ и HCO₃⁻. В свою очередь это смещает адсорбционное равновесие и приводит к выходу в раствор адсорбированного Na⁺, который ранее попал в обменный комплекс вместо Ca²⁺ и Mg²⁺ при промерзании насыщенных морской водой дисперсных осадков.

Важные процессы происходят при промерзании. Выделение углекислого газа приводит к его избытку в растворе, увеличению содержания бикарбонатов и карбонатов. Часть карбонатов может осаждаться. Кроме того, ввиду избирательного поглощения ионов растущим льдом может происходить обогащение порового раствора, например, хлором по сравнению с менее подвижными сульфат-ионами. Весьма вероятно микробиологическое производство метана в анаэробных условиях в морских осадках, в том числе в мерзлом состоянии.

О сложности и неоднозначности возникающих при изменении внешних условий химических реакций в поровых растворах свидетельствует, в частности, факт, что эвапориты (горные породы солевого состава), образующиеся из морской воды, с совершенно неизменным составом солей неизвестны в природе [118]. При испарении солевого раствора часто осаждаются неустойчивые минеральные фазы в связи с тем, что кинетические факторы препятствуют осаждению неустойчивых фаз в пределах их устойчивости. Неизвестно время, необходимое для превращений неустойчивой минеральной фазы в устойчивую. Первым при испарении морской воды выпадает в осадок карбонат кальция, затем осаждаются сульфат кальция. По некоторым данным, около половины всего присутствующего количества сульфата кальция выпадает в осадок в виде гипса, прежде чем концентрация солей в растворе достигает величины, при которой кривая растворимости ангидрита перескачет кривую растворимости гипса (эта концентрация примерно в пять раз выше нормальной концентрации солей в морской воде). Начиная с этого момента ангидрит переходит в устойчивое состояние. По другим данным, первичное осаждение ангидрита из морской воды при обычных температурах испарения невозможно, поскольку относительная легкость кристаллизации неустойчивого гипса в поле устойчивости ангидрита препятствует достижению степени пересыщения, достаточной для образования ядер кристаллизации ангидрита. Эти явления наблюдаются и в других распространенных минеральных системах (арагонит — кальцит — доломит, гиббсит — бемит — диаспор или аморфный кремнезем — кварц).

Другой пример неустойчивого равновесия в воде — карбонатное равновесие [363], которое еще недостаточно изучено. Оно

связано с содержанием углекислого газа в газовой среде и его растворимостью в воде, причем углекислый газ, в отличие от других газов, не является химически инертным по отношению к воде. Кроме обычного явления гидратации (растворения), он реагирует с водой, образуя угольную кислоту: $\text{CO}_2 (\text{газ}) + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$.

Кислота затем диссоциирует в две стадии, образуя карбонат-ион и бикарбонат-ион. Понятно, что содержание в воде каждой из этих форм является функцией pH, причем при обычных значениях (pH = 7–8.5) преобладает бикарбонат. При уменьшении температуры увеличивается общее содержание углерода в воде. При повышении давления также увеличивается содержание углекислоты, карбонат-ионов и бикарбонат-ионов.

На формирование состава порового раствора оказывают влияние процессы промерзания и протаивания. Это явление можно назвать "криогенной метаморфизацией" по терминологии А.В. Иванова [165]. При этом "криогенное концентрирование" — процесс последовательного повышения концентрации растворенных веществ и минерализации природных вод в результате кристаллизации льда ("finged concentration") [436]. При этом иногда может происходить изменение состава раствора и выпадение солей и осадок в результате простого охлаждения, как наблюдалось в соляных озерах Восточной Сибири [165].

Таким образом, процессы в поровых растворах при изменяющихся внешних условиях неустойчивы и слабо изучены; имеются только общие представления об условиях и закономерностях их развития.

1.3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Факторы, определяющие гранулометрический состав отложений, многочисленны. Твердые частицы, увлекаемые водными потоками, сортируются по сложным законам. Невсегда наиболее подвижными оказываются мелкие частицы. Например, они могут быть настолько малы, что препятствуют образованию внутри осадков вихревых потоков, которые вызывают движение частиц. Они остаются неподвижными, в то время как более крупнозернистый материал поднимается переносу. При впадении реки в океан она выносит смесь частиц разных размеров, которые быстро разделяются. Как правило, в первую очередь оседают пески и супеси; глины могут уноситься на несколько сотен километров в открытое море. Поэтому пески отлагаются ближе к берегам, а глины дальше от них. Однако, тонкодисперсные осадки могут от-

лагаться и в непосредственной близости от берегов на участках с низкой энергией течений и волн, а именно в лагунах, отгороженных от открытого моря барьерными отмелями. Напротив, пески могут выноситься турбидитными потоками в глубокое море в десятках километров от побережья. Изменения первичного гранулометрического состава осадков частично происходят также при промерзании и обезвоживании.

Морские песчаные осадки изначально хорошо сортированы. В них почти отсутствуют примеси пылеватых частиц [32]. Многие песчаные зерна часто хорошо окатаны, поверхность их сглаженная. Глинистые прибрежные отложения в отличие от песчаных обычно плохо сортированы и содержат значительную примесь песчаных и пылеватых частиц.

Пески с увеличением глубины моря и уменьшением подвижности воды становятся все более мелкозернистыми и содержат все большую примесь пылеватых частиц. О мелкозернистости глинистых отложений свидетельствует в большинстве случаев присутствие в них примеси песчаных частиц, растительного детрита и спор наземных растений, образование в резко выраженной восстановительной среде из-за значительного содержания органического вещества, сочетание с континентальными отложениями.

Для засоленных мерзлых морских осадков Арктического побережья как типичных лагунных фаций обычно не характерны грубообломочные типы (табл. 14). Сравнительно небольшие размеры прибрежных лагунных водоемов, малая глубина и быстрая смена условий отложения осадков обуславливают непереносимость их разреза. Песчано-глинистые лагунные фации близки к мелкозернистым морским отложениям, но отличаются от них худшей сортировкой в связи с меньшей длительностью переноса. Особенно характерна плохая сортировка отложений для опресненных бассейнов. Можно предположить влияние суровости климата, длительность существования ледяного покрова, препятствующего волнению и перемещению водных масс.

Прибрежно-морские осадки Арктического побережья, с косою слоистостью, высоким содержанием органики, резкими сменами фаций отличаются в целом слабой сортировкой материала и окатанностью, пылеватостью песков и песчаной примесью в глинах. В табл. 14 приведены типичные гранулометрические составы этих отложений. Данные полевых исследований свидетельствуют, что, например, для прибрежно-морских отложений сартанской морской террасы на побережье Корвинской, Болванской и Хайпутьерской губ на Европейском Севере характерны пески, реже супеси. Засоленные отложения

Таблица 14

Гранулометрический состав (в %) некоторых типов засоленных мерзлых пород

Грунты, место взята проба	Размер частиц, мм						
	песчаные			пылеватые		глинистые	
	>0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05- 0.01	0.01- 0.005	0.005- 0.001	<0.001
Песок, (пос. Бовенг- кова)	1	21	54	15	2	1	6
Супесь, (р. Еркута-Яха)	—	—	13	75	6	5	1
Суглинок, (са. Торан-1а)	—	1	2	20	16	30	29

морской лавры также представлены песками и супесями; при этом пески состоят преимущественно из частиц мелкой и пылеватой фракций [78]. На побережье Чукотского моря, среди глубоко вдающихся заливов, первая морская терраса сложена слоистыми плохо сортированными суглинками и супесями с большим содержанием органики. В.Г. Трофимовым [287] был сделан вывод о том, что различные геолого-геохимические комплексы многолетнемерзлых отложений Ямала, среди которых большинство является засоленными, несмотря на разнообразие гранулометрического состава характеризуются вполне определенными типами дисперсных пород. Так, наиболее дисперсными являются морские отложения, особенно среднеплейстоценовые отложения салехардской свиты, и для лагунно-морских, водно-ледниковых и аллювиальных образований характерен песчаный состав. Отложения первой, второй и третьей морских террас на Ямале имеют, как правило, трехчленное строение: внизу залегают пески, их сменяют суглинки, а в верхней части разреза преобладают пески и супеси. Для лагунно-морских отложений характерен супесчано-песчаный состав и пылеватость. Аллювиальные отложения представлены мелкими и пылеватыми песками, супесями и легкими суглинками [287]. Таким образом, описанные выше основные особенности гранулометрического состава мерзлых пород подтверждаются данными по различным районам Арктического побережья.

1.4. КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ МЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Структуры и текстуры мерзлых засоленных пород изучены недостаточно. З.А. Нерсесовой [254] установлена качественная связь между засолением дисперсного грунта, катионами определенных химических элементов и его криогенным строением после промерзания. Насыщение отмытого от солей грунта катионами Fe^{3+} приводило к образованию слоистой криогенной текстуры и максимальному пучению, при насыщении Ca^{2+} — к сетчатой криотекстуре и средней величине пучения, при насыщении Na^{+} и K^{+} — тонкосетчатой криотекстуре и минимальному пучению. Сформировавшиеся ледяные прожилки в Fe^{3+} -образце составляли 35.3% от его высоты, а в Ca^{2+} -образце — 8.2%, в то время как в Na^{+} - и K^{+} -образцах образования горизонтальных ледяных прожилков практически не было.

Количественный анализ влияния солей на формирование криогенного строения грунта был проведен А.Н. Хименковым и А.П. Минаевым [361]. Им было показано, что в каолине при увеличении засоленности с 0.05 до 0.25% формируются сетчатые криотекстуры с увеличивающейся долей вертикально ориентированных прослоек. Общая толщина прослоек льда при этом уменьшается. При засолении 0.5–1.8% в криогенном строении мерзлого грунта преобладает субвертикальная ориентировка ледяных шпиров. В наших экспериментах при промерзании амдермского суглинка гидросилоистого состава в интервале засоления 0–0.3% образовалась слоисто-сетчатая криотекстура с преобладанием горизонтальных прослоек. При засолении 0.4–1% в суглинке криотекстуры стремятся к сетчатому типу. По мере засоления грунта увеличивается количество вертикальных прослоек льда. При засолении 1–1.5% ледяные прослойки плохо различаются в общей массе мерзлого грунта. Преобладают нитевидные кристаллы льда, а также отдельные изометрические кристаллики. При промораживании бентонита с засоленностью в пределах 0–1.15% образуется сетчатая криотекстура с увеличением доли вертикальных прослоек при увеличении засоления.

Таким образом, в целом при увеличении засоления в грунтах увеличивается доля субвертикальных ледяных прослоек и уменьшаются их размеры. Это может объясняться ликвидацией диффузных оболочек воды вокруг минеральных частиц при повышении концентрации порового раствора, утищением пленочного механизма переноса влаги, преимущественным ростом вертикальных кристаллов за счет эффективного отвода от них тепла. Они подчеркивают, что рассмотренная зависимость изменения

криогенного строения засоленных грунтов реализуется в диапазоне влажностей, ограниченных значениями нижнего и верхнего пределов пластичности.

Количественная обработка снимков микростроения засоленных мерзлых пород, проведенная Н.С. Налетовой [247], показала, что при засолении меняется соотношение структурной и текстурной льдистости; при близких значениях влажности доля текстурной льдистости (за счет ледяных шпиров) в засоленной породе уменьшается, а структурной (льдистости минерального скелета) — увеличивается. Кроме того, в засоленном суглинке перестройка порового пространства выражена слабее, чем в незасоленном. Изменение среднего радиуса пор по высоте мерзлой зоны вообще не наблюдается. В незасоленном суглинке средний радиус пор в минеральных прослоях между ледяными шпирами на порядок меньше, чем на участке массивной текстур. Н.С. Налетова объясняет это отсутствием выраженного фронта промерзания, подавлением миграции влаги и льдообразованием ортогрозного типа, изменением механизма роста прослоев льда от миграционно-сегрегационного к ортогрозно-компрессионному. При увеличении засоления в каолиновой и полиминеральной глинах образуются сетчатые криогенные текстуры при увеличении доли вертикальных шпиров, а в монтмориллонитовой — зернообразная. Н.С. Налетовой отмечено также, что основным механизмом переноса ионов водорастворимых солей является их перенос потоком мигрирующей влаги, что ранее было получено Л.В. Чистогризовым [372], Н.П. Анисимовой [16] и подтверждено нашими экспериментами. Интересным наблюдением является то, что в лабораторных условиях криотекстуры, различающиеся в незасоленных породах в зависимости от состава, после некоторого засоления становятся сетчатыми с большой долей вертикальных шпиров. Описанные особенности структурообразования в засоленных мерзлых породах свидетельствуют об особой роли засоления, уменьшении в них степени дифференциации вещества, слабой консолидированности и степени изменения первичного строения осадков. Таким образом, проявляется своеобразный эффект консервации солями седиментационных черт строения.

В полевых условиях криогенные текстуры засоленных мерзлых пород описаны рядом авторов. По нашим данным, для засоленных глинистых мерзлых пород Югорского полуострова и Арктического побережья Печорской низменности характерны мелко- и тонкослоистые, сегчатослоистые и неполносетчатые криогенные текстуры. Встречаются также косослоистая, перистая, тонкая линзовидная и массивная криогенные текстуры. По данным В.Т. Трофимова и Ю.Б. Баду [287], в сингенетических

отложениях Ямала сегрегационный лед находится в основном в виде тонких слаболинейных шпиров и линзочек, распределенных в разрезе равномерно или ритмично. Частого встречаются тонкослоистые слоистые криогенные текстуры. Сегрегационный лед в сингенетически промерзших породах присутствует в виде шпиров, вытянутых линз и прослоев различной толщины. В.Н. Зайцевым [78] на низких прибрежно-морских террасах Яно-Колымского региона описаны атакситовые криогенные текстуры в сингенетически промерзших лагунах (озерно-болотных) отложениях с большой объемной льдистостью (80–90%), значительным засолением (0.6–0.7%) и высокой минерализацией (до 4.5 г/л) текстурообразующих льдов. Однако, для засоленных мерзлых отложений там также характерны тонкослоистая и массивная криогенные текстуры.

Кристаллы морского льда, как известно, значительно меньше, чем кристаллы пресноводных льдов. Присутствие в воде ионов солей уменьшает радиус действия индивидуального зародыша кристаллизации и тем самым способствует образованию новых очагов кристаллизации [309]. В.А. Савельевым [309, 310] проведены микроструктурные исследования строения льда при различном составе порового раствора и показано, что размеры ледяных кристаллов уменьшаются при увеличении его концентрации. При увеличении засоления мерзлых суглинков третьей морской террасы в районе пос. Амдерма в естественном залегании нами отмечалось уменьшение ширины и длины кристаллов в ледяных шпирах при преобладании слоистой и наклоннослоистой криотекстуры.

В целом, криотекстуры засоленных грунтов отличаются разнообразием при доминировании тонких шпиров льда (см. рис. 10). Можно указать на некоторую неразвитость криотекстур в сравнении с незасоленными породами. Засоление приводит к изменению температур заморзания, потенциалов влаги и коэффициентов влагопереноса и структуры, однако, в распространенном интервале засоленностей не сказывается принципиально на разнообразии видов текстур, на которые оказывают влияние состав грунта, его геолого-генетические особенности, влажность и условия промерзания.

Таким образом, для криогенного строения характерны разнообразные криогенные текстуры с преобладанием слоистых шпировых и неполносетчатых текстур, при этом ледяные прослои почти не содержат солей. С увеличением засоленности увеличивается доля субвертикальных ледяных шпиров, и уменьшаются их размеры, меняется соотношение текстурной и структурной льдистости, криотекстуры приобретают черты неразвитости.

Размер кристаллов льда с ростом засоленности уменьшается. Для эписинхронного типа засоления характерна повышенная плотность грунтов, сравнительно небольшая влажность и слоистые криотекстуры. Засоленность при этом типе засоления, как правило, невелика и составляет 0,05–0,15%. Многолетнемерзлые породы с синхронным типом засоления отличаются слабой сортировкой, повышенной льдистостью, преобладанием базального льда-цементанта, рыхлым минеральным скелетом и большей засоленностью.

2. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ ПРИ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

2.1. ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Как известно, средний химический состав морской воды (г/кг) следующий [363]: Cl – 19,7; Na – 10,8; SO_4 – 2,7; Mg – 1,3; Ca – 0,4; K – 0,4; HCO_3 – 0,1; Br – 0,07; Sr – 0,08. При понижении температуры кристаллизуется лед (табл. 15). Остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным. Если температура понижается до $-8,2^\circ\text{C}$ (или $-7,3^\circ\text{C}$, по Гиттерману), из рассола кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$, а при $-22,9^\circ\text{C}$ – NaCl. При температуре $-36,8^\circ\text{C}$ из рассола выпадает KCl, при $-43,2^\circ\text{C}$ – $\text{MgCl}_2 \times 12\text{H}_2\text{O}$ и при -54°C – $\text{CaCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$ [276]. Выпадает также некоторое количество CaCO_3 . Наконец, при температуре -55°C замерзает весь раствор.

В системе при понижении температуры непрерывно меняется состав солей и соотношение фаз (табл. 15). Если замерзание началось с большей или меньшей концентрации раствора, в сравнении с морской водой, то изменяется скорость замерзания и количество льда, а система проходит аналогичные стадии. При этом до температуры -17°C (и выше) основная масса солей – 99,65%, по Дитмару [164], находится в растворе за исключением глауберовой соли.

Происходят химические реакции. В частности, около -15°C раствор насыщается сернокислым кальцием, и при дальнейшем охлаждении происходит превращение сернокислого натрия в сульфат кальция. Следует отметить, что экспериментальные исследования в этой области весьма сложны и не всегда обеспечивают воспроизводимость результатов. Так, по В. Рингеру, темпе-

Таблица 15

Состав и соотношение фаз при разных температурах при вымораживании морской воды [309]

Температура, $^\circ\text{C}$	Состав и количество солей (г) на 1 кг морской воды						Соотношение фаз	
	H_2O	Na_2SO_4	CaSO_4	NaCl	KCl	MgCl_2	Жидкая (на 1000 г смеси)	Твердая (чистый лед + соль на 1000 г смеси)
0,0	—	—	—	—	—	—	1000	—
-1,8	—	—	—	—	—	—	1000	—
-5,6	648,2	—	—	—	—	—	351,8	648,2
-7,6	78,0	0,16	—	—	—	—	273,6	726,4
-9,5	40,1	1,65	—	—	—	—	231,9	768,1
-10,6	21,8	0,47	—	—	—	—	209,5	790,5
-12,3	18,2	0,32	—	—	—	—	191,0	809,0
-15,0	21,1	-0,04	0,15	—	—	—	169,3	830,7
-17,0	16,7	-0,09	0,11	—	—	—	152,6	847,4
-22,6	32,8	-0,34	0,36	3,47	—	—	117,6	882,4
-24,2	27,5	-0,08	0,29	11,43	—	—	68,8	931,2
-26,0	15,5	-0,15	0,10	4,40	—	—	48,9	951,1
-28,0	6,7	-0,09	1,80	1,80	—	—	40,4	959,6
-30,8	5,5	-0,05	0,06	1,30	—	—	33,6	966,4
-32,2	1,2	0,05	0,03	0,70	—	—	32,7	967,3
-34,2	3,7	-0,04	0,02	0,52	0,13	—	27,4	972,6
-35,5	1,2	-0,01	0,02	0,28	0,10	—	25,8	974,2

ратура полного отвердевания раствора соответствует эвтектической температуре выпадения из раствора хлористого кальция, т.е. $-55,0^\circ\text{C}$, тогда как по Гиттерману она равна -36°C и обусловлена выпадением из раствора хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в сернокислый кальций. Ввиду того, что в морской воде и в рассоле молярное содержание Ca^{2+} меньше SO_4^{2-} , конечная точка замерзания раствора соответствует температуре выделения $\text{MgCl}_2 \times 12\text{H}_2\text{O}$. Сернокислый кальций кристаллизуется при -17°C .

Соли выпадают в осадок при охлаждении раствора преимущественно в виде кристаллогидратов. В естественных условиях они образуют своеобразную криотермную горную породу, например, отложения мирабилита в Тянь-Шане или в донных отложениях озер Забайкалья [165].

Кинетика процесса весьма сложна, при быстром охлаждении раствора электролит может попасть в состав льда (захват ионов, рассола), процесс захвата ионов селективный, с образованием электрических потенциалов (так называемый эффект Вормка-

на Рейнольдса, предложенный для объяснения причины электризации при грозе). В реальных условиях заморозания более плотный рассол может опускаться вниз и лед образуется из опресненной воды, возникают различные конвективные потоки, обусловленные градиентами концентрации, плотности, температуры и т.д. Установлено, что в результате захвата ионов [309] быстро образующийся лед является более соленым, чем медленно образующийся (от 5.64% при -16°C до 10.16% при -40°C). Ячейки с рассолом во льду являются подвижными (от нескольких миллиметров в день до нескольких миллиметров в час), скорость их движения зависит от температурного градиента. Важное значение имеет процесс захвата ионов кристаллами льда. Во льду возрастает концентрация водородных ионов и снижается pH [165].

Фазовые переходы поровой воды осложняются в дисперсных грунтах ориентирующим влиянием твердых частиц, что приводит к понижению температуры заморозания. Так, в ямальском суглинке (оз. Тюрин-То) с естественной засоленностью 0.4% при температуре -3 до -6°C еще содержится от 10 до 20% незамороженной воды, т.е. концентрация порового раствора составляет 20–40 г в одном литре. Соответствующие данные по суглинку из района Югорского полуострова свидетельствуют о том, что при засоленности 1.5% и влажности 16% температура заморозания составляет -6.4°C , при $W = 19\%$ -4.8°C , при $W = 32\%$ -2.5°C .

В некоторых случаях необходимо учитывать тепловые эффекты растворения и выпадения солей в осадок в поровом растворе. Сами по себе эти эффекты невелики, особенно в сравнении с теплотой кристаллизации воды. В частности, при растворении 1 моля NaCl (58 г) поглощается 3.36 кДж или 1.28 ккал, т.е. около 22 кал на 1 г соли. Теплота плавления льда составляет около 80 кал/г, а теплоемкость воды 1 кал/г·град. При обычном содержании солей около 3–5% тепловой эффект растворения едва достигает 1–2% от теплоты фазового перехода вода-лед. Например, необходимо растворить около 100 г соли, чтобы поглощенного тепла было достаточно для замораживания 27 г воды. При этом растворение 45 г NaCl способно понизить температуру 1 л воды на 1°C , т.е. точные расчеты температуры породы должны учитывать тепловые эффекты растворения-выпадения солей. Еще более важное значение этот эффект может приобретать в случаях, когда растворяются большие объемы соли. При соприкосновении залежей каменной соли с водой или сильноминерализованных растворов возможны значительные физико-геологические эффекты, вплоть до образования мерзлоты. Не что подобное, возможно, происходит в условиях высокогорных соленых озер.

Таким образом, охлаждение порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (и той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми.

Охлаждение мерзлых дисперсных пород сопровождается перераспределением влаги и возникновением механических напряжений. Из-за изменения концентраций растворенных в поровой воде солей происходят нарушения равновесия катионного обмена, явления коагуляции и микроагрегирования.

Основные физические соотношения при изменении температуры могут быть получены следующим путем, предложенным С.Е. Гречинцевым [91]. Рассмотрим уравнения Гиббса для каждой фазы (индексы означают: ice – лед, w – шленка):

$$S_{ice}dT - v_{ice}dp_{ice} + d\mu_{ice} = 0 \quad (1)$$

$$S_wdT - v_w dp_w + d\mu_w = 0,$$

где S – удельная энтропия, v – удельный объем, μ – химический потенциал. При условии $S_{ice} - S_w = -Q/T$, где Q – молярная теплота фазового перехода, получаем:

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} - v_w dp_w + d(\mu_w - \mu_{ice}) = 0 \quad (2)$$

или

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} - v_w dp + v_w d(p - p_a) + d(\mu_w - \mu_{ice}) = 0, \quad (3)$$

где p – внешнее общее давление на систему.

Из уравнения (2) можно получить в состоянии равновесия $\mu_w = \mu_{ice}$ и при условии равенства давлений $p_{ice} = p_w$ уравнение Клапейрона-Клаузиуса:

$$Q \frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w) dp = 0. \quad (4)$$

Это уравнение описывает рост давлений в закрытой системе при охлаждении.

Если эти давления измеряются датчиком с коэффициентом упругости (жесткости) k_s (или воспринимаются имеющим определенную упругость массивом грунта), то напряжение зависит от

объема мигрирующей воды q и его изменения при промерзании на 9%:

$$dp = k_g \cdot 0.09 d\tau. \quad (5)$$

Количество мигрирующей воды q в единицу времени, очевидно, пропорционально разности химических потенциалов $(\mu_w - \mu_{ice})$ и может быть выражено из формулы (3) следующим образом [91]:

$$dq = -k \left[Q \frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w) dp \right], \quad (6)$$

где k — коэффициент.

Тогда выражение для количества мигрирующей воды в стационарных условиях, которые определяют через коэффициент жесткости k_g , можно переписать в следующем виде:

$$dq = -k \left[Q \frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w) k_g q \cdot 0.09 d\tau \right]. \quad (7)$$

В другом предельном случае, когда возможен свободный отток влаги (т.е. $p = 0$), получаем так называемую формулу Скофилда:

$$Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} = 0, \quad (8)$$

в соответствии с которой рост давлений морозного пучения происходит слабее почти на порядок (так как $\frac{v_{ice} - v_w}{v_{ice}} \approx 0.1$).

Если учесть в кинетическом уравнении (2) осмотические явления, то после преобразования в (3) выделяется следующий член:

$$v_w d(p - p_w) = v_w k_{os} dc,$$

где k_{os} — коэффициент, dc — градиент концентрации раствора в почве.

Тогда получаем:

$$dq = -k \left(Q \frac{dT}{T} + v_{ice} dp_{ice} - v_w dp + v_w k_{os} dc \right). \quad (9)$$

Объем мигрирующей воды и рост давлений в такой системе уже оказывается зависящим от концентрации солей c в поровом растворе, а также от понижения температуры, соотношения давлений и величин соответствующих коэффициентов.

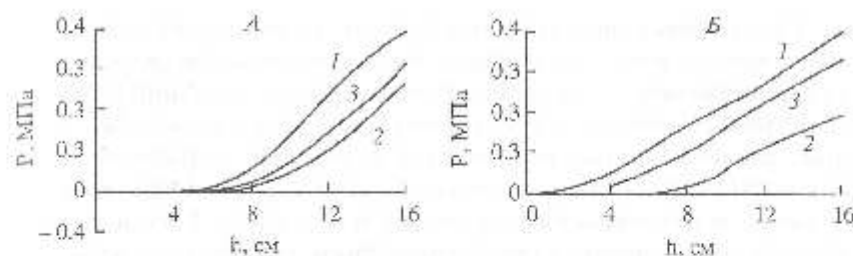


Рис. 31. Напряжения пучения на датчиках с различной жесткостью А — 800 и Б — 1700 МПа/м в различных промерзающих породах: 1 — каолин, 2 — суглинок, 3 — супесь

Выражение (7), однако, затруднительно использовать для практических расчетов. Неясно численное значение кинетического коэффициента k . Существует неопределенность в величинах молярных объемов незамерзшей воды и льда в порах мерзлого грунта и другие трудности. В частности, молярная теплота равновесного фазового перехода сниженной (незамерзшей) воды Q до семи раз ниже, чем чистой воды и зависит от температуры, точнее, от толщины жидкой пленки воды. В отношении Q для осмотической разности незамерзшей воды данных не имеется.

Соли порового раствора промерзающих пород могут как передвигаться от фронта промерзания, вызывая их кристеллоконцентрирование в поровом растворе, так и двигаться к фронту промерзания, проликая в мерзлую часть породы и вызывая ее засоленность.

Первый случай характерен для песков, легких суглинков [15, 415].

В засоленных тонкодисперсных породах при промерзании фиксируется увеличение содержания воднорастворимых солей в мерзлой зоне, причем максимальное соленакопление отмечается в верхней, наиболее холодной части образца.

В зоне охлаждения, характеризующейся льдообразованием, ростом пилров льда и деформированием, можно выделить действие трех основных факторов: перехода части воды в лед с увеличением объема на 9%, расклинивающего действия тонких пленок мигрирующей воды, и усадки минеральной составляющей породы при дегидратации грунтовых частиц в результате замораживания воды. Кроме того, измеряемые напряжения зависят от жесткости датчиков (рис. 31).

Фазовый переход воды в замкнутом объеме, каким могут являться поры грунта, может привести к возникновению в условиях недопущения деформации значительных напряжений.

Расклинивающее давление пленок незамерзшей воды, вызывающее ее миграцию, играет большую роль при формировании напряжений пучения. Например, при промерзании пятисантиметровых образцов с внешним подтоком влаги и без него (рис. 32) измеренные величины деформаций свободного пучения составили, соответственно, около 5 и 2 мм, а напряжений пучения, соответственно, около 0.4 и 0.15 МПа. Механические условия для формирования напряжений, связанных с кристаллизацией воды в ограниченном объеме, в том и другом случае близки. Поэтому возрастание напряжений пучения при наличии внешнего подтока влаги и активного роста сегрегационных пикиров льда можно объяснить действием расклинивающего давления пленок воды, по которым осуществляется перенос влаги. Если бы эти напряжения были обусловлены кристаллизацией воды в замкнутом объеме, т.е. кристаллизационное давление превышало бы расклинивающее давление пленок, переноса влаги не было бы, а условия экспериментов и величины напряжений в обоих случаях были бы близки.

При возникновении напряжений пучения при промерзании или охлаждении решающее значение имеют условия недопущения деформаций: чем больше оказывается это недопущение, тем больше значения напряжений, которые возникают в промерзающей зоне. Так, результаты исследования напряжений при различной жесткости воспринимающих их датчиков (т.е. в разных условиях недопущения деформаций) показали, что с увеличением их жесткости от 800 до 1700 МПа/м величины напряжений пучения возрастают почти в два раза.

Механизм формирования напряжений пучения, учитывая взаимодействие всех зон промерзающей породы, представляется при этом следующим. Для промерзающей зоны, определяющей развитие напряжений пучения P_p в зависимости от недопущения ее деформирования, справедливо условие:

$$dP_p = k_{gr} d\epsilon_{свобод} = k_{gr} d(\epsilon_p - \epsilon_{огранич}), \quad (10)$$

где $\epsilon_{свобод}$ и $\epsilon_{огранич}$ — величины недопущенной и допущенной деформации промерзающей зоны, ϵ_p — величина потенциально возможной свободной деформации пучения в случае, если бы ограничение деформации отсутствовало. Коэффициент k_{gr} показывает, какой величины достигают напряжения при единице недопущенной деформации промерзающей зоны. Допущенная деформация промерзающей зоны при ограничении деформаций пучения на поверхности (например, датчиком: $(1/k_{gr})P_p$) при этом будет опре-

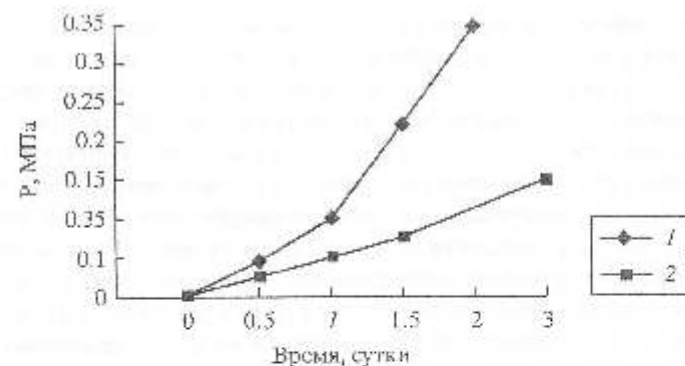


Рис. 32. Напряжения пучения в суглинке при -2°C

1 — с подтоком влаги из выжележающего слоя песка; 2 — без подтока влаги (закрытая система). Жесткость датчика $K_d = 1500$ МПа/м.

деляться также и усадкой талой зоны ($d\epsilon_{свобод}$), механическим сжатием (компрессией) талой и мерзлой зон (соответственно, $dP_p \cdot l_{огр}/E_{огр}$ и $dP_p \cdot l_p/E_p$), имеющих размеры $l_{огр}$ и l_p и модули деформации $E_{огр}$ и E_p . Путем преобразований получаем следующее соотношение, качественно отражающее зависимость напряжений пучения от основных параметров:

$$dP_p = \frac{d\epsilon_p - d\epsilon_{свобод}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_s} + \frac{l_{огр}}{E_{огр}} + \frac{l_p}{E_p}} = \frac{d\epsilon_{свобод} - d\epsilon_{сжат} - d\epsilon_{свобод}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_s} + \frac{l_{огр}}{E_{огр}} + \frac{l_p}{E_p}}. \quad (11)$$

Из уравнения (11) следует, что напряжения пучения пропорциональны потенциально возможной деформации пучения ϵ_p , обратно пропорциональны деформации усадки $\epsilon_{свобод}$ и общей деформируемости грунтовой системы, как можно назвать выражение, стоящее в знаменателе.

При сопоставлении уравнения (11) с уравнением (7) можно получить выражение для напряжений пучения, которое определяется потоком замораживающей влаги (мигрирующей и находящейся на месте), временем, температурой и физическими и механическими параметрами породы:

$$dP_p = \frac{k \left(Q \frac{dT}{T} + (v_{из} - v_{ис}) k_{gr} q \cdot 0.09 dt \right) - d\epsilon_{свобод}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_s} + \frac{l_{огр}}{E_{огр}} + \frac{l_p}{E_p}}. \quad (12)$$

Как следует из результатов экспериментальных исследований, сжатие талой зоны действительно является важным фактором. Поскольку в течение всего периода промерзания происходит пучение, то наблюдается накопление не расслабированных напряжений. Однако, по мере промерзания легко деформируемая талая зона уменьшается в размерах, уменьшается общая деформируемость системы, что обеспечивает при прочих равных условиях рост напряжений в конце промерзания. Для некоторых глинистых пород расчетные величин коэффициента K_{α} составляют в среднем около 0.4 MPa (для промерзающего слоя толщиной 1 см и недопущении деформации в 1 мм), что сравнимо с результатами В.Б.Швена.

Температурные деформации — характерное явление для горных пород, наблюдаемое при изменении температуры и характеризующее коэффициентами линейного и объемного расширения, представляющими собой, соответственно, относительную линейную и объемную деформацию при изменении температуры на 1°C . Они связаны между собой соотношением 1:3. Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода—лед и структурных преобразований породы при изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, составляющих горные породы, составляет $(2-12) \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$. В этом диапазоне находятся и коэффициенты линейного расширения большей части магматических, метаморфических и осадочных сцементированных пород. Мед как важная часть мерзлых горных пород имеет более высокие значения — от 30 до $60 \cdot 10^{-6}$, изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и т.д. Величина коэффициента расширения для незамерзшей воды, оцененная по изменению плотности переохлажденной воды, составляет $7-18 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$ в диапазоне температур от 0 до -20°C . Изменение объема при фазовом переходе вода—лед определяется разностью удельных объемов воды и льда. Эта разность составляет для свободной воды 9%, а для связанной воды она, возможно, выше. И наконец, воздух, содержащийся в мерзлых породах, обладает высокой способностью к расширению—сжатию. В соответствии с уравнением Гей-Люссака, коэффициент линейного расширения равен $1220 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$. Расчеты его величины для мерзлых грунтов, основанные на арифметическом суммировании температурных деформаций перечисленных компонентов с учетом фазовых переходов, дают, однако, расходящиеся с фактическими данными результаты, особенно для тонкодисперсных пород. Это свиде-

тельствует о большой роли фазовых переходов и структурных преобразований мерзлой породы в эффекте температурного расширения—сжатия. Так, для мерзлых дисперсных пород коэффициент расширения $10-1200 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$ в зависимости от состава пород и их влажности.

С увеличением дисперсности деформации температурного расширения—сжатия возрастают. В суглинках, суглинках, глинах и в торфе они возрастают с уменьшением влажности и степени водонасыщения, что связано с увеличением свободной пористости и роли структурных преобразований. Для песков, где температурные деформации обусловлены главным образом деформированием минеральных компонентов и льда, наоборот, величина коэффициента расширения в целом больше при увеличении влажности. Влияние минерального состава на температурное расширение—сжатие сказывается не прямо, а через влажность, пористость, структурные особенности породы и проявляется следующим образом: для монтмориллонитовой глины в интервале температур -3 до -7°C он составляет $60 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$, а для полиминеральной $190 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$.

Температурное расширение—сжатие мерзлых пород с естественной криогенной текстурой отличается от расширения—сжатия искусственно приготовленных образцов и может быть качественно отличным в разных температурных интервалах. Так, при понижении температуры от 0 до -2 , -6°C отмечается расширение образцов мерзлого суглинка естественного сложения, причем в образцах с высокой влажностью, линзовидно-слоистой, линзовидно-сетчатой и атакситовой криотекстурами оно выражено слабо. При дальнейшем понижении температуры фиксируется только сжатие образцов. В образцах пород нарушенного сложения в целом коэффициент линейного расширения оказывается выше, чем в породах естественного сложения. В частности, для искусственно приготовленного и замороженного образца суглинка в интервале от -3 до -5°C он изменяется от 3400 до $70 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$. Для пород естественного сложения эта величина изменяется от 75 до $10 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$ [383]. Различия в поведении образцов естественного и нарушенного сложения объясняются, вероятно, отмеченными при этом более интенсивными структурными изменениями и микротрещинообразованием в образцах нарушенного сложения. Причем на некоторых dilatометрических кривых, например для мерзлого суглинка, выделяются не один, а два интервала температур, в которых наблюдается расширение породы: от -0.2 до -2°C и от -20 до -45°C . Деформации расширения в первом интервале температур наи-

более развиты при полном водонасыщении, а с уменьшением влажности и степени водонасыщения расширение суглинка проявляется в меньшей степени, прекращаясь при степени водонасыщения 0.75 [383]. Очевидно, эти закономерности связаны с фазовыми переходами воды в лед и обратно в мерзлых породах.

Интересной особенностью температурных деформаций является эффект температурного последствия, установленный Н.И. Вотяковым для некоторых мерзлых пород. Он заключается в том, что температурные деформации развиваются в течение некоторого времени (до нескольких суток) после того, как температура в мерзлой породе стабилизируется, что связано, вероятно, с длительно протекающими структурными преобразованиями породы.

Другой эффект заключается в обратном явлении, которое наблюдалось нами в цикле нагревания мерзлых пород от -25 до -20 °C. При остановке изменения температуры в образце происходит неожиданное его сжатие в течение нескольких десятков минут. Эффект максимально выражен в песке, где он воспроизводится от одного цикла охлаждения-нагревания к другому, уменьшаясь по амплитуде деформаций. Его можно назвать эффектом обратного сжатия. Вероятно, он связан с внутренними напряжениями при значительных перепадах температур и структурными преобразованиями мерзлых пород.

Температурные деформации засоленных мерзлых пород практически не изучены. Нам были получены данные по температурным деформациям мерзлой супеси (пос. Бованенково). Как известно, температурные деформации мерзлых грунтов нелинейно зависят от температуры и обычно определяются для нескольких различных ступеней температуры. Мы поставили перед собой более узкую задачу дать оценку значения коэффициента теплового расширения для интервала температур. Супесь имела при $W = 0.35$ и $\rho = 1.75$ г/см³ небольшую естественную засоленность около 0.05%. Первоначально при подижении температуры от -1.9 до -13.8 °C (выдержка после стабилизации температуры 12 ч; $\Delta T = 11.9$ °C), коэффициент теплового расширения изменялся по образцам, соответственно, 7.3; 9.6; 7.6 и $8.8 \cdot 10^{-3}$ 1/°C, среднее значение $8.2 \cdot 10^{-3}$ 1/°C. Затем при нагревании от -13.8 до -5.4 °C (выдержки после стабилизации температуры в образце 3 ч) коэффициент имел значения 6.3, 8.3, 7.0 и 8.4 при средней величине $7.5 \cdot 10^{-3}$ 1/°C. Затем при нагревании от -5.8 до -1.9 °C ($\Delta T = 3.9$ °C, выдержка после стабилизации температуры в образце 12 ч), коэффициент имел значения (по четырем образцам)

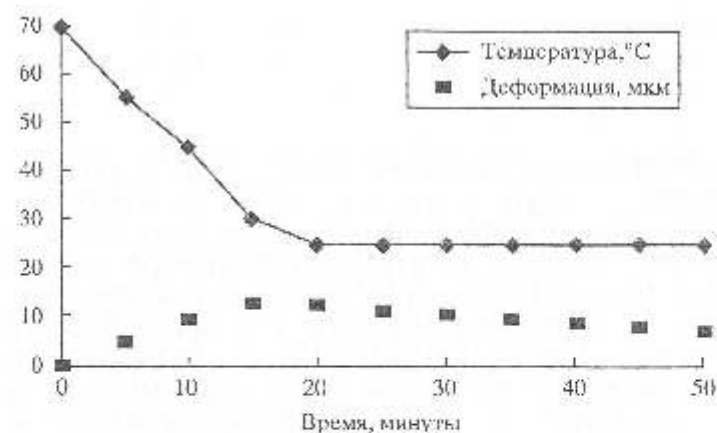


Рис. 33. Температурные деформации образца мерзлого суглинка длиной 20 мм при повышении температуры

10.3; 13.2; 10.1; 9.8 при средней величине $10.8 \cdot 10^{-3}$ 1/°C. Было выполнено еще несколько циклов нагревания-охлаждения в этом диапазоне температур, коэффициенты теплового расширения оказались близки между собой.

В целом эти эксперименты подтвердили известные закономерности изменения коэффициента температурного расширения, в частности увеличение его при повышении температуры. Величины коэффициента оказались близкими к ранее изученным для супеси [91]. Для различных дисперсных грунтов при низких температурах (рис. 33) установлен воспроизводимый в экспериментах, в том числе циклических, эффект обратного сжатия после остановки нагрева и стабилизации температуры, противоположный последствию.

2.2. ПЕРЕНОС ВЛАГИ И СОЛЕЙ В МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКАХ

Вопросу о передвижении влаги в мерзлых породах под влиянием температурного градиента всегда придавали важное значение несмотря на экспериментальные трудности его исследования. Для немерзлых пород он впервые был подвергнут анализу А.Ф. Победным [214], который прежде всего имел в виду передвижение влаги в парообразном состоянии под влиянием разности упругости пара в точках с разной температурой. А.Г. Морозов [244] предложил приближенную формулу для расхода паров

образной влаги V :

$$V = \frac{K}{P} \cdot \frac{P_w - P_v}{l}$$

где K — коэффициент паропроницаемости, P_v и P_w — упругость водяного пара в точках, которые соответственно служат источником пара, а также его приемником, l — длина грунтового слоя, P — атмосферное давление. Эта формула аналогична известному выражению Фика. Г. Буюкосом [394] было установлено, что с повышением влажности перенос влаги сначала растет до некоторой величины, а затем уменьшается вплоть до полного прекращения видимого переноса. Примечательно объяснение полученных результатов, данное автором: "С повышением температуры уменьшаются силы адгезии и аттракции, существующие между твердыми частицами и влагой, и силу чего оторочная почва перетягивает к себе часть влаги с теплого конца колонны до тех пор, пока не установится равновесие. Чем выше температура теплого конца, тем больше передвигается влага. После того, как достигается максимум в передвижении влаги, притягательная сила холодного конца вследствие возрастания влажности начинает увеличиваться медленнее, чем уменьшаются адгезия и аттракция в теплом конце, вплоть до того, что холодный конец вообще перестает перетягивать к себе влагу". Выводы Г. Буюкоса были подтверждены Х. Ионасом и Х. Конке [422] и другими. С.Г. Гэрром, Г.Д. Маршалл и Л.Т. Хэттон [413] установили, что в случае насыщения грунта раствором хлористой соли хлор-ион двигался не к холодному концу, а к тепловому. Р.Л. Роллинс, М.Г. Спаннер и Д. Киркхэм [447] на основании экспериментальных данных и их математической обработки пришли к выводу, что преобладающей формой движения влаги при наличии температурного градиента является не жидкая. Они подтвердили результаты С.Г. Гэрра и других, что наблюдавшиеся скорости потока влаги в шесть раз превышают рассчитанные по уравнению диффузии. Из этого они сделали вывод, что передвижение влаги совершается под влиянием какого-то иного механизма, нежели молекулярная диффузия. По-видимому, температурный градиент создает значительный градиент упругости водяного пара и в то же время небольшой градиент поверхностного натяжения жидкой влаги. А.М. Глобус [85] также отмечает, что интенсивность переноса влаги к холодному краю образцов сначала с увеличением влажности возрастает, а затем с дальнейшим увеличением влажности уменьшается, и при влажности капиллярной влагосмкости практически прекращается. А.М. Глобус обращает внимание на то, что передвижение влаги под действием температурного градиен-

та активизируется в водонасыщенных грунтах. Он считает, что при этом пародиффузный поток мал из-за низких температур и застывости пор влагой, термомолекулярный — то же из-за сокращения поверхности раздела вода-воздух и уменьшения менисковых сил, поэтому главное значение имеет третий фактор — уменьшение потенциала влаги при ее кристаллизации в процессе превращения в лед. Однако, по справедливому замечанию А.А. Роде [299], природа этих сил неясна. И.А. Потюнов [341] источник этих сил видел в поверхностной энергии твердых частиц почвы, которая освобождается при дегидратации этих частиц в процессе образования льда. По Б.В. Дерягину и др. [122], явление термоосмоса и течение жидкости через капилляры или пористые перегородки под действием градиента температуры связано с отличием удельной энтальпии жидкости в граничных слоях и тонких порах от объемных значений. Предлагается следующее выражение для описания термоосмотического потока Q_0 :

$$Q_0 = 2SI \frac{\Delta T}{T}$$

где T , ΔT — соответственно температура и ее градиент, S — площадь сечения поры, l — момент избыточной энтальпии граничного слоя. Знак интеграла l определяется знаком изменений энтальпии в граничных слоях. Так как в одиночных граничных слоях на границе с гидрофильной стенкой межмолекулярные связи обычно усилены, что должно понижать их энтальпию, то в широких гидрофильных порах, термоосмотический поток должен быть направлен в горячую сторону.

Рядом авторов [413, 414, 421] было показано также, что поток паровообразной влаги обычно движется в холодную сторону, а конденсирующаяся там жидкая влага перемещается в противоположном направлении — возникает циркуляция. При этом скорость движения в песок раз выше, чем расчетная скорость молекулярной диффузии. Если система открыта и в холодной области происходит потеря влаги, наблюдается постоянный ее приток из теплой области.

По мнению Б.В. Дерягина [122], экспериментальные результаты термоосмотического течения в относительно широкопористых телах довольно противоречивы. Так, в пористых стенках со средним радиусом пор около 1 мкм и в стеклянных капиллярах радиусом 10–15 мкм термоосмотическое течение направлено в холодную сторону, свидетельствуя о повышенной энтальпии граничных слоев воды. В то же время для порошков ювелирного крокуса и карборунда с размерами частиц около 0.1 мкм вообще не удалось в пределах погрешности измерений обнаружить тече-

ния воды. В смачивающих пленках воды на поверхности стекла, напротив, наблюдалось термоосмотическое течение в горячую сторону [140]. Лучшие согласующиеся результаты дают измерения, сделанные на тонкопородистых телах: мембранах, глинах, силикагелях. При этом термоосмотическое течение воды было направлено в холодную сторону. Следует отметить, что наряду с термоосмосом одновременно наблюдается явление термофореза, т.е. переноса частиц.

Перенос незамерзшей влаги в мерзлой породе требует особого рассмотрения. Многократно описан процесс миграции влаги и промерзания. Его связывают с различными причинами, но наиболее распространенной является точка зрения Э.Д. Ершова. Он объясняет миграцию высвобождением поверхностной энергии грунтовых частиц при переходе частиц воды, в том числе частично связанной воды, в лед. Им и его сотрудниками [142] было показано, что течение незамерзшей воды продолжается и в промерзающей зоне, т.е. в мерзлом грунте.

В работе Ю. Накано и А.Р. Тайса [435] приводится следующее выражение для потока влаги f :

$$f = -\rho D_1(w, T) \frac{\partial w}{\partial x} - \rho D_2(w, T) \frac{\partial T}{\partial x},$$

где ρ — плотность сухого грунта, T — температура, °C, w — содержание влаги во всех фазах, x — координата, а D_1 и D_2 — эмпирические коэффициенты, значения которых были определены этими авторами. Последними было установлено также, что значения D_1 и D_2 увеличиваются с увеличением влажности и максимальны при значении влажности, соответствующем содержанию незамерзшей воды. Однако, значение D_2 увеличивается с увеличением влажности до величины $w = 14\%$, а затем сохраняется почти постоянным. Резкое изменение D_2 происходит около 0 °C, если влажность более 14%. При отрицательных температурах, если влажность выше влажности незамерзшей воды, перераспределение влаги мало, по крайней мере, в течение нескольких недель, однако поток влаги во всех экспериментах направлен в сторону понижения температуры. Эти авторы нашли, что появление ледяных шпиров практически прерывает поток влаги.

Б.В. Дерягин считает [122], что хотя сам факт течения влаги в мерзлом грунте достоверно установлен работами А.А. Аваняна [10], Л.В. Чистотинова [372], Э.Д. Ершова [82] и других, физические закономерности и механизм этого переноса обусловлены установленным им эффектом термостратификации.

Б.В. Дерягин рассматривает систему, где ледяная пластина находится между двумя твердыми поверхностями, отделенными от нее пленками незамерзшей воды. Если такую систему вывести из состояния равновесия, создавая малую разность температуры $\Delta T = T(1) - T(2)$ или малую разность давления $\Delta P = P(2) - P(1)$ в прослойках, либо то и другое, то происходит тепло- и массообмен между прослойками, сопровождающийся плавлением льда на одной его поверхности и кристаллизацией воды на другой. В результате производство энтропии S для рассматриваемой системы в единицу времени t и на единицу площади пластинки льда равно:

$$\frac{dS}{dt} = q_s \frac{\Delta P}{T} + W \frac{\Delta T}{T^2}.$$

Используя методы термодинамики необратимых процессов, для потока массы q_s можно получить следующее выражение:

$$q_s = \alpha_{11} \left(\Delta P + \rho_s Q \frac{\Delta T}{T} \right),$$

где α_{11} — коэффициент, который характеризует сопротивление смещению льда, зависящее от гидродинамического сопротивления коммуникаций и прослоек; ρ_s — плотность; Q — теплота фазовых переходов.

В работах С.Е. Гречищева [91] на основе теоретического рассмотрения кинетики взаимодействия фаз в области границы фазовых переходов было получено следующее выражение:

$$v_w d(Cq_w) = -Q \frac{dT}{T} - v_{ice} dG^{st} - (v_{ice} - v_s) dP,$$

где v_s и v_{ice} — удельные объемы, соответственно, пленки воды и льда, q_w — поток влаги, C — коэффициент, G^{st} и P — давление, соответственно, во льду и в водяной пленке. Нетрудно видеть методологическое сходство выражений С.Е. Гречищева и Б.В. Дерягина, а впервые формула подобного типа была предложена, по видимому, академиком Н.С. Акуловым для описания скорости фазового перехода. Нельзя не согласиться с таким подходом, поскольку энергетически миграция влаги при промерзании и в мерзлых грунтах действительно должна быть обусловлена фазовым переходом вода-лед и зависеть, следовательно, от теплоты фазового перехода.

Таблица 16

Распределение влажности W и засоленности в образце спустя 6 месяцев

№ слоя	1	2	3	4	5	6	7	8
W , %	39.1	38.2	38.3	37.8	37.4	37.5	38.1	38.2
$D_{\text{со}}$, %	0.48	0.53	0.47	0.46	0.48	0.53	0.47	0.51

В экспериментах мерзлые прослои активно растут при воздействии температурного градиента, если близка область питания — ледяной прослой. В условиях “закрытой” системы льдонакопление происходит за счет перераспределения лишь собственных запасов влаги (порового льда) мерзлого грунта. При стационарном температурном режиме миграция влаги и льдонакопление уменьшаются во времени. Льдистость (суммарное влагоудержание) участков образца с более высокой отрицательной температурой снижается, наблюдается усадка и растрескивание грунта.

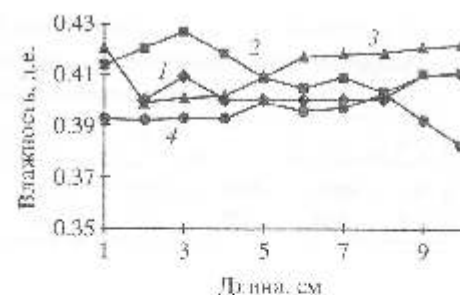
Во льду также была установлена миграция солей. В литературе [165] приводится следующий впечатляющий пример. В лагуне Сарома на Хоккайдо (Охотское море) в феврале 1983 г. и 1984 г. соленость верхнего слоя молодого льда 1 мм составляла 42.4 промилле при солености воды 31 промилле. С другой стороны, засоленный лед подвергается интенсивному распреснению за время своего существования, что доказывают эксперименты и наблюдения за многолетними морскими льдами. Талая вода на поверхности многолетнего морского льда часто бывает пригодна для питья.

Эксперименты Э.Д. Иршова и его сотрудников и другие экспериментальные работы показали, что при воздействии больших ($0.6-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{см}$) градиентов температур перераспределение влаги и мерзлых породах происходит, однако задача прогноза требует оценки миграции в условиях малых температурных градиентов и большого времени воздействия. Из-за очевидных технических трудностей такие работы до сих пор не проводились.

В своих экспериментах мы руководствовались необходимостью выбора минимально возможного, но технически надежного поддержания температурного градиента в мерзлых грунтах в течение длительного времени. Для этого была использована подземная лаборатория Амдермийской мерзлотной станции, находящейся на глубине нулевых годовых амплитуд колебаний температуры. Подземная лаборатория разделена теплоизоляционными стенками на отсеки, где с помощью греющего кабеля температура поддерживается постоянной в течение многих лет. Коле-

Рис. 34. Распределение влажности в образцах мерзлого морского суглинка

1 — начальное, при воздействии температурного градиента (слева $-2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, справа $-2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) спустя: 1 год (2), 3 года 9 месяцев (3), 11 лет (4)



бания температуры в течение 3–5 лет не превышает $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и проходят согласованно во всей лаборатории. В одной из стенок из пенополистирола толщиной 10 см были проделаны цилиндрические отверстия, куда вставлены специальные контейнеры с образцами. Температура на “холодной” стенке составляла в среднем около $-2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, на “теплой” — $-2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, температурный градиент в грунте (постоянный по длине) составлял таким образом в среднем около $0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{см}$. Был использован суглинок, который отбирался из морских плейстоценовых отложений третьей морской

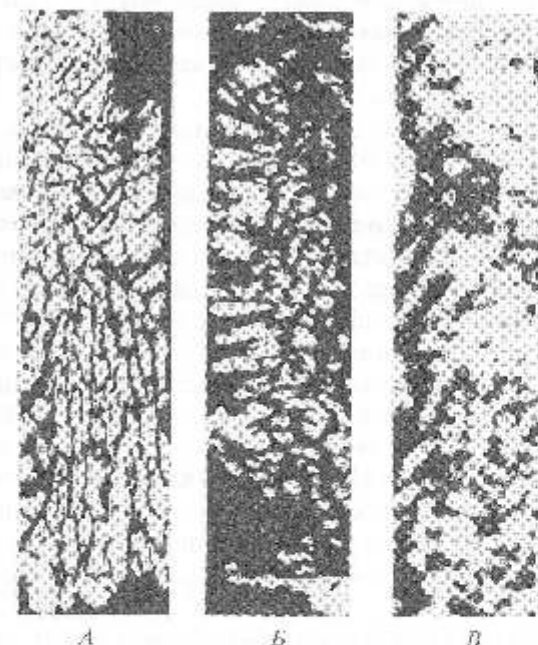


Рис. 35. Криогенное строение образцов суглинка в эксперименте по воздействию температурного градиента

А — спустя 6 месяцев, Б — спустя 5 лет, В — спустя 11 лет. Вверху $-2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$; внизу $-2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$

Таблица 17

Распределение влажности W и засоленности $D_{\text{зас}}$ в образце спустя 3 года 9 месяцев после начала эксперимента

№ слоя	1	2	3	4	5	6	7	8
$W, \%$	41,5	43,5	39,1	33,4	42,5	41,2	41,6	39,5
$D_{\text{зас}}, \%$	0,48	0,50	0,46	0,67	0,49	0,37	0,47	0,49

террасы вблизи пос. Амдерма. В контрольных образцах из каждой серии ($W = 40$ и 44% , засоленность около 0% ; $W = 40\%$, засоленность $= 0,5\%$) было изучено распределение по длине влажности и засоленности, а также криогенное строение.

Результаты определения влажности и засоленности спустя 6 месяцев после начала эксперимента приведены в табл. 16. Визуально в испытанных образцах было заметно некоторое увеличение льдистости за счет пилеров вблизи "холодного" края образцов (рис. 35). Дальнейшее изучение распределения влажности и плотности было выполнено через 1 год, 1 год и 5 месяцев, 3 года и 9 месяцев и 5 лет после начала эксперимента (рис. 34, 35 и табл. 17). Из представленных материалов следует, что заметного перераспределения влажности не происходит, однако криогенное строение не остается постоянным.

Исследования Е.М. Чувиным наших образцов с помощью оптической микроскопии показали, что существовавшее до опыта однородное микростроение существенно изменилось, причем наибольшие изменения зафиксированы в засоленном образце. Основные изменения происходят в области, прилегающей к "теплому" краю образца. Перестройка криогенной микротекстуры выразилась в доращивании штиров льда, параллельных потоку тепла, и уменьшении мощности ледяных включений, перпендикулярных потоку тепла. Наблюдается определенная упорядоченность криогенной микротекстуры: утолщение микропилеров и их разрежение за счет уменьшения количества более тонких микропилеров, что указывает на локальное перераспределение влаги. Изменения микростроения в области "холодного" края практически не наблюдается, что связано, по-видимому, с более низкой температурой и уменьшением возможности передвижения влаги.

Вопрос переноса солей в мерзлых породах имеет важное теоретическое и практическое значение для строительства на Арктическом побережье и других районах. Наиболее благоприятные условия для миграции солей в мерзлых грунтах под действием градиента температуры создаются, вероятно, при высоких отри-

цательных температурах, когда значительное количество воды содержится в жидком состоянии, влагопроводимость мерзлых грунтов максимальная, а вода в основном мало связана с минеральной частью грунта.

Как известно, для идеального жидкого раствора химический потенциал любого компонента выражается соотношением:

$$\mu = \mu^0(T) + PV(T, 0) \left[1 - \frac{1}{2} \alpha P \right] + RT \ln r,$$

где μ^0 — постоянная, $V(T, 0)$ — молярный объем, i — компонента в растворе при температуре T и давлении $P \rightarrow 0$, α — коэффициент изотермической сжимаемости, R — газовая постоянная, r — молярная концентрация компонента.

С другой стороны, понижение температуры кристаллизации воды в мерзлом грунте пропорционально молярной доле растворенных веществ и не зависит от их химической природы:

$$\Delta T = \theta_{\text{кр}} \Sigma r_i,$$

где $\theta_{\text{кр}}$ — криоскопическая постоянная.

Поскольку диффузионный осмотический перенос солей в мерзлом грунте, очевидно, пропорционален разности химических потенциалов, то величина потока соли может быть выражена в виде:

$$q_s = K[\mu(T_1) - \mu(T_2)] \approx kR(T_1 \ln r_{T1} - T_2 \ln r_{T2}),$$

где K — коэффициент переноса.

Предположим, что растворена только одна соль, например, NaCl. Тогда, учитывая, что $T(1)$ и $T(2)$ — равновесные температуры, найдем концентрация соли в объемах раствора при $T(1)$ и $T(2)$:

$$r_{T1} = \frac{T_0 - T_1}{\theta_{\text{кр}}}, \quad r_{T2} = \frac{T_0 - T_2}{\theta_{\text{кр}}}.$$

Соответственно, диффузионный поток будет равен в этом случае:

$$q_s = kR \left\{ T_1 \ln \frac{T_0 - T_1}{\theta_{\text{кр}}} - T_2 \ln \frac{T_0 - T_2}{\theta_{\text{кр}}} \right\}.$$

Прицеливая для оценки значения $\theta_{\text{кр}} = 0,01$, $T_1 = 272^\circ \text{K}$, $T_2 = 268^\circ \text{K}$, получим $q_s \approx 413 kR$.

Таким образом, приближенный термодинамический анализ показывает, что такой процесс в принципе возможен, хотя кон-

станта диффузии (проводимость) k может иметь очень маленькую величину. Это обусловлено линейной зависимостью от концентрации температуры замерзания и логарифмической — химического потенциала. Вместе с тем в смеси солей, значительно понижающих температуру замерзания в сумме такой миграции может и не быть из-за небольших изменений в концентрациях отдельных компонент и, соответственно, небольших изменений потенциала. Это будет зависеть от температуры и проводимости.

Обратимся к экспериментальным данным. Исследования в этой области немногочисленны. В частности, в работах М.М. Дербесовой [120] и Р.П. Мурмана [434] описаны возможности миграции ионов в мерзлых породах. Р.П. Мурман отмечает, что эффект влияния температурного градиента на миграцию иона натрия незначителен. При этом не отмечалось и перераспределения влаги. В аналогичных опытах у В.П. Романова [305] также не отмечалось изменения начальной влажности. В.П. Романовым показано наличие миграции для растворов NaCl и CaCl_2 , причем скорость миграции ионов Na^+ оказывается зависимой от pH раствора. Последний результат согласуется с данными изучения миграции ионов при постоянной отрицательной температуре Е.А. Печасна и Э.В. Кал [257]. Проведенные В.П. Романовым [305] исследования показали, что в случае электростатической адсорбции подвижность ионов ДЭС близка к подвижности ионов в свободном растворе. В связи с этим качественно наблюдаемую зависимость изменения скорости миграции с ростом pH можно было бы, по мнению этого автора, связать с увеличением общего числа ионов в незамерзшей пленке порового раствора. Иными свойствами обладает ДЭС на поверхности кварца и растворах щелочноземельных металлов. Эти ионы адсорбируются специфически (возможно химическое взаимодействие) и практически не обладают подвижностью [305]. Поэтому несмотря на увеличение общего числа ионов с ростом pH доля их участия в переносе солей может не измениться. Следует отметить, что В.П. Романовым задавались концентрации около $1 \text{ г} \cdot \text{экв./л}$, что эквивалентно величине засоленности 3–4‰, причем в начальный момент опыта градиент концентрации был очень велик. Р.М. Мурманом было установлено, что коэффициенты диффузии солей составляют $2\text{--}8 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{с}$. В условиях его опытов (к сожалению, в публикации не сообщается о концентрациях, которые были, вероятно, велики) перенос солей становится заметным много месяцев спустя после начала эксперимента. Эксперименты Ю.И. Лебеденко, В.Д. Ершова и других, в которых приводились в соприкосновение засоленные образцы (растворами 0.1–0.4 и NaCl) со льдом при температуре -1 и -15°C показали, что в засо-

ленном мерзлом грунте происходят перенос влаги под действием осмотических сил. Влияние засоленности пород на величину потока влаги носило сложный характер. Было установлено также, что существует критическая засоленность, при которой миграция влаги в мерзлых грунтах максимальна.

В почвах на протяжении зимнего периода происходит существенные изменения состава и содержания растворимых солей [87, 157, 274]. Для верхнего слоя почвы обычны градиенты температур до $10^\circ\text{C}/\text{м}$ и более, поэтому, например, П.С. Панин и В.А. Казанцев рассматривают эти изменения во многом как результат движения солей в мерзлом слое под влиянием градиента температуры. В.Е. Остроуховым [271] были проведены эксперименты по миграции солей в мерзлых грунтах под действием градиента температуры. Им изучались смеси грунтов песчаного и легкосуглинчатого состава, из которых готовились образцы длиной 110 мм и диаметром 40 мм. В.Е. Остроухов получил эффект переноса влаги в сторону понижения температуры, а переноса солей — в сторону их повышения, причем, по данным своих экспериментов, утверждает, что перераспределение солей в мерзлых грунтах происходит даже быстрее (77 ч), чем в талых (96 ч). При малых исходных влагосодержаниях перенос и влаги, и ионов происходил в сторону понижения температуры. Следует отметить, что при концентрации соли 10% температура замерзания оказывается близкой к температуре опыта на "теплом" конце образца (-5°C), а в условиях длительных опытов редко возможно надежное термостатирование. Поэтому результаты опытов В.Е. Остроухова могут быть приняты лишь с этими оговорками. Кроме того, задаваемый температурный градиент около $1^\circ\text{C}/\text{см}$ очень высок.

Таким образом, миграция солей в мерзлых породах возможна, но для ее возникновения требуются весьма жесткие условия — высокая засоленность и большие градиенты температур или засоленности. Между тем, для исследований многолетнемерзлых толщ этот эффект оказывается важным как для объяснения формирования мерзлых засоленных пород и динамики мерзлых толщ, так и устройства фундаментов. В частности, при устройстве буронапускных свай возникает вопрос проникновения солей из мерзлой толщи в заливаемый между свай и стенками скважины раствор. Ю.Я. Велли и А.П. Ярким описано отсутствие засоления строительного раствора вблизи свай, опущенной буронапускным способом в засоленный мерзлый грунт.

Автором были проведены эксперименты в подземной лаборатории Амдермской мерзлотной станции. Был использован морской современный суглинок, отобранный вблизи пос. Амдер-

ма. Предварительно он был обессолен, высушен, размолот и замешан с дистиллированной водой с добавлением морской соли в количестве, обеспечивающим засоление образца на 0,5% и влажность около 40%. Из него были приготовлены цилиндры диаметром 30 мм и длиной 100 мм и заморожены при температуре около -10°C (всестороннее охлаждение образцов). Для засоления использовалась морская соль, полученная выпариванием воды Карского моря. В результате промерзания была получена мелко-шпировая криогенная текстура с хаотичным расположением шпиров длиной до 10 мм и толщиной до 1 мм. Образцы поставились в стенку, отделяющую камеру с постоянной температурой около $-2,2^{\circ}\text{C}$ от камеры с температурой около $-2,7^{\circ}\text{C}$. Производился контроль распределения влажности и засоленности в образцах, которые были распределены достаточно однородно. Спустя 4 года и 6 месяцев после начала эксперимента образцы были изучены и получено распределение влажности и засоленности, представленное на рис. 36. Таким образом, не зафиксировано эффекта направленной миграции, но распределение засоленности в образцах стало в сравнении с начальным неоднородным.

Были проведены и эксперименты по миграции солей при постоянной температуре (-3°C). Они были подготовлены на Амдерминской станции Ю.С. Петрухиным и продолжены автором. Приводились в соприкосновение два образца морского суглинка при температуре -2°C — незасоленный и с засоленностью 0,5% (использовалась морская соль). Образцы изолировались от внешней среды.

При таком резко неоднородном начальном распределении засоленности (градиент более 0,1%/см) в суглинке происходит ее многолетнее перераспределение (рис. 37).

Вычисленный на основании этих данных коэффициент диффузии составляет около $2 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{с}$. Следовательно, засоленность в мерзлых толщах при обычных температурных условиях можно считать лишь условно устойчивой величиной, которая при увеличении градиентов температуры и засоленности изменяется. Этим можно объяснить увеличение с глубиной засоленности во многих разрезах мерзлых толщ (рис. 38) и практическое отсутствие в мерзлых засоленных породах величин засоления более 2%. Не может быть исключено существование переноса солей при небольших градиентах засоленности и температуры, но в значительном времени воздействия, существующего в мерзлых толщах. К сожалению, это выходит за пределы возможностей прямой экспериментальной проверки.

Исследование миграции влаги в условиях многолетнего сдвига при приложении напряжения, соответствующего предельно-

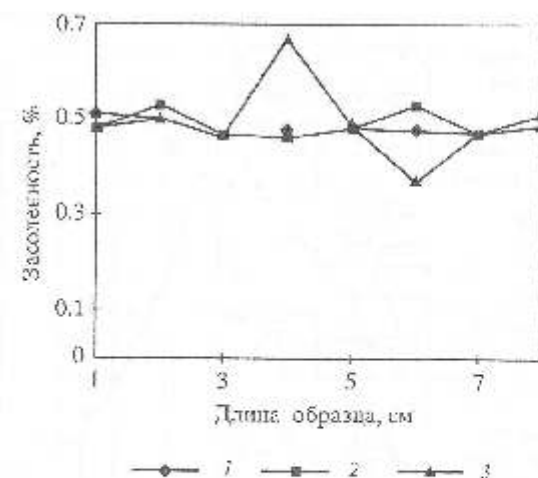


Рис. 36. Распределение засоленности в образце морского суглинка при разном времени воздействия постоянного температурного градиента (левый край образца $-2,2^{\circ}\text{C}$, правый край $-2,7^{\circ}\text{C}$)

1 — контрольный образец; 2 — спустя 6 месяцев; 3 — спустя 4 года

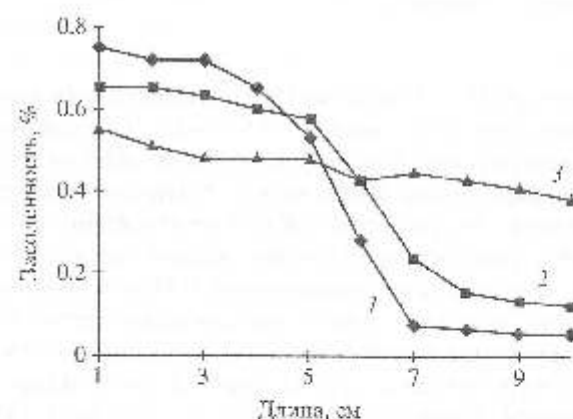


Рис. 37. Миграция морских солей в суглинке при температуре -3°C

1 — заданное начальное распределение засоленности; 2 — спустя 7 месяцев; 3 — спустя 11 лет эксперимента

длительному значению, проводилось в течение двух лет; при этом деформация сдвига составила 1 см, а в зоне сдвига наблюдалась незначительная концентрация ледяных шпиров, зафиксированы заметные изменения микростроения, в том числе рост размеров ледяных прослоев в зоне сдвига.



Рис. 38. Пример увеличения засоленности с глубиной (скв. 3 и п. пос. Амдерма в морских отложениях)

Исследования В.П. Романова [305] показали, что при постоянной отрицательной температуре $-3.5 - -4.5^\circ\text{C}$, существующей в подземной лаборатории Института мерзлотоведения в г. Якутске, изменение концентрации ионов может быть замечено только через 8–10 месяцев. Это объясняется тем, что при данной температуре в мерзлой породе поровый раствор имеет определенную, не зависящую от засоленности концентрацию. При повышенной засоленности часть льда переходит в воду, и равновесная концентрация сохраняется. Заметные изменения концентрации в мерзлых породах могут происходить при постоянной температуре и величинах коэффициента диффузии порядка $10^{-7} - 10^{-8} \text{ см}^2/\text{с}$ [434] спустя годы. По данным И.В. Бойко [36], диффузия солей в мерзлых грунтах происходит со скоростью около 1 см за 10 дней (в слоях 2–3 см). С.Б. Ухов [348] установил, что при отсылке слоями в 30 см и послойном засолении суглинка NaCl при положительной температуре его засоленность будет практически равномерной через 70–80 дней. В мерзлом суглинке при температуре от -1.4 до -1.8°C концентрация раствора хлористого натрия при послойном засолении через 20 см будет равномерна только через 80–100 дней.

Описанные представления о переносе солей согласуются с результатами изучения разрезов мерзлых засоленных пород. На

рис. 38 представлен характерный разрез скважины, пробуренной вблизи пос. Амдерма сотрудниками мерзлотной станции.

Распределение засоленности неравномерно (рис. 38), ее значение изменяется от 0 до 1 и более процентов на глубине 8 м. По разрезу встречаются колебания засоленности на 0.2–0.3% в пределах десятков сантиметров по глубине. Это типичная картина для разрезов Югорского полуострова, Ямала и других районов. Если бы перераспределение солей происходило активно, засоленность или концентрация порового раствора (относительно суммарной влажности, т.е. "соленость" – salinity – по североамериканской терминологии) была бы равномерной. На самом деле, равномерна равновесная с температурой концентрация в незамерзшем поровом растворе. При этом возможна миграция солей, связанная с различной температурой по глубине. Более вероятно обратное движение ионов вместе с мигрирующей под действием температурного градиента влагой. Так, при высоком температурном градиенте в опытах В.П. Романова в $1^\circ\text{C}/\text{см}$ (от -20 до -2°C) изменения концентрации солей происходили примерно через месяц.

Наблюдения Ю.Я. Велли и др. [60] за распределением засоленности в основании свайных фундаментов показывают, однако, что нарушения распределения засоленности по глубине, вызванные погружением свай в вечномёрзлый грунт, практически не восстанавливаются при температурах мерзлой толщ -4°C и ниже. В то же время эксперименты Ю.П. Лебедева и др. [215] показали, что наличие контакта пресного льда с засоленной мерзлой породой приводит к перераспределению грунтовой влаги за счет действия на нее осмотических сил, а интенсивность влагопереноса зависит от степени засоления. Действительно, лишенная солей жидкая пленка на льду должна перемещаться в сторону увеличения концентрации ионов. Во всех образцах максимальное значение величины потока влаги наблюдалось вблизи контакта с пресным льдом, вглубь образца происходило их уменьшение в связи с резким уменьшением осмотического потенциала. Зависимость миграционного потока от засоленности носо-

Таблица 18

Значения коэффициентов диффузии ионов в мерзлых породах, по данным различных авторов

Коэффициент диффузии, $\text{см}^2/\text{с}$	Автор
$2 \cdot 10^{-7}$	Митин Р.П., 1973
$10^{-7} - 10^{-8}$	Смирнов О.Г., 1997
$5 \cdot 10^{-8}$	Брушков А.В., 1998 (длительные опыты)



Рис. 39. Распределение засоленности (в % — кривая 1) и влажности (д.с. — кривая 2) в мерзлом морском суглинке при воздействии температурного градиента (слева — $2,2^{\circ}\text{C}$, справа — $2,7^{\circ}\text{C}$) после четырех лет экранирования

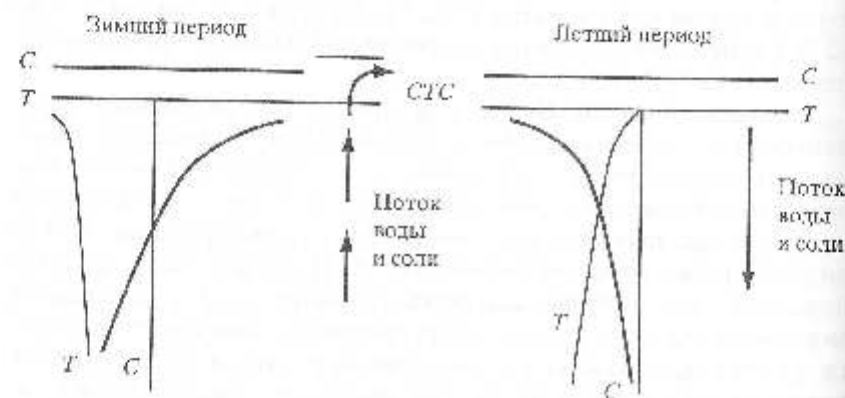


Рис. 40. Схема рассоления верхнего горизонта многолетнемерзлой толщи

ла экстремальный характер, с максимальным льдонакоплением при засоленности 0,1 и раствором NaCl.

В целом оценки коэффициентов диффузии ионов в мерзлых породах достаточно близки (табл. 18).

Подведем итоги. В течение длительного времени при градиенте температуры около $0,1^{\circ}\text{C}/\text{см}$ в льдонасыщенных мерзлых породах происходит изменение криогенного микростроения без заметного общего переноса влаги (рис. 39). Миграция солей при существовании градиента концентрации при постоянной температуре происходит при больших значениях градиента, например, при градиенте засоленности более $1\%/ \text{см}$ при -3°C . Она имеет, по-видимому, большое значение для распределения засоленности

в геологических разрезах. Как было показано ранее, кровля многолетнемерзлых пород обычно рассолена до глубины около 10 м. В зимний период поток соли направлен в сезонноталый слой, из которого летом происходит быстрое вымывание солей (рис. 40). Летний, более интенсивный поток, по-видимому, со временем уменьшается по мере накопления солей вблизи подошвы слоя нулевых годовых температурных колебаний.

Результатом такого перераспределения солей является увеличение засоленности с глубиной до 8–12 м, являющееся повсеместно в разрезах засоленных мерзлых толщ и имеющее важное практическое значение в фундаментах на Арктическом побережье.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

3.1. ПЛОТНОСТЬ

Как было показано в разделах 1.1, 1.3, засоленные мерзлые породы отличаются разнообразием гранулометрического и минерального состава и относятся преимущественно к типу мелко-водных морских осадков континентального пелъфа. В условиях холодного моря содержание карбонатов невелико, и часто мы имеем дело со слаболитифицированными песками, супесями и суглинками.

Как известно [225], удельный вес (плотность частиц) песков колеблется обычно от $2,64$ до $2,70 \text{ г}/\text{см}^3$; для кварцевых песков он равен $2,65$ – $2,66 \text{ г}/\text{см}^3$. Присутствие легкорастворимых солей и органических веществ понижает плотность частиц, однако, засоленность, не превышающая 1% , не влияет заметно на ее величину. Плотность частиц пылеватых песков Ямала, по нашим данным, составляет в среднем от $2,63$ до $2,72 \text{ г}/\text{см}^3$.

Плотность песков зависит от плотности частиц, пористости и влажности. В среднем плотность песков колеблется от $1,43$ до $1,70 \text{ г}/\text{см}^3$. Плотность мерзлых песков Якутии, по Н.И. Вотякову, несколько выше и составляет в среднем $1,90 \text{ г}/\text{см}^3$. По нашим данным, средняя плотность засоленных песков Ямала составляет $1,83 \text{ г}/\text{см}^3$. Некоторое увеличение плотности мерзлых песков, встречающееся в некоторых образцах, связано, вероятно, с их уплотнением при промерзании давлением, создающимся при фазовом превращении воды. Эта величина плотности близка к максимальной плотности, определенной стандартным методом.

По данным В.Т. Трофимова и др. [287], плотность многолетнемерзлых пород Ямала изменяется в широком диапазоне. Наи-

Таблица 19

Физические свойства засоленных мерзлых пород
в основании объекта "Плаузи" (пос. Амдерма, скв. 1)

Глубина отбора, м	Наименование грунта	W _c	Плотность, г/см ³		Плотность частиц, г/см ³	Ковф. влажности, K _w	Пористость, n	D _{абс} , %
			естественное состояние	сухое				
2,5-3,5	Супесь	0,23	1,83	1,49	2,68	0,77	44,4	0,2
4,0-4,5	"	0,30	1,78	1,38	2,68	0,85	48,2	0,14
4,5-5,0	"	0,24	1,80	1,45	2,68	0,76	45,8	0,2
6,1-6,8	"	0,22	1,88	1,55	2,58	0,81	40,7	0,16
4,1-5,0	"	0,24	1,83	1,48	2,58	0,79	44,8	0,16
8,5-9,3	Суглинок	0,30	1,67	1,29	2,70	0,74	52,2	0,8

более низкой плотностью отличаются сильнольдистые суглинистые и глинистые породы со слоистой и слоисто-сетчатой криогенными текстурами, а наибольшей – песчаные и глинистые породы с массивной кристекстурой. При этом большие значения плотности характерны для лагунно-морских и аллювиальных песчаных отложений, меньшие – для озерных отложений. Встречаемость значения плотности в диапазоне 1,81–2,0 г/см³ составляет в сумме более 50%. Важный вывод, сделанный В.Т. Трофимовым, заключается в том, что четвертичные породы Ямала одинакового генезиса и возраста имеют близкую плотность. Это касается, например, морских отложений салехардской и казанцевской свит и второй морской террасы, для которых наиболее характерная плотность (встречаемость около 25%) составляет 1,81–1,90 г/см³, а также лагунно-морских отложений первой, второй и третьей террас, для которых наиболее встречаемая (более 50% случаев) плотность составляет 1,91–2,0 г/см³. В табл. 19 приведены для примера некоторые физические свойства грунтов Амдерминского района.

Для северной части Печорской области [78] для прибрежно-морских засоленных голоценовых песчаных отложений средняя плотность составляет 2,0 г/см³ при интервале изменения 1,83–2,13 г/см³, а супесчаных – 1,86 г/см³ при интервале изменения 1,78–1,97 г/см³. Плотность частиц глинистых грунтов составляет, как известно, по М.П. Лысенко [225], от 2,70 до 2,76 г/см³. Более высокий удельный вес имеют глины, образовавшиеся в результате выветривания основных и ультраосновных пород и со-

Гравулометрический состав, %
Размер частиц, мм

2-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
0,2	0,3	8,4	21,7	41,6	19,7	3,0	5,1
0	0,1	0,3	2,1	55,2	27,7	0,8	13,8
0,1	0,3	1,3	9,2	43,1	26,8	8,9	8,3
0,1	0,2	0,5	5,4	58,4	20,8	5,4	9,2
0,1	0,1	0,6	6,3	56,3	20,3	7,2	9,1
0,1	0,5	2,1	9,2	14,7	36,1	14,7	22,6

держащие повышенное количество Fe и Mg. Примесь органических веществ понижает удельный вес глин. Так, гумусовые соединения, например, имеют удельный вес 1,25–1,45, торф – 1,1–1,8 г/см³. Для засоленных суглинков Югорского полуострова среднее значение плотности частиц составляет 2,72 г/см³, для засоленных супесей Ямала – 2,67 г/см³.

Для суглинков Амдермы среднее значение плотности составляет 1,72 г/см³ (среднее из 60 определений). При определениях, как правило, не принимались в расчет ледяные шпильки толщиной более 1 см, с их учетом плотность засоленных глинистых грунтов несколько ниже.

Плотность глинистых грунтов колеблется в широких пределах – от 1,35 до 1,90 г/см³, а для сильно уплотненных глин – даже 2,30 г/см³ [225].

Существует определенная связь между влажностью, засоленностью мерзлых пород и их плотностью в естественном залегании (рис. 41 и 42), обусловленная их происхождением. Так, на приведенном примере для образцов с полуострова Ямал (рис. 41) засоленность увеличивается с возрастанием плотности. При этом влажность (льдистость), как правило, уменьшается (рис. 42).

Эти данные не согласуются с простым предположением о том, что (при засолении, например, морской водой) в талом состоянии чем больше соленого раствора, тем больше относительное к минеральным частицам содержание солей, т.е. при увеличении влажности засоленность (отнесенная к весу сухой породы) будет увеличиваться.

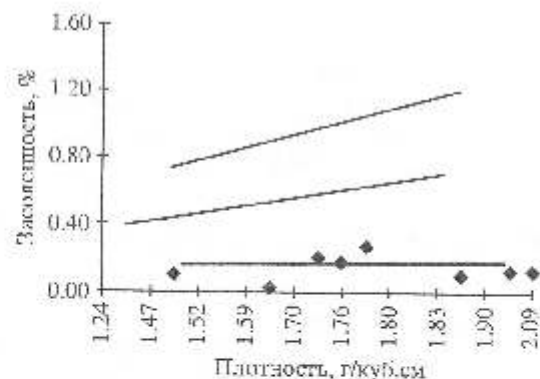


Рис. 41. Взаимосвязь засоленности и плотности для образцов испарушенного сложения мерзлых суглинков п-ова Ямал (для трех различных горизонтов)

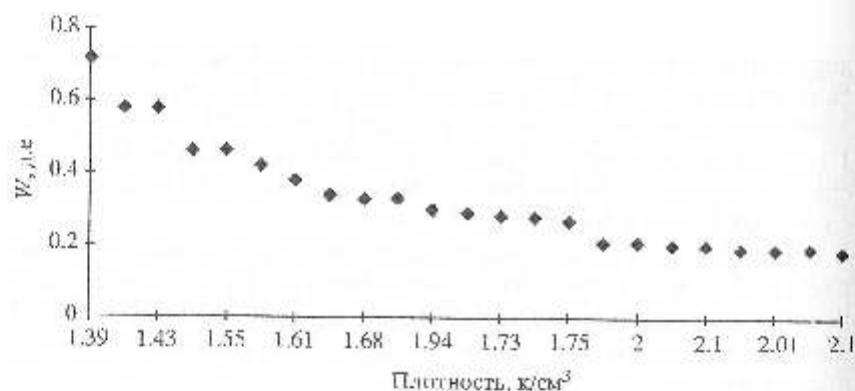


Рис. 42. Взаимосвязь суммарной влажности (W) и плотности грунта для монолитов различного состава из района Бованенковского ГКК (26 образцов)

Кроме того, более плотными часто бывают менее дисперсные породы. Объяснение этим данным можно предложить следующее. Как правило, образцы засоленных мерзлых пород отбирались из верхнего, 10–15-метрового горизонта наиболее активного взаимодействия с инженерными сооружениями. Верхний горизонт многолетнемерзлых засоленных пород, как показано в настоящей работе, характеризуется увеличением засоленности с глубиной. При этом кровля многолетнемерзлых пород, как известно, отличается высокой льдистостью, а следовательно, меньшей плотностью. Таким образом, с глубиной для верхнего гори-

зонта многолетнемерзлых пород происходит уменьшение льдистости, увеличение плотности и одновременно засоленности.

В целом мерзлые морские отложения отличаются сравнительно небольшой плотностью, малой степенью литификации и большой пористостью.

3.2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Теплофизические свойства засоленных мерзлых пород (теплопроводность и теплоемкость), а также температуры замерзания и фазовый состав влаги во многом определяются степенью засоленности и составом солей порового раствора. Понижение температуры замерзания порового раствора при засоленности происходит, как известно, приблизительно в соответствии с выражением:

$$dT = K \cdot q/m,$$

где dT – понижение температуры замерзания; K – криоскопическая константа воды, теоретически равная 1,86; m, q – молекулярная масса и масса растворенного вещества в 1000 г воды, соответственно. Величина криоскопической постоянной зависит от электростатических свойств молекул растворенной соли. По В.Г. Григорьевой [97], А.П. Боженовой, Ф.Г. Бакулину [35], температура замерзания поровых растворов с различной концентрацией солей практически не отличается от температуры замерзания свободных растворов тех же концентраций. Однако, в связи с присутствием в грунте гидрофильных минеральных частиц влияние малой концентрации соли на понижение температуры замерзания, например суглинков, сказывается меньше, чем при сильном засоленении, которое достигается, по данным П.А. Гринина [98], при засоленности 1%.

Многочисленные определения температуры замерзания при различной засоленности, влажности для глинистых грунтов Ямала показали, что эта температура практически линейно зависит от концентрации порового раствора. Однако, глины имеют характерное понижение температуры начала замерзания при малых концентрациях солей. Оказалось, что степень понижения температуры начала замерзания зависит от химической природы соли, степени ее диссоциации и среднего атомного веса ионов. По мнению И.В. Шейкина, для понижения температуры начала замерзания на величину криоскопической константы, равной $-1,86^\circ\text{C}$, концентрация частиц в 1 л водного раствора должна быть равна числу Авогадро, т.е. для недиссоциирующих молекул в 1 л должен быть растворен 1 моль вещества. Поскольку обычно засоленность грунта выражается отношением массы соли к

массе сухого грунта, то различие выражений в весовой концентрации порового раствора и его молярности обуславливает равенство температур начала замерзания растворов различных солей. Вместе с тем изучение замерзания грунтов с бинарными солями разных кислот, особенно солями с малой растворимостью (менее 8 г/л), показало их существенное отклонение от описанной выше линейной зависимости, что связано с химическим взаимодействием солей.

Коэффициент теплоемкости грунтов, находящихся в талом или мерзлом состоянии, выражает количество тепла, необходимого для изменения температуры единицы объема грунта на 1 °С. При этом следует учесть, что для талого состояния грунта он слабо зависит от температуры и равен сумме теплоемкостей компонент. Для мерзлых засоленных грунтов И.В. Шейкин рекомендует использование "эффективной" теплоемкости грунта, учитывающей выделение или поглощение теплоты фазовых переходов в грунте при изменении его температуры:

$$C_{\sigma}(t) = C_0 + Q\rho \frac{dW_{ice}}{dt},$$

где dW_{ice}/dt — изменение льдосождения грунта в зависимости от температуры, определяемое по кривой фазового состава влаги грунта; ρ — плотность; Q — теплота фазовых переходов; C_0 — теплоемкость при 0 °С.

Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, как известно, выражает напряженность теплового потока при интересующей нас температуре грунта, при единичном градиенте температуры (1 °С/м). Обычно процесс теплообмена во влажных дисперсных средах происходит за счет кондуктивной, конвективной и лучистой теплопередачи и сопровождается массообменом (паро- и влагоперенос). Для мерзлых грунтов, как правило, определяют так называемый эффективный коэффициент теплопроводности, считая преобладающим процесс кондуктивной теплопередачи. Например, было показано, что конвекция и лучистый теплообмен начинают заметно проявляться лишь в крупнообломочных грунтах без мелкого заполнителя, при диаметре частиц более 4 мм.

Теплопроводность грунта зависит от теплопроводности его составляющих (грунтовых частиц, льда, воды и т.д.), их соотношения и распределения. Коэффициенты теплопроводности компонент следующие: минералы — 1.5–8; лед — 1.7–2; вода — от 0.5 до 0.8; газы — около 0.05 ккал/м · час · °С. Однако, теоретический расчет теплопроводности мерзлого грунта сложен ввиду влия-

Таблица 20

Рекомендуемые значения коэффициентов теплопроводности грунтов с хлоридо-натриевым типом засоления в талом и мерзлом состоянии

Плотность, сухого грунта ρ_d , г/см ³	Влажность, грунта W_{ice} , доли единицы	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · °С)												Средняя влажность						
		Талый			Сухой			Засоленность D_{min} , %												
		0			0.5			1.0			0.5				1.0			0-2		
		λ_a	λ_y	λ_m	λ_a	λ_y	λ_m	λ_a	λ_y	λ_m	λ_a	λ_y	λ_m		λ_a	λ_y	λ_m			
1.0	0.60																1.90			
1.2	0.40																1.57			
1.4	0.25																1.57			
1.6	0.30																1.66			
1.8	0.25	1.91	2.14																	
2.0	0.20	1.57	1.86	1.32	1.46															
2.2	0.15	1.39	1.62	1.12	1.18	1.05	1.10	1.27	1.10	1.18	1.10	1.12	1.03	0.90	1.03	0.75	0.99			
2.4	0.10	1.10	1.27	0.96	0.84	0.90	0.79	0.92	0.92	0.92	0.92	0.67	0.64	0.64	0.64	0.52	0.52			
2.6	0.05	0.75	0.81	0.68	0.56	0.65	0.52	0.64	0.70	0.66	0.67	0.64	0.64	0.64	0.64	0.52	0.52			
2.8	0.30							1.86	1.97							1.86	1.86			
3.0	0.25	2.50	2.73					1.80	1.91							1.68	1.68			

Таблица 20 (окончание)

Плотность сухого грунта ρ_d , г/см ³	Влажность грунта $W_{\text{вкл}}$, доля дроби- ны	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · °С)													
		Пески				Суглинки и глины									
		Засоленность, $D_{\text{зас}}$, %													
		0		0,2		1,0		0		0,5		1,0		0-2	
		$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$	$\lambda_{\text{жс}}$	$\lambda_{\text{г}}$
1,6	0,20	2,15	2,37	1,80	1,86	1,58	1,50	1,57	1,74	1,56	1,38	1,51	1,51		
1,6	0,15	1,80	2,00	1,60	1,58	1,55	1,45	1,45	1,57	1,42	1,28	1,30	1,22		
1,6	0,10	1,45	1,62	1,25	1,18	1,15	1,05	1,16	1,28	1,16	1,16	0,93	0,9		
1,6	0,05	1,05	1,10	0,85	0,74	0,82	0,70	0,8	0,87	0,81	0,80	0,79	0,64	0,64	
1,8	0,20	2,67	2,84	1,9	2,07	1,80	1,70	1,86	1,97	1,8	1,6	1,80	1,80		
1,8	0,15	2,26	2,62	1,78	1,68	1,70	1,50	1,58	1,80	1,62	1,42	1,57	1,57		
1,8	0,10	1,57	2,20	1,28	1,12	1,12	1,04	1,45	1,57	1,42	1,38	1,26	1,22	1,22	
1,8	0,05	1,45	1,51	1,20	0,92	1,12		0,99	0,99	0,99	0,97	0,96	0,75	0,75	
2,0	0,10	2,73	2,90					1,74	1,86			1,39	1,39	1,39	
2,0	0,05	2,10	2,14												

нии многих факторов, и обычно она определяется экспериментально.

При этом определяющее значение в теплопроводности и теплоемкости имеет содержание льда. По данным Ю.Д. Зыкова, Я.А. Кроника, И.А. Комарова, Р.Г. Мотенко и других, коэффициент теплопроводности соответственно уменьшается с увеличением засоленности, а коэффициент теплоемкости увеличивается. Температура замерзания поровых растворов с различной концентрацией солей практически не отличается от температуры замерзания свободных растворов тех же концентраций.

Обычно коэффициенты теплопроводности на 10–20% выше для мерзлых грунтов, чем для аналогичных талых, что обусловлено большей теплопроводностью льда по сравнению с поровым раствором. Непосредственным влиянием солей можно пренебречь. Важно, что отличия в теплопроводности мерзлых засоленных и незасоленных пород необходимо учитывать при тепловых расчетах. На основании исследований последних лет, обобщения материалов предыдущих работ Р.Г. Мотенко и при некотором участии автора подготовлены предложения по дополнению нормативных документов, в частности, СНиП 2.02.04-86 данными по теплофизическим характеристикам засоленных мерзлых пород с морским типом засоления (табл. 20).

3.3. ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВЛАГИ

Содержание незамерзшей влаги в мерзлых породах – ключевая характеристика для понимания физических, механических и других их свойств. Особые отличия засоленных мерзлых пород во многом обусловлены иными закономерностями содержания незамерзшей воды, чем в других мерзлых породах. В свое время было показано [66, 142], что содержание незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах существенным образом зависит от степени их засоленности, состава солей и грунтов. В частности, засоление каолинистой глины хлористым кальцием приводит к более резкому увеличению содержания незамерзшей воды в нем по сравнению с полиминеральным тяжелым суглинком. В то же время температура замерзания засоленных грунтов практически не отличается от табличных значений, определенных по приведенному выше уравнению Рауля.

Количество незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах определяется двумя главными факторами: влиянием поверхности частиц, адсорбционными и капиллярными явлениями, а также увеличением концентрации солей в поровом растворе.

Не останавливаясь здесь подробно на влиянии минеральных частиц, поскольку этот вопрос довольно сложен и описан в специальной литературе [350, 91, 141, 372], рассмотрим непосредственно влияние солей. Следует еще раз подчеркнуть, что часть катионов всегда находится в обменном комплексе мерзлой породы. Они взаимодействуют с минеральными частицами и не растворяются в поровом растворе. При этом их содержание может быть значительным. Например, для морских супесей и суглинков Арктического побережья, по сообщению А.Н. Яркия, емкость обмена составляет 13–21 мг · экв. При содержании в обменном комплексе только ионов натрия их весовое количество может достигать, таким образом, 0.5 г на 100 г сухой породы, т.е. при переходе в раствор обусловить засоленность около 0.5%. Обменные катионы, правда, в обычных условиях не переходят в раствор и не оказывают на его концентрации, но при засолении породы, например солями кальция, происходит вытеснение иона Na^+ из обменного комплекса, и ион Ca^{2+} переходит в раствор. Это необходимо учитывать при изучении засоленных мерзлых пород. Как уже отмечалось, второй закон Рауля позволяет предсказывать равновесную с данной температурой концентрацию раствора. Криоскопическая константа для воды составляет 1.86 град/моль. Для более концентрированных растворов можно воспользоваться другой известной формулой [183]:

$$\Delta T = \frac{R_0 \cdot T_0^2 \cdot \ln(1-C)}{R_0 \cdot T_0 \cdot \ln(1-C) - i},$$

где молярная доля растворенных веществ может быть представлена в виде [372]:

$$C = \frac{1}{1 + \frac{100W \cdot M}{18g}},$$

где W — относительная влажность, M — средний молекулярный вес растворенных солей; g — их весовое значение, приходящееся на 100 г сухого грунта (засоленность); i — молярная теплота плавления (1440 кал/моль); R_0 — универсальная газовая постоянная, равная 2 кал/град · моль; T_0 — температура кристаллизации растворителя.

Как уже отмечалось, температура замерзания поровых растворов различной концентрации солей практически не отличается от температуры замерзания свободных растворов тех же концентраций. Благодаря этому обстоятельству стал возможным до-

статочно достоверный прогноз содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах и определение температур их замерзания. Обычно используются различные соотношения, так или иначе связанные со вторым законом Рауля.

Так, Cheung [403] предложил следующую формулу для расчета понижения температуры, подобную данной выше [183]:

$$\Delta T = \frac{RT_0^2}{Q} X_2,$$

$$X_2 = \frac{W_2 / M_2}{W_1 / M_1 + W_2 / M_2},$$

где ΔT — понижение температуры кристаллизации, T_0 — температура кристаллизации чистой воды, Q — теплота кристаллизации, R — газовая постоянная, W_1 и W_2 — веса растворителя и растворимого, M_1 и M_2 — их молекулярные веса. Похожие уравнения приводят еще ряд зарубежных авторов.

Сравнительно простое выражение предложил Ю.Я. Велли и П.А. Гринин [61]:

$$T = a \times K,$$

где a равно 57 для морской соли, 62 для NaCl , 32.5 для CaCl_2 , а $K = D_{\text{ад}} / (W + D_{\text{ад}})$.

В то же время анализ имеющихся способов определения количества воды в мерзлых грунтах указывает на то, что в настоящее время пока нет эталонного метода, пригодного для всех условий. Предпринятая Ю.С. Петрухиным [282] попытка экспериментального сравнения методов свидетельствует об удовлетворительности криоскопического метода в довольно широком диапазоне условий для засоленных мерзлых пород.

Результаты экспериментальных исследований показывают, что содержание незамерзшей воды в мерзлых породах существенно зависит от степени их засоленности. Это влияние для каждой отдельной соли зависит от химико-минерального и гранулометрического состава грунтов. Вымерзание большого объема воды приводит к возрастанию концентрации соли. Поэтому увеличение суммарной влажности породы при постоянной концентрации солей в ее поровом растворе в талом виде должно приводить к большему изменению фазового состава влаги в мерзлой породе. Как известно, толщина диффузного слоя минеральных частиц в зависимости от концентрации соли в поровом растворе определяется уравнением Гуи:

$$\delta = A \sqrt{\frac{1}{C}},$$

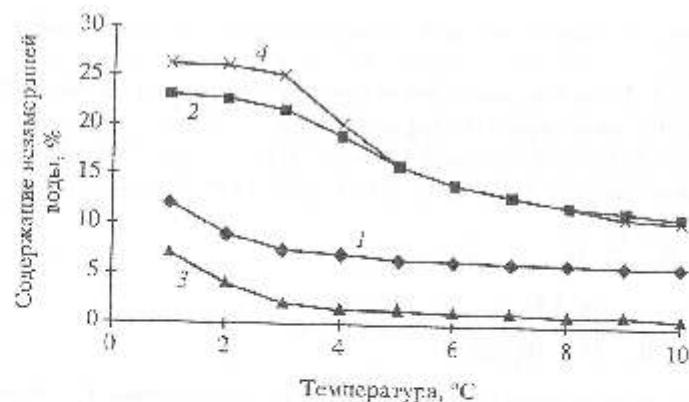


Рис. 43. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры при различной концентрации CaCl_2 в поровом растворе суглинка
1 – 0 и 2 – 1 и т. кальция; 3 – 0; 4 – 1 г [142]

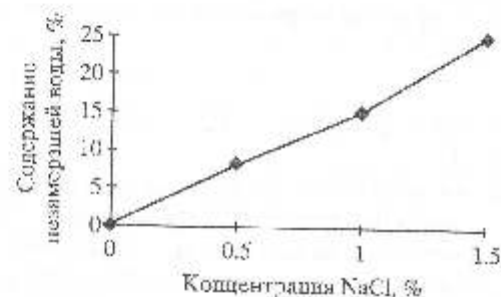


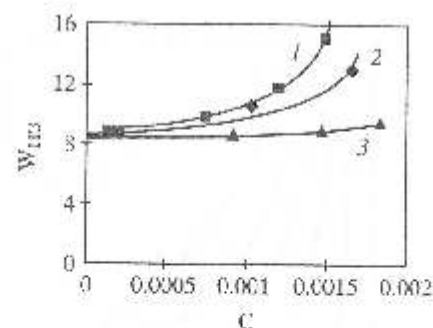
Рис. 44. Зависимость содержания незамерзшей воды от засоления порового раствора хлористым натрием мерзлого песка при температуре 4 °C [66]

где δ – приведенная толщина диффузного слоя (среднее расстояние от адсорбционного слоя до центра тяжести электрических зарядов диффузного слоя); C – концентрация ионов раствора; A – константа.

При больших концентрациях электролита толщина диффузного слоя в породах приближается к нулю и при некоторой концентрации, зависящей в том числе от вида ионов, взаимодействия грунта с солью практически прекращается. При небольших концентрациях взаимодействие диффузных слоев минеральных частиц с катионами уменьшает влияние концентрации катионов на содержание незамерзшей воды. По достижении некоторой концентрации влияние катионов усиливается, скорость роста содержания незамерзшей воды в зависимости от засоленности возрастает.

Рис. 45. Количество незамерзшей воды (W_{unf}) в морском суглинке при -2 °C при засолении различными солями

1 – NaCl ; 2 – FeCl_2 ; 3 – $\text{Ca(NO}_3)_2$ в зависимости от содержания ионов в единице массы сухого грунта (C в $10^{23}/\text{г}$)



Таким образом, данные об изменении содержания незамерзшей воды от засоленности мерзлой породы свидетельствует о прогрессирующем по мере увеличения засоленности влиянии солей (рис. 43, 44).

Значительно влияет состав солей. Одного процента хлористого натрия в мерзлом суглинке достаточно, чтобы изменить содержание незамерзшей воды в нем по сравнению с незасоленным практически в два раза. В то же время такое же количество азотнокислого кальция слабо сказывается на содержании незамерзшей воды. При пересчете засоленности на количество ионов кривые содержания незамерзшей воды для различных солей лежат близко друг к другу (рис. 45). Это объясняется тем, что содержание незамерзшей воды уменьшается в связи с возрастанием валентности катионов (и соответственным уменьшением агрегиро-

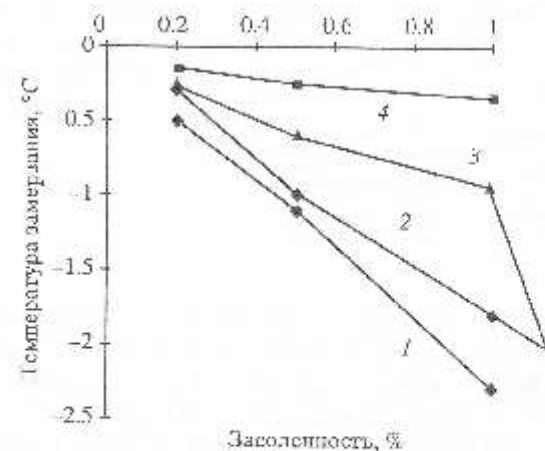


Рис. 46. Зависимость температуры замораживания засоленного морского пылеватого суглинка с влажностью 0,28 [386] с различным составом засоленного порового раствора

1 – NaCl ; 2 – морская соль; 3 – CaCl_2 ; 4 – MgSO_4

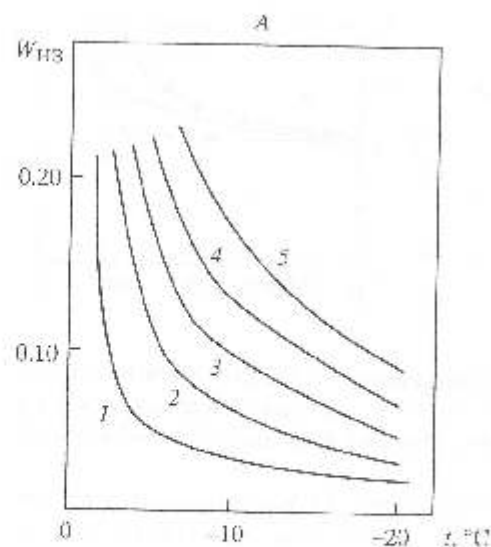
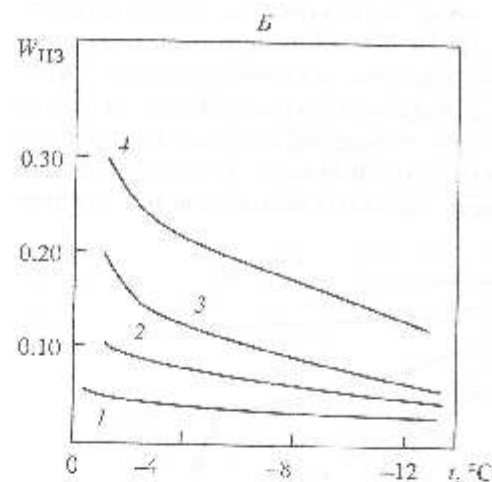


Рис. 47. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры при засолении (п. %)

А - в вылеватом суглинке (пз. Тибет-То): 1 - 0, 2 - 0.2, 3 - 0.5, 4 - 1, 5 - 1.5; Б - в песке: 1 - 0, 2 - 0.2, 3 - 0.4, 4 - 1.2



ванности частиц, толщины диффузного слоя и содержанием рыхлосвязанной воды) и увеличением молекулярного веса соли (по уравнению Вант-Гоффа) и зависят от состава соли следующим образом: $\text{NaCl} > \text{морская соль} > \text{CaCl}_2 > \text{CaSO}_4$.

Влияние различного состава солей на содержание незамерзшей воды можно оценить также по температурам заморзания влажных грунтов. Так, по данным А.Н. Яркина [386], представленным на рис. 46, при засолении 1% для пылеватого суглинка с влажностью 0.28 температура заморзания порового раство-

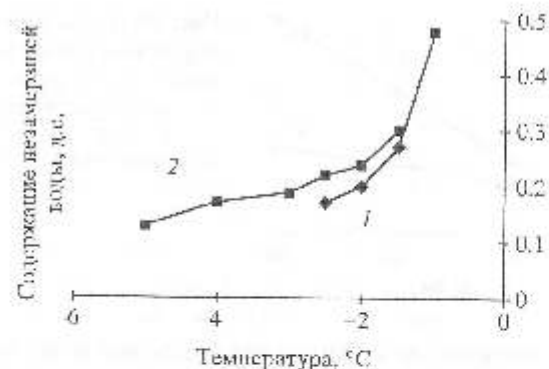


Рис. 48. Зависимость содержания незамерзшей воды в морском суглинке (пз. Юри-То) при естественном засолении 0.4 от температуры

1 - в цикле оттаивания; 2 - в цикле заморзания

ра с хлористым натрием -2.3°C , а с сульфатом магния - только 0.35°C . Проведенные в 1986-1992 гг. на Амдермской мерзлотной станции исследования фазового состава влаги позволили установить закономерности изменения содержания незамерзшей влаги в грунтах Арктического побережья.

При температурах $-5 \div -8^\circ\text{C}$ в морских суглинках и сунесах сохраняется значительное количество незамерзшей воды (рис. 47). При температурах ниже $-10 \div -5^\circ\text{C}$ кривые незамерзшей воды в зависимости от температуры при различной засоленности начинают сближаться. Вероятно, это происходит за счет выпадения из раствора некоторых солей, в частности, мирабиллита - концентрация начинает уменьшаться, а также других процес-

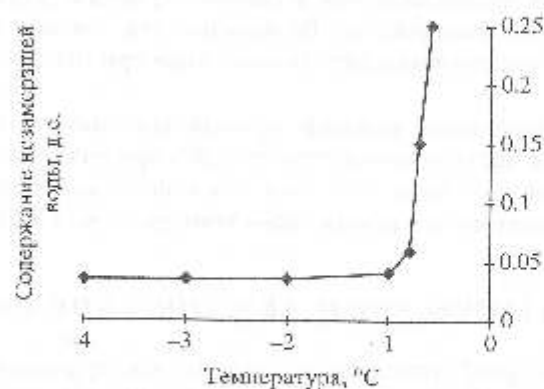


Рис. 49. Зависимость содержания незамерзшей воды в песке (п. Еркута-Яха) при естественной засоленности 0.03% от температуры

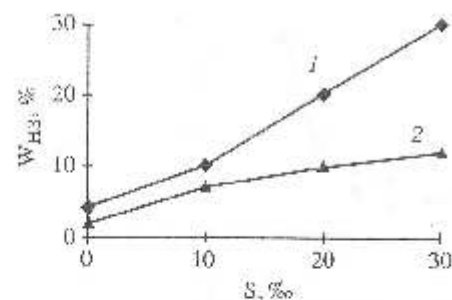


Рис. 50. Зависимость содержания незамерзшей воды в пылеватом песке от концентрации порового раствора S
1 – при $2\text{ }^{\circ}\text{C}$; 2 – при $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$.
Засоление NaCl [418]

сов. Это характерно для морского засоления и не проявляется для раствора чистой соли хлористого натрия [418].

В циклах оттаивания и промерзания для содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах проявляется гистерезис (рис. 48). В песке содержание незамерзшей воды уменьшается с понижением температуры быстрее, чем в суглинке (рис. 48 и 49), что, очевидно, связано с влиянием активной поверхности глинистых частиц.

В целом подтверждается увеличение скорости роста содержания незамерзшей воды при увеличении засоленности, однако только при достаточно высоких температурах ($-2 \div -4\text{ }^{\circ}\text{C}$). Скорость роста содержания незамерзшей воды с увеличением засоленности при $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ уменьшается. В случае чистого раствора хлористого натрия, когда не происходит выпадения соли, это может быть связано с тем, что здесь, при малой толщине жидких пленок, проявляется влияние адсорбционных сил, которые на небольшом расстоянии способны удерживать от замерзания дополнительное количество воды. А при увеличении толщины пленки их действие уже не сказывается, и скорость роста содержания незамерзшей воды замедляется. Возможно, это связано также с захватом части катионов кристаллами льда при более низких температурах.

Общее изменение наклона кривых зависимости содержания незамерзшей воды от солёности (рис. 50) при различной температуре обусловлено тем, что угол наклона этих кривых должен быть пропорционален понижению температуры [372].

3.4. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Главным фактором, определяющим электрические и акустические свойства засоленных мерзлых грунтов, является соотношение твердой и жидкой фаз воды и связанная с ним концентрация солей в поровом растворе. Распределение постоянного элект-

рического поля в массиве горных пород зависит от их электрической проводимости или от обратной ей величины электрического сопротивления. Удельное электрическое сопротивление породы определяется как сопротивление куба со стороной 1 м постоянному току, протекающему между его двумя противоположными гранями, и измеряется в Ом. Характер переменных электромагнитных полей зависит также от диэлектрической постоянной ϵ и магнитной проницаемости μ .

Минеральные частицы в большей части дисперсных горных пород, а также лед являются практически изоляторами. Электрическая проводимость мерзлых пород обусловлена проводимостью жидкого порового раствора и имеет ионный характер. Ионная проводимость породы, как известно, определяется как сумма ионных констант, ее составляющих:

$$\gamma = \sum \alpha C N F (\mu_+ + \mu_-),$$

где α – коэффициент электролитической диссоциации, C – концентрация раствора, N – валентность ионов, μ – подвижность ионов, F – функция подвижности. В поровых растворах засоленных мерзлых пород морского типа содержится главным образом хлористый натрий, у которого коэффициент диссоциации близок к 1. Для таких растворов удельная проводимость приближенно выражается формулой:

$$\gamma = 0.1C (\text{Ом} \cdot \text{см})^{-1},$$

где C – концентрация NaCl в промилле.

Если электропроводность мерзлых горных пород может сильно меняться, то диэлектрическая проницаемость и особенно магнитная восприимчивость мало зависят от их состава и строения. Величина диэлектрической проницаемости большей части грунтов изменяется от 4 до 40. Вода при температуре $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ имеет диэлектрическую проницаемость 88, лед – 79 при $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 3 при $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Магнитная восприимчивость мерзлых пород очень мала. Экспериментальные исследования, проведенные Ю.Д. Зыковым и его сотрудниками [162], показали, что удельное электрическое сопротивление, как и скорость продольных сейсмических волн мерзлых засоленных пород зависит от концентрации солей в поровом растворе и температуры (рис. 51). Во всем диапазоне температур сопротивление увеличивается с понижением температуры. Характерной особенностью кривых является точка перегиба, соответствующая, вероятно, температуре интенсивных фазовых переходов. Для всех исследованных литологических разностей грунтов обнаруживается четкая связь температуры в этой точке от концентрации порового раствора. В незасоленных грунтах она



Рис. 51. Зависимость скоростей продольных сейсмических волн в засоленной сулесе от концентрации порового раствора при температуре 5 °C

Для влажности: 1 - 10; 2 - 20 и 3 - 30% [162]

соответствует 0 °C и при увеличении концентрации смешается в область более низких температур — в соответствии с законом, связывающим концентрацию раствора с температурой его замерзания [162].

По мнению Ю.Д. Зыкова, измерение удельных электрических сопротивлений позволяет достаточно точно определить точку начала замерзания грунтов. Им были получены также зависимости удельных электрических сопротивлений от концентрации порового раствора и от суммарной влажности засоленных мерзлых грунтов. Характерной особенностью зависимости от влажности является ее экстремальный характер. При некоторой влажности, близкой к полному заполнению пор или к пределу текучести, удельные электрические сопротивления имеют минимум. Ю.Д. Зыков объясняет это тем, что сначала увеличение влажности за счет замещения в порах воздуха приводит к увеличению абсолютного содержания незамерзшей воды, в том числе и рассола, что ведет к уменьшению сопротивлений. Отметим, что это возможно при достаточно низких значениях влажности. Дальнейшее увеличение влажности выше предела текучести в песчаных грунтах приводит к образованию льда, перемыкающего токопроводящие пути. В глинистых грунтах этот эффект выражен слабо. Удельное электрическое сопротивление в засоленных мерзлых грунтах слабо зависит от их литологического состава и определяется только концентрацией порового раствора. Эффективная низкочастотная диэлектрическая проницаемость сильно засоленных мерзлых песков сохраняет аномально боль-

шие значения вплоть до эвтектической температуры порового раствора. При этом время электрической релаксации значительно меньше, чем для пресных мерзлых песков. Изменение типа засоления пород от морского к континентальному приводит к возрастанию электрического сопротивления на 1–1,5 порядка.

Скорости прохождения упругих волн в горных породах изменяются в значительных пределах. Волны изверженные и кристаллические породы характеризуются скоростью распространения волн от 3 до 7 км/с, то в осадочных породах скорости изменяются от 0,5 до 6 км/с. Обычно удается установить четкую анизотропию пород — скорость всегда больше по напластованию, чем перпендикулярно ему. Например, в глинистых сланцах скорость по напластованию равна 1400 м/с, а в перпендикулярном направлении всего 490 м/с. В целом для осадочных пород существует довольно обоснованная статистическая зависимость между скоростью и плотностью пород:

$$V = a \cdot \rho - b,$$

где V выражается в км/с, ρ (плотность) — в г/см³, a и b — параметры. По Н.Н. Пузыреву, $a = 6$, $b = -11$, по А.К. Урузову — 7,5 и 14,8, соответственно. В незасоленных мерзлых грунтах, как известно, наблюдается резкое увеличение скоростей продольных волн при переходе от положительных к отрицательным температурам.

Для засоленных мерзлых грунтов наблюдается закономерное понижение температуры, соответствующей началу увеличения скорости распространения упругих волн [163]. Оно тесно связано с концентрацией порового раствора в мерзлых породах. Корреляционная зависимость этой температуры от концентрации описывается по результатам исследований Ю.Д. Зыкова, известным из теории растворов уравнением:

$$T_{\text{нз}} = 3,36 \cdot C/C_{\text{нз}},$$

где $T_{\text{нз}}$ — температура начала замерзания, C — концентрация порового раствора, $C_{\text{нз}}$ — концентрация одномолекулярного раствора. В области температур ниже точки замерзания наблюдается ярко выраженная обратно пропорциональная зависимость скоростей упругих волн от концентрации раствора.

Ю.Д. Зыков выяснил, что изменение влажности мерзлых засоленных грунтов при постоянстве концентрации раствора и температуры может приводить как к достаточно монотонному увеличению скоростей упругих волн, так и к экстремальному характеру зависимостей $V_p(W)$. В этом случае максимум скорости приходится на влажность, приблизительно соответствующую полному заполнению пор. В глинистых грунтах увеличение дисперсно-

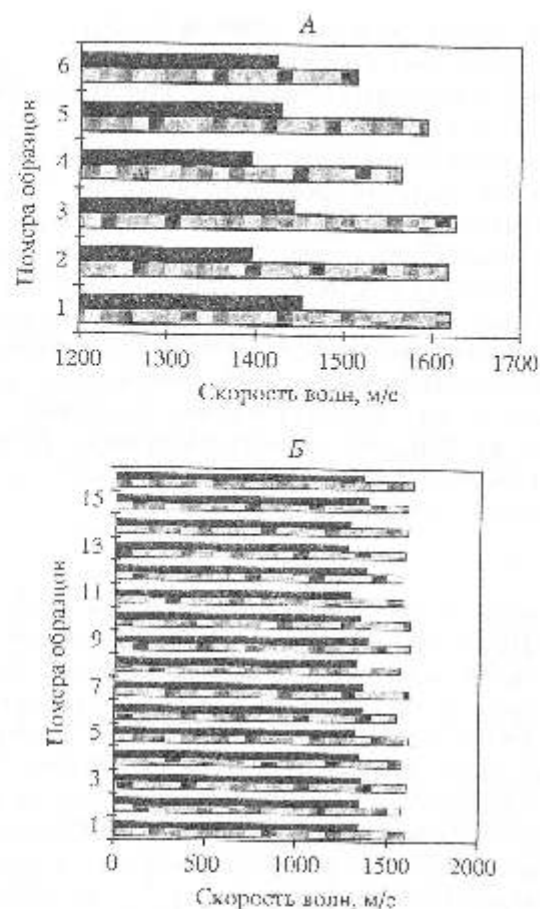


Рис. 52. Скорости акустических волн в образцах морской супеси (А) и песка (Б) при температуре -4°C и засоленности 0.2% до (запунктированная область) и после (темная область) динамометрических испытаний на ползучесть

сти приводит обычно к понижению скоростей упругих волн, а в песчаных иногда наблюдается обратный эффект, связанный с особенностями изменения относительной льдистости в мерзлых засоленных грунтах. Коэффициент Пуассона возрастает при переходе от пресных к засоленным грунтам и достигает для мерзлых сильно засоленных песков значений 0.38–0.4, а для глин 0.44–0.45, что близко к величинам, характерным для этих грунтов в талом состоянии. Изменение типа засоления пород от морского к континентальному приводит к возрастанию скорости акустических волн в 1.2–1.5 раза.

Нами были проведены исследования скоростей прохождения продольных волн в образцах грунтов Ямала нарушенного сложения в зависимости от засоленности и временного сопротивления одноосному сжатию $\sigma_{\text{в}}$. В экспериментах увеличение засоленности грунта приводило к монотонному уменьшению скоростей продольных волн. Хорошо прослеживается зависимость скоростей продольных волн от временного сопротивления одноосному сжатию, где большему значению временного сопротивления соответствуют большие скорости.

На рис. 52 представлены результаты изменения скоростей акустических волн в результате динамометрических испытаний на ползучесть. Изменения скоростей более значительны в супеси, для которой характерны большие деформации и соответственные изменения структуры. Засоленность лишает песка хрупких свойств, поэтому изменения скоростей акустических волн в нем невелики.

3.5. ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЕ И КОРРОЗИОННЫЕ СВОЙСТВА

При воздействии постоянного электрического тока на грунты возникают явления электроосмоса и электрофореза; впервые изученные Р. Рейсом в 1909 г. Электроосмосом называют передвижение воды в порах грунта, а электрофорезом – передвижение твердых частиц. Как правило, вода движется к отрицательному электроду (катоде), а минеральные частицы к положительному (аноду). Это сложный процесс; упрощенно считается, что движение воды обусловлено существованием диффузного положительно заряженного слоя ионов вблизи поверхности минеральных частиц, а движение частиц – их отрицательным зарядом. Избыток ионов одного знака около поверхности частиц создает электрическую силу, передвигающую воду в грунте. При этом происходит скольжение жидкости по поверхности частиц под влиянием взаимодействия поверхностных сил с прилегающими слоями жидкости. Способность жидкости к течению измеряется величиной электрокинетического потенциала (зета-потенциала), соответствующего падению электрического потенциала в диффузном слое ионов вокруг минеральных частиц. Наибольшая величина зета-потенциала характерна при наибольшем диффузном слое, что можно наблюдать лишь в разбавленных суспензиях при невысокой концентрации электролитов. Обычно при концентрации электролита 0.5–1 н электрокинетический потенциал равен нулю. Электроосмотическое передвижение воды в порах

грунта зависит при постоянном электрическом поле от величины коэффициента электроосмоса K , который отражает электрокинетические свойства грунта, геометрию порового пространства и свойств порового раствора. Значение K для различных грунтов изменяется только в узких пределах (от $1 \cdot 10^{-5}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ см²/с).

Для мерзлых пород явление электроосмоса изучалось А.А. Аняшиным [10]. При разности потенциалов 120–130 В и силе тока около 12 мА в образце $7,5 \times 8 \times 44$ см мерзлой глины при температуре $-1,5$; $-2,4$ °С в течение шести суток произошло перераспределение влаги. Образец в катодной зоне был вспучен, были видны трещины, заполненные льдом. У контакта мерзлой глины с анодом порода была сухая. При начальной влажности 37–38% после электроосмоса влажность у анода уменьшилась до 28%, а у катода возросла до 55%. А.А. Аняшин объяснял это тем, что электрические силы перемещают менее связанную часть незамерзшей воды от анода к катоду. Это нарушает равновесие льда и незамерзшей воды и анода, которая восстанавливается переходом части льда в воду, восполняя ее убыль. Одновременно поступающая в катодную зону незамерзшая вода является здесь избыточной и выделяется в виде льда.

В засоленных мерзлых грунтах в поровом растворе содержится значительное количество электролита, при морском типе засоления преобладают ионы Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} . Следует ожидать, что при пропускании электрического тока на электродах происходят следующие реакции:

на катоде: $2\text{Na}^+ + 2\text{H}_2\text{O} + 2e = 2\text{NaOH} + \text{H}_2\uparrow$,

на аноде: $2\text{Cl}^- - 2e = \text{Cl}_2\uparrow$

или $2\text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O} - 4e = 4\text{H}^+ + 2\text{SO}_4 + \text{O}_2\uparrow$.

При этом вблизи катода следует ожидать резкое возрастание рН и щелочную реакцию, а на аноде – падение рН в результате электролиза воды.

В экспериментах мы использовали образцы мерзлого суглинка и песка при температуре $-2,5$ °С. Суглинок имел природное засоление морского типа с общим содержанием солей 1%. К образцу длиной 15 см прикладывалось напряжение $V = 9,6$ В, сила тока была небольшой и достигала $I = 0,4$ мА. Образец выдерживался в течение 12 суток. Судя по распределению влажности, засоленности и рН, в суглинке наблюдался заметный электроосмос. Вблизи катода содержание влаги достигло значения $W = 0,56$, вблизи анода уменьшилось от первоначального значения $W = 0,4$ до $W = 0,2$. Наблюдалось также связанное с электролизом падение рН вблизи анода до 4,0 и повышение рН вблизи катода до 9,0



Рис. 53. Распределение подпорного показателя рН в образце мерзлого суглинка с начальной влажностью 0,46 и засоленностью 1,0% при пропускании постоянного электрического тока (катод слева) и $U = 9,6$ В, $I = 0,4$ мА, при температуре $-2,5$ °С после 12 суток эксперимента

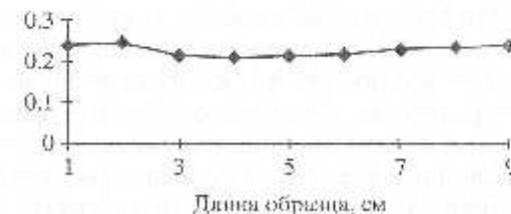


Рис. 54. Распределение влажности в д.с. в образце мерзлого песка с начальной влажностью $W = 0,24$ и $D_{\text{св}} = 0,18$ при пропускании постоянного электрического тока и $U = 12$ В, $I = 0,4$ мА, при температуре $-2,5$ °С после 29 суток эксперимента

(рис. 53). В то же время в образцах песка при засолении 0,2%, напряжении 12 В и силе тока 0,4 мА в течение 29 дней существенного перераспределения влаги не наблюдалось (рис. 54).

Интересный результат был получен при измерении засоленности в образце суглинка по его длине. Измерения проводились в девяти точках с помощью электрического солемера. Оказалось, что засоленность мерзлого засоленного суглинка возрастает от катода к аноду от 0,7 до 1,1%. Однозначное объяснение этому факту дать трудно. Очевидно, что разнонаправленный перенос ионов различных знаков при электролизе может быть неодинаков; возможно, преобладает движение к аноду. Кроме того, происходит растворение материала анода.

Требуются дальнейшие исследования электроосмоса. Если с его помощью можно изменять значения влажности и засоленности в мерзлых засоленных грунтах, имеющих низкую несущую способность, этот метод может стать способом укрепления оснований с помощью постоянного электрического тока.

Коррозия металлов в грунтах в основном является электрохимической. Практически любой металл содержит примеси других металлов. Поэтому в среде электролита система из основного металла и металла-примеси образует большое число микрогальванических элементов. Работа таких элементов может быть объяснена на основе различия стандартных электродных потенциалов. Каждый член этого ряда, стоящий выше, обладает отрицательным потенциалом по отношению к соседу, расположенному ниже. Если два металла соединить и поместить в раствор, то более активный металл будет разрушаться. Коррозия металлов в грунтах является сложной разновидностью коррозии. Здесь играют роль физические и химические свойства грунтов: важную роль выполняет кислород, проникающий через грунт к металлам, а также содержание влаги в грунте и ее pH, электродный потенциал металла в контакте с породой. Для того, чтобы началась коррозия, не обязательно контакт двух металлов. Установлено, что перепад химического потенциала может возникнуть также из-за незначительных локальных неоднородностей в составе сплава, различий солености порового раствора, контактирующего с металлом (так называемые концентрационные элементы), особенно различий в концентрации растворенного кислорода, давлении и нагрузке. Даже если у двух металлических электродов разная температура, из них можно составить элемент. Высокая коррозионная активность морской воды связана со способностью иона Cl^- связывать многие катионы в комплексы [363]. Как и большинство реакций, протекающих в водных растворах и контролируемых диффузией, коррозия зависит от возможности движения порового раствора относительно металла. Одна из главных особенностей подземной коррозии – большие размеры возникающих коррозионных элементов. В связи с этим большое значение имеет величина электрического сопротивления во внешней цепи, т.е. грунта, которое во многих случаях является контролирующим фактором коррозии. Поэтому для характеристики коррозионной активности грунтов используют величину их удельного электрического сопротивления. При электрохимической коррозии окислительная (анодная) и восстановительная (катодная) реакции количественно связаны между собой числом электронов, участвующих в этих реакциях. Поэтому скорость реакции, а значит и скорость коррозии можно выражать в единицах плотности тока (A/cm^2). Кроме скорости удельной потери массы, а также плотности тока, ее можно измерять скоростью увеличения глубины раковин (штингов) на поверхности металла. Коррозионная активность грунта по отношению к стали характеризуется значениями удельного электрического сопротивления породы и средней плотностью катодного тока при смещении по-

тенциала на 100 мВ ниже потенциала коррозии стали в грунте. Степень коррозионной активности оценивается следующим образом. Низкой считается активность при удельном электрическом сопротивлении 50 Ом, средней плотности катодного тока до $0.05 A/m^2$ при потере массы до 1 г в сутки, а высокой – более 2 г при сопротивлении до 20 Ом и плотности тока $0.20 A/m^2$.

Исследования засоленных мерзлых грунтов Ю.Д. Зыкова, О.К. Червинской, А.Г. Красовского, Е.А. Мозгановой позволили сделать выводы об увеличении коррозионной активности пород с ростом засоленности, о значительном ее снижении при замерзании пород и об уменьшении разницы активностей талого и мерзлого грунтов с увеличением засоленности. В частности, степень коррозионной активности засоленных мерзлых песков при $-5^\circ C$ высокая при засоленности $>0.3\%$, средняя при от 0.3 до 0.5% и низкая при засоленности менее 0.3%. Степень коррозионной активности талого песка высокая при засоленности 0.3% и низкая при засоленности ниже 0.2%. При переходе из талого состояния грунта в мерзлое при засоленности 0.2% коррозионная активность уменьшается вдвое, при 0.5% – в 1.6 раза и при 1% – в полтора раза. Для засоленного мерзлого суглинка отмечаются такие же закономерности, как для песка. Коррозионная активность суглинка выше. При температуре $1.5^\circ C$ степень активности высокая для засоленности 0.3%, средняя при величине от 0.3 до 0.3% и низкая при засоленности менее 0.2%. Для немерзлого суглинка коррозионная активность высокая при засоленности более 0.15%. При переходе из талого состояния в мерзлое коррозионная активность уменьшается вдвое при засоленности 0.1% и в 4 раза при засоленности 0.5% [163]. Если сравнить степень коррозионной активности засоленных мерзлых пород по результатам экспериментов по значениям потери массы и по величине удельного электрического сопротивления, то эти оценки или совпадают, или активность, определенная по сопротивлению, выше.

Таким образом, мерзлые морские засоленные осадки имеют особые электрокинетические и другие физические свойства. Коррозионная активность мерзлых засоленных грунтов изучена еще недостаточно.

3.6. ПУЧИНИСТЫЕ СВОЙСТВА

Пучинистые свойства морских засоленных осадков несмотря на практическую важность вопроса изучены слабо. В определенной мере это связано с тем, что отложения сезонноталого и сезонномерзлого слоев, как правило, не засолены. Даже если обра-

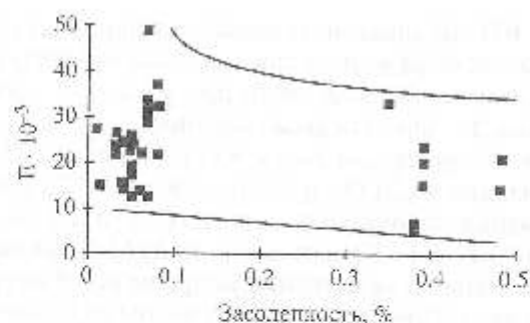


Рис. 55. Зависимость относительной величины пучения (F) от засоленности для супесчано-суглинистых пород Ямала

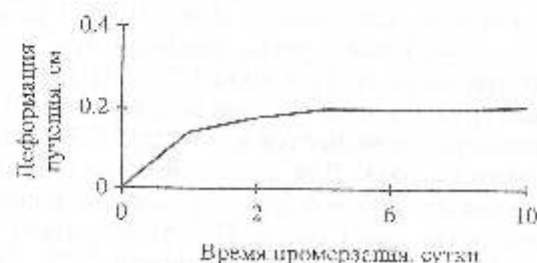


Рис. 56. Деформация пучения образца (высота 20 см) морского засоленного ($D_{\text{зас}} = 0.05\%$) пылеватого песка с начальной влажностью 16%

зование сезонного слоя происходит на засоленных многолетнемерзлых породах, надмерзлотные воды быстро вымывают соли. Засоленность, тем не менее, заметно влияет на пучинистые свойства грунтов (рис. 55).

В наибольшей степени пучению подвержены супесчано-суглинистые грунты из-за их большой влажности и возможности в них влагопереноса и льдонакопления. Величина пучения, обусловленная увеличением в объеме воды при замерзании, определяется разностью начальной влажности и влажности за счет незамерзшей воды при температуре промерзания. Ввиду значительного содержания незамерзшей воды в засоленных мерзлых породах эта разность уменьшается с увеличением засоленности. Следовательно, уменьшается и пучение. Таким образом, морской засоленный песок обладает слабой пучинистостью (рис. 56).

С.Б. Ухов [348] сообщает, что в случае засоления NaCl при концентрации грунтового раствора 0.3–0.4 от равновесной для данной температуры относительная величина пучения состав-

ляет 15–20% от максимальной. З.А. Нерессовой [254] было установлено, что содержание в обменном комплексе одновалентных катионов почти полностью устраняет миграцию воды, а многовалентные катионы превращают даже обычно непучинистые (монтмориллонитовые) грунты в морозоопасные. По данным Л.В. Чистотина [372], при промерзании происходит перераспределение влажности и ионов порового раствора и накопление солей в мерзлой зоне промерзающих пород. Ионы накапливаются в мерзлой зоне неравномерно, в следующей последовательности: $\text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Na}^+ > \text{HCO}_3^-$. При этом Л.В. Чистотин установил, что количество переносимых в промерзающую часть грунта солей не пропорционально количеству мигрирующей воды, а несколько меньше. В этом случае возможно возникновение концентрационного градиента, обусловленного градиентом температуры, и появление осмотической составляющей потока влаги, которая направлена навстречу основному миграционному потоку и должна была бы уменьшать его.

Ю.П. Лебедеко [216] было показано, что при небольших концентрациях порового раствора в засоленном осадке наблюдается увеличение плотности миграционного потока по сравнению с незасоленным. В частности, в промерзающей при -17°C каолилитовой глинке максимальный миграционный поток влаги около $8 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ наблюдался при засолении NaCl при концентрации порового раствора 0.2 н или 1.6 г/л. Общее накопление влаги в мерзлой зоне засоленных пород меньше, чем в незасоленных. Среднее значение плотности миграционного потока влаги для засоленных 0.8 н раствором NaCl образцов суглинка и глины составляет, соответственно, $1.2 \cdot 10^{-6}$ и $2.7 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, что в 2 раза в суглинке и 2.5 раза в глинке ниже, чем в незасоленных образцах. В промерзающей каолилитовой глинке при засолении ее 0.05 н раствором NaCl наблюдается увеличение влажности в верхней части мерзлой зоны в 1.5 раза, при засолении 0.3 н раствором – в 1.3 раза, а при засолении раствором с концентрацией 1.0 н перераспределения влаги практически не происходит. Наши экспериментальные данные также свидетельствуют об уменьшении перераспределения влаги в промерзающем морском суглинке при увеличении засоленности. Таким образом, в промерзающих глинистых породах миграционное льдонакопление обычно уменьшается с ростом засоленности (рис. 55). Однако, при небольших концентрациях порового раствора может происходить его увеличение, вероятно, за счет осмотической составляющей потока влаги.

В целом засоление пород приводит, как правило, к уменьшению пучения при промерзании. Физико-химический метод борьбы с пучением грунтов [105], заключающийся в засолении, не нашел широкого применения несмотря на эффективное снижение засолением прочности смерзания пород с фундаментом. Так, работы ПеторНИПИпроекта под руководством И.В. Бойко [36] показали, что засоление основания одного из объектов солями хлористого кальция и магния ликвидировало пучение пылеватых суглинков. Однако, соли быстро вымываются из грунта [370] и пучение возникает снова.

Увеличение глубины промерзания засоленного и поэтому малопучинистого песка до 2 м на морской косе вблизи пос. Амдерма привело к деформациям и трещинам здания лаборатории аэропорта. Трещины регулярно появляются осенью, в течение сентября-декабря и частично закрываются летом. Настоящим бедствием для арктических поселков продолжает оставаться выпучивание опор электропередач, трубопроводов и других сооружений из-за недостаточной глубины погружения опор. Пучение является частой причиной разрушения твердого покрытия дорог на Арктическом побережье. Таким образом, исследование пучения промерзающих пород, в том числе засоленных, и разработки методов борьбы с ним продолжают оставаться актуальной задачей.

4. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

4.1. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

Основные закономерности деформирования засоленных мерзлых морских осадков частично соответствуют зависимостям, установленным для незасоленных мерзлых грунтов, однако, есть и существенные отличия. На рис. 57 представлены кривые ползучести при одноосном сжатии различных засоленных мерзлых морских осадков: песка, супеси и суглинка. Для песка при всех значениях засоленности ($D_{\text{зас}} = 0.03; 0.1; 0.2\%$; $W = 0.25-0.27$; $n = 0.25-0.27$) наблюдались три стадии деформирования: стадия затухающей ползучести, стадия течения с постоянной скоростью и стадия прогрессирующей ползучести. Переход в стадию течения с постоянной скоростью проходил при деформации 4-7%, а в стадию прогрессирующего течения — при 8-11%. На кривых ползучести мерзлой засоленной супеси (при $D_{\text{зас}} = 0.09; 0.2\%$; и $W = 0.36-0.40$) стадии деформирования в исследованном интервале температур $-2 \pm -4^\circ\text{C}$

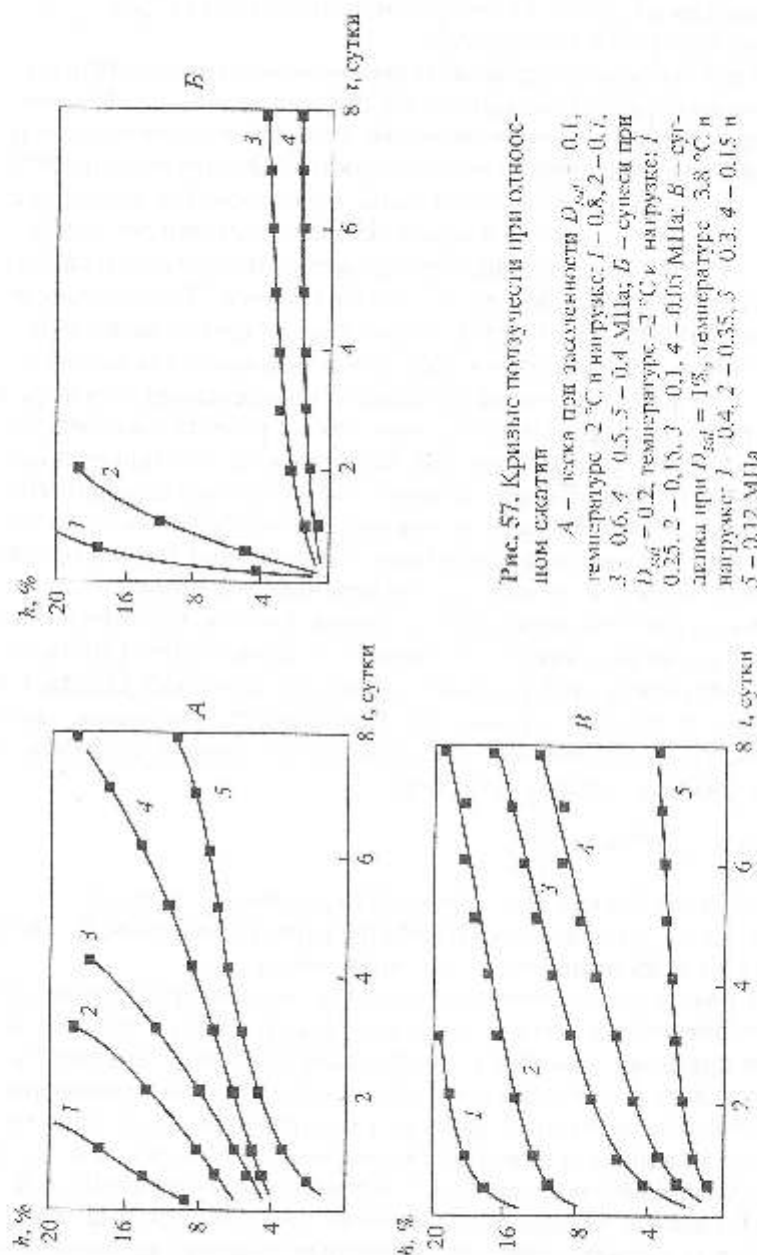


Рис. 57. Кривые ползучести при одноосном сжатии

A — песок при засолённости $D_{\text{зас}} = 0.1\%$, температуре -2°C и нагрузках: 1 — 0.6, 2 — 0.4, 3 — 0.6, 4 — 0.5, 5 — 0.4 МПа; B — супесь при $D_{\text{зас}} = 0.2\%$, температуре -2°C и нагрузках: 1 — 0.25, 2 — 0.15, 3 — 0.1, 4 — 0.05 МПа; B — суглинок при $D_{\text{зас}} = 1\%$, температуре -3.8°C и нагрузках: 1 — 0.4, 2 — 0.35, 3 — 0.3, 4 — 0.15 и 5 — 0.12 МПа

не выделяются: наблюдается затухающая ползучесть до величины деформации 20% и более. Аналогично происходит деформирование мерзлого суглинка в интервале засоленностей $D_{\text{зс}} = 0.5-1.0\%$ в том же интервале температур.

Этой особенностью засоленные мерзлые породы отличаются не только от незасоленных пород, где, как правило, наблюдаются две три стадии деформирования, но и от силикатистых, где преобладает течение с постоянной скоростью. Эти грунты имеют толстые прослойки незамерзшей воды, по которым может происходить скольжение частиц и ледяных кристаллов при деформировании. Более важно, что в них происходит интенсивная миграция воды и перераспределение ее незамерзших слоев. По мере деформирования грунт уплотняется, возможность фильтрации воды по прослойкам уменьшается и скорость деформации также уменьшается. С течением времени эти процессы интенсивно затухают несмотря на благоприятные условия для их развития на начальном этапе деформирования, так как возможности уплотнения в целом у льдонасыщенных пород ограничены. А на последующих этапах происходит уже течение и микротрещинообразование во льду, движение и изменение ориентации минеральных частиц одновременно с течением жидких пленок незамерзшей воды.

Была изучена возможность аппроксимации полученных кривых деформирования в экспериментах, продолжительности которых составляла от нескольких суток до нескольких недель, с помощью различных уравнений. В частности, степень зависимости, соответствующая так называемой теории старения, использовалась в следующем виде:

$$\sigma = A(t)\epsilon^m = \xi t^{-\alpha} \epsilon^m, \quad (1)$$

где σ – напряжение, $A(t)$ – функция времени, ϵ – деформация, m – постоянная, называемая коэффициентом упрочнения, ξ – коэффициент деформирования, α – постоянная.

Кривые ползучести для одного и того же грунта при одной температуре, перестроенные в координатах $\ln(\sigma) - \ln(\epsilon)$, не являются прямыми линиями с постоянным наклоном, как следовало бы ожидать в соответствии с уравнением (1). Эти кривые имеют перемены и различный наклон, т.е. параметры m , α и ξ изменяются с течением времени и при увеличении деформации. Например, для мерзлого засоленного морского суглинка при $D_{\text{зс}} = 0.5\%$, $W = 0.35$; $t = 4^\circ\text{C}$ значения m изменяются от 0.15 до 0.45. Величины ξ и α , определенные на различных участках кривых, значительно отличаются друг от друга, а также от их среднего значения (табл. 21).

Таблица 21

Деформационные свойства засоленных мерзлых пород при одноосном сжатии

Грунт	Место отбора	T, °C	Засоленность, $D_{\text{зс}}$, %	Влажность Плотность г/см ³	ξ , кг·ч	m	α
Песок	Р. Се-Яха	-2	0.2	0.26 1.87	32	0.8	0.3
				0.30 1.71	9	0.8	0.3
			0.5	0.50 1.49	4.6	0.8	0.4
				0.70 1.39	12	0.8	0.4
				0.26 1.85	95	0.5	0.3
				0.36 1.79	7	0.4	0.1
Сугл. песк	Там же	-2	0.2	0.36 1.79	5.8	0.6	0.3
				0.36 1.79	36	0.6	0.3
			0.5	0.46 1.65	12	0.3	0.1
				0.46 1.65	16	0.3	0.08
				0.46 1.65	8	0.3	0.08
				0.46 1.67	10	0.2	0.15
			1.5	0.70 1.51	8.5	0.4	0.14
				0.46 1.52	24	0.3	0.07
				0.54 1.68	31	0.5	0.2

Коэффициент упрочнения m изменяется от 0.22 до 0.71 для мерзлых засоленных песков и суглинков и от 0.19 до 1.4 для суглинков. Число перегибов кривых может достигать трех и более. Это является признаком структурной нестабильности мерзлых засоленных грунтов. Аппроксимация кривых ползучести засоленных

мерзлых грунтов выражением (1) в некоторых случаях не вполне удовлетворительна. Изменения параметров α и ξ не носят отчетливо закономерного характера, например, при изменении гранулометрического состава грунтов.

В засоленных мерзлых породах из-за их высокой влажности и слабой уплотненности молекулярные взаимодействия между минеральными частицами ослаблены развитием водных пленок. Поэтому структурные связи в них разделяются на два типа: льдо-цементационные, обусловленные присутствием ледяных включений и связями лед-минеральная частица, и водно-коагуляционные, обусловленные гидратными оболочками вокруг частиц (табл. 22). Первые отличаются значительно большей прочностью, возможно, некоторой упругостью, однако необратимо разрушаются во времени при небольших деформациях и больше характерны для песков. Вторые, напротив, легко нарушаются, но способны к восстановлению, эластичны и преобладают в глинистых грунтах.

Для засоленных глинистых мерзлых пород не наступает течения даже с постоянной скоростью, потому что при деформировании грунт уплотняется и основан за счет немерзлых прослоев, частицы сближаются, сохраняя неразрушенными ледяные включения, и в целом происходит его упрочнение. Такие явления наблюдаются и в немерзлых грунтах [222], однако, при этом деформации затухающей ползучести обычно не столь велики. Характер деформаций преимущественно определяется соотношением льдоцементационных и водно-коагуляционных связей в породе. Из экспериментов вытекает требование к испытаниям для определения деформационных характеристик, касающееся длительности испытаний. Опыты должны продолжаться не менее 2-3 суток; при меньшей продолжительности результаты непригодны для прогноза деформаций.

В литературе используется понятие так называемых пределов ползучести как точек перегиба кривых $\ln(\sigma) - \ln(\epsilon)$. Выделяются две характерные точки перегиба — первая отвечает пределу затухающей ползучести, а вторая — пределу линейной ползучести. Изменение характера деформирования, зафиксированное в изменениях величин ξ , m и α , выражено и на собственно кривых ползучести $\epsilon(t)$, перегибы на которых и являются этими пределами для сильнольдистых отложений. В засоленных мерзлых породах этого не наблюдается.

На процесс деформирования оказывают влияние такие факторы, как локальные фазовые переходы, миграция влаги, изменение положения грунтовых частиц и другие, роль которых еще предстоит выяснить количественно. Несмотря на то, что этот во-

Таблица 22

Основные структурные связи в засоленных мерзлых породах

Свойства	Льдоцементационные связи	Водно-коагуляционные связи
Прочность	До 2-3 МПа	До 0,01 МПа
Обратимость	Практически отсутствует	Высокая
Грунты, для которых они характерны	Песчаные	Глинистые
Зависимость от температуры	Сильная	Слабая

прос является слабо разработанным на уровне модели, в последнее время удалось, в частности, получить решение для количественного описания влияния локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мерзлых грунтов [349]. Неоднородность напряженного состояния в окрестности частицы приводит к изменению температуры фазового перехода, вследствие чего на поверхности контакта частицы со льдом возникают условия для плавления. Результаты расчета плавления льда вокруг минеральной частицы при различных уровнях внешней нагрузки показывают, что деформации имеют затухающий характер с течением времени, что согласуется с экспериментом. Разработка физических и математических моделей, описывающих всю совокупность процессов в мерзлых породах при деформировании, является актуальной будущей задачей.

4.2. КОМПРЕССИОННАЯ СЖИМАЕМОСТЬ

Как показано С.С. Вилковым [70], а затем А.Г. Бродской [39], мерзлые породы отличаются значительной сжимаемостью. На компрессионной кривой Н.А. Цытович [367] предлагает выделить три участка, соответствующих различным стадиям упрочнения мерзлых пород: упругого деформирования (до структурной прочности), структурно-необратимых деформаций и участок упрочнения. Упругое деформирование составляет обычно от 10 до 30% от полной деформации, структурно-необратимые деформации 70-90% [367]. Суммарный коэффициент сжимаемости мерзлых пород можно представить в виде [142]:

$$A_0 = A_y + A_s + A_f + A_w,$$

где A_y , A_s , A_f , A_w — коэффициенты сжимаемости мерзлых пород за счет, соответственно, упругого сжатия, закрытия пор и дефектов, фазового перехода льда в незамёрзшую воду и оттока неза-

мерзшей воды. Величина A_f , вероятно, изменяется от 0.006 для песков до 0.015 МПа⁻¹ для глин. Величина A_f зависит от количества свободных пор в мерзлой породе и становится особенно заметной при влажности, меньшей полного водонасыщения. Величина A_f определяется сдвигом фазового равновесия на границе лед-незамёрзшая вода при увеличении общего давления в мерзлой породе, а также переходом льда в незамёрзшую воду по мере ее оттока из подвергнутого сжатию объема. В соответствии с уравнением Клапейрона – Клаузиуса температура замерзания чистой свободной воды понижается при повышении давления на 0.007 град/атм, т.е. нагрузка в 10 кг/см² способна понизить температуру замерзания на 0.07 °С. При условии свободного оттока воды понижение будет почти в 10 раз больше, т.е. на 0.7 °С. Если принять во внимание концентрацию напряжений на контактах частиц, понижение может быть больше на порядок и более. Это соответствует опубликованным в литературе данным [367]. Изменение содержания незамёрзшей воды в мерзлых породах при их нагружении возрастает с увеличением дисперсности пород при переходе от монтмориллоновой к каолиновой глин. Так, при температуре -1.5 °С и давлении 0.3 МПа значение A_f для каолиновой глины составило 0.03 МПа⁻¹, а для монтмориллоновой – лишь 0.008 МПа⁻¹. Для песчаных и супесчаных грунтов величина A_f незначительна.

Составляющая A_f играет основную роль в сжимаемости мерзлых высокотемпературных тонкодисперсных пород и поэтому требует особого рассмотрения. При преодолении структурной прочности мерзлых пород нагрузка передается на воду, которая отфильтровывается на границах образца, а распределение давления в поровой влаге принимает параболический вид. Однако, если в талых грунтах давление выравнивается по высоте образца, уменьшается и приближается к величине давления набухания, то в мерзлых грунтах процессе происходит иначе. В мерзлых грунтах параболическое распределение давлений и движение воды продолжается долго. Этому способствует наличие льда в породе, который для поддержания фазового равновесия переходит в воду и восполняет то ее количество, которое фильтруется к границам образца. По существу величина A_f определяется проводимостью незамёрзших прослоев влаги. Ледонасыщенность и особенно ледяные штиры препятствуют движению влаги.

Мерзлые породы различного минерального состава по сжимаемости могут быть расположены в следующий ряд: монтмориллоновая глина > полиминеральная глина > каолин > супесь > песок. Монтмориллоновая глина имеет большую льдистость, а также большую свободную пористость и содержание

незамёрзшей воды. Поэтому здесь в высокой степени развиты процессы закрытия пор, смещения минеральных агрегатов и ледяных кристаллов по жидким пленкам. Засоленность мерзлых пород увеличивает их сжимаемость. При этом период фильтрационной стадии консолидации значительно уменьшается. Засоленность в большей степени влияет на сжимаемость глинистых пород, чем песчаных. Было установлено, что сжимаемость мерзлых пород, засоленных хлоридом натрия больше, чем засоленных карбонатом натрия. По результатам экспериментов А.И. Бродской, с увеличением льдистости сжимаемость мерзлых пород повышается, так как увеличение льдистости сопровождается увеличением содержания пустых пор, воздуха и дефектов. Исследованиями Н.А. Цытовича [367] и других установлено, что величина льдистости неоднозначно влияет на деформируемость при компрессии, приводя сначала к уменьшению (при льдистости менее 0.15), а затем к повышению сжимаемости.

Проведенные исследования позволили установить, что засоленные мерзлые породы Арктического побережья обладают значительной сжимаемостью. Коэффициент сжимаемости во всем диапазоне засоленностей (от 0.05 до 1.5%) и температур (-2 ÷ -4 °С) выше значения 0.001 см²/кг, которое является критерием пластично-мерзлого состояния пород (СПбП 2.02.04-88). В свое время Ю.Я. Велли [54] было установлено, что сжимаемость засоленных пород сильно зависит от температуры. Например, мерзлый морской засоленный суглинок из района пос. Амдерма при засоленности 0.45% при нагрузке 1 кг/см² и температуре -1 °С сжимается на 0.146 от толщины, а при 3 °С – на 0.039. Это такие осадки, с которыми нельзя не считаться в инженерной практике. Для сравнения, по данным С.С. Вилкова [70], осадка незасоленного суглинка при той же нагрузке и температуре 1 °С составляет всего 0.01, т.е. почти на порядок меньше.

Необходимо учитывать исключительную продолжительность экспериментов – до четырех месяцев и более ввиду слабого затухания деформаций и высокой пластичности пород. На большинстве кривых зависимости относительной стабилизированной деформации мерзлых засоленных грунтов от уплотняющей нагрузки не выделяется начальный участок – так называемое эффективное давление (как у других мерзлых пород), характеризующий упругую и структурно-обратимую деформацию (рис. 58). Таким образом, структурная прочность [367] у мерзлых засоленных пород очень мала. У суглинков и частично у супесей выделяется участок интенсивного деформирования – уплотнения и структурно-необратимых деформаций, а также участок затухания деформации, упрочнения грунта.

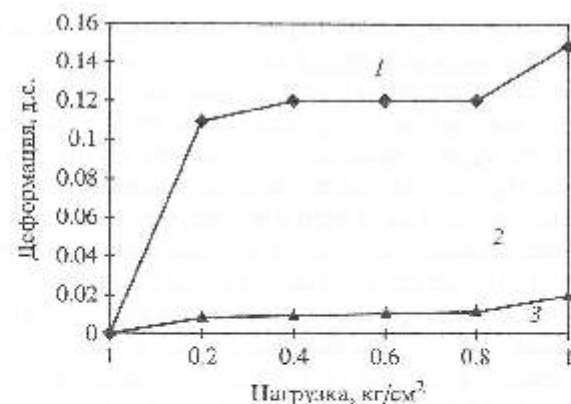


Рис. 58. Зависимость стабилизированных деформаций от нагрузки при компрессионных испытаниях

1 – суглинок (оз. Тайбей-То) при $t = -2^\circ\text{C}$ и $D_{\text{sol}} = 1.0\%$; $W = 46\%$; одностороннее промораживание образца; 2 – песок (пес. Бованкетское) при $t = -3^\circ\text{C}$; $D_{\text{sol}} = 0.5\%$; $W = 24\%$.

Как известно, эффективное давление увеличивается с возрастом породы [222] в результате ее диагенеза. Отсутствие эффективного давления указывает на нецелостное состояние породы. В случае засоленных мерзлых грунтов такое состояние обусловлено, вероятно, в первую очередь возникновением льдоцементационных связей, препятствующих консолидации породы. На экспериментальных кривых (рис. 58, кривая 1) выделяется третий (по Н.А. Цытовичу [367], четвертый) участок нарастающих деформаций при больших нагрузках – 10–12 кг/см². Природа этих деформаций связана, вероятно, с выдавливанием грунта и льда через штамп одометра. В практике такие нагрузки, правда, встречаются редко. Для засоленных песков и некоторой части суглинков на участке структурно-необратимых деформаций, на участок уплотнения на компрессионных кривых не выделяются – кривые близки к прямой, что связано, по-видимому, с равномерным по времени и в зависимости от нагрузок деформированием, обусловленным установившимся течением жидких пленок и сдвигов частиц и кристаллов по ним.

Обращает на себя внимание факт значительного изменения засоленности образцов в процессе опыта. Например, в образцах мерзлого суглинка влажность за время компрессионного опыта изменилась при -2°C от 0.48 до 0.37–0.31, а засоленность – от 1.0 до 0.31–0.28%, т.е. более, чем в три раза. Соли содержатся в засоленном мерзлом грунте главным образом в незамерзших водных пленках, поэтому в результате течения жидких пленок в процес-

Таблица 23

Изменение характеристик образцов мерзлого суглинка (оз. Тайбей-То) с односторонним промораживанием при засоленности $D_{\text{sol}} = 1\%$ и температуре $\theta = -2^\circ\text{C}$ в процессе компрессионных испытаний

№ образца	Время определения	Влажность, W , д.с.	Плотность ρ , г/см ³	Засоленность D_{sol} , %	Пористость n , д.с.	Степень влажности G , д.с.
1	До опыта	0.48	1.43	1.0	0.64	0.74
	После опыта	0.31	1.90	0.28	0.46	0.97
2	До опыта	0.48	1.43	1.0	0.64	0.74
	После опыта	0.36	1.74	0.35	0.53	0.88
3	До опыта	0.48	1.50	1.0	0.62	0.77
	После опыта	0.37	1.80	0.31	0.51	0.95

се компрессионного воздействия вместе с поровым раствором из образцов выносятся соли. По-видимому, это весьма эффективный механизм опреснения засоленных мерзлых пород (табл. 23).

Закономерность изменения сжимаемости мерзлых засоленных грунтов в зависимости от их дисперсности (рис. 59) в целом соответствует аналогичной зависимости для незасоленных грунтов, т.е. максимальной сжимаемостью обладают глинистые грунты, а минимальной – песчаные. Отличие заключается в различном влиянии засоленности на различные типы мерзлых пород, поэтому их трудно сравнивать при едином значении засоленности. Например, в песке при засолении от 0.03 до 0.5% компрессионный модуль при $G = 0.2$ МПа снижается почти на порядок, а в суглинке такое снижение при изменении засоления от 0.5 до 1.5%

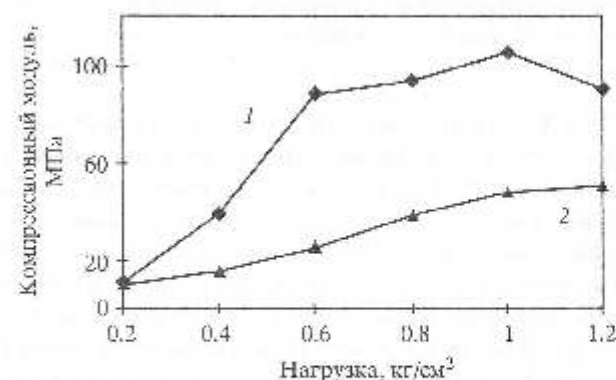


Рис. 59. Компрессионные модули грунтов различной дисперсности в зависимости от нагрузки при температуре -3°C и $D_{\text{sol}} = 0.5\%$

1 – песок; 2 – суглинок

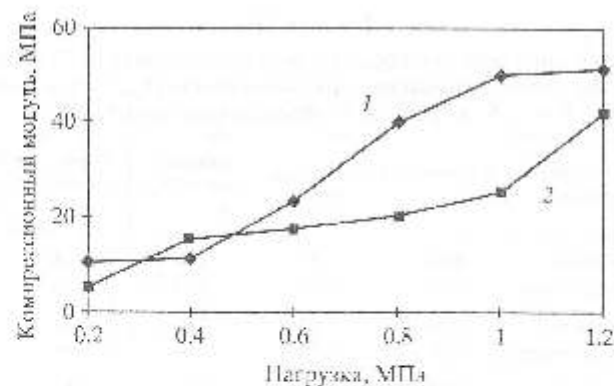


Рис. 60. Компрессионные модули суглилков с различной засоленностью в зависимости от нагрузки при температуре -3°C
 1 — $D_{sat} = 0.5\%$; 2 — $D_{sat} = 1.5\%$

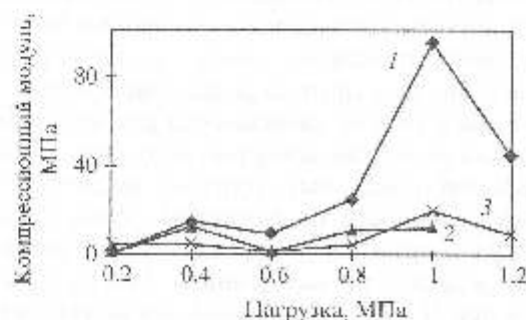


Рис. 61. Компрессионные модули суглилков с различной влажностью в зависимости от нагрузки при температуре -3°C и $D_{sat} = 1.5\%$
 1 — $W = 36$; 2 — $W = 61$ и 3 — $W = 70\%$

едва заметно. Поэтому сравнение грунтов различной дисперсности — песка, супеси и суглинка при одном значении засоления — 0.5% — приводит к результату, когда сжимаемость супеси и суглинка близка, а песка заметно меньше. При меньшей засоленности суглинок, вероятно, обладал бы большей сжимаемостью, чем супесь. Деформируемость при компрессионном сжатии постепенно, по мере увеличения плотности и уменьшения пористости уменьшается с ростом нагрузок за исключением очень больших (1.2 МПа), когда вероятно выдавливание грунта через дырчатый штамп.

Увеличение засоленности мерзлых пород приводит к увеличению сжимаемости (рис. 60), особенно в области больших на-

грузок, когда частицы породы сильнее прижаты друг к другу и особенно велика роль толстых жидких водных пленок.

Влияние льдистости на сжимаемость засоленных мерзлых пород было изучено нами на примере суглинка. Полученный результат не отличается от известной для мерзлых незасоленных пород закономерностей увеличения сжимаемости с ростом льдистости. В экспериментах (рис. 61) с суглинком со значительным засолением (засоленность 1.5%) увеличение начальной влажности приводило к заметному снижению модулей деформации, но только при больших нагрузках, когда оказывалось уплотнение породы и сцепление частиц между собой. При малых нагрузках, до 8 кг/см^2 влияние льдистости не особенно заметно, вероятно, из-за увеличения преград в виде ледяных включений и плинтов для течения жидких прослоек. Интересные результаты были получены при исследовании режима промораживания и образующейся криогенной текстуры образцов. Нами было приготовлено четыре серии образцов суглинка (оз. Тюрин-То) — две серии с засоленностью 0.5% и две серии — с засоленностью 1.0% , причем одна серия — при всестороннем промораживании при -4°C , другая — при одностороннем промораживании при той же температуре.

На начальном этапе деформирования — стадии формирования потоков влаги и закрытия наиболее крупных пор — модули деформации во всех четырех сериях образцов примерно одинаковы, что и наблюдается в экспериментах. Затем происходит увеличение модулей в двух сериях образцов с меньшей засоленностью (0.5%) по сравнению с модулями образцов с засоленностью 1% , но модули образцов с односторонним промораживанием в некоторых случаях оказываются даже немного ниже, чем у образцов со всесторонним промораживанием. Исследования влияния состава солей показали, что наибольшей сжимаемостью отличаются образцы, насыщенные солями NaCl и CaCl_2 (рис. 62). Как известно, ион Na^+ (в сравнении с другими ионами) увеличивает содержание незамерзшей воды в мерзлых породах. Той же особенностью отличаются и хлориды вообще. Суглинок при насыщении хлористым магнием менее сжимаем, особенно при больших нагрузках. Раствор этой соли обладает в сравнении с другими хлоридами значительно большей вязкостью [363]. Следовательно, фильтрационная составляющая сжимаемости может уменьшаться, уменьшая и общую сжимаемость. Суглинок с раствором сульфата натрия характеризуется наибольшими модулями деформации, так как значительно меньше влияет на содержание незамерзшей воды. Однако, при нагрузках 0.6 – 1.0 МПа наблюдается резкое снижение модуля деформации мерзлого суг-

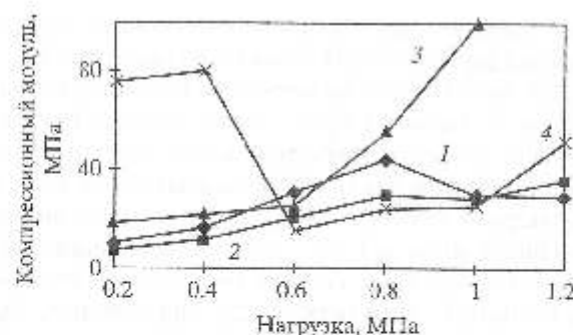


Рис. 62. Компрессионные модули супеси с различным химическим составом засоления в зависимости от нагрузки при температуре -3°C и $D_{\text{сж}} = 0.5\%$.

1 — NaCl; 2 — CaCl₂; 3 — MgCl₂; 4 — MgSO₄.

лишка, насыщенного сульфатом натрия до величин, соответствующих хлоридному засолению. При этом преодолевается структурная прочность породы, в целом не характерная для засоленных мерзлых пород морского типа.

Как известно, именно из компрессионных испытаний определяют коэффициент сжимаемости, по которому проводят разделение мерзлых пород на твердо- и пластичномерзлые (СНиП 2.02.04-88). Это разделение имеет важное значение, так как в зависимости от категории породы либо проводят, либо не проводят расчеты устойчивости сооружений по деформациям. В.И. Аксенов неоднократно указывался о необходимости разделения и засоленных мерзлых пород на эти категории и предлагал соответствующие критерии. По его предложению, критерием перехода из одной категории мерзлой породы в другую может служить перегиб логарифмической кривой «прочность-содержание незамерзшей воды», который отчетливо прослеживается на большинстве таких кривых и действительно характеризуется такими условиями по засоленности и температуре, когда коэффициент сжимаемости имеет значение $0.001 \text{ см}^2/\text{кг}$, т.е., равное пороговому значению по СНиП 2.02.04-88. Сама по себе такая возможность свидетельствует о взаимосвязи прочности и деформируемости засоленных мерзлых пород, а также о физической обоснованности применения именно такого критерия.

4.3. ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ПРИ ВДАВЛИВАНИИ ШАРИКОВОГО ШТАМПА

Определяемое шариковым штампом эквивалентное сцепление относится к характеристикам прочности, а не деформируемости. Однако, собственно прочность является достаточно условной характеристикой для засоленных мерзлых морских осадков. Как правило, они разрушаются в результате пластично-вязкого течения без нарушения сплошности или проявления других признаков резкого ослабления материала. При вдавливании штампа в этих породах возникают пластично-вязкие деформации, которые постепенно и значительно дольше, чем в обычных мерзлых породах, затухают по времени — как ввиду уменьшения удельной нагрузки на грунт по мере постепенного расширения площади отпечатка, так и ввиду уплотнения и упрочнения породы под штампом. Поэтому величина осадки штампа характеризует два свойства породы — ее начальную жесткость, прочность, а также степень уплотнения и упрочнения при деформировании. Деформационная или прочностная эта характеристика — решить трудно, однако, в любом случае она является характеристикой сопротивляемости породы нагрузкам. Широкое использование этой характеристики обусловлено сравнительной простотой определений.

В соответствии с решением теории пластичности для идеально связанных неупрочняющихся тел отношение твердости (прочности) к напряжению при пределе текучести можно принять за постоянную величину, а сцепление мерзлых пород $C_{\text{сж}}$ тогда, как показано П.А. Цытовичем [367], определяется выражением:

$$C_{\text{сж}} = 0.18P/\pi \cdot D \cdot S_1,$$

где P — нагрузка на шариковый штамп; D — диаметр шарикового штампа; S_1 — величина осадки штампа. По мнению П.А. Цытовича [367], величину эквивалентного сцепления, определяемую шариковым штампом таким образом, следует считать комплексной характеристикой сил связности пластичных грунтов, причем, как показано С.С. Вяловым [70], влиянием диаметра штампа и величины нагрузки часто можно пренебречь и считать эквивалентное сцепление независимым от них. Определяют мгновенное эквивалентное сцепление (при времени вдавливания штампа 10–15 с), восьмичасовое $C_{\text{сж}}$ (наиболее часто определяемая характеристика) и длительное $C_{\text{сж}}$. Экспериментальная практика позволила выявить оптимальные размеры шарикового штампа, равные 2.3 см. Были установлены и величины постоянной нагрузки для глинистых и песчаных засоленных мерзлых пород в зависимости от отрицательной температу-

ры. Важным является недопущение выпора, что ограничивается конечной осадкой, которая не должна превышать 0.1 диаметра штампа. За критерий стабилизации при определении длительного эквивалентного сцепления $C_{экс}$ для обычных мерзлых пород принимается приращение деформации, не превышающее 0.01 мм за 12 часов. Длительность таких опытов составляет обычно 1–2 недели. В качестве показателя снижения прочности грунтов принято соотношение восьмичасового сцепления к длительному, имеющее приблизительно постоянную величину около 0.75 для незасоленных осадков.

Для засоленных мерзлых грунтов, по данным некоторых исследователей [3], величина эквивалентного сцепления должна определяться с учетом корректировки перечисленных критериев. В частности, рекомендуется применять критерий стабилизации 0.005 мм за 24 часа. При этом длительность опытов возрастает до нескольких (4–5 и более) недель. Коэффициент перехода от восьмичасового к длительному эквивалентному сцеплению также рекомендуется в интервале: для песков – 0.34–0.60 и для глинистых пород 0.55–0.65. Рекомендуются условия для назначения нагрузок, исходя из критериев для осадки штампа за 15 минут: $S(15) < (0.005–0.02)d$, за 8 часов: $S(8) < (0.02–0.04)d$.

Исследования вдавливания шарикового штампа позволили установить его величины эквивалентного сцепления в грунтах различного строения, а большое количество выполненных определений – оценить статистические величины наблюдаемого при определении физико-механических свойств разброса их значений, в том числе для грунтов естественного сложения – монолитов. Деформируемость при вдавливании шарикового штампа увеличивается при повышении температуры. На примере сунеси (р. Се-Яха) нами было изучено влияние засоленности при -3°C . При увеличении засоленности от 0.5 до 1% при влажности 0.33 восьмичасовое эквивалентное сцепление уменьшается от 0.63 до 0.24, а длительное – от 0.48 до 0.18 кг/см^2 , т.е. более чем в два раза. Проведенные исследования грунтов естественного сложения преимущественно морского генезиса показали (рис. 63–66), что величина эквивалентного сцепления в зависимости от засоленности особенно сильно изменяется в песках и супесях и меньше – в суглинках. Ранее это установлено только для грунтов нарушенного сложения [58]. Осадки штампа несколько выше при уменьшении дисперсности при одинаковой засоленности, однако, эта зависимость выражена нечетко. На рис. 63 виден значительный разброс экспериментальных значений эквивалентного сцепления в различных образцах при близких значениях засоленности. Для искусственно приготовленных образцов он нередко был

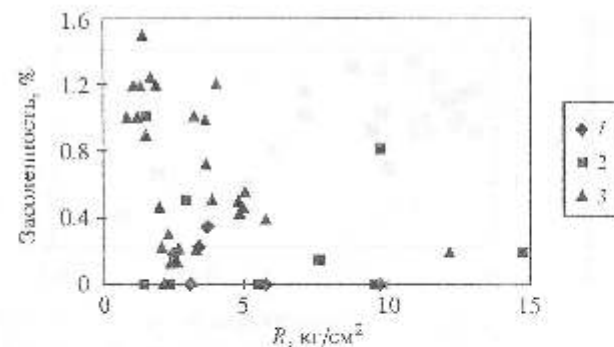


Рис. 63. Зависимость прочности (R), определенной по длительному эквивалентному сцеплению от засоленности при температуре -3°C для грунтов различной дисперсности
1 – пески; 2 – супеси; 3 – суглинки

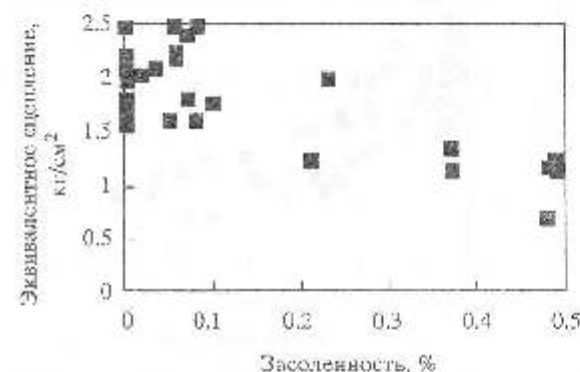


Рис. 64. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления $C_{8ч}$ в песках естественного сложения п-ова Ямал при температуре -3°C (каждая точка – среднее из трех определений)

столь значителен, что для 10 и более определений показатель точности оставался около 0.3 (табл. 24), а коэффициент вариации – 0.39.

Влияние криогенного строения исследовалось на примере образцов суглинка (оз. Тюрин-То) при температуре -3°C . Различная сетчатая криогенная текстура образцов была получена методом одностороннего промораживания при различном темпе охлаждения. Сравнивались образцы с тремя видами криогенных текстур – массивной, сетчатой со пилрами 0.1–0.5 мм и сетчатой со шпирами до 2 мм. Изучению влияния криогенных текстур на механические свойства мерзлых пород посвящено сравнительно ма-

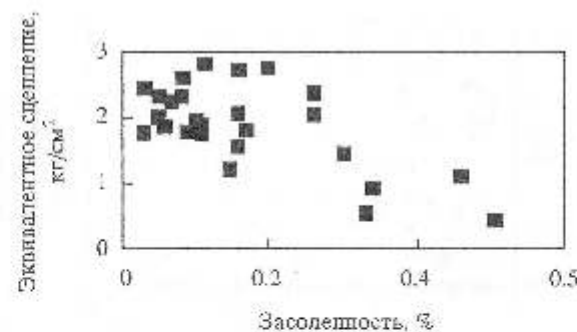


Рис. 65. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления $C_{\text{экв}}$ в суглинках естественного сложения п-ова Ямал при температуре -3°C (каждая точка – среднее из трех определений)

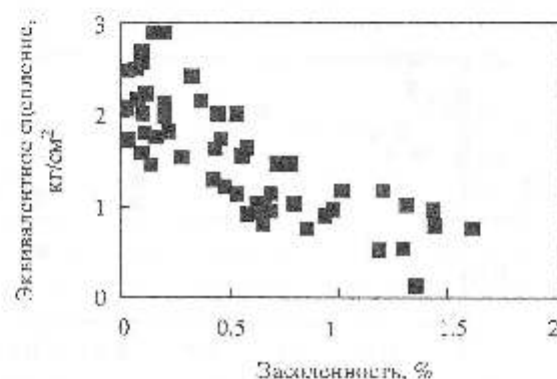


Рис. 66. Результаты исследования восьмичасового эквивалентного сцепления $C_{\text{экв}}$ в суглинках естественного сложения п-ова Ямал при температуре -3°C (каждая точка – среднее из трех определений)

до работ несмотря на исключительную важность проблемы. Впервые на нее обратили внимание М.И. Сумгин и Н.А. Цыгович. В 1956 г. И.К. Пискаревская испытывала на сдвиг и одноосное сжатие суглинистые многолетнемерзлые грунты различной текстуры Игарского района. Эксперименты проводились на монолитах массивной и слоистой текстуры, их длительность составляла до 2,5–3 месяцев. Наибольшей прочностью и наименьшей деформируемостью при быстром сдвиге обладал лед, меньшей (и большей деформируемостью) – глинистый грунт сетчатой текстуры и далее – грунт слоистой текстуры при сдвиге по контакту грунта с ледяными прослойками. При анализе полученных результатов для

Таблица 24

Результаты испытаний грунтов п-ова Ямал шариковым штампом

Грунт	$\theta, ^\circ\text{C}$	$D_{\text{сж}}, \%$	$W, \%$	Условия опытов, засоления	$\zeta^*, \text{кг/см}^2$	$C_{\text{сж}}, \text{кг/см}^2$	Коэффициент пористости	Показатель прочности	Коэффициент вариации	Количество испытаний
Суглинок, р. Ся-Яка	3	0,5	33	Морская соль	0,63	0,48	0,73	0,06	0,16	27
			33	То же	0,24	0,18	0,74	0,12	0,21	15
	-3	0,5	35	NaCl	0,69	0,48	0,69	0,28	0,39	10
				CaCl_2	0,81	0,17	0,58	0,11	0,15	12
				NaSO_4	1,79	1,46	0,81	0,32	0,15	6
Суглинок, оз. Тюринг То	-3	0,5	56	Массивная криотекстура	1,12	0,54	0,48	0,05	0,06	14
				Сетчатая криотекстура, шпалы 3,1–0,5 см	1,46	0,73	0,5	0,16	0,15	21
Суглинок, озерная	3	0,5	48	Морская соль	0,79	0,39	0,49	0,3	0,26	19
				NaCl	0,83	0,49	0,59	0,04	0,08	18
				CaCl_2	0,86	0,35	0,41	0,05	0,08	11
				Na_2SO_4	1,26	0,65	0,51	0,05	0,09	14
				$W=0,70$	1,28	0,54	0,42	0,06	0,13	17
Суглинок, оз. Тибет-То	3	0,5	37	$W=0,35$	1,35	0,87	0,36	0,07	0,16	18
				Восстановление при замораживании при -2°C	0,62	0,39	0,62	0,06	0,12	15
				То же при -15°C	0,91	0,56	0,61	0,05	0,11	15
				Отжиг при -15°C	1,06	0,54	0,59	0,21	0,20	24

тельных экспериментов Н.К. Пекарская [277] высказалась в пользу возможности пересечения кривых длительной прочности мерзлых грунтов различного криогенного строения, причем после точки пересечения закономерность изменения зависимости прочности (возможно, деформируемости) будет обратной. Так, если до точки пересечения грунт слоистой криогенной текстуры был прочнее, чем массивной, то за этой точкой, наоборот, грунт массивной текстуры должен быть прочнее, чем слоистой.

Эти выводы в известной мере подтвердились исследованиями З.П. Артемова. Он работал с амдермскими грунтами (супесь, песок) нарушенного сложения, т.е. на искусственно приоткопленных образцах слоистой текстуры с различной толщиной ледяных слоев (1,5–5 мм для песка, 4–5 мм для супеси) и образцах базальной текстуры (размер ледяных включений для супеси 8–10 мм, для песка 10–15 мм). Образцы мерзлых грунтов испытывались на одноосное сжатие с постоянной и ступенчатой нагрузкой. Пределы ползучести мерзлых грунтов слоистой криогенной текстуры оказались зависящими от толщины прослой льда (до 4 мм влияние слоистости почти не наблюдается).

Нами исследовались образцы с суммарной влажностью на пределе текучести 0,46 при продолжительности опытов восемь часов (краткосрочные) и до 42 суток (длительные). Каждый образец испытывался не менее шести раз, статистическая обработка проводилась в соответствии с ГОСТ 20522-75: штамп мог погрузить и на грунтовой прослой, и на лед (табл. 24).

Эквивалентное сцепление грунтов с сетчатой текстурой оказалось выше, чем у образцов с массивной текстурой. Оно зависит от толщины ледяных включений: $C_{\text{эки}} = 1,12 \text{ кг/см}^2$ для массивной текстуры, $C_{\text{эки}} = 1,46 \text{ кг/см}^2$ для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шпиров от 0,1 до 0,5 мм и $C_{\text{эки}} = 1,56 \text{ кг/см}^2$ для сетчатой криогенной текстуры с толщиной шпиров до 2 мм. Эти результаты согласуются с данными Н.К. Пекарской о том, что грунты с сетчатой криотекстурой при быстром сдвиге менее деформируемы и более прочны, чем грунты с массивной криотекстурой. Длительные эксперименты с засоленными мерзлыми породами, как и в исследованиях Н.К. Пекарской, не подтвердили предположения С.С. Вьюнова о наличии точки пересечения кривых длительной прочности мерзлых грунтов различного криогенного строения: грунты с сетчатой текстурой остаются более прочными ($C_{\text{эки}} = 0,54 \text{ кг/см}^2$ для массивной текстуры; $C_{\text{эки}} = 0,73 \text{ кг/см}^2$ для сетчатой криотекстуры с толщиной шпиров от 0,1 до 0,5 мм). Эти исследования подтвердили также возможность применения шарикового штампа для определения эквивалентного сцепления грунтов с сетчатой криогенной текстурой с толщи-

ной шпиров до 2 мм. Касаясь статистических оценок эквивалентного сцепления для различных грунтов, необходимо отметить, что в целом показатель точности изменяется от 0,05 до 0,10 для супесей и суглинков с различной степенью засоления и типами солей. При этом, правда, количество испытанных образцов достигает 15–20 и более. Коэффициент вариации изменяется от 0,05 до 0,4.

Исследования влияния солей на эквивалентное сцепление при -2°C (суглинок самехардский) и -3°C (супесь, пос. Бованенково) показали, что для супеси восьмичасовое эквивалентное сцепление изменяется в ряду: сульфат натрия > хлорид кальция > хлорид натрия, а длительное – в ряду сульфат натрия > хлорид натрия > хлорид кальция. Для суглинка восьмичасовое эквивалентное сцепление изменяется в ряду сульфат натрия > хлорид кальция > хлорид натрия > морская соль, а длительное сцепление в ряду сульфат натрия > хлорид натрия > морская соль > хлорид кальция. Объяснение высокой прочности грунта, засоленного сульфатом натрия, можно предложить следующее. Молярный вес хлористого натрия весит около 58 г, в то время как молярный вес сульфата натрия – около 142 г. При одинаковой засоленности количество тяжелых сульфат-ионов в ионовом растворе будет в два раза меньше, чем хлор-ионов, соответственно, изменится их влияние на содержание незамерзшей воды и прочность в целом. Более важен следующий факт. По Рингелю, с понижением температуры в растворе морской соли происходит непрерывное увеличение сульфата натрия в твердой фазе; по Гиттерману, вначале наблюдается нарастание сульфата натрия в жидкой фазе до температуры $-7,6^\circ\text{C}$ (за счет увеличения концентрации рассола в результате выделения пресного льда), а затем наступает понижение концентрации сульфата натрия до температуры $-22,6^\circ\text{C}$. Имеются также данные о том, что выпадение мирабилита происходит при $-8,2^\circ\text{C}$ [276]. При этом для чистого раствора сульфата натрия (точнее, его криогидрата) эвтектическая точка соответствует температуре всего $-1,2^\circ\text{C}$, т.е. при -3°C или даже -2°C (температуры опытов) раствор уже не должен содержать этой соли, и прочность грунта должна быть повышенной. Интересно также факт наиболее низкого длительного эквивалентного сцепления для супеси и суглинка при засолении хлористым кальцием. Молярный вес хлористого кальция весит около 110 г, однако, каждая молекула распадается на три иона, поэтому по концентрации ионов в растворе при одинаковой засоленности хлористый кальций близок к NaCl. Наиболее низкой температурой замерзания в диапазоне концентраций от 0 до 2 н [376] – отличается именно хлористый кальций. Поэтому при одной равновесной температуре концентрация хлористого кальция может быть меньше, чем NaCl.

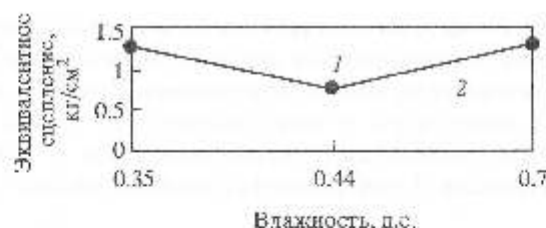


Рис. 67. Влияние влажности на эквивалентное сцепление саххардского суглинка при температуре -3°C и $D_{\text{sat}} = 0.5\%$

1 — восьмичасовое эквивалентное сцепление; 2 — длительное эквивалентное сцепление

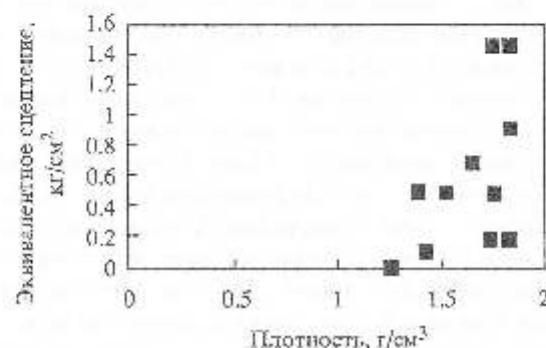


Рис. 68. Влияние плотности грунта на длительное эквивалентное сцепление ($C_{\text{экв}}^{\text{дл}}$) для образцов суглинков при температуре -3°C и $D_{\text{sat}} = 1.0\%$

Соответственно, может быть больше количество незамерзшей воды для хлористого кальция. Ранее для мерзлых пород, насыщенных CaCl_2 , была установлена наибольшая сжимаемость, теперь фиксируется наименьшее длительное эквивалентное сцепление, вероятно, из-за несколько большего содержания незамерзшей воды и более толстых жидких прослоев.

По результатам экспериментов Л.Ф. Свинтицкой, восьмичасовое эквивалентное сцепление харасавэйской глины снижается при ее засолении до 0.5% различными солями в следующем ряду: $\text{NaHCO}_3 > \text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{NaHCO}_3 > \text{NaCl} + \text{NaHCO}_3 > \text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{CaCl}_2$.

Исследования влияния льдистости на примере саххардского суглинка при температуре -2°C и засоленности 0.5% привели к результату, отличному от известных данных Е.П. Шушериной [383] и Н.А. Цыговича [367]. Ими для незасоленных мерзлых по-

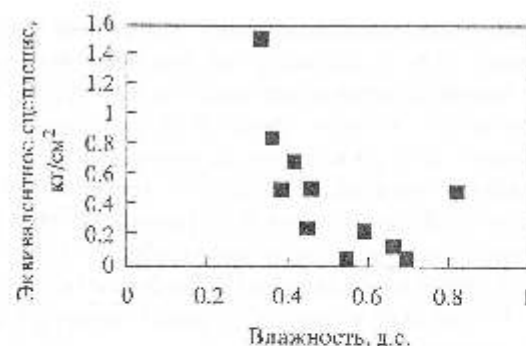


Рис. 69. Влияние влажности (W) на длительное эквивалентное сцепление ($C_{\text{экв}}^{\text{дл}}$) для образцов суглинков при температуре -3°C

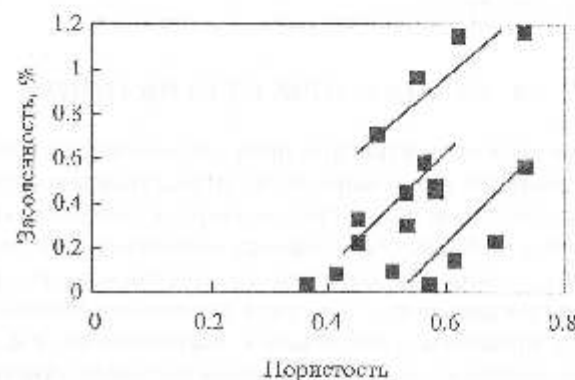


Рис. 70. Связь засоленности с пористостью для партии из 26 образцов мерзлых пород п-ова Ямал ненарушенного сложения

род было установлено, что при увеличении влажности в области до полного водонасыщения сопротивление для всех мерзлых пород возрастает, а при полном льдозаполнении и распучивании пород льдом, как правило, уменьшается. Таким образом, наименьшая деформируемость для мерзлых незасоленных пород и наибольшая прочность, характерны для полного влагонасыщения. Для засоленных мерзлых пород ранее факт снижения модулей деформации при увеличении льдистости уже с величины, заметно меньшей полного влагонасыщения, был установлен для компрессионного сжатия. Минимальная прочность при водонасыщении отмечается для суглинка и при одноосном сжатии. Эквивалентное сцепление для засоленных мерзлых пород имеет аналогичную зависимость от влажности (рис. 67–69).

Упрочнение льдоцементационных связей при полном заполнении пор грунта льдом, характерное для обычных мерзлых пород, не имеет такого значения для засоленных пород, где главное определяют толстые жидкие прослойки с соленым раствором. Повышение влажности до влагонасыщения в этих условиях, возможно, приводит к перераспределению напряжений на слабый засоленный поровый лед, который деформируется и разрушается даже быстрее, чем мерзлый засоленный грунт с меньшей влажностью. Повышение влажности (льдистости) приводит к появлению более мощных и менее соленых ледяных включений, повышающих прочность.

Прочность в целом уменьшается с возрастанием пористости (рис. 70). Засоленность, как правило, возрастает с увеличением пористости из-за увеличения общего объема порового раствора, содержащегося в грунте.

4.4. ОСАДКА ПРИ ОТТАИВАНИИ

С деформациями осадки при протаивании пород связано опускание поверхности и формирование отрицательных форм рельефа. Осадки обусловлены в первую очередь состоянием мерзлых пород, которое Н.А. Цытович назвал недоуплотнением. Оно связано с малой величиной плотности скелета породы, его распуцённостью, взрыхлённостью вследствие льдонасыщения и содержания ледяных прослоев, способных к вытаиванию, т.е. потенциальной неустойчивостью при фазовом переходе. Величина деформации мерзлой породы при оттаивании $h_{ос}$ может быть представлена в следующем виде:

$$h_{ос} = h_n + h_{осм} + h(G_{от}) + h_{ус} - h_{наб} - h_r,$$

где деформация породы h_n за счет объемных фазовых изменений при переходе льда в воду, $h_{осм}$ — обусловленная вытаиванием крупных ледяных включений и шпиров льда и преобразованием структуры и текстуры (смыкание макропор) при оттаивании без нагрузки; $h(G_{от})$ — обусловленная осадкой за счет внешней нагрузки; $h_{ус}$ — за счет усадки; $h_{наб}$ — за счет набухания; h_r — за счет сегрегационного льдовыделения в мерзлой зоне. Приведенное выше соотношение — итог работы ряда исследователей. Еще в 1939 г. Г.И. Папкин [213] предложил разделять осадку мерзлых пород на две составляющие: условную осадку оттаивания (осадка без нагрузки) и переменную осадку обжатия, зависящую от внешнего давления. Исследования процессов промерзания-оттаивания, выполненные на кафедре геофизиологии МГУ, позволили

дополнить это соотношение составляющими, связанными с усадкой и миграцией влаги.

Величина осадки $h_{ос}$ выражается следующим образом:

$$h_{ос} = A \cdot h + a \cdot h \cdot G,$$

где A — коэффициент оттаивания, учитывающий деформации осадки без нагрузки; a — коэффициент уплотнения, учитывающий деформации осадки под нагрузкой; G — нагрузка; h — толщина оттаивающего слоя. Коэффициент оттаивания A является безразмерной величиной, меньшей 1 и характеризующей степень тепловой осадки при протаивании пород.

Рассмотрим действие составляющих, входящих в уравнение для осадки при протаивании. Деформации грунта за счет объемных изменений при переходе льда в воду h_n обусловлены прежде всего степенью водонасыщенности грунтов. Для мерзлых распуцённых пород с полным водонасыщением независимо от литологического состава оценка осадок выполняется обычно путем введения коэффициента 0,9. При неполном водонасыщении величина h_n резко уменьшается. Деформации $h_{осм}$, обусловленные значительными преобразованиями структуры и текстуры породы, включают в себя смещения за счет вытаивания ледяных шпиров с образованием макропор и изменением пространственного расположения структурных элементов. Большую роль в развитии этих деформаций играют литологический состав породы, ее криогенная текстура и степень льдонасыщенности. При наличии ледяных жил процесс оттаивания идет медленно и неравномерно. При оттаивании мерзлых пород со слоистой криотекстурой процесс осадки и, соответственно, разрушения текстуры во многом определяется фильтрационными свойствами оттаивающего грунта. Деформации грунта за счет набухания $h_{наб}$ связаны с увеличением объема породы за счет поступления в нее влаги из оттаявшей зоны. В результате расклинивающего давления водных пленок уменьшаются эффективные напряжения в скелете грунта и увеличивается его пористость. Деформации породы за счет сегрегационного льдовыделения h_r обусловлены температурным градиентом в мерзлой зоне, который приводит к образованию градиента влажности незамёрзшей влаги и соответствующему ее движению в сторону более тонких водных пленок. Итогом этого процесса является возникновение положительных деформаций, уменьшающих деформацию осадки, причем в отдельных случаях положительные деформации могут превзойти отрицательные и привести к общему увеличению объема оттаивающей породы. Развитие деформаций усадки $h_{ус}$ происходит в результате обезвоживания талой зоны вследствие миграции влаги к образующимся

в мерзлой зоне сегрегационным прослоям льда. В результате происходит сближение минеральных агрегатов, уменьшение пористости, переориентировка микроагрегатов, их цементация и т.д. Соотношение всех составляющих уязвения для осадки при оттаивании зависит от состава и строения породы.

Для засоленных мерзлых пород в настоящее время практически отсутствуют данные по тепловым осадкам, поэтому мы приведем результаты немногочисленных определений, которые были сделаны для мерзлых пород полуострова Ямал. Для изучения влияния условий промерзания и криогенной текстуры на особенности деформирования при оттаивании были проведены опыты на искусственно приготовленных образцах, замороженных при -4°C и замороженных при низких температурах (до -20°C). В каждой серии было испытано по три образца суглинка (оз. Табей-То) естественной засоленности (около 0,7%) морского типа. Все образцы обладали очень высокой деформируемостью при оттаивании. Велик также коэффициент сжимаемости, составляющий в образцах обеих серий 0,123 см³/кг. Такие величины коэффициента сжимаемости более соответствуют при оттаивании мерзлым глинам. Характер промерзания и, соответственно, криогенного строения проявляется в изменении коэффициента оттаивания. Суглинок, промерзавший при -4°C и обладавший выраженным плитовым криогенным строением и большей степенью сегрегации вещества, имеет больший коэффициент оттаивания (0,16), чем замороженный при низких температурах (0,14).

Эксперименты на мерзлых засоленных породах естественного строения (монолитах) проводились при одном значении нагрузки — 1 кг/см², которая в первом приближении может соответствовать бытовому давлению (табл. 25).

Полученные коэффициенты оттаивания (условные, при нагрузке 1 кг/см²) сравнительно низки (даже при таком давлении). Причина низких значений коэффициента оттаивания, в частности для суглинка, заключается в особенностях криогенной текстуры. В основном в монолитах суглинистого состава представлена сегчатая и блоковая криогенная структура с толщиной ледяных плит, как правило, до 1 см. Толщина грунтовых прослоев достигает 5–10 см. Максимальные значения коэффициента оттаивания, а следовательно, минимальные значения коэффициента устойчивости оказались характерными для сугеси, где зафиксирована минимальная начальная плотность. В целом, по данным Р.Г. Кальбергенова, например, коэффициент оттаивания плотных морских глинистых пород салехардской свиты (при средней плотности 1,82–1,86 г/см³) меняется от 0,001 до 0,004. Зависимость коэффициента оттаивания A от начальной плотности сухо-

Таблица 25

Результаты определения коэффициента оттаивания в мерзлых породах естественного сложения (монолитах) п-ова Ямал при нагрузке 1 кг/см²

Грунт	Характеристики после оттаива			Плотность до опыта ρ , г/см ³	Коэффициент оттаивания A
	W, %	$D_{\text{сж}}$, %	ρ , г/см ³		
Суглинок	38	0,9	1,87	1,75	0,080
"	35	0,03	1,88	1,76	0,059
Сугесь	32	0,04	1,81	1,51	0,217
"	28	0,16	1,89	1,79	0,050
"	30	0,15	1,84	1,62	0,131
Песок	21	0,02	2,00	1,95	0,037

го грунта аппроксимируется уравнением:

$$A = 1182 \cdot e^{-6.9e}$$

Здесь коэффициент оттаивания еще ниже из-за отсутствия начальной нагрузки. Р.Г. Кальбергеновым были проведены также исследования осадки при оттаивании пойменных аллювиальных отложений Ямала. Криогенная текстура глинистых разностей слоистая, реже массивная. Шлиры льда мощностью 1–1,5 мм, горизонтальные и наклонные. Суммарная льдистость образцов составляла до 5%. Плотность пород 1,80–2,00 г/см³, плотность скелета 1,25–1,60 г/см³. Различия в плотностях глинистых пород были обусловлены разбросом величин естественной влажности, наличием солей и особенно органического материала. Образцы песков имели массивную криотекстуру и также содержали растительные остатки. По данным Р.Г. Кальбергенова, коэффициенты оттаивания хорошо коррелируются с начальными плотностями сухого грунта. Наиболее низкие коэффициенты оттаивания были характерны для грунтов с массивной криотекстурой и малым содержанием глинистой фракции: для песков 0,0002–0,0025, для суглинков 0,002–0,003. Для большинства суглинистых образцов коэффициент оттаивания составлял 0,01–0,15.

Не очень высокие характеристики осадки при оттаивании исследованных засоленных мерзлых пород обусловлены небольшой толщиной ледяных прослоев и общей льдистостью. Как осадка при оттаивании, так и компрессионная сжимаемость и другие деформационные характеристики засоленных мерзлых пород нуждаются в дальнейших исследованиях. Установленные особенности деформирования подтверждают неустойчивое состояние засоленных мерзлых пород, их недоуплотненность, что

свидетельствует о предрасположенности к быстрым и необратимым изменениям.

Главным процессом структурообразования мерзлых засоленных пород под нагрузкой является не накопление дефектов и микротрещинообразование, а уплотнение, упрочнение породы по мере деформирования и уменьшение пористости, сближение частиц при одновременном вязком течении жидких прослоек и льда. Перераспределение влаги и рост ледяных плеров внутри мерзлой породы играют определяющую роль при длительном деформировании.

4.5. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

Рассмотрим влияние различных факторов на процесс деформирования на примере одностороннего сжатия засоленных мерзлых грунтов. Деформирование засоленных мерзлых грунтов различного состава и строения при одностороннем сжатии изучено недостаточно. Поэтому мы провели ряд кратковременных (продолжительностью до 2–3 недель) испытаний. Это были испытания с постоянными нагрузками на сериях до двадцати одинаковых образцов при температурах -2 : -4 °С. Использовались параметры деформирования уравнения аппроксимации С.С. Вялова, которое дает необходимое количественное описание особенностей кривой деформаций. Параметр ξ по своему смыслу и величине близок к модулю деформации. Параметр α учитывает рост деформаций во времени. Возрастание коэффициента упрочнения m связано с уменьшением нагрузки, необходимой для одной и той же деформации грунта.

Влияние дисперсности породы трудно проследить при прочих равных условиях, так как одно и то же значение засоленности бывает при различном содержании незамерзшей воды и даже количества солей для песка и суглинка. Тем не менее песок при -2 °С и засоленности 0.2% имеет $\xi = 0.6$ кг · ч, супесь в этих условиях имеет $\xi = 7.0$ кг · ч, т.е. менее деформируема на порядок, а салехардский суглинок имеет значение $\xi = 3.0$ кг · ч. Таким образом, наибольшую сопротивляемость внешним нагрузкам проявляет засоленная супесь. Однако ее сопротивляемость во времени снижается сильнее: $\alpha = 0.5$, в то время как у песка $\alpha = 0.3$, а у суглинка $\alpha = 0.1$. Коэффициент упрочнения максимален у песка $m = 0.8$ – 0.9 , у супеси $m = 0.4$, а у суглинка $m = 0.3$. Такое сочетание параметров, как правило, приводит к тому, что в целом макси-

мальной сопротивляемостью и наименьшей деформируемостью при равной засоленности отличаются суглинки.

Действительно, средний размер минеральных частиц у суглинка минимален, пористость и общая поверхность частиц больше, поэтому при одинаковом содержании солей следует ожидать, что в суглинках будут больше прослои незамерзшего раствора при большем количестве ледяных включений. Поэтому смещения частиц должны происходить медленнее, чем у супеси и тем более песка. Перемещение влаги в таких условиях также затруднено.

Эти особенности важны для понимания роли каждого из возможных механизмов деформирования: скольжения минеральных частиц и льда по жидким пленкам, течение самих пленок и деформирование ледяных включений. Характер деформирования определяется поведением ледяных включений, поэтому более льдистый суглинок деформируется медленнее, чем песок. Для мерзлых незасоленных пород известна другая, обратная этой закономерность: суглинки более деформируемы, чем пески, так как при отсутствии засоления именно в суглинке содержится значительное количество незамерзшей воды. Соответствующие данные приводит, например, Н.А. Цытович [367]. Важно отметить, что при компрессионных испытаниях, где обычно анализируются не деформации во времени, а стабилизированные деформации, более деформируемыми являются суглинки, а не пески. Это объясняется их большей начальной пористостью.

Влияние температуры можно проследить по данным, полученным для суглинка салехардского возраста (рис. 71). Параметр ξ закономерно увеличивается от 2.3 до 3.0 и 4.0 кг · ч при соответствующем понижении температуры от -1 до -2 и -3 °С. Ввиду уменьшения толщины жидких пленок при понижении температуры уменьшаются возможности их течения и сдвигов по ним минеральных частиц и льда во времени, поэтому параметр α последовательно уменьшается при понижении температуры от -1 до -2 и -3 °С от 0.35 до 0.1 и 0.08. Аналогично уменьшается и коэффициент упрочнения m — от 0.6 до 0.3. При этом оба параметра — α и m — приближаются по своим значениям к величинам, полученным нами для пресного льда для той же температуры -3 °С. Для льда нами было определено, что $m = 0.3$ и $\alpha = 0.17$. Таким образом, при достаточно тонких жидких пленках характер деформирования мерзлых грунтов оказывается близким к характеру деформирования льда, что вытекает из экспериментальных данных и вполне объяснимо, так как механизм деформаций связан при более низких температурах со льдом. Что касается льда, то обычно влияние температуры на его ползучесть описывают в

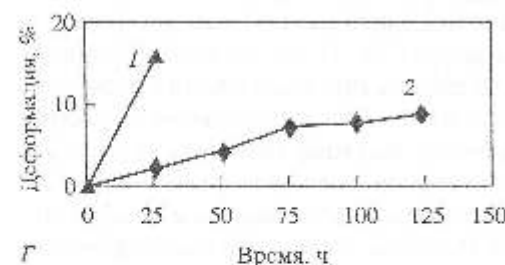
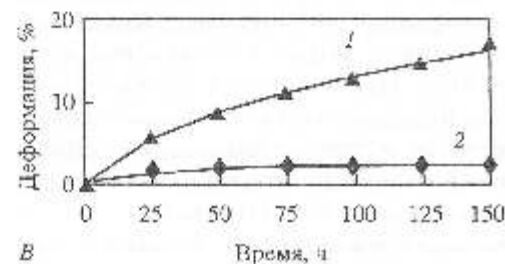
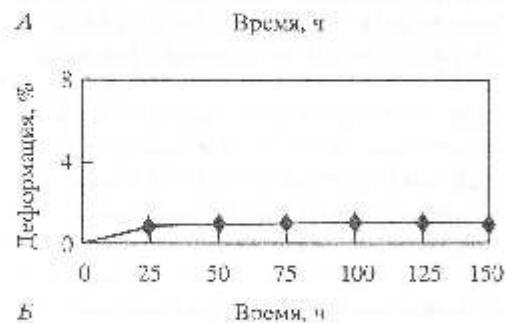
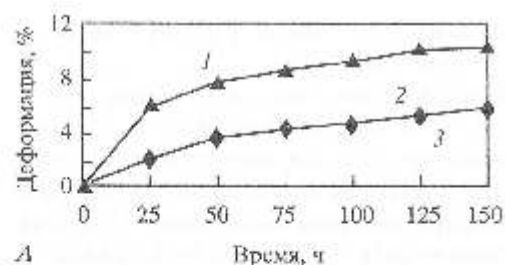


Рис. 71. Кривые деформирования различных типов грунтов

А — песок, нагрузка 0.01 МПа, засоленность 0.5%, температура -2°C и влажность: 1 — 0.3, 2 — 0.5, 3 — 0.7; Б — суглинок, нагрузка 0.1 МПа, температура -3°C и засоленность 0.5%; В — суглинок, нагрузки 0.3 МПа, засоленность 0.2% и температура: 1 — -1°C ; 2 — -3°C ; Г — нагрузка 0.3 МПа, температура -2°C , засоленность 0.2% и грунт: 1 — песок, 2 — суглинок.

терминах энергии активации E_0 [297]. При этом предполагается, что скорость деформации dc/dt изменяется, согласно уравнению Аррениуса: $dc/dt = A \cdot \exp(-E_0/RT)$, где R — газовая постоянная. Это выражение вполне справедливо для монокристаллов льда и для поликристаллического льда ниже -10°C , когда влияние жидких водных прослоев невелико. Для монокристаллического льда значение E_0 приближенно равно 16 ккал/моль. Для типичного поликристаллического льда при температуре -10°C зависимость

$\ln(dc/dt)$ от $1/T$ нелинейна: значение E_0 возрастает с ростом температуры. Правда, по мнению некоторых авторов, хотя уравнение Аррениуса и основано на глубоких физических причинах, для льда оно не имеет каких-либо особенных достоинств.

Влияние засоленности проявляется в изменении всех характеристик деформируемости: ξ , α , m . Так, для суглинка салехардского возраста при -3°C , влажности 0.46 и плотности 1.65–1.67 г/см³ при засолении от 0.5 до 1.5% происходит уменьшение ξ от 2.0 до 1.0 кг·ч, а увеличивается от 0.08 до 0.16 и m — от 0.3 до 0.5. Таким образом, все деформационные параметры изменяются в сторону ослабления грунта. Действительно, при прочих равных условиях с увеличением засоленности возрастает содержание незамерзшей воды, толщина водных пленок и, вероятно, также число начальных дефектов структуры. Поэтому сразу после приложения нагрузки и с течением времени вследствие условия для смещений и сдвигов частиц, течения пленок и деформирования льда при увеличении засоления становятся более благоприятными, что и проявляется в изменении всех параметров ξ , α , m . Правда, для суглини (пес. Бованенковского) не наблюдается увеличения α при увеличении засоленности, а в песке (р. Еркута-Яха) — увеличения m (при изменении засоленности от 0.1 до 0.2%). Однако, при температуре -2°C и изменении засоленности от 0.03 до 0.1% в песке (р. Еркута-Яха) происходит, как и в суглинке, уменьшение ξ (от 140 до 50 кг·ч) и увеличение ξ (от 0.4 до 0.7) и α (от 0.1 до 0.28).

Влияние влажности (льдистости) на деформируемость засоленных мерзлых пород исследовалось на примере песка (р. Се-Яха) и суглинка салехардского возраста. Результаты свидетельствуют, что возрастание начальной суммарной влажности приводит к уменьшению деформаций засоленного песка при одной и той же нагрузке. Соответственно изменяются и параметры деформирования: при увеличении влажности от 0.3 до 0.5 и 0.7 величина m уменьшается от 0.98 до 0.83 и 0.81, значение ξ возрастает от 0.1 до 0.3. Однако, параметр α при этом также возрастает от 0.3 до 0.44–0.45, что, вероятно, связано с увеличением возможностей деформирования более льдистой породы во времени — минеральные частицы здесь в большей мере разобраны льдом, который менее связан скелетом грунта и с течением времени легко деформируется. Аналогичная закономерность была получена для салехардского суглинка, в котором при температуре -3°C и засоленности 0.5% при увеличении влажности от 0.46 до 0.70 происходит возрастание ξ от 2.0 до 3.5 кг·ч и параметра α от 0.08 до 0.11. При увеличении засоления салехардского суглинка до 1.5% с увеличением влажности от 0.46 до 0.70 величина m уменьшает-

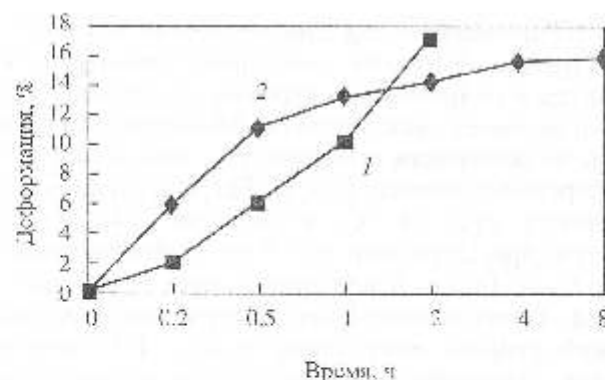


Рис. 72. Кривые ползучести супеси различной плотности и влажности
1 – $W = 42\%$, $\rho = 1.70 \text{ г/см}^3$; 2 – $W = 30\%$, $\rho = 1.81 \text{ г/см}^3$ при засоленности
 $D_{\text{зас}} = 0.09\%$ при температуре -2°C и $\sigma = 1.2 \text{ МПа}$ при одноосном сжатии

ся от 0.75 до 0.4; параметр ξ возрастает от 1.0 до 1.3, а значение α незначительно уменьшается от 0.16 до 0.14, т.е. все параметры изменяются в сторону увеличения устойчивости породы, уменьшения ее деформаций под нагрузками. Пример влияния начальной плотности и влажности приведен на рис. 72 для засоленной мерзлой супеси.

Как известно, для мерзлых незасоленных пород наблюдается экстремальная зависимость сопротивления мерзлых пород сжатию от льдосодержания [383]. Действительно, при неполной степени заполнения пор грунта льдом увеличение льдистости приводит к упрочнению грунта ввиду усиления льдоцементационных связей. Напротив, при дальнейшем увеличении льдосодержания сопротивление грунта снижается, достигая в пределе значения, которое характерно для чистого льда, что связано с постепенным уменьшением упрочняющего влияния минеральных частиц. Само упрочняющее влияние на лёд минеральных частиц обычно объясняют тем, что вокруг минеральных зерен при деформации льда возможно образование зон дислокаций, которые препятствуют основным сдвиговым дислокациям. Вероятно, это одно из проявлений масштабного эффекта, когда сокращаются деформирующиеся объемы льда, находящиеся между минеральными частицами. Таким образом, в отличие от незасоленных пород и засоленных мерзлых породах возрастание сопротивления породы внешним нагрузкам происходит уже после полного водонасыщения (в супылике от $W = 0.46$ до $W = 0.70$, в песке от $W = 0.30$ до $W = 0.70$). Здесь минеральные частицы, раздробленные льдом, оказывают положительное влияние на сопротивляемость дефор-

мированию. Это, вероятно, связано с тем, что прерываются толстые незамерзшие прослойки воды, по которым могло происходить скольжение частиц. Изолированные слабые места в породе, которыми являются незамерзшие прослойки раствора, при увеличении льдистости становятся дальше друг от друга, их объемное содержание уменьшится, поэтому общая сопротивляемость нагрузкам мерзлой породы возрастает.

Важно отметить, что анализ стабилизированных деформаций при компрессионных испытаниях засоленных мерзлых грунтов свидетельствует, что конечные деформации выше у более льдистых грунтов.

Некоторые исследователи, особенно зарубежные, используя при анализе механических свойств мерзлых пород понятие солёности (salinity), т.е. концентрацию порового раствора, а не засоленности (salinization), на наш взгляд, не вполне обоснованно считают, что увеличение начальной влажности приводит к уменьшению солёности порового раствора. В мерзлых грунтах солёность порового раствора, однако, является функцией его температуры, а не общей влажности. Поровый раствор имеет ту концентрацию, которая является равновесной с температурой, остальная влага содержится в виде льда. Следовательно, увеличивая льдосодержание при одной и той же температуре, мы не изменяем концентрацию порового раствора, а увеличиваем объемное содержание льда. Солёность же вообще является условной характеристикой самой породы, так как растворяющий объем воды в мерзлых грунтах меняется от температуры, давления и т.д.

Влияние условий промораживания образцов и их криогенного строения изучалось нами на трех сериях образцов супылика (оз. Тибей-То) с засоленностью 0.5%, одна из которых готовилась обычным всесторонним промораживанием при -5°C , другая промораживалась при -20°C , а в третьей образцы готовились односторонним промораживанием при -5°C (рис. 73). В результате в образцах первой серии наблюдались мелкозернистая криогенная текстура с хаотичным расположением шлиров, в образцах второй – тонкие единичные шлиры, а в образцах третьей серии образовались горизонтально-слоистая криотекстура с тонкими (около 2 мм) шлирами льда. Плотность образцов в сериях составляла, соответственно, в среднем 1.75, 1.77 и 1.78 г/см³. Эксперименты показали, что с переходом от образцов первой серии ко второй и третьей коэффициент m увеличивается, соответственно, от 0.46 до 0.47 и 0.50. Для образцов третьей серии зафиксированы максимальные значения величин ξ и α , а минимальные значения $\xi = 0.3$ и $\alpha = 0.07$ характерны для образцов, замороженных при низкой температуре. Как отмечалось выше, увеличение

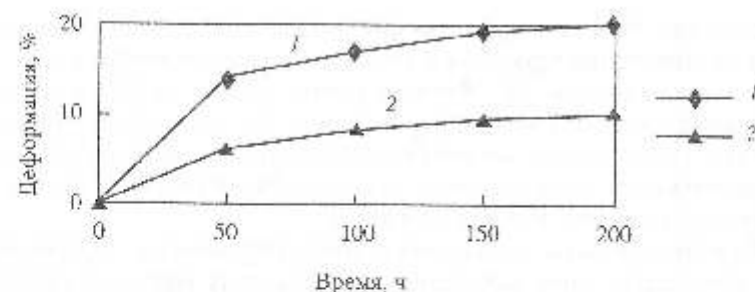


Рис. 73. Влияние условий промерзания на зависимость деформации от времени при одностороннем сжатии при $\sigma = 0.3$ МПа суглинка (оз. Тибей-То) при $D_{\text{пл}} = 0.5\%$ и температуре -3°C .

1 – всестороннее промерзание (то же при более низких температурах); 2 – одностороннее промерзание.

льдистости мерзлых пород приводит к увеличению деформируемости во времени и соответствующему увеличению параметра α . Одностороннее промерзание способствует более медленному охлаждению и направленному влагопереносу, следовательно, формированию ледяных штиров большей толщины и в целом большей сегрегации льда в мерзлой породе. Вероятно, скольжение минеральных отслаивающихся вдоль направления ледяных штиров в образцах третьей серии приводит к возрастанию деформаций мерзлого грунта во времени и максимальному значению параметра α из трех серий. Наибольшее значение ξ в односторонне промерзавших образцах также можно, по-видимому, объяснить высокой степенью сегрегации льда в образцах, значительным уплотнением минеральных агрегатов и потому большим модулем деформации. Для льда также отмечается высокое значение ξ , поэтому и лед, и минеральные прослои оказывают упрочняющее влияние на мерзлую породу в целом. Вследствие чего образцы, приготовленные односторонним промораживанием, оказываются наименее деформируемыми. Наибольшие деформации характерны для образцов, приготовленных методом всестороннего промораживания при сравнительно высоких отрицательных температурах. Они, как и образцы второй серии, отличаются малой степенью сегрегации, но, из-за медленного промораживания, по-видимому, более неоднородны и имеют меньшую плотность, что способствует наибольшим деформациям.

Влияние состава солей исследовалось нами на образцах мерзлой засоленной супеси (пос. Бованенково) при температуре -3°C , засоленности 0.2% и влажности 0.35 . В мерзлую породу добавлялись сухие безводные соли NaCl , Na_2SO_4 , CaCl_2 и MgCl_2 в ко-

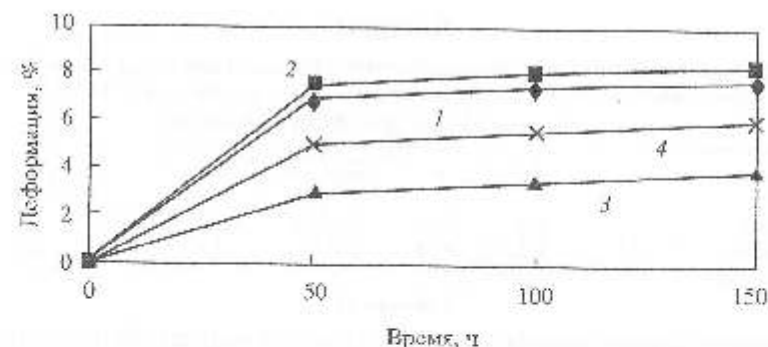


Рис. 74. Влияние солей на формирование при одностороннем сжатии супеси (пос. Бованенково) при $\sigma = 0.7$ МПа, $D_{\text{пл}} = 0.2\%$ и температуре -3°C . 1 – NaCl ; 2 – CaCl_2 ; 3 – Na_2SO_4 ; 4 – MgCl_2 .

личество, соответствующем засолению 0.2% по весу сухого скелета грунта. Как известно, в мерзлых породах при засолении NaCl содержится максимальное количество незамерзшей воды, меньше – при засолении другими хлоридами и еще меньше при засолении сульфатами или нитратами. Этим объясняется, что минимальное значение, например параметра ξ , являющегося модулем деформации при единичном значении времени и деформации, зафиксировано для образцов супеси с NaCl . Параметр ξ для NaCl -супеси составляет $12 \text{ кг} \cdot \text{ч}$, а для Na_2SO_4 -супеси – $17.3 \text{ кг} \cdot \text{ч}$. Коэффициент упрочнения m оказался не зависящим от вида солей, параметр α практически тоже. Значения параметров деформирования приведены в табл. 26, кривые даны на рис. 74. Более толстые жидкие пленки влаги у хлоридов, особенно у хлорида кальция и натрия, обеспечивают большие деформации породы, чем при засолении супеси сульфатом натрия.

Наибольшие деформации характерны для супеси с раствором хлорида кальция, так как именно эта соль имеет наиболее низкие температуры начала замерзания.

В табл. 26 приведены значения параметров m , ξ , α , которые можно использовать для прогноза деформаций засоленных мерзлых грунтов при одностороннем сжатии. Деформации мерзлых пород различных геолого-генетических типов имеют особенности, обусловленные их составом и строением (табл. 27).

Значения параметра ξ – аналога модуля деформаций – в целом возрастают с увеличением дисперсности, что объясняется увеличением льдистости и возраста отложений. Для грунтов не нарушенного сложения параметр α , определяющий влияние времени на деформации, закономерно уменьшается с увеличением

Таблица 26

Деформационные характеристики засоленной супеси (пос. Бованенково) при засолённости $D_{\text{зас}} = 0,2\%$, температуре -3°C и влажности $W = 0,35$ с различными солями при одноосном сжатии

Засоление	$\xi, \text{кН/м}^2$	m	α	Засоление	$\xi, \text{кН/м}^2$	m	α
NaCl	12	0,2	0,03	Na_2SO_4	17,3	0,1	0,03
CaCl_2	12,5	0,2	0,03	MgCl_2	13,4	0,2	0,03

Таблица 27

Деформационные свойства мерзлых засоленных пород различных геолого-генетических типов (данные В.И. Аксенова, Р.Г. Кальбергерова, 1996 (1) и А.В. Врушкова (2))

Грунт	T, °C	W, д.с.	D _{зас} , %	ρ, г/см ³	Параметры ползучести С.С. Вилова			Место отбора, автор, сложение
					m	α	ξ, кг/см ² · сутки	
Морские отложения сахалинской свиты								
Глина	-3	0.43	0.95	1.71	0.7	0.048	70	Пос. Бованенково (1), ненарушенное
Суглинок	-3	0.46	0.5	1.65	0.3	0.08	8	Пос. Бованенково (2), нарушенное
Глина	-4	0.45	0.82	1.7	0.9	0.081	240	Пос. Бованенково (1), нарушенное
Отложения третьей морской террасы								
Суглинок	-2	0.38	0.5	1.76	0.2	0.062	8.8	Пос. Амдерма (2), нарушенное
"	-3	0.32	0.23	1.96	0.4	0.057	13	Пос. Бованенково (1), ненарушенное
Песок	-2	0.26	0.11	1.83	0.8	0.06	18	Пос. Бованенково (1), нарушенное
Аллювиальные отложения								
Песок	-2	0.19	0.03	2.03	0.4	0.071	76	Пос. Бованенково (1), ненарушенное
"	-2	0.26	0.2	1.87	0.8	0.3	32	р. Се-Яха, (2), нарушенное

Таблица 28

Факторы, влияющие на деформируемость засоленных мерзлых пород

Влияние факторов при их увеличении	Деформация мерзлого грунта			Комментарии
	одноосное сжатие	шариковый штамп	компрессия	
Дисперсность	Уменьшаются	Влияние незначительно	Возрастает (конечные деформации)	Одновременное влияние содержания льда и начальной пористости
Температура	Возрастают	Возрастают	Возрастают	Увеличение количества связанной и движущейся воды, изменение влажности порового раствора и водопроводимости породы
Засоленность	"	Возрастают	Возрастают	
Изменение состава солей	$\text{CaCl}_2 > \text{NaCl} > \text{MgCl}_2 > \text{Na}_2\text{SO}_4$	CaCl_2 и $\text{NaCl} > \text{Na}_2\text{SO}_4$	CaCl_2 и $\text{NaCl} > \text{Na}_2\text{SO}_4$	
Льдистость (суммарной)	Уменьшаются	Уменьшаются	Влияние незначительно	Упрочняющее влияние ледяных включений
Изменение криогенного строения	Массивная > Слитая криотекстура	Массивная > Сетчатая криотекстура	Сетчатая > Слитая	
Плотность	Возрастают	Уменьшаются	Уменьшаются (конечные)	Возрастание связано с увеличением льдистости

дисперсности, т.е. в песках быстрее изменяется скорость деформации. Параметр m возрастает при нарушении сложения, что объясняется активным возникновением структурных связей и упрочнением нарушенной породы по мере деформирования.

Предлагаемые объяснения не являются исчерпывающими и требуются дальнейшие исследования механизмов деформирования. В табл. 28 перечислены основные факторы, влияющие на деформируемость засоленных мерзлых пород. Комментарии учитывают только главные процессы, определяющие деформируемость. Возможные механизмы деформирования связаны, таким образом, в основном 1) с деформированием и разрушением более прочных, чем минеральные прослои и агрегаты, ледяных включений; 2) с сцеплением и скольжением минеральных частиц; 3) с движением незамерзшей воды. Факторы, определяющие развитие деформаций, позволяют объяснять особенности свойств засоленных мерзлых пород различных геолого-генетических типов. Так, например, мерзлые грунты с континентальным типом засоления менее деформируемы, чем грунты с морским типом за-

солонья. Мерзлые породы с эпихронным типом засоления, как правило, отличаются при одинаковой засоленности меньшей прочностью, чем грунты с засолением синхронного типа. Аллювиальные и морские голоценовые суглинки побережья Хайпу-дурской губы эпихронного типа промерзания более плотные, менее льдистые и засоленные (в среднем 0.05–0.15%), чем голоценовые морские и аллювиальные суглинки Западного Ямала, и отличаются меньшей деформируемостью. Глинистые голоценовые и плейстоценовые льдистые отложения синхронного типа промерзания, слогающие на Ямале верхние части морских террас (например, третья морская терраса: сверху спигенетический горизонт с нечеткой дифференциацией грунтов по фракциям и высокой льдистостью, преобладающим базальным льда-цемент, рыхлым органо-минеральным скелетом), менее деформируемы даже при одинаковой засоленности, чем нижележащие породы с эпихронным типом промерзания (с типичной сетчатой криотекстурой и льдистостью менее 20–30%). Результаты рассмотрения влияющих на деформируемость факторов могут служить основой дальнейшей разработки методов прогноза и управления свойствами засоленных мерзлых пород.

5. ДЛИТЕЛЬНАЯ (МНОГОЛЕТНЯЯ) ПОЛЗУЧЕСТЬ

Как показано для мерзлых грунтов впервые Е.Н. Шуперной, а затем С.С. Вядовым, Н.К. Пекарской и Р.В. Максимьяк [72], зарождение и развитие ползучести определяется развитием трещин, разрушением агрегатов частиц и возникновением других дефектов. При затухающей ползучести преобладает процесс уменьшения, закрытия трещин и смещения частиц относительно друг друга. Закрытие и исчезновение трещин, по мнению Н.А. Цытовича [367], происходит также в результате процесса таяния льда в точках контакта минеральных частиц и последующего его замерзания в менее напряженных зонах мерзлого грунта. Затухающая ползучесть характеризуется постепенным уменьшением скорости необратимых деформаций. В процессе затухающей ползучести происходит переориентировка и перекристаллизация льда с уменьшением размеров кристаллов, что увеличивает плотность льда. Очевидно, что учесть эти процессы при разработке количественного прогноза трудно, поэтому исследователи часто идут по пути аппроксимации опытных данных различными уравнениями. Простыми, а поэтому распространенными являются так называемые технические теории ползучести, основанные на нелинейной зависимости между установившейся

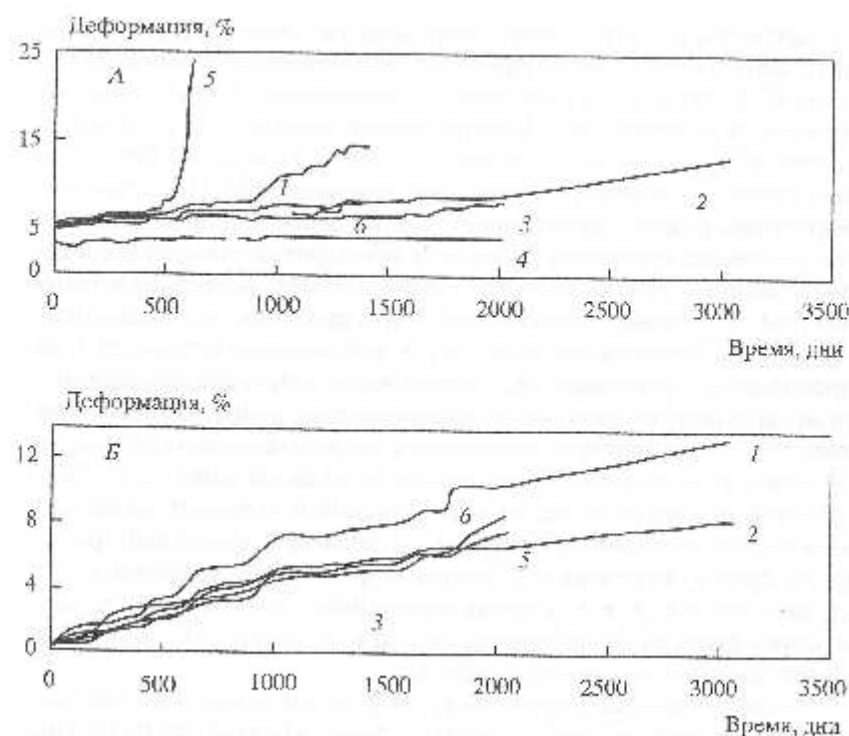


Рис. 75. Кривые длительной деформирования мерзлого морского песка (А) при засоленности 0.1%, влажности 0.26 и нагрузке 0.15 МПа и суглинка (Б) при засоленности 0.5%, влажности 0.46 и нагрузке 0.1 МПа. Температура -3°C ; цифрами обозначены номера образцов

скоростью ползучести de/dt и напряжением σ , причем кривая исходит из начала координат [71]. Наиболее известными являются степенная или гиперболическая зависимость, имеющая основание в статистической механике (формула Эйринга), а также формула теории упрочнения. По другой теории (старения) устанавливается зависимость не между скоростью деформирования и напряжением, а между деформацией, напряжением и временем (мы называем ее формулой С.С. Вядова, благодаря исследованиям которого она получила широкую известность). Имеется также ряд других подходов [71].

Были проведены экспериментальные исследования ползучести мерзлых засоленных пород отдельных геолого-генетических типов при постоянных температуре и нагрузках в условиях подземной лаборатории Амдерминской мерзлотной станции продолжительностью до 11 лет. Для этих испытаний разработа-

на методика и изготовлено оборудование, позволяющее проводить многолетние эксперименты, исключая перекосы образцов. В этих экспериментах использованы уникальные возможности лаборатории Амдерминской мерзлотной станции, находящейся на глубине 14 м под землей, почти на глубине нулевых годовых амплитуд колебаний температуры. Подземная лаборатория разделена теплоизоляционными стенками на отсеки, где с помощью греющего кабеля температура поддерживается постоянной в течение многих месяцев и лет. Колебания температуры в течение многих лет, как правило, не превышают 0,2–0,3 °С. Длительная ползучесть засоленного мерзлого песка происходит с затухающей, постоянной и затем увеличивающейся во времени скоростью и заканчивается разрушением образцов, т.е. соответствует поведению мерзлых незасоленных образцов и результатам кратковременных испытаний (рис. 75). В отличие от мерзлых засоленных песков и мерзлых незасоленных пород засоленные глинистые мерзлые породы деформируются преимущественно с уменьшающейся во времени скоростью — так же, как и в кратковременных испытаниях. К полученным данным были применены три методики обработки, основанные на следующих формулах.

Основываясь на результатах опытов продолжительностью в несколько дней, мы получили расчетные кривые для различных формул, а затем сравнили их с кривыми, полученными в эксперименте. Обработка длительных экспериментов, выполненная с помощью А.В. Медведева, дала следующие уравнения аппроксимации:

по теории старения	по теории упрочнения
для песка $\epsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.273}}{0.212} \right)^{\frac{1}{0.788}}$	$\epsilon = \left(\frac{\sigma}{0.212} \right)^{0.788} \cdot t^{-0.346}$
для суглинка $\epsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.154}}{0.148} \right)^{\frac{1}{0.369}}$	$\epsilon = \left(\frac{\sigma}{0.147} \right)^{0.369} \cdot t^{-0.417}$
для супеси $\epsilon = \left(\frac{\sigma t^{0.236}}{0.164} \right)^{\frac{1}{0.464}}$	$\epsilon = \left(\frac{\sigma}{0.164} \right)^{0.464} \cdot t^{-0.586}$

По теории течения аппроксимация дала следующие результаты:

для песка $\frac{d\epsilon}{dt} = 2\sigma^3,$

для суглинка $\frac{d\epsilon}{dt} = 4.4\sigma^3,$

для супеси $\frac{d\epsilon}{dt} = 0.1\sigma^4.$

Наилучшее совпадение расчетных и экспериментальных данных для многолетних опытов оказалось для образцов песка. Отличие полученных по формуле С.С.Вялова расчетных данных от экспериментальных на конечный период прогноза (8 лет) составляет для песка около 7%, для суглинка 4% и супеси — 30%. Для супеси расчетные зависимости дают меньшее значение деформации по сравнению с экспериментальными значениями. Кривые ползучести, рассчитанные по формуле теории течения [439], близки к экспериментальным кривым для песка и суглинка, отклонение составляет, соответственно, 4 и 3%. Для супеси расхождение оказалось около 28%.

Таким образом, существующие расчетные методы прогноза длительных деформаций мерзлых засоленных грунтов оказываются вполне удовлетворительными для описания деформаций по крайней мере в течение восьми лет. Однако, необходимо подчеркнуть, что эти расчетные методы не основываются на физических моделях процессов, которые происходят в мерзлых грунтах.

Исследования микростроения показали, что деформирование мерзлых засоленных пород в условиях небольших нагрузок (до 0,3 МПа) вызывает нарушения выдержанности и мощности микрошпринг льда, а увеличение нагрузок приводит к резким изменениям морфологии шпиров и потере их выдержанности по простиранию. В ходе экспериментов в мерзлых засоленных образцах минеральные слои уплотняются и теряют влагу, которая перемещается к ледяным шпиром и к внешним границам образца.

При исследовании аппроксимации кривых деформирования засоленных грунтов (зависимости напряжения σ от деформации ϵ и времени t) в качестве одной из возможных моделей, в определенной степени учитывающей упругие деформации частиц грунта, течение льда и незамерзшей воды, автором предлагается тело Кельвина с переменной вязкостью:

$$\sigma = E\epsilon - (I + \zeta\epsilon^n) \frac{d\epsilon}{dt},$$

где E — модуль упругой деформации, I — коэффициент вязкости льда, ζ , n — параметры.

Таблица 29

Параметры аппроксимации кривых ползучести при одностороннем сжатии супеси (пос. Бованенково) при температуре -3°C , засоленности 0,2%, влажности $W = 0,35$, плотности $\rho = 1,74 \text{ г/см}^3$

Нагрузка, МПа	E , МПа	I , МПа·ч	ζ , МПа·ч	n , д.с.
0,5	4900	5388	385	-0,5
0,6	1563	1629	1,31	-1,3
0,7	859	816	1,02	-1,38
0,8	475	543	1,33	-1,49
0,9	453	547	0,50	-1,53
0,95	446	542	0,47	-1,42

Таблица 30

Параметры аппроксимации усовершенствованным телом Кельвина кривой длительной (многолетней) ползучести при одностороннем сжатии супеси (пос. Бованенково) при температуре -3°C , засоленности 0,2%, $W = 0,38$, $\rho = 1,75 \text{ г/см}^3$

Нагрузка, МПа	E , МПа	I , МПа·ч, $\times 10^{-6}$	ζ , МПа·ч, $\times 10^{-6}$	n , д.с.
0,31	570	7,56	5040000	1,65

Как известно, тело Кельвина представляет собой сочетание упругого и вязкого элемента и в первом приближении описывает поведение грунта под нагрузкой, состоящего из деформирующегося по линейному закону скелета грунта и фильтрующей поровой влаги. Если предположить, что скелет мерзлого засоленного грунта деформируется по закону Гука, а находящиеся в порах лед и жидкая влага текут под нагрузкой, то модель этого грунта можно представить в виде усовершенствованного, состоящего из трех элементов тела Кельвина: упругого и двух вязких элементов. При этом один из вязких элементов условно описывает течение льда, а второй — течение жидкой влаги. Дальнейшие рассуждения, которые привели к предложенному выше выражению, заключались в следующем. Течение льда в порах весьма сложный процесс, но вязкость льда несколько выше вязкости воды. Поэтому изменения последней, связанные с изменением строения грунта в процессе деформирования под нагрузкой, по-видимому, в большей степени влияют на саму деформируемость. Таким образом, в первом приближении вязкость льда можно считать постоянной, а вязкость жидкой влаги — зависящей от величины деформации, например, по степенному закону. При деформировании изменяется строение грунта, следовательно, изменя-

ются условия течения льда и влаги. Критерием применимости предлагаемого выражения в конечном счете является точность аппроксимации. Рассмотрим несколько примеров.

Исследовалось одностороннее сжатие современной аллювиальной супеси (пос. Бованенково), свойства которой приведены в табл. 29. Вычисление параметров дифференциального уравнения для тела Кельвина проводилось с помощью численного решения задачи Коши с нулевым начальным условием. Общий алгоритм решения был разработан А.В. Медведевым, применялись также алгоритмы из Библиотеки НИВЦ МГУ под редакцией А.Н. Тихонова (Изд. 5, 1986) и системы графического расширения Фортрана. В этом примере был использован метод случайного поиска минимума функционала и классический метод Рунге-Кутты четвертого порядка.

С помощью тела Кельвина была выполнена аппроксимация кривых длительной ползучести при одностороннем сжатии морской супеси (пос. Бованенково) при температуре -3°C и засоленности 0,2% и определены параметры уравнения с помощью численного решения задачи Коши. В табл. 30 приводится один из вариантов решения.

Таким образом, в экспериментах по многолетней ползучести засоленных мерзлых грунтов проведена проверка уравнения С.С. Виллова; показана применимость аппроксимации кривых ползучести телом Кельвина. Получены характеристики многолетней ползучести; с ней связаны миграция влаги и перераспределение льдистости.

6. НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

6.1. ОСОБЕННОСТИ РАЗРУШЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Для оценки разрушения имеется много различных подходов. Остановимся на подходе Кулона, заключающемся в отыскании связи разрушения с определенным напряженным состоянием, которое называется предельным. Каждая из теорий разрушения основана на экспериментальных данных или предположениях. В теории максимального касательного напряжения (Кулона) предполагается, что в материале произойдет разрушение, когда максимальное касательное напряжение в некоторой точке материала достигает определенной величины, которая названа прочностью при сдвиге. В теории Мора принимается, что материал

разрушится или будет неограниченно деформироваться, когда касательное напряжение в плоскости разрушения достигнет определенной величины, зависящей от нормального напряжения, действующего в этой плоскости, или когда наибольшее по абсолютной величине растягивающее главное напряжение достигнет предельного значения. Гриффитс предположил, что хрупкий материал содержит случайно ориентированные трещины и что у кончиков трещин или вблизи них создается концентрация напряжений, вызывающих распространение трещин и в конечном итоге макроскопическое разрушение. Трудность состоит в том, что изменение формы образца может происходить и без разрушения. Это наблюдается, например, при одноосном сжатии образцов мерзлых засоленных грунтов. Экспериментальные исследования прочности мерзлых грунтов начинались с определений кратковременной прочности, в которых быстро прикладывалась нагрузка. По мере накопления данных обнаружился факт снижения прочности во времени. Оказалось, что мгновенная прочность может быть больше длительной более чем в 10 раз. Первые исследования длительной прочности грунтов были выполнены в 30-х годах Н.А. Цытовичем, в 40-х годах М.Н. Гольдштейном. Затем С.С. Вязовым в 50-х годах проведены исследования длительного сопротивления мерзлых грунтов нагрузкам, показано снижение прочности в процессе ползучести, установлены основные закономерности длительной прочности, выявлена зависимость ее от температуры грунта [70].

Засоленные мерзлые дисперсные породы обладают рядом особенностей деформирования и разрушения (рис. 76–79): затухающим характером деформирования, увеличением объема при одноосном сжатии с началом деформирования, переломами на логарифмических кривых деформаций и изменением кривизны реологических кривых, обусловленными изменением характера деформирования, значительным снижением прочности во времени.

Для оценки длительной прочности мерзлых грунтов, по данным кратковременных испытаний, широко используется полученная С.С. Вязовым [72] зависимость:

$$\int_0^{t_p} \exp\{\beta[\theta(t)]/\sigma(t)\} dt = B,$$

где t_p — время до разрушения (долговечность); β и B — параметры, определяемые из опыта; $\sigma(t)$ — напряжение, вызывающее разрушение и зависящее от температуры; $\theta(t)$ — температура мерзлого грунта, зависящая от времени; t — время. Для условия постоянной

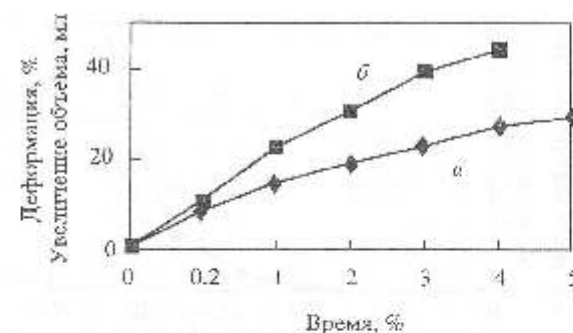


Рис. 76. Деформации ползучести (а) и увеличение объема образца (б) при нагрузке $\sigma = 0,678$ МПа и температуре -7°C по преметли, в образце мерзлого засоленного (соленость 30 промилле) пылеватого песка [418]

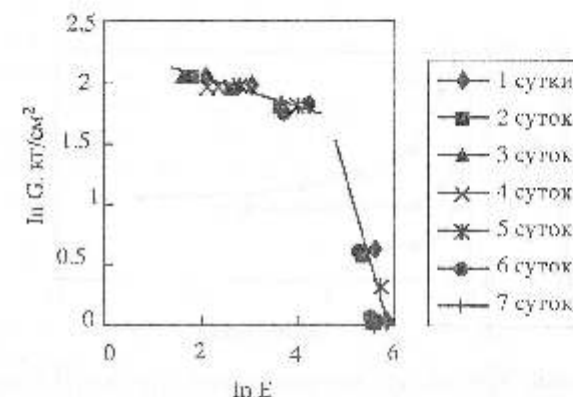


Рис. 77. Изохронные кривые деформирования мерзлой супеси (р. Иркутск-Яна) при одноосном сжатии в логарифмических координатах при температуре -2°C ; $D_{\text{ср}} = 0,09\%$, $W = 40\%$

температуры это уравнение упрощается в виде:

$$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln(t/B)}.$$

Эти уравнения оказываются справедливыми для всех прочностных показателей мерзлых грунтов (сцепления, сопротивления сжатию, сдвигу), при их выводе механизм разрушения рассматривается как результат протекающего во времени "развития дефектов структуры — микро- и макротрещин, в процессе которого увеличивается степень поврежденности структуры грунта. Критерием разрушения является достижение поврежденностью критического значения, которое для данного вида грунта и темпера-



Рис. 78. Реологическая кривая, построенная по скоростям установившейся ползучести мерзлого засоленного песка (р. Еркута-Яха) при одностороннем сжатии при $t = -3^\circ\text{C}$, $D_{\text{sat}} = 0.05\%$, $W = 26\%$

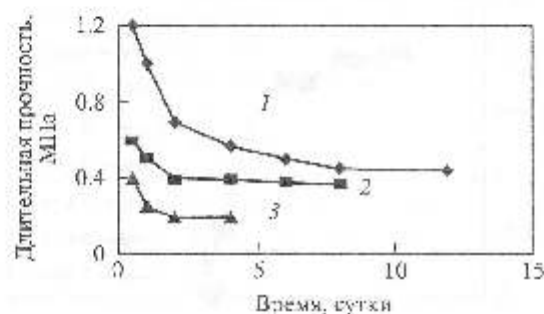


Рис. 79. Кривые длительной прочности при одностороннем сжатии песка при засолённости 0.1%, $t = -2^\circ\text{C}$ (1); супеси при засолённости 0.2%, температура -2°C (2); суглинка при засолённости 1.0%, $t = -3.8^\circ\text{C}$ (3)

туры постоянно. Интенсивность процесса длительного разрушения зависит от скорости роста дефектов, которая в свою очередь является функцией действующего напряжения и времени [78]. В последнем уравнении зависимость $\sigma = f(\ln t)$ является линейной, следовательно, параметры β и B для данного вида грунта и температуры постоянны. Это и открывает возможность использовать его для расчетов длительной прочности по результатам кратковременных испытаний.

С.С. Вялов отмечал [71], что для льда трудно отыскать параметры β и B , так как развивается вязкое течение, и понятие прочности теряет смысл. Л.Т. Роман [300] было установлено, что для торфа и заторфованных грунтов графики зависимости $1/\sigma - \ln(t)$

в диапазоне температуры интенсивных фазовых переходов нелинейны.

Снижение прочности с течением времени и зависимость прочности от температуры были установлены экспериментально для многих однородных твердых материалов. В результате на основе атомно-молекулярных представлений о разрушении структурных связей в веществе возникла кинетическая концепция прочности твердых тел, основоположником которой является С.Н. Журков. Достаточно полно эта теория изложена в работе В.Р. Ргеля, А.И. Слущера и Э.Е. Томашевского [297]. Рассмотрим основные положения. Средние тепловые колебания атомов, которые происходят с частотой $10^{12}-10^{13} \text{ с}^{-1}$, вызывают "рывки" нагрузки на межатомные связи, сравнимые с прочностью на разрыв; разрывное усилие имеет величину около $1.5 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$, а сила нагрузки равна $F = 1/2 kT/h$ (h — деформация колебания, около 0.01 Å) $\sim 1000 \text{ кг/см}^2$. Поэтому, по словам авторов концепции, "рассоединение атомов осуществляется при нагрузках, меньших прочности межатомных связей, причем "дорывание" напряженных межатомных связей осуществляют тепловые флуктуации". Таким образом, внешняя сила сама не осуществляет разрыва межатомных связей, а лишь активизирует процесс разрушения. Основное уравнение этой теории имеет вид:

$$t = t_0 \exp \frac{E_0 - \gamma \sigma}{kT},$$

где t — время до разрушения; t_0 — период свободного колебания атомов, равный $10^{-12}-10^{-13} \text{ с}$; E_0 — энергия активации; γ — структурный коэффициент (или коэффициент концентрации напряжений); σ — напряжение; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура.

На основе экспериментов установлен физический смысл входящих в уравнение параметров. Для металлов энергия активации процесса разрушения E_0 совпадает с величиной энергии сублимации. Леггирующие добавки и степень наклепа и обжига не влияют на E_0 и t_0 , а изменения прочностных свойств обусловлены изменениями γ . Для исследованных полимеров, как и для металлов, оказывается, что $t_0 = 10^{-13} \text{ с}$, а величина E_0 составляет несколько десятков ккал/моль, меняясь от одного вида полимера к другому, и хорошо коррелирует с величиной энергии активации процесса термодеструкции. Классификация полимеров не затрагивает E_0 , а сказывается только на γ .

По данным Л.Т. Ромаш [300], обработка в соответствии с кинетической теорией опытных данных по прочности мерзлого торфа при различных видах испытаний показала, что для него ха-

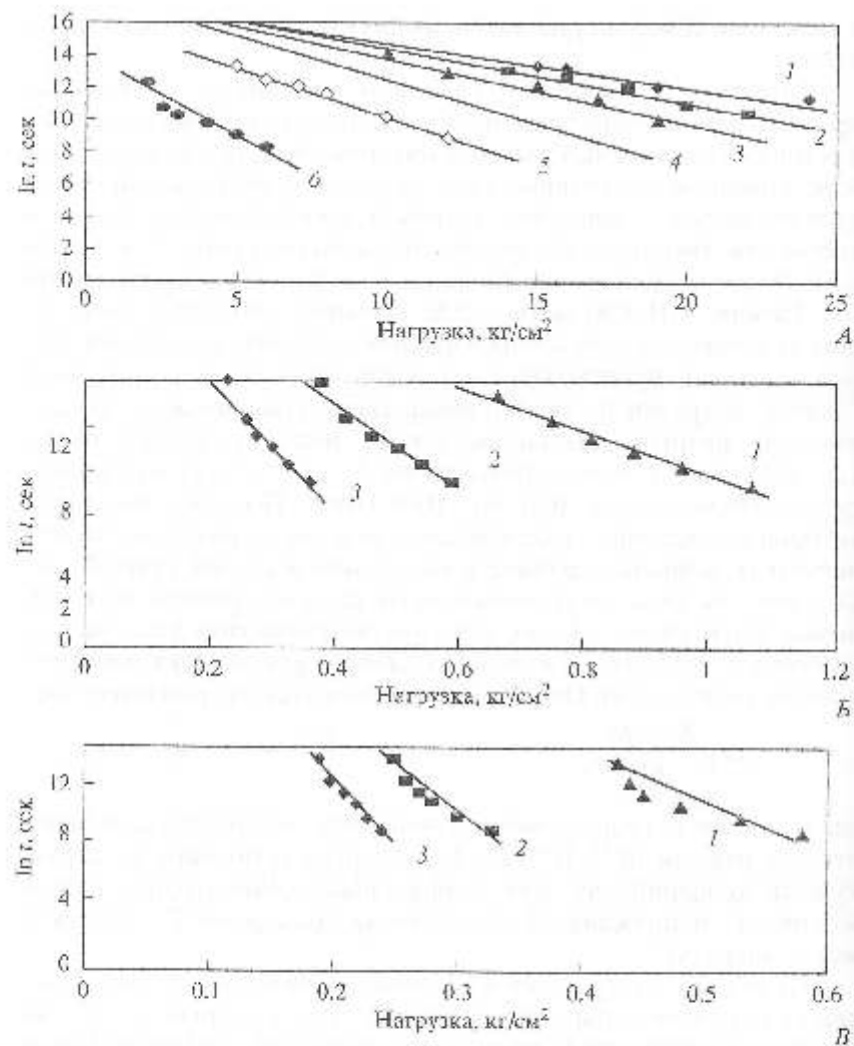


Рис. 80. Зависимость прочности на одноосное сжатие от времени в логарифмических координатах

А — мерзлого пылеватого песка (г. Иркутск-Якут): 1 — при -2°C , 2 — при -3°C , 3 — при -2°C , 4 — расчетная кривая при 0°C , 5 — при -2°C и $D_{\text{сж}} = 0.1\%$, 6 — при -2°C и $D_{\text{сж}} = 0.2\%$; Б — мерзлой келовейской глин: 1 — при -20°C , 2 — при -10°C , 3 — при -5°C ; В — мерзлой глины бет-байоса: 1 — при -20°C , 2 — при -10°C , 3 — при -5°C .

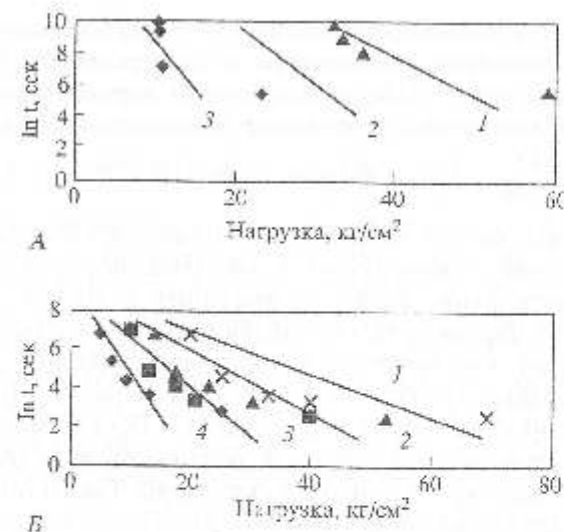


Рис. 81. Зависимость прочности от времени в логарифмических координатах

А — по одноосное сжатие мерзлой глины: 1 — при -14°C , 2 — при -8°C , 3 — при -4°C ; Б — на растяжение мерзлого торфа: 1 — при -20°C , 2 — при -3°C , 3 — при -6.5°C , 4 — при -4.5°C .

раक्टर зависимости $\sigma - \ln(t)$ другой, чем для твердых тел; она нелинейна во всем диапазоне изменения σ . Таким образом, использование в чистом виде уравнения кинетической теории для прогноза длительной прочности мерзлого торфа, по мнению Л.Т. Роман, не представляется возможным.

Нами было проведено специальное исследование. Собственные данные и данные других авторов были соответствующим образом обработаны, построены графики зависимостей $\sigma - \ln(t)$ для различных типов грунтов и видов испытаний. Они представлены на рис. 80 и 81. Обращает на себя внимание прямолинейность графиков и их пересечение в одной точке на оси ординат (логарифмов времени разрушения). Такая закономерность отмечается для самых различных грунтов и наиболее простым способом может быть выражена в следующем виде:

$$t_p - t_0 \exp\left(\frac{5\sigma_p}{T - T_0}\right).$$

где T_0 и S — константы. Подстановка данного выражения в основное уравнение кинетической теории С.Н. Журкова даст следующее:

1) $E_0 = cT$, где c — коэффициент, т.е. E_0 слабо зависит от T , поскольку абсолютная температура в экспериментах изменяется сравнительно мало. Действительно, сам характер структурных связей мало меняется в небольшом температурном диапазоне.

2) $\gamma = \frac{SkT}{T_0 - T}$, т.е. γ зависит главным образом от разности

$T_0 - T$, которая сильно меняется. Это может объясняться тем, что при изменении температуры в мерзлых породах изменяется имеем соотношение льда и незамерзшей воды как важнейших структурных параметров, определяющих прочность. Из определений следует, что величина E_0 оказывается равной для незасоленных мерзлых грунтов от 22 до 29 ккал/моль. Для льда, по оценкам скорости течения, составляет 12–18 ккал/моль. Уместно вспомнить, что теплота тепловой деструкции льда (плавление + испарение) составляет около 12 ккал/моль. Таким образом, разрушение структурного элемента мерзлого грунта обусловлено разрывом атомно-молекулярных связей, вероятно, не собственно во льду, а в какой-то контактной области, где энергия связи выше. Можно считать эти связи льдоцементационными. Энергия связей во льду слабее, и они могут разрушиться быстрее, но, вероятно, их разрушение в мерзлом грунте не вызывает разрушения: лед вязко течет в порах, и основные нагрузки приходится на льдоцементационные связи, энергия которых составляет 22–29 ккал/моль.

Прямые на рис. 80 и 81 при их продолжении пересекаются приблизительно на оси ординат. В точке пересечения $\sigma = 0$, поэтому $t = t_0 \exp(E_0/kT)$. Диапазон изменений абсолютных температур мерзлых грунтов в испытаниях очень мал — 5–10 °C ($T = \text{const}$), а зависимость энергии активации от температуры в этой области мала. В частности, для льда П.А. Шумский приводит выражение: $E_0 = 11.4 \text{ ккал/моль} + 0.036 \text{ ккал/моль} \cdot T$. Таким образом, $E_0/T = \text{const}$ в изучаемом диапазоне температур. Следовательно, $t = t_0 \exp(\text{const})$, и прямые пересекаются.

Изменения угла наклона прямых связаны не с зависимостью от температуры в знаменателе экспоненты (kT), а с изменением структурного параметра γ — перераспределением напряжений в структурном элементе мерзлого грунта. Потому и возникает нелинейность зависимости напряжений от логарифма времени. С увеличением засоленности происходит резкое уменьшение E_0 , связанное, очевидно, с влиянием ионов на молекулярные связи. В этой связи можно сослаться на экспериментальный факт, что величина энергии активации вязкого течения Аррениуса в области низких концентраций растворов уменьшается при увеличении

концентрации электролита NaCl. Таким образом, использование кинетической теории прочности полезно для объяснения экспериментальных данных по мерзлым породам. Однако, известны довольно резкие оценки относительно использования уравнения кинетической теории для практических расчетов. В частности, Г.И. Черепанов, признавая, что формулы такого типа позволяют объяснить большинство экспериментальных данных, отмечает, что они требуют слишком высокой точности определения эмпирических постоянных E_0 , γ , чтобы добиться точности предсказания, хотя бы по порядку величины ввиду их экспоненциального вида. Для мерзлых грунтов, однако, нельзя не отметить физическую простоту исходных предпосылок кинетической теории и заслуживающие внимания закономерности, выявляющиеся при анализе с ее позиций экспериментального материала по механике мерзлых грунтов. Вероятно, ее использование возможно и для прогноза длительной прочности засоленных мерзлых грунтов.

6.2. ПРОЧНОСТЬ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

Характер разрушения при одноосном сжатии

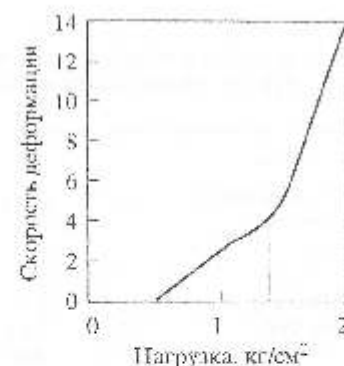
При воздействии механической нагрузки вследствие существования в мерзлых породах льда, представляющего собой почти идеальное пластическое тело, и вязкой незамерзшей воды происходят необратимые перестройки структуры и развитие реологических процессов. Деформирование мерзлых пород обусловлено смещением относительно друг друга отдельных грунтовых частиц и микроагрегатов по разделяющим их пленкам связующей воды и включениям льда. Кроме того, происходит перемещение незамерзшей воды из участков с большим напряжением к участкам с меньшим напряжением с соответствующими фазовыми переходами. Вместе с этими процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы в ней происходит закрытие микротрещин, уменьшение микротрещинной и агрегатной пористости, упаковка грунтовых частиц и восстановление структурных связей. Преобладание тех или иных процессов, по мнению С.С. Вялова [71], и определяет упрочнение или разрушение мерзлой породы. В понятие «прочность мерзлых грунтов» вкладывают разный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию. Со времени фундаментального исследования С.С. Вялова [70] принято считать, что мерзлые породы при достаточно больших напряжениях разрушаются, что фиксируется увеличением скоростей деформирования при постоянной нагрузке. Причем для мерзлых пород ха-

рактично низкое разрушение с большими деформациями и сплюсыванием образца (образование "бочки") без нарушения сплошности. У мерзлых грунтов выражены все три стадии ползучести, а переход от затухающей к незатухающей ползучести четкий. Однако, длительность стадии неустановившейся ползучести для мерзлых пород может составлять сотни и тысячи часов.

Для засоленных мерзлых пород даже при высоких нагрузках наблюдается в основном затухающая ползучесть. Поэтому в понятие прочности мерзлых засоленных пород вкладывается смысл избыточной деформации. Основание для назначения деформационного критерия прочности дается С.С. Вяловым [70]. Им было высказано предположение, что разрушение грунта наступает тогда, когда накопление пластической деформации достигает некоторого постоянного предела, превышение которого ведет к разрушению. Так, для пластичных глин значение этой предельной деформации колеблется от 0.09 до 0.1. По данным С.С. Вялова и др. [62], для мерзлой супеси значение предельной деформации – 0.16, для плотной мерзлой глины – 0.06. Для пластичных пород значение предельной деформации увеличивается. Если такую предельную деформацию использовать для оценки прочности мерзлых пород, С.С. Вялов и др. [62] рекомендуют значение 0.2, т.е. деформацию образца при одноосном сжатии 20%. При такой деформации, если и не достигается визуального разрушения, нарушения сплошности, то деформации настолько велики, что образец можно считать потерявшим несущую способность. Учитывая затухающий характер деформирования. Я.П. Коган предложил считать основной характеристикой для оценки устойчивости сооружений предел допустимой ползучести (предел ползучести), определяемый либо по равномерной скорости ползучести, либо по суммарной деформации, которая допустима для данного сооружения [222]. При использовании этой характеристики следует учитывать, однако, что она зависит от сооружения. Необходимо иметь в виду, что, по мнению многих исследователей, потеря прочности породы во времени на стадии затухающей ползучести не происходит. Таким образом, деформационный критерий соответствует условной прочности. Поэтому важно сравнивать полученные таким образом величины прочности с ее значениями по другим критериям – таким, как изменение характера деформирования или по данным других испытаний, где разрушение более очевидно, например, сдвиговыми испытаниями.

К.Ф. Войтковским [64] было введено понятие предела длительной ползучести, при напряжениях ниже которого может происходить течение с постоянной или уменьшающейся скоростью, а при больших напряжениях установившаяся стадия переходит в

Рис. 82. Реологическая кривая для засоленных мерзлых грунтов – к определению понятий пределов затухающей (σ_z) и линейной (σ_n) ползучести



стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью. Таким образом, значение прочности, определенное по величине деформации 0.2 при затухающей ползучести, будет ниже или равно пределу длительной ползучести, по К.Ф. Войтковскому, а сам этот предел для засоленных мерзлых пород может быть надежно определен только для засоленных песчаных отложений. Ряд авторов [4, 54, 387] используют понятия предела затухающей ползучести σ_z , определяемого в точке пересечения реологической кривой с осью абсцисс, и предела линейной ползучести как проекции точки, где происходит увеличение скоростей деформирования, σ_n (рис. 82). При этом сама реологическая кривая обычно строится по скоростям установившейся ползучести, поэтому, определяемое по деформациям значение прочности для засоленных мерзлых пород, кроме песков, ниже обоих этих пределов. Правда, это справедливо, если эти пределы существуют для засоленных мерзлых пород. Во многих случаях они выделяются лишь при нагрузках, превышающих 2–3 МПа, т.е. больше обычных нагрузок от сооружений. По данным Е. Нивон [418], переход в стадию прогрессирующего течения у засоленных мерзлых пород, правда, при достаточно низких температурах $-5 + -7^\circ\text{C}$, наблюдается либо около значения деформации 20%, либо (чаще) при деформациях 25–30% и выше. При этом образец заметно изменяет форму и, по нашему мнению, проводить такие эксперименты не целесообразно, так как условия одноосных испытаний изменяются. Механизм деформирования мерзлых засоленных пород обусловлен особенностями их строения. Чем выше засоленность, тем больше незамерзшей воды и толще ее прослойки. Если предположить, что деформации мерзлых засоленных пород обусловлены преимущественно скольжением минеральных частиц и льда по жидким пленкам и пластическим течением льда в порах, то вместо накопления дефектов и микротрещинообразования будет происходить уплотнение и уменьшение пористости, сближение частиц при вязком течении жидких прослоек и льда.

Процесс характеризуется затухающим во времени деформированием вплоть до очень больших деформаций и потери формы

Таблица 31

Результаты определения длительной прочности мерзлых засоленных пород при одностороннем сжатии с использованием различных критериев потери прочности

Порода и место залегания	$\theta, ^\circ\text{C}$	$D_{\text{кр}}, \%$	Длительная прочность, $\sigma_{\text{дл}}, \text{МПа}$		
			По 20% деформации	По перелому кривой $\ln(\sigma) - \ln(t)$	По реологической кривой
Песок (г. Ерку-та-Яха)	-3.8	0.05	0.70	0.80	1.35
	-3.0	0.05	0.85	0.67	0.90
	-2.0	0.05	0.61	0.49	0.70
		0.1	0.24	0.20	0.35
		0.2	0.09	0.10	0.10
Суглест. (г. Ерку-та-Яха)	-3.8	0.09	1.0	0.93	*
	-2.0	0.09	0.55	0.60	
		0.2	0.10	0.10	
		0.5	0.06	0.06	
Суглинок (ол. Терин-То)	-3.8	0.5	0.35	0.35	
	-2.0	0.5	0.13	**	
	-3.8	1.0	0.04	0.15	

* Установившееся течение не наблюдается.

** Перелом кривых $\ln(\sigma) - \ln(t)$ отсутствует.

образца. В конце может наступить разрыв структурных связей и дезинтеграция частиц; однако, это происходит только при очень больших (более 30–40%) деформациях при полной потере формы. На то, что при деформировании засоленных мерзлых пород происходит разрыв структурных связей, а следовательно, постепенная потеря связности и прочности образцов с увеличением объема, указывают данные Е. Pivon [418]. Эксперименты проводились ею при температурах $-5 + -7 ^\circ\text{C}$, но с засолением порового раствора пород до 30 промилле (ppt). В большинстве опытов увеличение объема образцов фиксировалось уже вскоре после начала испытаний (см. рис. 76). Можно считать, что с течением времени уверенно наступает условная потеря прочности. Поэтому мы считали возможным назначать для ее оценки деформационный критерий (20% деформации).

Определение момента потери прочности возможно и на основании некоторых других признаков. Так, изохронные кривые деформирования в логарифмических координатах $\ln \sigma - \ln t$, для засоленных мерзлых пород могут иметь переломы, которые связаны с изменением характера деформируемости породы. Предел затухающей ползучести может быть определен и по

реологическим кривым, если их удастся построить для установившихся скоростей деформирования. В условиях, когда происходит течение жидких пленок влаги и льда с постепенным преобразованием структуры, изменение характера деформирования может быть связано с разрушением связей и появлением новой разрушенной структуры мерзлой породы, т.е. с потерей ее прочности. Тогда точки перегибов и пределы ползучести кривых деформирования должны сопоставляться друг с другом. Результаты такого сопоставления, например, приведены в табл. 31. Как следует из этой таблицы, значения прочности, определяемые различным образом, при отдельных расхождениях в целом близки между собой. Значения, определенные по реологической кривой, как правило, несколько выше, что, по-видимому, свидетельствует о постепенном изменении характера течения под нагрузкой.

Длительная прочность

Уменьшение величины разрушающего напряжения с увеличением времени до разрушения есть проявление процесса снижения прочности. График снижения прочности можно получить перестройкой кривых ползучести. Если спроектировать на ось абсцисс значения времени до разрушения с кривых ползучести, то, отложив по оси ординат значения соответствующих разрушающих напряжений, получим кривую, отображающую зависимость между разрушающим напряжением и временем до разрушения, так называемую кривую длительной прочности.

Существует понятие предела длительной прочности, который соответствует напряжению, до превышения которого деформация имеет затухающий характер, и разрушение не происходит при любом практически наблюдаемом времени воздействия нагрузки, а при превышении возникает незатухающая ползучесть, приводящая с течением времени к разрушению. У некоторых материалов, например у льда, незатухающая ползучесть, приводящая к разрушению, возникает при любых напряжениях, отличных от нуля.

Факт снижения прочности в результате ползучести наблюдается у широкого круга материалов, и этой проблеме посвящено большое количество исследований. Однако, некоторые виды грунтов недостаточно изучены до сих пор, к ним относятся засоленные мерзлые грунты, льдистые и одновременно засоленные и другие. Опыты ввиду их трудоемкости и потому малочисленности, как правило, не поддаются статистическому анализу, что снижает их ценность. На наш взгляд, серьезным недостатком уже

Таблица 32

Параметры уравнения кинетической теории прочности для мерзлых грунтов

Грунт	Энергия активации E_a , ккал/моль	Структурный параметр γ , ккал · см ³ /моль · кг				
		Температура T , °C				
		0	-73	0	-3	-5
Песок среднезернистый	25.1	18.4	0.199	0.138	0.113	
Песок пылеватый	26.2	19.2	0.311	0.192	0.153	
Супесь	23.0	19.0	0.368	0.208	0.160	
Супесь пылеватая	26.2	19.2	0.411	0.203	0.151	
Суглинок	25.9	19.0	0.746	0.369	0.274	
Глина	29.2	21.4	0.886	0.422	0.354	
Лед	21.3	16.0	0.191	0.126	0.102	

является то, что за несколько десятилетий исследований практически не проводилось по-настоящему длительных — до нескольких лет — экспериментов (длительность 3–4 месяца считается очень большой, свыше этого срока известны единичные опыты). Не вызывает сомнения то, что природа прочности мерзлых дисперсных пород остается одним из наиболее сложных вопросов в мерзлотоведении. Достаточно сослаться, например, на факт большей прочности мерзлой породы в сравнении с прочностью компонентов — льда и дисперсного грунта. Поэтому вызывают такой интерес попытки использования современных представлений о прочности материалов применительно к мерзлым грунтам, например, кинетической теории прочности. С.С. Вялов на основании некоторой аналогии между кривой потенциальной энергии связи между грунтовыми частицами и кривой потенциальной энергии связи между молекулами рассмотрел взаимодействия частиц как термоактивированный процесс. Однако, при этом условным оказывается понятие периода тепловых колебаний, энергии активации. Кроме того, в мерзлом грунте, вероятно, определяющую роль играют не собственно контакты между частицами, а связи во льду и частиц со льдом.

Обратимся к фактическому материалу. На рис. 83 и 84 и в табл. 32 представлены данные по одноосному сжатию, частично париковому штампу и другим испытаниям. Структурный параметр γ для мерзлых грунтов оказывается сильно зависящим от температуры. Физический смысл этого результата заключается, вероятно, в структурных изменениях в мерзлых породах, связанных с вымерзанием пленок неизмерзшей воды на контактах минеральных частиц и ледяных кристаллов, которые в значитель-

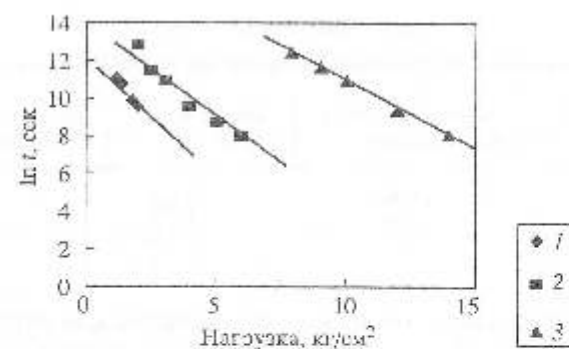


Рис. 83. Зависимость логарифма времени разрушения от нагрузки при температуре -2°C для мерзлой засоленной супеси (п-ов Ямал) при различной засоленности

1 — 0.50%; 2 — 0.20%; 3 — 0.10%

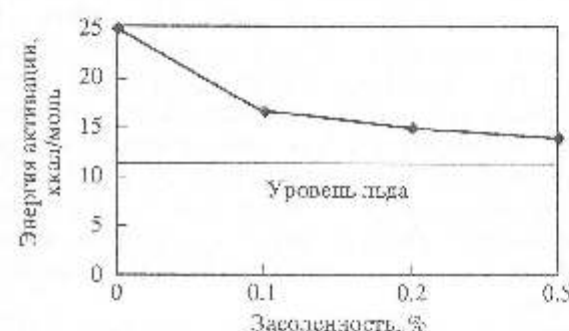


Рис. 84. Зависимость энергии активации разрушения от засоленности для мерзлой супеси (п-ов Ямал) при температуре -2°C

ной мере и определяют прочность. Как известно из кинетической теории, структурный параметр γ численно и по физическому смыслу обозначает объем, в котором действуют напряжения. Для металлов и сплавов он выше, чем объем атома (если рассматривается моль вещества), что объясняется либо увеличением флуктуационного объема, либо концентрацией напряжений. Для мерзлых грунтов оказывается, что это превышение составляет 3–4 порядка. Вернемся к криводлинейности линий $\lg(t) - \sigma$. Представляется, что дело не столько в особом физическом механизме разрушения структурно-неустойчивых материалов, сколько в различной степени концентрации напряжений, на что указывали и авторы кинетической теории. В самом деле, мерзлые грунты в процессе длительного разрушения испытывают значи-

Таблица 33

Энергия активации E_0 для мерзлой суглини при различных засоленностях

Засоленность, $D_{\text{зс}}, \%$	Энергия активации E_0 , ккал/моль	Засоленность, $D_{\text{зс}}, \%$	Энергия активации E_0 , ккал/моль
0	25,0	0,2	15,2
0,1	16,9	0,5	12,1

тельные деформации, очевидно, приводящие к перераспределению напряжений. И если при больших напряжениях σ и, соответственно, малом времени t происходит значительная концентрация напряжений, то при длительном течении степень концентрации, очевидно, уменьшается, все большее число связей воспринимают нагрузку. Следует принимать переменным структурный параметр γ , и с учетом сказанного, допустимо сгладить кривые и определить среднее значение γ . На графиках видно, что значение γ , учитывая возможный угол наклона, может меняться в несколько раз. Характер перераспределения напряжений в мерзлых породах сказывается прежде всего в численном значении энергии активации E_0 . Как уже отмечалось, для мерзлых грунтов она оказывается величиной от 20 до 29 ккал/моль при $T = 0^\circ\text{C}$ — так же, как и для торфа и льда, что во-первых, указывает на одинаковую природу связей, а во-вторых, позволяет считать, что в мерзлых засоленных грунтах разрушаются именно ледяные связи.

Действительно, экспериментальные кривые для различной засоленности (рис. 83) оказываются приблизительно параллельными. Определения величины энергии активации показали, что она заметно зависит от засоленности (табл. 33). На рис. 84 видно, что при увеличении засоленности до 0,5% и более энергия активации приближается к величине 12 ккал/моль, т.е. к энергии активации льда. Данные Д.Ф. Свинтицкой [316] свидетельствуют о еще более низких значениях энергии активации для мерзлых засоленных пород (4–6 ккал/моль), которая снижается с ростом засоленности. Очевидно, что значительное содержание жидкого раствора в засоленных мерзлых грунтах увеличивает толщину незамерзшего слоя воды, разделяющего минеральные частицы и кристаллы льда. Следовательно, уменьшается их трение, сцепление и взаимодействие — они оказываются в большей мере изолированными друг от друга. Поэтому прочность, в основном начинает определяться ледяными включениями, образующими жесткий каркас в порах мерзлой породы.

Прочность засоленных мерзлых морских осадков различного состава

Прочность ввиду преимущественного использования деформационного критерия разрушения связана с деформируемостью мерзлых засоленных пород. Закономерности их деформирования и влияние основных факторов в основном рассмотрены выше. Здесь обсуждаются особенности механической устойчивости засоленных пород, которые имеют отношение непосредственно к разрушению.

С понижением температуры длительная прочность мерзлых засоленных пород увеличивается (рис. 85). Энергия активации E_0 , определенная в соответствии с уравнением кинетической теории прочности, и структурный параметр γ возрастает. Возрастание энергии активации при понижении температуры, по-видимому, обусловлено изменением энергетического характера структурных связей, которые определяют прочность мерзлой породы. С понижением температуры уменьшается толщина незамерзших прослоек льда и увеличивается роль структурных связей между минеральными частицами и льдом, которые обеспечивают устойчивость мерзлой породы к разрушению. Недостаточно только разрушить поровый лед, напряжения перераспределяются на более прочные структурные связи между частицами, энергетическое состояние которых зависит от температуры.

Структурный параметр γ увеличивается с ростом засоленности. Так, в засоленном песке (р. Еркута-Яха) при температуре -2°C с увеличением засоленности от 0,05 до 0,2% структурный

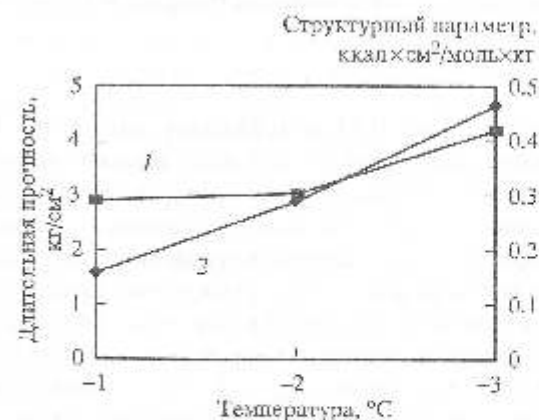


Рис. 85. Влияние температуры на длительную прочность при одностороннем сжатии (1) и структурный параметр (2) мерзлого сахалинского суглинка при $D_{\text{зс}} = 0,2\%$.

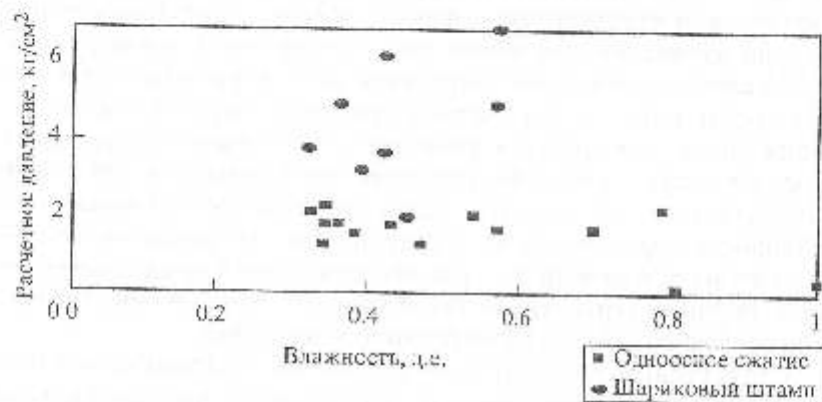
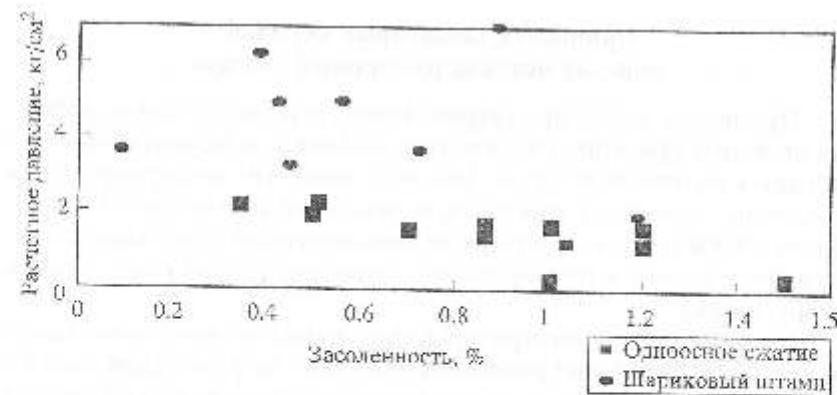


Рис. 86. Зависимость расчетного давления на мерзлый грунт (R) для суглинистых п-ов Ямал от засоленности (сверху) и влажности (снизу) при $t = -3^\circ\text{C}$

параметр γ увеличился с 0.11 до 0.28 ккал $\cdot$ см²/моль $\cdot$ кг. Структурный параметр характеризует влияние изменения нагрузки на изменение времени разрушения, которое усиливается с ростом γ . Обобщенные данные по расчетному давлению на мерзлые породы R в зависимости от засоленности приведены на рис. 86.

В мерзлых породах различного гранулометрического состава изменение прочности обусловлено в основном влиянием ледяных включений. В ряду песок-супесь-суглинок прочность в целом возрастает при температуре $T = -2^\circ\text{C}$ и засоленности 0.2% (рис. 87). Также в направлении увеличения дисперсности возрастает и энергия активации разрушения E_0 .

Эти мерзлые породы имеют различную влажность, пористость, удельную поверхность минеральных частиц, а возраста-

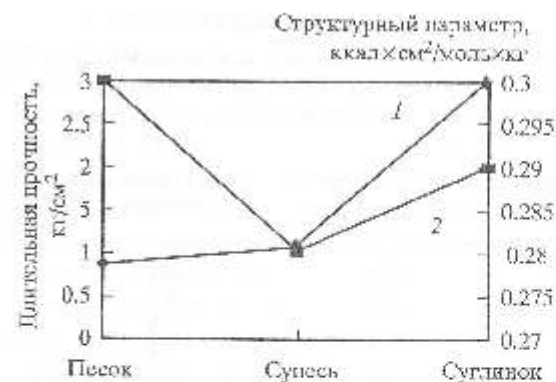


Рис. 87. Влияние гранулометрического состава мерзлых пород на длительную прочность при одноосном сжатии (1) и структурный параметр (2) при $D_{200} = 0.2\%$ и $t = -2^\circ\text{C}$

ние прочности в сумме может быть объяснено увеличением объемной льдистости и армирующим влиянием льда. Само влияние влажности (льдистости) для засоленных мерзлых пород в этой связи должно было бы быть однозначным. Как известно, исследованиями Е.П. Шушериной [383] и других было установлено, что при увеличении влажности мерзлых пород прочность на одноосное сжатие сначала возрастает до полного водонасыщения, а затем постепенно снижается до прочности чистого льда, когда главную роль в сопротивлении внешней нагрузке играют связи во льду. Действительно, по мере увеличения влажности в засоленном суглинке вычисленная энергия активации разрушения снижается к величине энергии активации льда. Также закономерно снижалась бы и прочность, если бы структурный параметр γ , характеризующий устойчивость структуры породы (в обратной зависимости), остался бы постоянным. Однако, с ростом влажности уменьшается соотношение незамерзшей воды и льда, грунт упрочняется. Наложение факторов снижения энергии активации E_0 и параметра γ объясняют экстремальную зависимость прочности засоленного мерзлого суглинка от влажности: прочность на одноосное сжатие сначала уменьшается, а затем возрастает, причем минимальная прочность характерна для полного водонасыщения. Таким образом, экспериментальная зависимость прочности засоленных пород от влажности обратна установленной Е.П. Шушериной для незасоленных мерзлых пород. Для исследования этого вопроса были обобщены материалы по прочности на одноосное сжатие и данные по эквивалентному сцеплению на грунтах на-

Таблица 34

Влияние состава солей на сопротивление одноосному сжатию засоленной супеси (исс. Бопаненкова) при температуре $\theta = -3^\circ\text{C}$ и засоленности $D_{\text{зас}} = 0.2\%$

Состав порового раствора	Длительная прочность $\sigma_{\text{дл}}$, кг/см ²	Энергия активации E_0 , ккал/моль	Структурный коэффициент γ , ккал · см ² /моль · кг
NaCl	7.0	21.6	0.45
NaCl	6.0	20.5	0.45
NaCl	—	17.8	0.27
NaCl	6.0	17.8	0.25
Na ₂ SO ₄	6.0	15.3	0.24

рушения и естественного сложения. Определялось значение расчетного давления на мерзлый грунт (R) при температуре -3°C , при которой было выполнено максимальное количество испытаний. В целом прочность снижается при увеличении засоленности и влажности. Наибольшие значения R находятся в зоне наименьшей влажности (близкой к нижнему пределу пластичности и ниже полного водонасыщения). Это, как правило, уплотненные грунты, их большая прочность обусловлена прочным сцеплением минерального скелета, ледоцементационными связями минеральных частиц. Такие породы имеют и высокое значение энергии активации разрушения E_0 ; даже значительная засоленность не уменьшает прочность данных пород.

Данные на рис. 86 показывают также, что метод шарикового штампа дает большие величины прочности засоленных грунтов, чем одноосное сжатие. Последнее обстоятельство обусловлено, вероятно, в том числе масштабным эффектом. Кроме того, учитывая, что прочность в целом определяется при одноосном сжатии по деформациям, ее величина может быть снижена по этой причине.

Исследования влияния состава солей на сопротивление одноосному сжатию засоленной супеси при $T = -3^\circ\text{C}$ и $D_{\text{зас}} = 0.2\%$ показали, что величина энергии активации разрушения уменьшается в ряду $\text{NaCl} > \text{CaCl}_2 > \text{MgCl}_2 > \text{морская соль} > \text{Na}_2\text{SO}_4$ (табл. 34).

6.3. СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ ПО ПОВЕРХНОСТИ СМЕРЗАНИЯ

Поверхность смерзания мерзлой породы с материалом фундамента представляет собой границу раздела твердой фазы (материала фундамента) и других твердых фаз (льда и минеральных частиц), жидкой фазы (незамерзшей воды) и газообразной фазы (незаполненных влагой пор). Площадь смерзания $S_{\text{см}}$ поэтому можно представить как сумму площади раздела "материал — лед" $S_{\text{л}}$, площади раздела "материал — минеральная частица" $S_{\text{м}}$, площади раздела "материал — незамерзшая вода" $S_{\text{в}}$ и площади, свободной от взаимодействия ввиду возможного наличия пустот $S_{\text{п}}$:

$$S_{\text{см}} = S_{\text{л}} + S_{\text{м}} + S_{\text{в}} + S_{\text{п}}$$

Экспериментально Н.А. Цытович [367] и другие установили, что для водонасыщенных грунтов чем крупнее частицы грунта, тем прочность сначала выше (от глины к пескам), а затем ниже (от песков к галечникам). Наибольшую прочность смерзания имеют среднесерпистые пески, у которых она заметно выше, чем у льда. Силы смерзания имеют максимум в зависимости от влажности, наиболее велики они при полном водонасыщении [331, 367] и заметно возрастают при понижении температуры, увеличении шероховатости, нормального давления, уменьшении диаметра сваи, при уменьшении засоленности грунта, изменении формы сваи, условий смораживания и т.д. Многие исследователи (Ю.Л. Дубнов, Н.А. Перетрухин, А.Л. Жигульский, А.В. Садовский, С.М. Тихомиров, С.С. Вялов) придавали большое значение образующейся в зоне контакта грунта с поверхностью фундамента ледяной пленке. В.В. Разумовым и Б.А. Савельевым [310] изучался мгновенный сдвиг по поверхности смерзания грунтов различного катионного состава. Ими было установлено, что с понижением температуры размер кристаллов, слагающих приконтактный слой, как правило, уменьшается. Размеры кристаллов льда приконтактных слоев, сформировавшихся из поровых растворов, содержащих катионы, меньше (за исключением монтмориллонита), чем размеры кристаллов пресного льда. Ю.Я. Велии [60] подчеркивал, что наиболее важным фактором является засоленность грунта. Например, в пылеватых морских суглинках увеличение содержания солей в грунте до 0.5% при температуре -4.5°C приводит к уменьшению $R_{\text{см}}$ почти в два раза (с 0.27 до 0.14 МПа). При дальнейшем увеличении засоленности до 1.0% величина $R_{\text{см}}$ была в три раза меньше первоначальной (0.08 МПа), а при $D_{\text{зас}} = 1.5\%$ смерзание грунта с фундаментом практически отсутствует.

В качестве примера рассмотрим результаты двух серий испытаний на прочность смерзания — с песком при засолении 0.05% и температуре -2°C и суглинка при -3.8°C и $D_{\text{ил}} = 0.95\%$. Несмотря на то, что все образцы песка готовились одинаково, деформирование их происходило по-разному. Первый и второй образцы разрушились на четвертой ступени нагружения при нагрузке 0.16 МПа. При этом на второй ступени нагружения (0.08 МПа) эти образцы имели среднюю скорость деформирования $1-3 \cdot 10^{-5}$ мм/мин на трех последних отчетах, т.е. деформации не затухали. Третья ступень (0.12 МПа) выдерживалась нами в течение приблизительно 140 ч, скорости деформирования не уменьшались, а оставались постоянными и составляли $1-3 \cdot 10^{-4}$ мм/мин. При приложении нагрузки 0.16 МПа оба образца быстро разрушились с увеличивающейся скоростью — модели свай сорвались. Образцы N 3, 4, 5 и 6 имели постоянные и достаточно высокие скорости деформирования ($3-10 \cdot 10^{-5}$ мм/мин) уже при нагрузке 0.04 МПа. Мы их выдержали в течение двух суток и увеличили нагрузку до 0.08 МПа. В течение суток у всех четырех образцов происходило увеличение скорости деформирования, закончившееся срывом модели свай. В среднем значение длительной прочности сдвига составляет 0.05 МПа.

Зависимость длительной прочности смерзания от деформации сдвига слабая (рис. 88 и 89). Характер релаксационных кривых для больших моделей свай, по данным испытаний Н.В. Тимошенко и А.Н. Ярвина [387] (рис. 90), обычно для таких экспериментов в лабораторных условиях и соответствует данным других видов испытаний. Эти испытания уникальны, поскольку проводились на моделях свай длиной 2 м при условии постоянной температуры.

Зависимость сил смерзания от температуры и засолённости очевидна. Прочность сдвига на границе раздела $R_{\text{см}}$ определяется межмолекулярным взаимодействием фаз и соотношением S_d , S_w , $S_{\text{ил}}$ и S_r . Очевидно, что взаимодействие между материалом фундамента и незамерзшей водой и заполненными воздухом пустотами меньше сказывается на характеристиках сдвига, чем взаимодействие на площади контакта со льдом S_d и частицами грунта S_r . С увеличением засолённости и повышением температуры площадь S_d и S_r уменьшаются, уменьшаются и силы смерзания.

Объяснимо наблюдающееся в экспериментах уменьшение сил смерзания при изменении материала фундамента от бетона к металлу, которое происходит из-за уменьшения шероховатости и участия меньших объемов грунта в формировании сил смерзания.

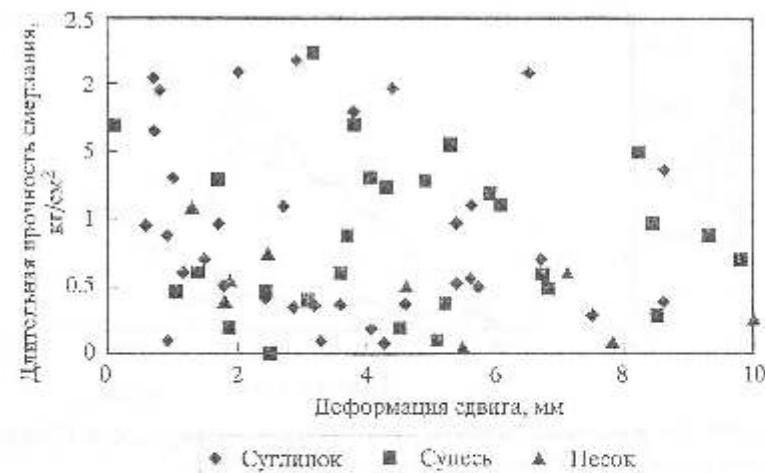


Рис. 88. Зависимость длительной прочности смерзания ($\tau_{\text{дл}}$) с бетоном от деформации сдвига по поверхности смерзания ($\gamma_{\text{дл}}$) для различных мерзлых пород

1 — суглинок; 2 — суглинок; 3 — песок

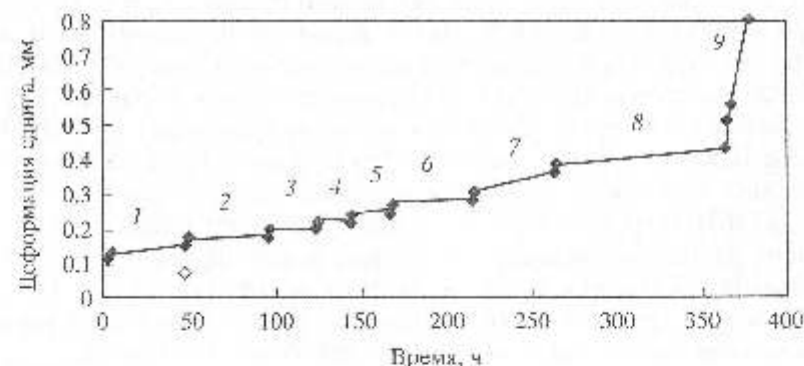


Рис. 89. Кривая деформирования при сдвиге по поверхности смерзания с бетоном при ступенчатом нагружении мерзлого морского суглинка при $D_{\text{ил}} = 0.5\%$, $W = 0.46$, $t = -3^{\circ}\text{C}$ при разных нагрузках

1 — 0.017, 2 — 0.034, 3 — 0.051, 4 — 0.068, 5 — 0.085, 6 — 0.102, 7 — 0.119, 8 — 0.136 и 9 — 0.153 МПа

Сложнее объяснить зависимость сил смерзания от дисперсности грунта, в частности то, что наибольшую прочность смерзания имеют среднезернистые пески. Вероятно, это связано с тем, что такие пески, с одной стороны, имеют небольшое содержание незамерзшей воды [350] и потому значительно в сравнении с дис-

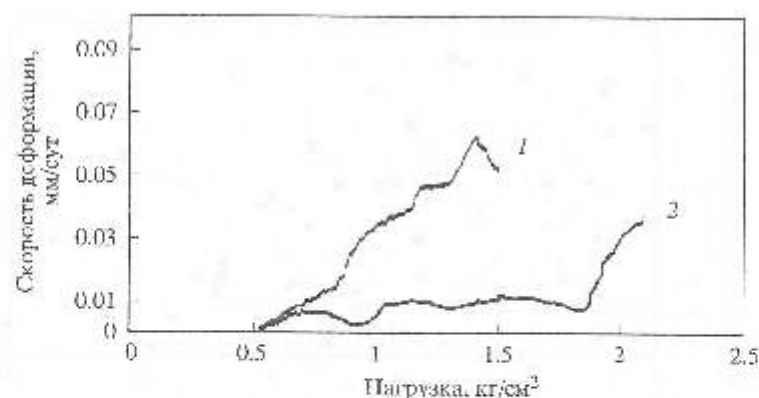


Рис. 90. Реологические кривые при сдвиге по поверхности смерзания модельных свай ($l = 2000$ мм) в лабораторных условиях
1 - песок; 2 - суглинок

первыми грунтами величины S_c и S_{sc} . С другой стороны, крупные пески, гравийники имеют частицы большого размера, которые не взаимодействуют с поверхностью фундамента непосредственно, а только через лед и для них можно принять $S_{sc} = 0$. Правда, при этом увеличивается S_c . Здесь, вероятно, проявляется тот же эффект, что и при увеличении шероховатости поверхности. Ледяные прослойки вокруг галек и крупных песчаных частиц настолько велики, что процессы сдвига целиком происходят по льду, не захватывая грунтовые частицы. Это доказывается близостью величины прочности смерзания крупных песков, гравийников и льда [367]. В средних песках частицы участвуют в сдвигах и из-за своих размеров вовлекают в процесс деформирования большие объемы грунта, чем в случае чистого ледяного прослоя. Таким образом, в среднем песке происходит армирование льда минеральными частицами, и увеличение сдвиговой прочности.

Влияние температуры проявляется для всех мерзлых пород. Например, песок из района Бованенковского ГКМ при засоленности 0.17% и температуре -2°C имеет длительную прочность смерзания менее 10 кПа, а при близкой засоленности (0.15%) и температуре -6°C - 110 кПа. Аналогичные зависимости от температуры для супеси и суглинка приведены на рис. 92.

Влияние засоленности в максимальной степени проявляются при температуре -3°C . На рис. 91 приведены зависимости длительной прочности смерзания от засоленности для супеси и суглинка. При более низких и более высоких температурах соответствующие кривые становятся пологими. Обращает на себя внимание то, что в интервале засоленности 0.1-1.0% происходит

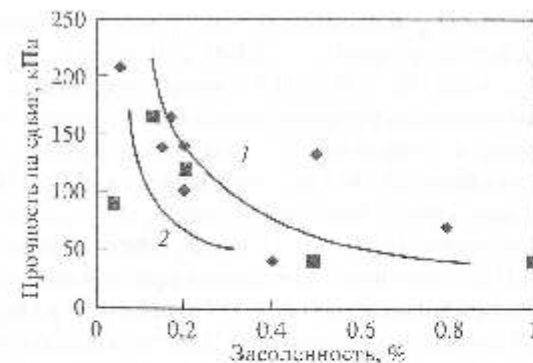


Рис. 91. Зависимость длительной прочности на сдвиг по поверхности смерзания (τ_{sc}) от засоленности ($D_{зс}$) для суглинка (1) и супеси (2) при температуре -3°C

большое (почти на порядок) снижение прочности. Для песка при температуре -2°C и засоленности 0.05% длительная прочность смерзания составляет 60 кПа. При увеличении засоления до 0.17% прочность составляет менее 10 кПа. Исследовались главным образом льдонасыщенные грунты, однако, даже для супеси с суммарной влажностью 0.35 содержание незамерзшей воды составляет при -3°C около 0.12 при засоленности 0.5% и только около 0.04 в незасоленных образцах. Таким образом, в льдонасыщенной супеси в этих условиях треть всего объема воды (0.12) составляет незамерзшая вода и только две трети - лед. Очевидно, это должно приводить и приводит к значительному снижению прочности. В суглинке различия еще больше. По нашим данным, в засоленном до $D_{зс} = 1\%$ суглинке при -3°C содержится около $W = 0.20$ незамерзшей воды, а общая его влажность - $W = 0.40-0.45$, т.е. лед составляет только около половины всего объема воды.

В грунтах различного гранулометрического состава деформация при срыве изменяется от 1 до 10 мм, а скорость деформации - от 10^{-3} до 10^{-1} мм/мин. Более высокие конечные деформации характерны для песков и чистого льда. Более низкие - для суглинков.

Выше упоминалось, что для незасоленных мерзлых грунтов была установлена максимальная прочность смерзания для среднезернистых песков. Для грунтов Ямала характерны близкие значения прочности для различных по гранулометрическому составу грунтов. Суглинки оказываются более прочными, чем супеси, а супеси - прочнее, чем пески. Например, при температу-

ре -6°C песок при $D_{\text{сол}} = 0,15\%$ и $W = 0,22$ имеет прочность смерзания 110 кПа, а супесь при $D_{\text{сол}} = 0,39\%$ и $W = 0,27$ — уже 125 кПа. Суглинок с $D_{\text{сол}} = 0,56\%$ и $W = 0,37$ имеет прочность смерзания 220 кПа. Таким образом, установленная нами закономерность изменения прочности смерзания от гранулометрического состава породы обратная известной. Она выполняется и при более высоких температурах: супесь при температуре -3°C , засоленности $D_{\text{сол}} = 0,49\%$ и влажности $W = 0,35$ имеет длительную прочность смерзания 39 кПа, а прочность суглинка при той же температуре и засоленности при влажности $W = 0,4$ равна 130 кПа. Объяснение можно предложить следующее. Для песка объемная влажность составляет $W_{\text{об}} = 0,35$, $\rho = 1,934 \text{ г/см}^3$. За счет содержания солей ($D_{\text{сол}} = 0,15\%$) количество незамерзшей воды при температуре -6°C в песке составляет по приближенной оценке около 0,03 по весу. Таким образом, в песке объемное содержание воды в виде льда едва ли превышает 0,31. Объемная влажность супеси $W_{\text{об}} = 0,39$, $\rho = 1,85 \text{ г/см}^3$, а содержание незамерзшей воды в ней при -6°C , по нашим экспериментальным данным, около 0,06 по весу.

Таким образом, объемное содержание воды в виде льда в супеси 0,32. В суглинке с влажностью $W = 0,37$ и с засоленностью $D_{\text{сол}} = 0,56\%$ ($\rho = 1,79 \text{ г/см}^3$) содержание незамерзшей воды составляет при -6°C около 0,08 по весу. Следовательно, объемное содержание воды в виде льда в суглинке — 0,40. Лда в суглинке оказывается больше по объему, чем в супеси и песке, поэтому удельная отнесенная к единице поверхности площадь ледяных контактов грунта и материала фундамента в суглинке наибольшая. Проявляется упрочняющее влияние льда в сравнении с засоленными минеральными агрегатами.

Так же можно объяснить и влияние влажности грунта на прочность смерзания. При увеличении суммарной влажности от $W = 0,47$ до 0,75 в суглинке с засоленностью около 1% при температуре -3°C прочность смерзания увеличивается от 40 до 70 кПа. Изменение влажности от 0,35 до 0,45 и до 0,64 в суглинке с засоленностью $D_{\text{сол}} = 0,2\%$ приводит к увеличению прочности смерзания от 50 до 100 кПа и до 210 кПа, соответственно. Необходимо иметь в виду, что при одинаковой засоленности увеличение влажности сопровождается снижением солёности льда, что является дополнительным фактором возрастания прочности.

Результаты исследований влияния материала фундамента на прочность смерзания засолённых грунтов не подтверждают выводы других исследователей [368]. Прочность смерзания с металлом в нескольких наших экспериментах оказалась выше, чем с бетоном. В частности, прочность смерзания супеси с засолён-

стью 0,49% и влажностью 0,35 при температуре -3°C с бетоном составляет 39 кПа, а с металлом — 90 кПа. Напомним, что все опыты выполнялись нами с повторяемостью не менее шести, и сравниваются средние величины. Прочность смерзания суглинка с засолённостью 1% при температуре -2°C составляет с бетоном 9 кПа, а с металлом 34 кПа. Прочность смерзания супеси с засолённостью 0,50% при температуре -6°C с металлом оказывается выше (160 кПа), чем у супеси с засолённостью 0,39 (125 кПа). Проведённые в 50-х годах натурные испытания свай в Фербенкесе (Аляска, США) имели близкие результаты, однако, проведённые с тех пор многочисленные исследования, особенно работа А.С. Герасимова [80] и В.В. Докучаева [127], показали, что более гладкая поверхность материала приводит к снижению прочности смерзания. Вместе с тем мы не считаем, что наш результат является случайным. А.В. Садовский придаёт большое значение ледяным прослоям, которые образуются на контакте грунта с материалом фундамента. Он отмечал, что при промерзании со стороны материала фундамента (металла) образуется особенно прочная плёнка. Образование любой ледяной плёнки связано с миграцией влаги к месту ее выделения и кристаллизацией воды с частичным переходом солей в поровый раствор. Металл является более теплопроводным материалом, чем бетон. Более вероятно, что граница промерзания в этом случае параллельна контактной поверхности. На контакте металла с засолённым мерзлым грунтом при этом возможно образование прочной ледяной плёнки с малым содержанием солей, что согласуется с данными экспериментов. Особенности образования ледяного прослоя объясняются, по-видимому, результатами экспериментов с более низкой, чем в большинстве опытов температурой промораживания образцов (-20°C). Ледяной прослой на контакте с фундаментом не успевает образоваться в этих экспериментах — промораживание происходит быстрее, чем обычно. В результате быстрого промерзания прочность смерзания оказывается ниже, чем при обычном способе подготовки образцов.

Данные о влиянии на прочность смерзания нормальной нагрузки неоднозначны. Например, прочность смерзания супеси при $D_{\text{сол}} = 0,5\%$ и $t = -3^{\circ}\text{C}$ составляет 39 кПа без нормальной нагрузки и 130 кПа с нагрузкой. Однако, при засолённости $D_{\text{сол}} = 0,2\%$ наблюдается обратная закономерность — 100 кПа без нормальной нагрузки и 60 кПа с ней. Вероятно, представляет интерес наша попытка повышения прочности смерзания с помощью добавок полимеров. В экспериментах мы использовали поливинилловый спирт (ПВС), который практически не дал результатов. В последнее время В.Г. Черевым получены новые обна-

деживающие данные и разработана методика эффективного применения ПВС.

Перспективно возможно применение постоянного электрического тока, учитывая результаты экспериментов с постоянным электрическим током. При пропускании постоянного электрического тока в мерзлых засоленных дисперсных грунтах происходит интенсивное перераспределение влаги и солей, которое следует использовать, изменяя строение контактной зоны со свай. Широкое применение на Арктическом побережье металлических свай может способствовать внедрению этого метода.

6.4. СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ

Сопротивление мерзлых пород сдвигу является наиболее важной характеристикой прочности: развитие разрушения, если оно происходит, определяется в основном возникновением микроплоскостей скольжения по микротрещинам, т.е. микросдвигов [367]. Прочность на сдвиг мерзлых пород зависит от их температуры, влажности-льдистости, от нормального напряжения, поэтому может быть выражена в виде уравнения Мора-Кулона:

$$\tau = C + \sigma \tan \varphi,$$

где τ — напряжение сдвига, C — сцепление, φ — угол внутреннего трения.

Сцепление C и угол внутреннего трения φ увеличиваются при понижении температуры. Для мерзлой глины, например, при $\theta = -1^\circ\text{C}$ $\varphi = 14^\circ$, а при $\theta = -2^\circ\text{C}$ $\varphi = 32^\circ$ [367]. При высоких отрицательных температурах значение φ близко к величине φ в талых породах, а C — значительно выше. Иногда в расчетах используется только величина C , так как она в большей степени определяет прочность на сдвиг.

По данным Н.А. Цэгговича [367], угол внутреннего трения практически не зависит от времени действия нагрузки, а сцепление, наоборот, зависит. Результаты исследований С.С. Вялова [70] свидетельствуют, что предельно-длительное сопротивление сдвигу мерзлых пород в 4,5–7 раз меньше мгновенного. По его мнению, разделение сопротивления сдвигу на сцепление и внутреннее трение является условным и, строго говоря, C и φ следует рассматривать только как параметры зависимости между сдвигающим напряжением и нормальной нагрузкой. При этом сцепление характеризует “начальное” сопротивление грунта сдвигу, обусловленное внутренними связями, а внутреннее трение — увеличение сил сопротивления сдвигу под воздействием нормальной нагрузки в результате сближения частиц и увеличения взаимо-

действия между ними. Для глинистых мерзлых пород, по мнению С.С. Вялова, влиянием φ можно для инженерных целей пренебречь. Для песчаных мерзлых пород длительное значение φ следует учитывать. Во всем диапазоне изменения нормальных нагрузок зависимость от них сопротивления сдвигу мерзлых пород нелинейна. Сцепление мерзлых пород близко к величине эквивалентного сцепления, определяемой методом вдавливания шарикового штампа.

Исследования прочности на сдвиг мерзлого засоленного песка полуострова Ямал (р. Еркута-Яха) с влажностью 0,23–0,26 проводились при нормальной нагрузке 0,5 кг/см² при небольшой продолжительности — до 2–2,5 ч. Изменение засоленности от 0,1 до 0,4% ведет к изменению прочности в три и более раза. Если при $D_{\text{зас}} = 0,1\%$ двухминутная прочность τ_0 равна 10 кг/см², при $D_{\text{зас}} = 0,5\%$ она падает до 3 кг/см². Чем выше засоленность, тем более крутой перегиб наблюдается на кривой длительной прочности. С увеличением засоленности быстрее преодолевается начальное сцепление, а дальнейшее скольжение частиц происходит по жидким прослойкам влаги. Сопоставив прочность на сдвиг и прочность на одноосное сжатие песка при $D_{\text{зас}} = 0,1$ и 0,2%, можно определить отдельно параметры сдвига C и φ . Оказалось, что значение φ для засоленного песка мало — 12–14° и уменьшается с увеличением засоленности.

Для двух часов сцепление C меняется при изменении засоленности от 0,1 до 0,2% с 5,4 до 3,2 кг/см², подтверждая высокую чувствительность сцепления к изменению строения мерзлой породы. Исследования при более высокой засоленности песка при $\sigma = 1,5$ кг/см² показали, что при увеличении засоленности сначала происходит резкое падение прочности на сдвиг (от $D_{\text{зас}} = 0,1\%$ до $D_{\text{зас}} = 0,3\%$ часовая прочность падает от 7 до 1,5 кг/см², см. рис. 107), далее она изменяется незначительно (часовая прочность 1 кг/см² при $D_{\text{зас}} = 0,8\%$), а затем резко падает почти до нуля при двадцати минутах испытания при $D_{\text{зас}} = 1,0\%$. Вероятно, это связано со скачкообразным изменением состояния влаги в песке. При данных условиях ($W = 0,26$; $D_{\text{зас}} = 1\%$; $\theta = -2^\circ\text{C}$) грунт должен находиться в талом состоянии (равновесная концентрация порового раствора при $\theta = -2^\circ\text{C}$ $K_p = 0,026$; K_p для песка при $D_{\text{зас}} = 1,0\%$ составляет 0,037, т.е. выше равновесного значения).

Были получены также данные по прочности охлажденного и талого песка. Если песок при $D_{\text{зас}} = 1,0\%$, $\theta = -2^\circ\text{C}$, нормальной нагрузке $\sigma_n = 0,5$ кг/см² срезался при 0,25 кг/см² за 10–11 мин, при 0,5 кг/см² за 1–2 мин и визуально определялся как немерзлый, то при температуре +19 °C при тех же нагрузках срезался мгновенно. Следовательно, даже при концентрациях порового раствора,

заметно превышающих равновесную при данной температуре, грунт не является талым по прочности. Несмотря на ее снижение вблизи равновесной концентрации охлажденный песок прочнее талого песка.

А.Д. Масловым [231] было установлено, что сжимаемость глины в охлажденном состоянии меньше, чем ее сжимаемость при положительной температуре испытаний, а время до стабилизации осадки – выше. Под действием нагрузки выдавливание поровой воды из охлажденной глины происходило медленнее. Этот эффект уменьшается с ростом концентрации порового раствора. А.Д. Маслов объясняет свои результаты уменьшением вязкости раствора в охлажденных породах и тем, что в охлажденных породах ионы сильнее связаны с минеральными частицами. Если же предположить таяние льда в некоторых порах охлажденной породы как следствие флуктуаций концентрации, то экспериментальные данные объяснимы.

Исследования прочности на сдвиг при $\theta = -2^\circ\text{C}$ мерзлого засоленного суглинка (оз. Тюрий-Го) показали, что срыв (разрушение) происходит, как правило, на стадии течения с затухающей или постоянной скоростью, и критерием разрушения приходится считать достижение смещения 5 мм. Исследования Р.Г. Кальбергеновым тяжелого засоленного ($D_{\text{зас}} = 0,18\%$) суглинка в условиях трехосного сжатия позволили выявить некоторые дополнительные закономерности изменения сцепления и внутреннего трения в засоленных породах. Так, изменение температуры от -6° до -20°C приводит к уменьшению длительного значения φ в 2 раза, а сцепления – в 10 раз, что согласуется с данными П.А. Цытовича для незасоленных мерзлых пород. Величины C изменяются от 10 до 1 кг/см^2 , а угол внутреннего трения – от 16 до 8° .

Из литературы известно [71], что угол внутреннего трения φ обычно, как и сцепление, уменьшается с течением времени. Полученные нами данные свидетельствуют об обратной зависимости, что подтверждает особые свойства засоленных мерзлых пород.

6.5. ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА НА АРКТИЧЕСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

Засоленные мерзлые породы, как уже отмечалось, отличаются значительной неоднородностью, а в разрезах сочетаются с охлажденными породами в зависимости от ландшафтных и геолого-геоморфологических условий. Значительной неоднородностью по глубине и в плане отличается мерзлая толща в районах Арктического побережья, где большое влияние на ее формиро-

вание оказывают современные геолого-динамические и криогенные процессы.

При определении расчетных характеристик показателей свойств мерзлых пород важно соответствие лабораторных и полевых испытаний. Последние, как правило, являются приоритетным средством определения, поскольку имитируют в реальном масштабе пространства (иногда и времени) взаимодействие сооружений с мерзлыми породами. Рассмотрим в этой связи результаты полевых испытаний свай, проведенных в пос. Амдерма. Испытывались сваи СВ7 35-60, железобетонные, сечением $35 \times 35\text{ см}$, длиной 8,0 м. Основание было сложено мерскими засоленными суглинками каргинской террасы. Загружение свай статическими вдавливающими нагрузками производилось ступенями, продолжительность каждой ступени составляла один сутки. В качестве примера рассмотрим результаты испытания сваи № 2. Испытание проводилось с нагрузками на ступени 400 кН. На первой ступени нагружения перемещение сваи достигло 0,488 мм. Скорость деформации колебалась от 0,006 до 0,031 мм/ч. На второй ступени (800 кН) скорости деформации сначала увеличились до 0,3 мм/ч, а затем упали до 0,03 мм/ч и на трех последних отчетах не менялись. Осадка сваи к концу второй ступени составила 1,98 мм. При приложении нагрузки 1200 кН скорость деформации скачком возросла до 0,5 мм/ч, затем колебалась от 0,16 до 0,30 мм/ч без тенденции к уменьшению. За последний интервал времени в 6,5 ч зафиксировано увеличение скорости до 0,318 мм/ч. В самом конце ступени скорости стали резко увеличиваться. Отчеты стали выполняться с интервалом в 10 мин и на каждом из них фиксировалось увеличение скорости деформации. Опыт был закончен из-за того, что стало невозможным поддерживать домкратом постоянство нагрузки ввиду значительного смещения сваи. В конце опыта скорость деформации достигла 0,93 мм/ч, а общая осадка сваи 7,98 мм. Расчет несущей способности сваи по методике, рекомендуемой СНиП 2.02.04-88, показал, что если в качестве исходных характеристик грунтов использовать таблицы СНиП Iа, несущая способность этой сваи должна составлять 1047 кН. Если использовать данные лабораторных испытаний по этим грунтам, то несущая способность сваи должна составлять 649 кН.

При испытании свай однократное увеличение скоростей деформирования наблюдалось на ступени 800 кН. На ступени 1200 кН происходило течение с высокими и не уменьшающимися скоростями. На графике зависимости суммарных осадок от нагрузки наблюдается выраженный перелом кривой при 750 кН (рис. 92), что, по видимому, свидетельствует об изменении харак-

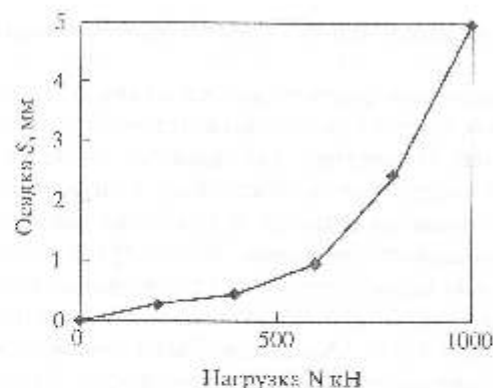


Рис. 92. Зависимость суммарных осадок (S) на ступени нагрузки от нагрузки на сваю (N); испытание сваи № 2, пос. Амдерма

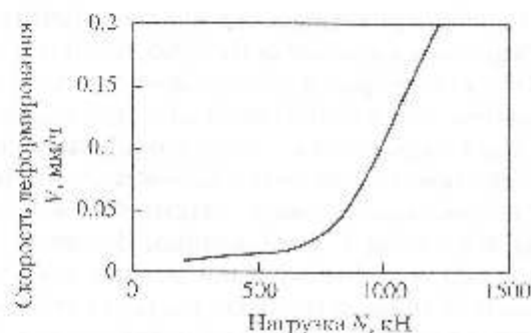


Рис. 93. Реологическая кривая, построенная по данным для незатухающего деформирования (три последних отчета на каждой ступени нагружения); испытание сваи № 2, пос. Амдерма

тера деформирования. Заметный перелом на реологической кривой отмечается при нагрузке 720 кН (рис. 93). Поэтому за величину наибольшей нагрузки, при которой еще не начинает развиваться осадка с увеличивающейся скоростью, целесообразно принять значение 800 кН. С учетом коэффициента кратковременности испытаний 0.65 несущую способность сваи можно оценить в 520 кН. Таким образом, несущая способность сваи, рассчитанная по лабораторным данным (649 кН), превышает полученную по данным полевых испытаний (520 кН), но различие не превышает 25%.

Одним из важных вопросов при оценке устойчивости мерзлых засоленных оснований является изменение механических,

тепловых и химических характеристик пород под действием различных нагрузок и с течением времени. Степень происходящих изменений может быть определена на основании данных, приведенных в предыдущих главах, а также специальных исследований. Так, установленное крайне незначительное перераспределение солей в мерзлых породах в изотермических условиях при небольших концентрациях порового раствора можно использовать, как рекомендует Ю.Я. Велли, для повышения несущей способности буронабивных свай путем заливки в лидерную скважину насыщенного грунтового раствора. Если же градиенты концентрации порового раствора (с учетом всей влаги в грунте) велики, а концентрация близка к равновесному с температурой содержанию, следует учитывать возможное перераспределение солей.

Опыт строительства на засоленных мерзлых грунтах Арктического побережья ограничен. Он касается в основном небольших поселков с легкими, часто временными зданиями и сооружениями. Однако, застройка этих поселков началась еще в 30-50-х годах и сегодня можно подвести некоторые итоги. Приведем несколько характерных примеров.

Жилой дом № 21 радиометцентра в пос. Амдерма — именно при обследовании этого дома в 1958 г. Ю.Я. Велли, И.А. Гришин и другие были высказаны гипотеза, что причиной значительной осадки основания является засоленность грунта. Здание деревянное, двухэтажное, размером в плане 26.6×10.7 м. Глубина заложения фундамента 1.5 м, подполье высотой 0.7 м, вентилируется через два продуха. По-видимому, ввиду некоторого повышения температур основания от -3°C до -1.5°C здание стало испытывать осадки (рис. 94), которые у северной части в конце одного из летних сезонов достигли 20 см.

Пять трехэтажных 24-квартирных жилых домов серии 1-309-4 и два трехэтажных общежития на 66 комнат по улицам Морской, Набережной, Ленинской и Гагарина в пос. Тикси [60], имеют стены из крупных блоков керамзито-бетона, столбовые фундаменты и подполья высотой 0.6–0.8 м, проветриваются через щель над грунтом. Все эти здания с момента возведения (1964–66 гг.) характеризовались промерзом грунтов в основании от -5.1 до -3.2°C в 1966 г. до -3.4 до -1.4°C в 1968 г. Основанием зданий являются сильно трещиноватые выветренные глинистые сланцы с ледяными включениями, содержащими морские соли. Во всех зданиях зафиксирована неравномерная осадка фундаментов до 7 см и более.

Средняя школа в пос. Амдерма, трехэтажное кирпичное здание на сваях — самое большое здание поселка. В основании залегает морской суглинок, засоленность которого увеличивается с

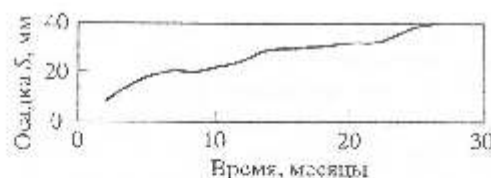


Рис. 94. Суммарная осадка (δ) здания жилого дома № 21 радиопункта в пос. Амдерма [60]

глубиной и достигает 0,6–0,9% на глубине 4–9 м. Влажность составляет 30–50%. Среднегодовая температура грунтов около $-3,5^{\circ}\text{C}$. Вероятно, проектные расчеты не учитывали засоленность грунтов, и здание испытывает медленные осадки, которые составляют в среднем около 4–6 мм в год. На железобетонном ростверке здания обнаружены трещины, раскрытие которых составляет в среднем 0,7 мм за осенне-зимний период.

Аналогичные деформации испытывает здание по ул. Полярной, 32. Это тяжелое кирпичное четырехэтажное здание имеет несколько трещин в наружных стенах, раскрытия трещин до 1 см. В основании залегают засоленные до 1% суглинки. По-видимому, фактическая несущая способность железобетонных свай на соответствует расчетной, и здание дает неравномерные осадки.

Здание дизельной-котельной на объекте "Горизонт" вблизи пос. Амдерма испытало осадки до 1 м из-за деформаций металлических свай в основании, сложенном засоленными суглинками ввиду небольшого (до 1°C) повышения его температур. При допущении утечек тепла в основание до значений, когда становится возможным оттаивание мерзлой засоленной толщи, осадки могут быть еще больше. Здание котельной по ул. Ленина в том же поселке испытало осадки, превышающие 1,5 м.

Катастрофические деформации и практически полное разрушение наблюдалось на десятках зданий в арктических поселках, теплосетях пос. Диксон, канализационных сетях пос. Амдерма. Разрушились водопропускные железобетонные трубы в пос. Тикси, плотины в районе Тикси, Диксона, Певека. Из-за затопления подмерзлотными засоленными водами строительной площадки прекращалось строительство 48-квартирного жилого дома и детского сада в пос. Амдерма, 125-квартирного дома в пос. Пирамиды (о. Шпицберген) и т.д.

Автодороги в районе Тикси и Певека – песчано-гравийные насыпи с гравийным покрытием, в основании которых залегают льдистые засоленные суглинки. Нарушение торфяно-мохового слоя в период строительства дорог, недостаточная высота насыпи (0,4 м) привели к вытаскиванию льда на участках, где они близко подходят к поверхности. Образовались провалы земляного по-

лотня, целые участки после 2–3 лет эксплуатации почти полностью погружались в грунты основания. Часто выходят из строя опоры внешних сетей электроснабжения, линий связи и водопроводов из-за слабого смерзания с многолетнемерзлыми засоленными породами и интенсивным пучением сезонного слоя. На участке развития криопогов в морской лагуне зимнее промерзание вызывает интенсивные деформации пучения опор кабеля трансляции сигналов ОРЛ-КДП аэропорта Амдерма.

В целом число деформированных зданий в пос. Амдерма составляет около 40%, в Диксоне – 33%, Тикси – 22% и Певек – 50%. Обследования зданий в пос. Амдерма, где основания сложены морскими засоленными отложениями преимущественно суглинистого состава, показали, что из 268 зданий поселка деформированы 108, 12% всех зданий находится в аварийном состоянии, угрожающем жизни людей. Из 66 каменных зданий деформированы 32. Из 19 тепловых и электрических станций только две имеют незначительные деформации, а 10 находится в аварийном состоянии. Среди причин деформаций – истощение несущей способности оснований. Исследования выявили расхождение между экспериментальными данными и рекомендуемым СНиП 2.02.04-88 значениями расчетных давлений на мерзлые засоленные грунты R , расчетных сопротивлений сдвигу по поверхности смерзания мерзлых засоленных грунтов с бетоном $R_{\text{сд}}$.

Одним из факторов повышения устойчивости сооружений в Арктике ввиду низкой несущей способности пород является использование легких конструкций. Именно так, в лагере серийный выпуск облегченных жилых домов в США, на севере Канады, построены здания военно-воздушной базы США в пос. Туле (Гренландия), на американской, австралийской, французской и русской антарктических базах, в пос. Амдерма, Диксон, на Новой Земле и других островах Северного Ледовитого океана в России [54].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Накопившийся к настоящему времени фактический материал о закономерностях формирования, стрессии и свойствах отрицательно температурных засоленных морских осадков, уже не укладывается в существующие теоретические представления о криолитогенезе. В данной работе мы предложили некоторые новые подходы к изучению криогенных пород морского генезиса.

Главный из них — это рассмотрение всей совокупности морских осадков как единой природной системы закономерно развивающейся в пространстве и времени, определяющей развитие ряда специфических криогенных процессов и формирующей грунтовые толщи с особым строением и свойствами.

Наиболее общие типы из материалов рассмотренных в монографии состоят в следующем.

Для толщ субаквальных морских осадков, при глубине моря превышающей толщину припайного льда, рассмотрена совокупность разнообразных криогенных процессов, определяющих формирование льда. Льдовыделение в этих условиях определяется только внутренними причинами, связанными с особенностями седиментогенеза и диагенеза данного генетического типа.

Обосновано выделение самостоятельного криодиагенетического типа криогенных пород, который характеризуется отрицательной температурой, наличием льда, несцементированным, водонасыщенным грунтом, в котором протекают характерные для данного генетического типа процессы диагенеза. Выделенный тип криогенных пород не сводится ни к охлажденным породам, ни к эпикриогенным, ни к синкриогенным.

Проанализированы особенности строения переходной зоны, охватывающей субаквальную прибрежную часть начиная с глубины, равной мощности припайного льда, и субаквальную часть, охватывающую зону прямого воздействия волн. В переходной зоне в ретрессионную стадию осуществляется первичное промерзание морских осадков, а в трансгрессионную стадию происходит переработка мерзлых пород, их трансформация и адаптация к новым субаквальным условиям.

Показано, что пластовые залежи подземных льдов являются полигенетическими образованиями. Каждый ледяной массив проходит через несколько сменяющихся этапов формирования с соответствующим определенным набором криогенных процессов. Каждый этап отражается в строении отдельных элементов пластовой залежи. Рассмотрены описанные в литературе виды пластовых залежей (12 видов); показано, что развитие каждого из них отвечает определенному элементу системы океанического криолитогенеза.

Рассмотрены зависимости между среднегодовыми температурами воздуха и температурами мерзлых пород побережий; соотношения между энстатическими колебаниями мирового океана и локальными тектоническими движениями. Эти зависимости и соотношения можно использовать при построении палеогеографических реконструкций. В современной арктической береговой зоне существует достаточно широкий набор вариантов развития океанического криолитогенеза. Необходимо типично подобрать реальные соотношения температур воздуха и грунтов, определенные тенденции развития побережий и соответствующую им совокупность криогенных процессов. Таким образом, можно смоделировать в реальных условиях особенности океанического криолитогенеза для определенной геологической эпохи.

Засоленные многолетнемерзлые породы представляют собой особый тип мерзлых пород, занимающий положение между мерзлыми и немерзлыми породами и отличающийся способом образования, сочетанием мерзлых и немерзлых элементов строения, истощенностью степени засоления и своеобразными свойствами. Был использован принцип историзма, предполагающий, что состав и строение грунтов определяются их происхождением, и принцип морфологизма, согласно которому свойства грунтов определяются их составом и строением. Таким образом, определенным геолого-генетическим видам засоленных мерзлых грунтов соответствуют определенные свойства, что подтверждается экспериментальными и полевыми исследованиями.

Выявлены условия формирования засоления многолетнемерзлых пород Арктического побережья как особого явления осадочного процесса в криолитоzone, отличающегося режимом перехода в мерзлое состояние и степенью дифференциации осадочного вещества. Выделены главные виды толщ засоленных многолетнемерзлых грунтов по характерному строению разрывов. Определены особенности состава, строения и свойств засоленных мерзлых пород морского генезиса, распространенных в шельфе и Арктических побережьях. Предложена классификация

типов засоления мерзлых пород и выполнено районирование территории распространения мерзлых морских толщ.

Выявлены основные закономерности изменения состава, строения и состояния засоленных грунтов при внешних воздействиях. Впервые получены данные о переносе солей и преобразовании криогенного строения мерзлых засоленных грунтов при длительном (многолетнем) воздействии градиентов температуры и засоленности.

Теплопроводность и теплоемкость засоленных мерзлых пород, а так же температуры замерзания и фазовый состав влаги зависят от степени засоления и состава солей порового раствора. При этом определяющее значение имеет содержание льда. Засоленные мерзлые породы отличаются слабым электросопротивлением и небольшой скоростью акустических волн. Их электрокинетические свойства определяются значительным содержанием солей в поровом растворе.

Засоленные мерзлые породы имеют низкую прочность, которая быстро уменьшается с увеличением времени действия нагрузки (в 10 и более раз). Перспективным является использование кинетической теории прочности. Получены значения энергии активации для разрушения, которая уменьшается с увеличением засоленности и приближается к 12 ккал/моль, т.е. к значению величины тепловой деструкции льда. Включения последнего и определяют прочность засоленного грунта.

Сопротивление сдвигу по поверхности смерзания с материалом фундамента мерзлых засоленных пород с морским хлоридно-натриевым засолением имеет низкие значения, которые в среднем в 1,5 раза ниже содержащихся в рекомендациях действующего СНиПа.

Получены данные об увеличении угла внутреннего трения и сцепления при сдвиге с течением времени, что свидетельствует об упрочнении засоленных мерзлых пород по мере деформирования.

Охлажденные мерзлые породы, концентрация порового раствора в которых выше равновесной при данной отрицательной температуре, имеют прочность, превышающую прочность соответствующих немерзлых пород.

Длительные эксперименты в подземной лаборатории Амдермской мерзлотной станции продолжительностью от нескольких месяцев до 11 лет показали, что при градиенте температуры около 0,1 °C/см в льдонасыщенных образцах происходит изменение криогенного микростроения мерзлых глинистых засоленных пород без заметного общего переноса влаги. Миграция солей в мерзлых породах при воздействии градиента концентрации солей

при постоянной температуре происходит при больших значениях градиента (например, при градиенте засоленности более 1%/см при -3 °C).

Эксперименты в течение 11 лет показали, что многолетняя неизученность засоленных мерзлых песков происходит с затухающей, постоянной и затем увеличивающейся во времени скоростью и заканчивается разрушением образцов. Мерзлые засоленные глинистые породы деформируются с уменьшающейся скоростью, что соответствует результатам кратковременных испытаний. В ходе экспериментов с мерзлыми образцами минеральные слои уплотняются и теряют влагу, которая передвигается к ледяным пирам и к внешним границам образца.

Опыт строительства на засоленных мерзлых грунтах арктического побережья касается в основном небольших поселков с легкими временными зданиями и сооружениями. Число деформированных зданий в поселках составляет: Амдерма около 40%, Диксон 33%, Тикси 22%, а в г. Цевек — 50%. Обследование зданий в пос. Амдерма, где основания сложены морскими засоленными отложениями преимущественно суплинного состава, показали, что из 268 зданий поселка деформированы 108. Среди причин деформаций — неправильная оценка несущей способности оснований.

Работа над этой книгой показала, что разнообразные, казалось бы на первый взгляд не связанные проблемы могут быть успешно разрешены только в рамках общей теории океанического криолитогеоза. В настоящее время изучение криогенных морских осадочных толщ происходит по многим несвязанным друг с другом направлениям. Представленная монография является первой попыткой объединить их.

Авторы надеются, что высказанные в работе идеи и представленные результаты будут полезны исследователям, занимающимся изучением океанической криолитозоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П., Полтаруке В.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1978. 298 с.
2. Алытберг В.Я. Подводный лед. М.-Л.: ГОНТИ, 1939.
3. Алексеев В.И. О длительной прочности и пластичности мерзлых слабозасоленных песков и супесей // Конструкции и фундаменты зданий для Арктики. Л., 1974.
4. Алексеев В.И., Докучаев В.В. Критерии пластично-мерзлого состояния засоленных грунтов // Основания и фундаменты жилых и общественных зданий на вечномёрзлых грунтах. Л., 1978. С. 13-18.
5. Алексин О.А. Химия океана. Л.: Гидрометеониздат, 1966. 248 с.
6. Алексин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеониздат, 1970. 444 с.
7. Алексеев В.Р. О возможности борьбы с наледями путем засоления грунтов // Изв. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР. 1968. Т. 4. № 5. С. 84-86.
8. Алиев Ф.С. Стадия формирования свойств морских глинистых пород Бакинского архипелага // Критерии выделения стадий литогенеза глинистых пород для оценки их строительных свойств. Ставрополь, 1976. С. 21-23.
9. Алифинова А.А. Длительная деформируемость мерзлых засоленных грунтов // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология, 1992. № 2.
10. Ананин А.А. Механизм льдоуплотнения в мерзлых грунтах в процессе электроосмоса // Вестн. МГУ. Серия физ., 1959. № 4.
11. Анисимова Н.П. Состав воднорастворимых солей многолетнемерзлых аллювиальных отложений Центральной Якутии // Почвы мерзлотной области. Якутск, 1969.
12. Анисимова Н.П. Роль процессов промерзания пород в формировании химического состава подземных вод // Материалы VI совещ. по позн. подраб. Сибири и Дальн. Востока. Иркутск-Хабаровск, 1970.
13. Анисимова Н.П. Химический состав иловых растворов озерных осадков Центральной Якутии как палеогидрологический показатель // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974.
14. Анисимова Н.П. Сезонные изменения химического состава криопатов аллювиальных отложений // Гидрогеологические условия мерзлотной зоны. Якутск, 1976. С. 60-69.
15. Анисимова Н.П. Криогидрогеологические особенности мерзлотной зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
16. Анисимова Н.П. Гидрогеохимические закономерности криолитозоны: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Якутск, 1985. 35 с.
17. Анисимова Н.П., Григорьев Н.Ф. Химический состав доонных отложений на прибрежном участке Карского моря // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985.
18. Арманд Д.Л. Наука о ледниках. М., 1975. 287 с.
19. Артемьев Э.И. Исследование особенностей сильнотопких грунтов как оснований сооружений. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1977.
20. Арз Ф.Э. О субаквальной криолитозоне Северного Ледовитого океана // Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. Якутск, 1976. С. 3-26.
21. Арз Ф.Э. Термообработка морских берегов. М.: Наука, 1980. 160 с.
22. Арз Ф.Э. Криогенные процессы динамики береговой зоны арктических морей // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 123-129.
23. Арз Ф.Э. Взаимодействие суши и океана в полярных регионах. Лаборатория динамики субаквальной криолитозоны // Междунар. конф. "Консервация и трансформация вещества и энергии в криосфере Земли". Пушкино, 2001. С. 184-185.
24. Атлас Арктики / Гл. ред. А.Ф.Трешников. ГУГК, М., 1985. Карта четвертичных отложений м-ба 1:10 000 000. Морские трансгрессии в плейстоцене м-ба 1:40 000 000. Палеогеография Арктики к началу новейшего этапа м-ба 1:40 000 000.
25. Баду Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Основные закономерности распространения и типы шастовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982. С. 13-23.
26. Баулин В.В. Геолого-тектонические и палеогеографические закономерности формирования многолетнемерзлых пород молодых платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1979. 44 с.
27. Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М.: Наука, 1985.
28. Баулин В.В., Данилова Н.С., Сухобольская Л.А. История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР и методы ее изучения // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 24-40.
29. Баулин В.В., Чеховский А.Л., Сухобольский С.Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Северо-Востока европейской части СССР и Западной Сибири. Там же. С. 41-60.
30. Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:1000 000 (пояснительная записка) М.: Знание, 1960. 48 с.
31. Беллер П. Таяние ледников, эвстатические колебания, изостазия: последниковые моря Канады // Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.
32. Белов Н.А., Лапина Н.И. Доонные отложения арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1967.

33. Белотухова Е.Б. Особенности развития многолетнемерзлых пород Тазовского полуострова в верхнеплейстоцен-голоценовое время // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 92–96.
34. Бетелев Н.П. О физико-химических преобразованиях горных пород в зоне многолетней мерзлоты. // Итология и полезные ископаемые. 1974. № 5.
35. Боженова А.И., Бакузин Ф.Г. Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах // Материалы по лаб. исслед. мерзлых грунтов. Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
36. Бойко Н.В. Засоление грунтов как средство предотвращения морозного выщипывания фундаментов // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1962. № 6.
37. Бриллиант А.Н., Груздов А.В., Давыко А.С. Мощности многолетнемерзлых пород на молодых морских террасах Гыданского п-ва // Инженерные изыскания в строительстве. 1973. Серия 15. Вып. 3. С. 22–24.
38. Бровка Г.П., Дедюля И.В., Мурашко А.А., Сычевский В.А. Перенос влаги водорастворимых соединений и преобразование структуры при промерзании природных дисперсных систем // Материалы Первой конф. геоэкологической России. Кн. 2. М. 1996. С. 130–139.
39. Бродский А.Г. Сжимаемость мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
40. Братфелдтнер Л.Е. Закономерности распределения равновесного содержания незамерзшей воды в засоленных грунтах // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 34–38.
41. Брушков А.В. Кинетические представления в теории прочности мерзлых грунтов // Мерзлые породы и криогенные процессы. М.: Наука, 1991.
42. Брушков А.В. Миграция влаги в мерзлых породах под действием постоянного температурного градиента // Геоэкология. 1995. № 3. С. 60–68.
43. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. М.: Изд-во МГУ, 1998. 330 с.
44. Брушков А.В., Аксенов В.И. Определение характеристик ползучести засоленных мерзлых грунтов из опытов на одноосное сжатие // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 83–90.
45. Брушков А.В., Ленинский Г.В., Николаев А.А. О прочности мерзлых засоленных грунтов п-ва Ямал. Там же. С. 115–121.
46. Брушков А.В., Николаев А.А., Томина Г.А. О прочности смерзания мерзлых засоленных грунтов Ямала // Основания и фундаменты жилых и общественных зданий в северных районах. Л., 1990.
47. Брушков А.В., Ленинский Г.В. Деформационные свойства мерзлых засоленных пород полуострова Ямал // Мерзлые породы и криогенные процессы. М.: Наука, 1991.
48. Бык С.Ш., Макагон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. М.: Химия, 1980. 296 с.
49. Валляко М.Г. Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии // Вестн. МГУ. 1966. № 5. С. 34–52.
50. Васильчук Ю.К. Голоценовые сингенетические повторно-жильные льды п-ва Ямал // Инженерные изыскания в строительстве. 1981. Серия 1. Вып. 2. С. 17–19.
51. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Т. 1. М., 1992. 419 с.
52. Великоцкий М.А. Накопление пластовых льдов на арктическом палеотельфе // Междунар. конф. "Консервация и трансформация вещества и энергии в криосфере Земли". Пущино, 2001. С. 187–188.
53. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Паука, 1973.
54. Вели Ю.Я. Устойчивость зданий и сооружений в Арктике. Л.: Стройиздат, 1973.
55. Вели Ю.Я. Особенности исследований, проектирования и строительства зданий на засоленных вечномерзлых грунтах // Фундаменты на сильнольдистых и засоленных вечномерзлых грунтах. Л. 1977. С. 35–45.
56. Вели Ю.Я., Гришин П.А. О несущей способности засоленных вечномерзлых грунтов // Тр. СоюзмерНИИпроекта. М. 1963. № 3.
57. Вели Ю.Я., Докучаев В.В., Федоров П.Ф. Здания и сооружения на Крайнем Севере. М.: Госстройиздат, 1963.
58. Вели Ю.Я., Каргунин А.А. Засоленные вечномерзлые грунты как основания сооружений // Тр. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 7. Якутск, 1973. С. 49–56.
59. Вели Ю.Я., Гришин П.А., Пикетин Ю.А., Яркий А.П. О некоторых закономерностях взаимосвязей между показателями пластичности засоленных вечномерзлых грунтов // Основания и фундам. жил. и обществ. зданий на вечномерзлых грунтах. Л., 1978. С. 9–12.
60. Вели Ю.Я., Аксенов В.И. Исследования засоленных вечномерзлых грунтов в целях их использования в качестве оснований зданий и сооружений // Инженерное мерзлотоведение. Новосибирск, 1979. С. 152–163.
61. Вели Ю.Я., Гришин П.А. О функциональной зависимости температур замерзания грунтов от состава водорастворимых солей в поровом растворе // Реология грунтов и инженерное мерзлотоведение. М., 1982. С. 193–196.
62. Вельмина И.А., Усманов В.В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1959.
63. Власов Н.А., Павлова Л.И., Чернышев Л.А. Особенности формирования и режима минеральных озер Восточной Сибири // Изв. физ.-хим. ПИИ при Иркутском ун-те. 1964. Вып. 6. № 1. С. 176–191.
64. Войтковский К.Ф. и др. Фундаменты сооружений на мерзлых грунтах в Якутии. М.: Наука, 1968. 260 с.
65. Волкова В.П., Романовский Н.Н. Некоторые особенности химического состава подземных льдов Уялинской впадины и прилегаю-

- щих частей Селенгского хребта // Мерзлотные исследования. 1970. Вып. 10. С. 114-128.
66. *Вотьяков Н.И.* Физико-механические свойства грунтов Якутия. Новосибирск: Наука, 1975. 175 с.
 67. *Вотинцев К.К., Мецкеркова А.И.* Химический состав льда озера Байкал // Докл. АН СССР. 1961. Т. 36. № 5. С. 1205-1206.
 68. *Вторин Б.И.* Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
 69. *Вторина Е.А.* Сезонно-криогенные горные породы. М.: Наука, 1984.
 70. *Вялов С.С.* Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
 71. *Вялов С.С.* Реологические основы механики грунтов. М.: Высш. шк., 1978. 447 с.
 72. *Вялов С.С., Городецкий С.Э. и др.* Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. М.: Наука, 1966.
 73. *Гаврилова М.К.* Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск: Наука, 1981. 112 с.
 74. *Гайдиченко Е.Н.* Воздействие солевых растворов на мерзлые грунты и строительные растворы // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
 75. *Гарагуля И.С.* Методика прогнозной оценки антропогенных изменений мерзлотных условий. М.: Изд-во МГУ, 1985.
 76. *Гасанов Ш.Ш.* Криолитологический анализ. М.: Наука, 1981. 195 с.
 77. *Гасанов Ш.Ш.* Условия засоления мерзлотных аллювиальных почв // Сезонные и многолетнемерзлые горные породы. Владивосток, 1976. С. 183-189.
 78. *Геокриология СССР* / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1988.
 79. *Геокриология Севера* / Под ред. В.И. Соломатина. М.: Изд-во МГУ, 1992. 270 с.
 80. *Герасимов А.С.* К оценке предельно длительного сопротивления мерзлого грунта сдвигу по материалу // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М.: Стройиздат, 1990.
 81. *Гидрогеохимическая карта территории СССР, М-б 1:10 000 000* / Ред. М.И. Авциппикова (ВСЕИЕН).
 82. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
 83. *Гиттерман К.Э.* Термический анализ морской воды // Тр. соляной лаб. АН СССР, 1937. Вып. 15. Ч. 1. С. 5-23.
 84. *Глазовский П.Ф.* Роль подземных вод в геоморфологических процессах на шельфе // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 47-54.
 85. *Глобус А.М.* Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.
 86. *Гонорус С.Ю., Я.Я. Гаккель об Арктике* // Проблемы полярной географии. Тр. АНИИ, Т. 285. Л.: Гидрометиздат, 1968. С. 37-50.
 87. *Голяков П.М.* Особенности солевого режима торфяно-болотных солончаковых почв Барабы в связи с осушением // Почвоведение, 1951. № 6. С. 338-347.
 88. *Гончаров Ю.М., Кроптов В.М., Суханов П.В.* Проектирование, строительство и эксплуатация зданий и сооружений в Якутии. Якутск: Якутское книжн. Изд-во, 1969. 316 с.
 89. *Горькова И.М.* Структурные и деформационные особенности осадочных пород. М.: Наука, 1965.
 90. *Гранберг И.С.* Палеогидрохимия терригенных толщ. Л., 1973. 171 с.
 91. *Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.И.* Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980.
 92. *Григорьев Н.Ф.* Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутия. М.: Наука, 1966. 180 с.
 93. *Григорьев Н.Ф.* Современные многолетнемерзлые породы на шельфе Карского моря // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, 1981.
 94. *Григорьев Н.Ф.* Температурная характеристика дольных отложений в прибрежной части Карского моря (западное побережье п-ва Ямал) // Термика почв и горных пород в холодных регионах. Якутск, 1982. С. 101-111.
 95. *Григорьев Н.Ф.* Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск. Якутское книжн. изд-во, 1987. 110 с.
 96. *Григорьев Н.Ф., Иванов Н.С.* К вопросу о формировании мерзлых толщ на островах арктических морей // Процессы тепло- и массообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1965.
 97. *Григорьева В.И.* О понижении температуры замораживания воды в дисперсных грунтах // Материалы по лабораторным исслед. мерзлых грунтов. Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
 98. *Гришин П.А.* Температура замораживания засоленных грунтов // Сб. тр. СоюзморНИИпроекта, 1963.
 99. *Гришин П.А.* Механические свойства мерзлых плот // Совещ.-семинар по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях. Т. 5. Вып. 5. Красноярск, 1970.
 100. *Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости мерзлых грунтов.* ГОСТ 24586-90. Изд-во стандартов, 1990.
 101. *Грунты. Классификация.* ГОСТ 25100-95. Изд-во стандартов, 1995.
 102. *Давидовский П.Н., Бровка Г.И.* Тепло- и массоперенос в промерзающих торфяных системах. Минск, 1985.
 103. *Далматов Б.И.* Основные физические характеристики засоленных мерзлых грунтов в мерзлом состоянии // Материалы VIII Всес. Междувед. совещ. по геокриологии. Вып. 5. 1966.
 104. *Далматов Б.И., Ласточкин В.С.* Искусственное засоление грунтов в строительстве. Стройиздат, 1966.
 105. *Далматов Б.И., Ласточкин В.С.* Устройство газопроводов в пучинистых грунтах. Л.: Недра, 1978. 199 с.
 106. *Данилов И.Д.* О некоторых особенностях озерного литогенеза в криолитозоне // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974.
 107. *Данилов И.Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978.

108. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
109. Данилова И.Д. Гипотеза позднеплейстоценового арктического ледникового щита // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 217–221.
110. Данилов И.Д. Осадочный петрогенез и его особенности в криолитозоне // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1995. № 3. С. 3–14.
111. Данилов И.Д. Особая криогенная природная система // Материалы Первой конф. геокриологов России. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 193–203.
112. Данилов И.Д. Криолитогеогенетический подход к выделению криогенных формаций // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1998. № 1. С. 53–62.
113. Данилов И.Д. Геокриологические опасности. Тематический том. М.: Издательская фирма "КРУК", 2000. 316 с.
114. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 17–26.
115. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Ионно-солевой состав кайнозойских отложений Севера Евразии как показатель палеогеографических условий осадконакопления // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 33–46.
116. Данилова Н.С., Рыжов В.Н., Соболев В.В. Полуостров Ямал // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 84–91.
117. Даниэл А. Композиционные материалы // Экспериментальная механика. Кн. 2. М.: Мир, 1990. С. 336–417.
118. Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 300 с.
119. Дегенс Э.Т., Чилинггар Дж.В. Диагенез подземных вод // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 426–443.
120. Дербенева М.М. Экспериментальные исследования миграции влаги и ионов натрия, калия, лития в мерзлой породе // Почвоведение. 1965. № 1. С. 58–62.
121. Дербенева М.М. Прочность замороженных многокомпонентных рассолов в зависимости от их химического состава, температуры и условий замораживания // Сб. тр. НИИОСП. 1970. Вып. 60.
122. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука, 1987.
123. Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985.
124. Дэнс-Литовский А.И. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты // Тр. Комитета по вечной мерзлоте. Вып. 6. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 79–107.
125. Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Марсена и Дж.В. Чилинггара. М.: Мир, 1971. 464 с.
126. Долотов Ю.С., Жаромский Р.Б. О процессах дифференциации осадочного материала и тектурных особенностях отложений в верхней части отмелого шельфа. Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 111–123.
127. Докучаев В.В. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: Госстройиздат, 1963.
128. Дубиков Г.И. Закономерности формирования криогенного строения в мерзлых осадочных породах (на примере Западной Сибири) Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. 1984. 48 с.
129. Дубиков Г.И. Закономерности распределения засоленности в мерзлых морских отложениях // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М.: Наука, 1986. С. 14–27.
130. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
131. Дубиков Г.И., Корейкин М.М. Ископаемые интрузивные льды на полуострове Ямал // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1964. № 5. С. 58–65.
132. Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Природа засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири // Исследования мерзлых грунтов в районах освоения. М., 1987.
133. Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
134. Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Содержание и принципы составления карты засоленности мерзлых грунтов (на примере Западной Сибири) // Мерзлые породы и криогенные процессы. М.: Наука, 1991. С. 85–89.
135. Есеев А.В., Корзун А.В. О химическом составе ледникового покрова на Северо-Восточной Земле // Материалы пленума, июль, 1985, № 52. С. 205–209.
136. Елисов В.В. Моделирование движения ледберга в южной части Карского моря // Метеорология и гидрология, 1995, № 5.
137. Еловская Л.Г., Кондратовский А.К., Савинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука, 1966.
138. Еловская Л.Г. Схематическая карта засоленности почв Якутии // Почвы мерзлотных областей. Якутск, 1969.
139. Ермолаев М.М. Геологический и геоморфологический очерк острова большой Ляховский // Тр. Советов по изучению произв. сил. Серия Якутская. Вып. 7. Л.: Изд-во АН СССР и ВАИ, 1932. С. 147–228.
140. Ершов А.П., Чураев Н.В. Теоретические основы химической технологии. 1969. Т. 3. № 4. С. 583–587.
141. Ершов Э.Д. Криолитогенез. М.: Недра, 1982.
142. Ершов Э.Д., Данилов И.Д., Чеверев В.Г. Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 311 с.
143. Ершов Э.Д., Лебедева Ю.П. Хемогенное пучение мерзлых пород // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М.: Стройиздат, 1990.
144. Ершов Э.Д., Лебедева Ю.П., Чувилин Е.М., Наумов Н.С. Массовое пучение в промерзающих засоленных грунтах // I междунар. конф. по криодологии. Петрино, 1992.
145. Ефимова А.И., Граев Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Соц. строительство. 1940. № 10.

146. Жигарев К.В. Химическая география гидрометеоров и речного льда района г. Воронеж // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1963. С. 29–36.
147. Жесткова Т.П., Шур Ю.Л. Формирование криогенного строения грунтов. М.: Наука, 1982.
148. Жигарев Л.А. Инженерно-геологическая характеристика отложений шельфа юго-восточной части моря Лаптевых // Исследование прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 91–96.
149. Жигарев Л.А. Закономерности развития криолитозоны Арктического бассейна // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, 1981. С. 14–17.
150. Жигарев Л.А. Особенности формирования свойств засоленных грунтов // Мерзлотные исследования. 1983. Вып. 21. С. 185–189.
151. Жигарев Л.А. Криогенные породы Арктического бассейна // Криогенные процессы и явления в Сибири. Якутск, 1984. С. 3–13.
152. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
153. Жигарев Л.А., Пахит И.Р. Многолетнемерзлые и многолетнеохлажденные породы Ванькиной губы // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 115–124.
154. Жигарев Л.А., Земчикин В.Е. Криолитозона Карского моря и ее динамика при антропогенном воздействии // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 103–106.
155. Жукон В.Ф., Пантелеева З.М., Салтыков Н.И. Изыскания Северного порта в Обской губе. Вып. 3. М. Л.: Изд-во ГУСМП, 1953. 160 с.
156. Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1986.
157. Затевакина Н.П., Сафокина И.А. Диффузионное выщелачивание глин. М., 1968.
158. Заретский Ю.К., Воробьев В.П. Прогнозирование предельных состояний оснований фундаментов // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотостроения. М.: Стройиздат, 1990.
159. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
160. Зингаров Р.С. Объемная деформируемость глинястых грунтов. М., 1979. 164 с.
161. Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во МГУ, 1988.
162. Зыков Ю.Д., Крисовский А.Г., Мотанова Е.Я., Червинская О.П. Электрические и акустические свойства засоленных мерзлых грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
163. Зыков Ю.Д. Определение физико-механических свойств мерзлых песчано-глинистых грунтов комплексом геофизических методов. Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М., 1992. 89 с.
164. Зубов П.П. Морские воды и льды. М.: Гидрометиздат, 1938. 454 с.
165. Иванов А.В. География криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. М.: ВИНТИ. 1987. 234 с.
166. Иванов О.А., Семенов Н.П. Плиоцен-четвертичные отложения Яно-Индигирской низменности и их корреляция со сводным разрезом кайнозоя севера Западной Сибири // Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л., 1970.
167. Иванова Г.И., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. Геохимия поровых вод дошлых отложений Арктических морей // Гидрогеологические и мерзлотные условия Арктического континентального шельфа. Л., 1982. С. 37–51.
168. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Т. 2. Геоэкологические условия освоения Бованенковского месторождения. Тюмень, 1996. 232 с.
169. Истирли Р.А., Петрунина В.А. Прочностные свойства мерзлых торфоминеральных угодий // Торфлиторф-85. 1975. № 7.
170. Капанин П.А. Новейшая история побережий мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
171. Капанин Т.П. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 153–181.
172. Карта районирования территории СССР по криогенному возрасту пород и типу криогенеза. (Автор: К.А. Кондратьева, Н.С. Данилова, П.П. Романовский, В.В. Баулин). М-б 1 : 25 000 000. 1985.
173. Карнухов Н.И., Петраускайте М.И. Динамика сезонного состава сезонно-длительномерзлых почв Предбайкалья // Почвы мерзл. обл. Якутск, 1969. С. 200.
174. Карпов В.М., Целли Ю.М. Сопротивление мерзлых засоленных грунтов сдвигу // Основания и фундаменты. № 4, 1968.
175. Карпунина А.А. Прочностные характеристики засоленных мерзлых грунтов г. Якутска // Проблемы строительства в Якут. АССР. Вып. 1. Якутск, 1972.
176. Карпунина А.А. Исследование физико-химических свойств мерзлых засоленных грунтов для инженерных изысканий: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1974.
177. Карпунина А.А., Алексеев В.И. О методике исследования прочностных свойств засоленных мерзлых грунтов // Тр. ЛНИИИС. 1977. Вып. 48. С. 262–273.
178. Карта типов химизма засоления почв СССР м-ба 1 : 2 500 000 / Под ред. В.В. Егорова и Н.И. Базилевич. ГУТК. М., 1975.
179. Карасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
180. Карасонов Е.М. Мерзлотно-фацетальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода в Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 286–293.

181. Катасонов Е.М., Пудов Г.Г. Криолитологические исследования в районе Вапжитой губы моря Лаптевых // Мерзлотные исследования. Вып. 12. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 38–46.
182. Карпушина А.А. К вопросу о прочностных свойствах засоленных мерзлых грунтов Якутска // Строительство в районах восточной Сибири и Крайнего Севера. Красноярск: Промстройнашипроект, 1972. С. 3–13.
183. Кириллин В.А., Сычев В.В., Шейдлин А.Е. Техническая термодинамика. М.: Энергоатомиздат, 1983. 416 с.
184. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
185. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Книга первая. М.: Наука, 1973. 447 с.
186. Кокин А.В. К проблеме криогенной миграции элементов (на примере Верахонья) // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985.
187. Комаров И.А., Луковкин Д.С. Методика количественной оценки влияния процессов солепереноса на ход деградации субаквальных многолетнемерзлых пород шельфа Баренцева моря // Материалы Второй конф. геокриологов России. Т. 2. Динамическая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 154–183.
188. Колзина А.А. Влияние природной структуры связности засоленных вечномерзлых грунтов на их прочностные свойства // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Вып. 43. Красноярск, 1977.
189. Коницев В.П. Формирование состава дисперсных пород в криолитозоне. Новосибирск, 1981.
190. Коницев В.П., Плахт И.Р. Механизм засоления отложений ледового комплекса Якутии // Криология почв. Пуццано, 1991.
191. Кононова Р.С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных пород Восточно-Сибирской арктической области // Сов. геология. 1974. № 3.
192. Кононова Р.С. Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей вечномерзлотных условий // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Вып. 43. Красноярск, 1977.
193. Коновалов А.А. и др. Количественная оценка влияния растворенных солей на температуру начала заморозки поролой плиты // Там же. 1973. Вып. 26.
194. Коновалов А.А. Количественные аппроксимации зависимости прочности мерзлого грунта от температуры и времени // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М.: Стройиздат, 1990.
195. Ковалкин М.А., Карпишова Г.Г., Шубина Я.А. Криолитологическое строение субаквальных дельтовых отложений р. Колымы // Вестн. МГУ. Серия геогр. 1989. № 3. С. 48–52.
196. Корейкин М.М., Хилленко А.П., Брыкина Г.С. О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // Материалы гляциологич. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 41. М.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 62–67.
197. Корейкин М.М., Левантовская Н.П., Брусилов А.В. Криогенные геосистемы Карского побережья Югорского полуострова и побережья Западного Ямала и тенденции их развития // Фундаментальные исследования криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Тез. докл. годичн. собр. Науч. Совета по криологии Земли. Пуццано, 1996.
198. Кореньковская И.М. Характеристика и некоторые вопросы формирования химического состава льда поверхностных вод Северного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. хим. наук. Новочеркасск, 1970. 26 с.
199. Коробанова Н.Г., Ковалева А.П., Копылова А.К. Состав и физико-механические свойства глинистых отложений и их изменения в процессе литогенеза // Инженерно-геологические свойства пород и вопросы литогенеза. М.: Наука, 1983.
200. Коралев В.А., Злобинская Р.И. Общие закономерности изменения физико-механических свойств глинистых грунтов под действием положительной температуры. // Изменение геол. среды под влиянием деятельности человека. М., 1982. С. 55–60.
201. Котов А.Н., Ложкин А.В., Андерсон Н.М. Криолитологическое строение четвертичных отложений острова Врангеля // Материалы Первой конф. геокриологов России. Кн. 1. М., 1996. С. 238–243.
202. Кривоногов М.Г. О засоленности многолетнемерзлых грунтов по бережья Берингова моря // Мерзлотные исследования. Вып. 20. М., 1982. С. 199–200.
203. Кривоногов П.Ф., Каган А.А. К особенностям инженерно-геологических условий прибрежных районов арктических низменностей // Мерзлотные исследования. Вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 232–238.
204. Криолитологическая карта Северной Америки м-ба 1 : 6 000 000 / Под ред. А.И. Попова. ГУГК СССР, 1990.
205. Кроник Я.А. Противоположная мелиорация глинистых грунтов Крайнего Севера в плотиностроении: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1970. 23 с.
206. Кроник Я.А., Лосева С.Г. Учет теплофизических свойств искусственно засоленных грунтов при строительстве каменно-земляных плотин // Энергетическое строительство. М.: Энергия, 1978.
207. Кудрявцев В.А. Общие положения теории развития многолетнемерзлых толщ // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 7–24.
208. Куртин П.П., Поляков А.С., Щербakov Ф.А. Некоторые инженерно-геологические свойства различных литологических типов современных морских отложений // Вестн. МГУ. Серия геол. 1972. № 1.
209. Лаврова М.А., Троцкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 124–136.

210. *Лаврушин Ю.А.* Адлювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 87.
211. *Лазукин Г.И.* Антропоген северной части Западной Сибири (палеогеография). М.: Изд-во МГУ, 1972.
212. *Латина Н.П., Семенов Ю.П.* Состав поревых растворов и обменных оснований как показатель геохимической обстановки осадконакопления в Северном Ледовитом океане // Геология моря. Вып. 2. Л.: ЦИИГА, 1973. С. 45-51.
213. *Ланкин Г.И.* Расчет осадков сооружений на оттаивающих грунтах по методу контактных давлений. Стройиздат, 1947.
214. *Лебедев А.Ф.* Передвижение воды в почвах и грунтах. Ростов/иД.: Изд-во Донецк. с/х ин-та, 1. 3. 1918.
215. *Лебедевич Ю.П.* Криогенная миграция ионов и связанной воды в льдонасыщенных дисперсных породах // Инженерная геология. Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1989.
216. *Лебедевич Ю.П.* О миграции ионов в мерзлых породах // Гляциохимические и криогенные гидрохимические процессы. Владивосток: ДВНИЦ АН СССР, 1988.
217. *Лейбман М.О., Стрелецкий И.Д.* Миграция химических элементов и ионов в сезонном слое и верхнем горизонте многолетнемерзлых пород в связи с процессами термоденудации на Ямале // Материалы Первой конф. геокриологов России. Кн. 2. М., 1996. С. 390-399.
218. *Леонович О.К.* Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963. 463 с.
219. *Линдберг Г.У.* Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972.
220. *Лискин И.Г.* Эплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М.: Наука, 1975. 171 с.
221. *Литвинова Т.А.* Влияние удельной поверхности и ультрапористости мерзлых грунтов на содержание в них пелламеральной воды: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1961.
222. *Ломтадзе В.Д.* Стадия формирования свойств глинистых пород при их литификации // ДАН СССР. 1955. Т. 102. № 4.
223. *Лосев С. Г., Харина М.Г., Кулешова В.Ю.* Влияние засоления на психо-физические и теплофизические свойства грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
224. *Луговой П.Н.* Значение диффузии в физико-химических преобразованиях в перигляциальных процессах // Тр. Сел. Вост. компл. ин-та Дальневост. Центра АН СССР. 1971. Вып. 38.
225. *Лысенко М.П.* Состав и физико-механические свойства грунтов. М.: Недра, 1980. 272 с.
226. *Макаров В.П.* Некоторые аспекты геохимических процессов перигляциального литогенеза (на примере Якутии) // Материалы II конгресса ИПКВА. Т. 1. М., 1982.
227. *Макаров В.П.* Подвижность химических элементов в перигляциальном литогенезе // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985.
228. *Максеев О.В., Остроумов В.Е.* Перераспределение подвижных компонентов в промерзающих почвах // I Междунар. конф. по криодологии. 1992, Пущино.
229. *Максимович Г.А.* Химическая география вод суши. М., 1955. 328 с.
230. *Мальмгрен Ф.* О свойствах морского льда. Л.: Изд-во гидромет. комитета СССР, 1930. 90 с.
231. *Маслов А.И.* Деформационные свойства засоленных грунтов // Геокриологические исследования. Вып. 23. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 237-243.
232. *Маслов А.И.* Роль криосинерзиса в физико-механическом преобразовании донных отложений арктического шельфа // Криолитогенез в области прибрежных аккумулятивных равнин в связи с их нефтегазопородностью. М., Изд-во МГУ, 1988. С. 59-60.
233. *Меламед В.Г.* Тепло- и массообмен в горных породах при фазовых превращениях. М.: Наука, 1980.
234. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
235. *Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.И.* О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразований льда на шельфе Печорского моря // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 259-269.
236. *Мельничук Л.В.* Оценка уплотнения глинистых осадков с глубиной по разрезу // Геология моря. Вып. 1. Л.: ЦИИГА, 1971. С. 134-139.
237. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1-2. М.: Изд-во МГУ, 1968.
238. *Минаев А.И.* К вопросу о влиянии криогенного стресса засоленных мерзлых грунтов на их прочность // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
239. *Минкин М.А., Шейнкман Д.Р.* Поведение свай, погружаемых в локально оттаявшие грунты, в эксплуатационный период // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М.: Стройиздат, 1990.
240. *Мисник И.Ю., Белоусов К.И.* Особенности инженерно-геологических условий территории советских рудников на о. Западный Шпицберген // Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л., 1983. С. 16-33.
241. *Молочухин Е.Н.* О характере теплообмена воды и донных пород в прибрежной зоне моря Лаптевых // Вопр. географии Якутии. Вып. 5. Якутск, 1969. С. 110-120.
242. *Молочухин Е.Н.* К мерзлотной характеристике донных пород восточной части Ванькиной губы моря Лаптевых // Там же. Вып. 6. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. С. 123-129.
243. *Молочухин Е.Н., Газарьев Р.И.* Тепловые свойства пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых // Методы определения тепловых свойств горных пород. М.: Наука, 1970.

244. Морозов А.Г. Методы расчета передвижения паровозной влаги в почвогрунтах // Тр. Ин-та гидр. и мелиор. Т. XXII. М., 1938.
245. Мосьяков Е.Ф. Влияние ионного состава порового раствора на замерзасмость и прочностные свойства глинистых грунтов // Тр. VI Совещ. по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях. Т. 5. Вып. 5. Красноярск, 1970. С. 13–18.
246. Мотенко Р.Г. Теплофизические свойства и фазовый состав влаги мерзлых засоленных дисперсных пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1997. 24 с.
247. Налетова Н.С. Массоперенос и криогенное структуро- и текстурообразование в промерзающих засоленных породах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1996. 23 с.
248. Неизвестнов Я.В. Мерзлотно-геологические условия зоны Арктических шельфов СССР // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, 1981. С. 18–28.
249. Неизвестнов Я.В. Этапы формирования гидрогеологических условий шельфа // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 179–182.
250. Неизвестнов Я.В., Семенов Ю.П. Подземные криогены шельфа и островов Советской Арктики // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Вып. 5. Якутск: Кн. изд-во, 1973.
251. Нерсесова З.А. О таянии льда в грунтах при отрицательных температурах // ДАН СССР, 1951. Т. 79. № 3.
252. Нерсесова З.А. Влияние обменных катионов на фазовый состав воды в мерзлых грунтах // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Вып. 3. М., 1957. С. 168–178.
253. Нерсесова З.А. Теплота смачивания и полярность грунтов при взаимодействии с водой // Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых горных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 28–39.
254. Нерсесова З.А. Влияние обменных катионов на миграцию влаги и пучение грунтов при промерзании // Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. Сб. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
255. Нертин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почв. М., 1967.
256. Нечаев Е.А., Романов В.П. Подвижность ионов двойного электрического слоя на поверхности раздела кварц-раствор электролита // Коллоидный журнал, 1974. Т. 36. № 6. С. 1095–1100.
257. Нечаев Е.А., Кан Э.В. Миграция солей в водонасыщенных песках при отрицательных температурах // Геохимия, 1980. № 7.
258. Никитина Н.Б. О формах миграции химических элементов в природных водах северотажных мерзлотных ландшафтов Южной Якутии // Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза. М.: Наука, 1973.
259. Никитин А.А. Вертикальные движения побережий полярных морей // Природа, 1978. № 6. С. 16–22.
260. Оберман Н.Г., Какунин Н.Б., Денисова В.С. Новые данные о мощности мерзлых толщ на побережье Карского моря // Материалы Всес. совещ. по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ, 1980.
261. Оберман Н.Г. История формирования мерзлой зоны Тазово-Уральской области // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., 1981. С. 60–73.
262. Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1978.
263. Овчинников А.М. Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
264. Ораве В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.
265. Орлянский В.В. Криогенные воды (криогены) на побережьях Карского и Печорского морей // Криогидрогеологические исследования. Якутск, 1985. С. 24–34.
266. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., 1979.
267. Осипов В.И., Соколов В.П. Прочность дисперсных грунтов // Физико-химическая механика природных дисперсионных систем. М., 1985. С. 147–158.
268. Осипов В.И., Соколов В.П., Королев В.А. Особенности деформируемости и прочности грунтов с коагуляционными структурами // Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы. М., 1985. С. 145–160.
269. Основы геокриологии. Ч. 1. Физико-химические основы геокриологии / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1995. 368 с.
270. Основы геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 1996. 339 с.
271. Остроумов В.Е. Перенос солей в мерзлых дисперсных грунтах под действием градиента температуры // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
272. Павлов Ю.А., Иванн А.С., Щербатов Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
273. Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск: Наука, 1980. 230 с.
274. Попин П.С., Казанцев В.А. Процессы солесереноса в кристаллических почвах // Успехи почвоведения. М.: Наука, 1986. С. 245–250.
275. Папченко В.И., Аксенов В.И. Физико-химический подход к классификации мерзлых грунтов по засолению // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 70–73.
276. Паундер Р. Физика льда. М.: Мир, 1967.
277. Пекирская Н.К., Чапанов А.А. Влияние засоленности мерзлых грунтов на их деформационные свойства // Инженерное мерзлотоведение. М., 1979. С. 5–19.
278. Пенетров Б.Н., Костромин А.А., Татсоногова Л.И., Сиданов В.В. Динамика распределения солей в рассоле, льде и иле Лопатинского Солонного озера // Вестн. ИВ филиала АН СССР, 1932. № 3–4. С. 6–22.
279. Перельштейн Г.З. Воинно-тепловая мелиорация мерзлых пород на Северо-Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1979.

280. Песчанский И. С. Исследование и ледотехника. Л.: Морской транспорт, 1963. 285 с.
281. Петрухин В.П. Строительные свойства засоленных и загипсованных грунтов. М.: Стройиздат, 1980.
282. Петрухин Ю.С. Оценка пригодности традиционных методов определения фазового состава для засоленных мерзлых грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 38–45.
283. Печорин О.М. Методика изучения коррозионной активности мерзлых грунтов // Мет. и тех.-геол. исследования и картирования областей вечной мерзлоты. Вып. 3, Якутск, 1977.
284. Питьева К.Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1968. 214 с.
285. Питулько В.Н. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л.: Недра, 1977.
286. Плахт И.Р. Палеогеография кайнозоя и условия формирования мерзлоты восточного побережья моря Лаптевых: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1977. 19 с.
287. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В.Т. Профимова. М.: Изд-во МГУ, 1975. 278 с.
288. Пономарев В.М. Еще раз о гидрогеологических условиях полуострова Раздельного (остров Вайгач) и Амдермы // Проблемы Арктики. № 4. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1940. С. 81–91.
289. Пономарев В.М. Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
290. Пономарева О.Е. Состав и генезис воднорастворимых солей в покровных флювиальных отложениях Центральной Якутии // Материалы Первой конф. геокриологов России. Кн. 1. М., 1996. С. 261–271.
291. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 303 с.
292. Попов А.И. Криолитогеол. как зональный тип литогенеза // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 35–43.
293. Попов Б.А., Соверинцев В.А. Ветровые осушки на берегах арктических морей // Исследование прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 81–90.
294. Природные условия Байдаранской губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
295. Пусков В.И. Влияние искусственного засоления на теплофизические свойства грунтов // Материалы VIII Всесоюз. межвед. совещ. по геокриологии. Вып. 4, Якутск, 1966. 256 с.
296. Рабинович М.В. Расчет термонапряженно-деформированного состояния оснований зданий на вечномерзлых засоленных грунтах с учетом переменной температуры: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1992. 24 с.
297. Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974. 560 с.
298. Рогов В.В., Заболотская М.И. Микростроение мерзлых пород с льдом-цементом // Проблемы криолитологии. Вып. 8. М., 1978. С. 141–165.
299. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометиздат, 1965. 663 с.
300. Роман Л.Т. Мерзлые горючие грунты как основания сооружений. Новосибирск: Наука, 1987.
301. Роман Л.Т., Степанова А.Е. К определению плотности засоленных грунтов // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Вып. 43. Красноярск: ПромстройНИИпроект, 1977.
302. Роман Л.Т., Кулешов Ю.В. Прогноз длительных деформаций мерзлых засоленных грунтов методами временных аналогий // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
303. Роман Л.Т., Свишницкая Л.Ф., Шейкин И.В., Аксенов В.И. Физико-химические основы прочности мерзлых засоленных грунтов // Материалы Первой конф. геокриологов России. Кн. 2. М., 1996. С. 183–193.
304. Роман Л.Т., Брусилов А.В., Магомедгаджиева М.А. Оценка достоверности определений длительной деформации мерзлых засоленных грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. № 2. 1996. С. 20–24.
305. Романов В.П. Исследование связи электроповерхностных свойств с поросом ионов в мерзлых породах // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985.
306. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
307. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумский В.Е. и др. Термокарет и его роль в формировании прибрежной зоны тельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 3. С. 80–91.
308. Руководство по наблюдениям за деформациями оснований и фундаментов зданий и сооружений. НИИОСП, 1975.
309. Сивельев Б.А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 505 с.
310. Сивельев Б.А. Физико-химическая механика мерзлых пород. М.: Недра, 1989. 215 с.
311. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. 1953. № 77.
312. Самарина В.С. Систематизация химических классификаций природных вод // Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., 1966. С. 31–46.
313. Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.
314. Самуэльсон М.В. Влияние засоленности на прочность мерзлых пылеватых песков // Вопросы строительства жилых и общественных зданий в условиях климатической зоны. Л.: Изд-во ЛенЗНИИЭП, 1972. С. 103–109.
315. Сергеев Е.М. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1983.
316. Свишницкая Л.Ф. Влияние химического состава солей на проч-

- ность мерзлых засоленных грунтов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1997.
317. *Смирнова О.Г.* Миграция ионов химических элементов в мерзлых породах и льдах. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1997.
 318. *Скиба С.И., Алексеев З.И.* Условия литогенеза и этапы формирования инженерно-геологических свойств четвертичных глинистых грунтов Керченского пролива // Критерии выделения стадий литогенеза глинистых пород для оценки их строительных свойств. Ставрополь, 1976. С. 23–24.
 319. *Соловьев В.А.* Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, 1981. С. 28–38.
 320. *Соловьев В.А.* Криолитозона шельфа и этапы ее развития // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 185–192.
 321. *Соловьев В.А., Гаврибург Г.Д.* Газогидратообразование как особый тип криолитогенеза в океане // Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. № 10. С. 115–120.
 322. *Соломатин В.И., Флашкин О.Н.* Распространение многолетнемерзлых пород в районе эстуария р. Анабар // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск, 1981.
 323. *Соломатин В.И.* Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986.
 324. Справочник по строительству на вечномерзлых грунтах / Под ред. Ю.Я. Велли, В.В. Докушева, Н.Ф. Федорова. Л.: Стройиздат, 1977. 552 с.
 325. *Степанов А.В.* Влияние растворенных солей на теплофизические свойства грунтов // Материалы моделирования и экспериментальных исследований процессов тепло- и массообмена. Якутск, 1979. С. 101–105.
 326. *Страхов И.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 574 с.
 327. *Стрелецкая И.Д.* Закономерности пространственной изменчивости засоленных мерзлых пород и криопегов на примере Бованенковского ГКМ: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1991.
 328. *Стрелецкий А.Я.* Особенности формирования химического состава грунтовых и поверхностных вод Чукотского полуострова // Гидрохим. материалы. 1965. № 39. С. 15–27.
 329. *Стрелецкий А.Я.* Геокриологические особенности аккумулятивных береговых форм северных морей // Материалы VIII Всесоюз. межведомств. совещ. по геокриологии. Вып. 6. Якутск, 1966. С. 87–95.
 330. Строительные нормы и правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. СНиП 2.02.04–88. Госстрой СССР. М., 1990.
 331. *Суханов М.И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток, 1937.
 332. *Таргульни В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971.
 333. *Толстихин Н.И.* Подземные воды Забайкалья и их гидроакколиты // Тр. комиссии по изучению вечной мерзлоты. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. С. 29–50.
 334. *Толстихин Н.И.* Криосфера и крионег Земли и планет // Миграция химических элементов в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1985.
 335. *Томберг К.И.* Улучшение свойств сезоннопромерзающих песчаных грунтов посредством солевой обработки // Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве. Киев, 1974.
 336. *Троицкий С.Д.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966.
 337. *Трофимов В.Т., Биду Ю.Б., Дубиков Г.И.* Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1980. 246 с.
 338. *Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К.* Криогенетические типы отложений и толщ прибрежных аккумулятивных равнин Западно-Сибирской плиты // Криолитогенез в области прибрежных аккумулятивных равнин в связи с их нефтегазовоспособностью. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 51–54.
 339. *Тумской В.Е.* Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2002. 116 с.
 340. *Тютюнов И.А.* Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
 341. *Тютюнов И.А.* Введение в теорию формирования мерзлых пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
 342. *Тютюнов И.А., Дербенева М.М.* Прочность засоленных грунтов в мерзлом состоянии в зависимости от химического состава насыщающих растворов // Сб. тр. НИИОСП. 1970. Вып. 59.
 343. Указания по проектированию оснований и фундаментов на засоленных и сильнольдистых грунтах. СН450-72. М.: Стройиздат, 1974.
 344. *Уинтерштейнер Н.* Динамика морского льда и ледников и их роль в изменениях климата // Физические основы теории климата и его моделирования. Л.: Гидрометиздат, 1977. С. 210–226.
 345. *Урунов А.К.* Изучение скоростей и сейсморазведке. М.: Недра, 1966.
 346. *Усов В.А.* Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега (на примере о. Вилькицкого в Карском море) // Мерзлотные исследования. Вып. 7. М.: Изд-во МГУ, 1967.
 347. *Ухов С.Б.* Об искусственном засолении суглинистых грунтов для строительства в зимнее время // Изв. ВУЗов. Строительство и архитектура. 1959. № 1.
 348. *Ухов С.Б.* Влияние искусственного засоления и рассоления связных грунтов на их физико-механические свойства // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1961. № 3.

349. Ухов С.Б., Власов А.Н., Мерзляков В.П. и др. Влияние локальных фазовых переходов и фильтрации влаги на ползучесть пластично-мерзлого грунта // Механика грунтов и фундаментостроение. СПб., 1995. С. 19–25.
350. Фазовый состав влаги в мерзлых породах / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1979.
351. Федосов А.В. Физико-механические процессы в грунтах при их промерзании и оттаивании. М.: Трансжелдориздат, 1935.
352. Федюкин И.В., Фролов А.Д., Гусев Б.В. Влияние засоленности на электрические свойства мерзлых грунтов // Докл. АН СССР, 1979. Вып. 244. № 4. С. 941–944.
353. Филимонова Л.Г. Геохимия фтора в северотаежных мерзлотных ландшафтах Алданского нагорья // Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза. М.: Наука, 1973.
354. Фашин Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во ИЛ, 1963. 576 с.
355. Фотиев С.М. Гидрогеологические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
356. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства криогенных пород. М., 1976.
357. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушкино. ОНТИ ПНИЦ РАН, 1998. 515 с.
358. Хименков А.И. Формирование криогенного строения морских отложений. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1985. 24 с.
359. Хименков А.И. Формирование пластовых залежей подземных льдов в прибрежно-морских осадках // Мерзлые породы и криогенные процессы. М.: Наука, 1991. С. 85–94.
360. Хименков А.Н. Особенности субаквального оксидационного криолитогеоза // Сергеевские чтения. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2002. С. 471–475.
361. Хименков А.Н., Минаев А.И. Влияние степени засоления на формирование криогенного строения мерзлых грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990.
362. Хименков А.Н., Шейкин Ю.Б. Геокриологические условия побережья Карского моря в районе пос. Амдерма // Инженерная геология. 1992. № 2. С. 71–82.
363. Хори Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.
364. Хрусталева Л.Н. Температурный режим вечномерзлых грунтов на застроенной территории. М.: Наука, 1971.
365. Хрусталева Л.Н., Городецкий С.Э. Искусственные ледогрунтовые и ледовые острова для бурения скважин на шельфе арктических морей // Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения. М.: Стройиздат, 1990.
366. Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 211 с.
367. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1973. 210 с.
368. Цытович Н.А., Кроник Я.А., Маркин К.Ф. Физические и механи-

- ческие свойства засоленных грунтов // Тр. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 4. Якутск, 1973. С. 40–52.
369. Чепмен Р.Е. Геология и вода. Л.: Мир, 1971. 157 с.
370. Черкашин В.А. Опыт борьбы с вытучиванием малонагруженных фундаментов в районе распространения вечномерзлых грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1961. № 2. С. 11–12.
371. Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. М.: Наука, 1976. 240 с.
372. Чистотинцев Л.В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М.: Наука, 1973.
373. Шаарьева С.Л. Некоторые особенности формирования химического состава подземных вод в условиях развития ММП // Тр. Научно-техн. совещ. по гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. 3. М.: Недра, 1970.
374. Швецов М.С. К вопросу о диагнезе // Междунар. седиментологический конгресс. 1960. С. 153–161.
375. Шевелева Н.С. О генезисе и возрасте вечномерзлых четвертичных отложений в районе г. Игарки // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М.: Изд-во МГУ, 1964.
376. Шейкин И.В. Особенности теплофизических свойств засоленных грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений // М.: Наука, 1990. С. 20–24.
377. Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Тр. СВКНИИ. 1971. Вып. 38. С. 3–57.
378. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
379. Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М., 1979. С. 252–290.
380. Шполынский И.А. Мерзлотная зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. М., 1981. 168 с.
381. Шполынский И.А. Субмаринный криолитогеоз в Арктике // Материалы гляциологических исследований. Вып. 71. М.: Изд-во МГУК АН СССР, 1991. С. 65–70.
382. Шумский И.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
383. Шуиерина Е.И., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность // Мерзлотные исследования. Вып. 9. М.: Изд-во МГУ, 1969.
384. Энгельгардт В. Поровые водные растворы и катагенез пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971.
385. Яркин А.И. Прогноз прочности засоленных мерзлых грунтов с учетом изменения состава солей в поровом растворе // Проблемы геокриологии Забайкалья. Чита, 1981. С. 95.
386. Яркин А.Н. Влияние химического состава солей на температуру начала замерзания грунтов и растворов // Фундаменты жилых и общественных зданий на вечномерзлых грунтах. Л., 1987.

387. Яркин А.Н. Влияние типа засоления на прочностные и реологические свойства мерзлых грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 103–107.
388. Aas G. Laboratory determination of strength properties of frozen salt marine clay // Ground Freezing, 2-nd Intern. Symp., Trondheim, 1980. P. 144–156.
389. Aksekov A., Brouchkov A. Plastic Frozen (Saline) Soil as Base // Proc. 6 Int. Conf. on Permafrost, Beijing, China, 1993. P. 1–5.
390. Anderson D.M., Tice A.R., Banin A. The water ice phase composition of clay-water system // Soil Sci. Society of Amer. Proc. 1973. Vol. 37. N 6. P. 819–822.
391. Biggar K.W., Hixon E.G., Sego D.C. Time dependent displacement of piles in saline permafrost // Permafrost, 6 Intern. Conf., 1993. P. 42–47.
392. Biggar K.W., Sego D.C. Field pile load tests in saline permafrost // Can. Geotech. J. Vol. 30. 1993. P. 34–43.
393. Biggar K.W. Adfreeze and Grouted Piles in Saline Permafrost // Thesis, Department of Civil Engineering, University of Alberta, 1991. P. 342.
394. Bouyoucos G.J. Effect of temperature on some of the most important physical processes in soils // Michig. Exp. St. Techn. Bull. 1915.
395. Bouyoucos G.J., McCool M.M. Further studies on the freezing point lowering of soils // Michig. Agriculture Exp. St. Techn. Bull. 1916. N 31. 51 p.
396. Breuer M.E. Some result of geothermal investigation of permafrost in Northern Alaska // Transaction Amer. Geophys. Union. N 1, Feb. 1958.
397. Brouchkov A., Tchechovsky A. Adfreezing shear strength peculiarities of different soils // Proc. of 7 Intern. Symp. on Ground Freezing (Nancy, France, October 24–28, 1994). P. 207–215.
398. Brown J. Ionic concentration gradients in permafrost, Barrow, Alaska // Cold Reg. Res. and Engin. Lab. Hanover, N.H., 1969, 22 p. Ref. "US Govt. Res. and Develop. Repts", 1970. N 5.
399. Canadian geophysical atlas. 1 : 2 500 000. 1986.
400. Chamberlain E.J. Frost heave of saline soils // Permafrost Fourth Intern. Conf. Proceedings, July 17–22, 1983, Washington, D.C., 1983 P. 121–126.
401. Chappel J., Omura A. et al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records // Earth and Planetary Sci. Letters 141. 1996. P. 227–236.
402. Chen C.S., Nagy S. Prediction and correlation of freezing point depression of aqueous solutions // Transactions ASAE. 1987. N 30(4). P. 1176–1180.
403. Cheung C.H. Influence of salt on the unfrozen water in frozen clays. Ph.D. Thesis McGill Univer., 1979.
404. Derjaguin B.V., Churaev N.V. The Theory of Frost Heaving // J. of Colloid, and Interface Sci. Vol. 67, N 3. 1978. P. 391–396.
405. Diagenesis in Sediments. Ed. G. Larsen, G.V. Chilingar. Elsevier Publishing Company. Amsterdam – L. – N.Y., 1967.
406. Dubicov G.I., Ivanova N.V., Aksekov V.I. Pore solutions of frozen ground and its properties // Proceedings, 5th Intern. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway, 1988. P. 333–338.
407. Fairbanks R.G. A 17 000 – year glacial – eustatic sea level; influences of glacial melting rates on Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature. 1989. Vol. 342(7). P. 637–642.
408. Flinn R.F. Glacial and Pleistocene Geology. N.Y.-L. 1957.
409. Furuberg T., Berggren A.-L. Mechanical properties of frozen saline clays // Proceedings, 5th Intern. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway, 1988. Vol. 2. P. 1078–1084.
410. Jamniks A.R. Beitrag zur experimentellen Untersuchung des Wassernachschubs in einemgefrorenen Boden und die Blyzteilung der Ergebnisse // Diss. Dont. Ingr. Univ. Stuttgart, 1968. 105 p.
411. Gregersen O., Phukan A., Johanson T. Engineering properties and foundation design in marine clay, Svalbard // Permafrost, 4 Intern. Conf. Proc. July 17–22, 1983. P. 384–388.
412. Gregersen O., Eidmoen T. Permafrost conditions in the shore area at Svalbard // Proc., 5th Intern. Conf. Permafrost, Trondheim, Norway, Vol. 2. P. 933–936.
413. Gurr C.G., Marshall J.J., Hutton J.T. Movement of water in soil due to a temperature gradient // Soil Sci. 1952. Vol. 74. N 5. P. 335–345.
414. Hudley W.A. Thermally actuated moisture migration in granular media // Trans. Amer. Geophys. Union, 1952. P. 615–623.
415. Hallet B. Solute redistribution in freezing ground // Proc. 3rd Intern. Conf. Permafrost, Edmonton, 1978. Vol. 1. P. 85–91.
416. Hunter J.A. et al. Permafrost and frozen sub-sia bottom materials in the southern Beaufort sea // Beaufort sea Technical Rep. 1976. N 22. 174 p.
417. Hillel D. Soil and water // Acad. Press, N.Y.-L. 1971.
418. Hixon E. Behaviour of saline frozen soils // Edmonton, Alberta, 1991.
419. Hoekstra P. The physics and chemistry of frozen soils // Highway Res. Board Spec. Rep. 51. 1969. P. 78–90.
420. Horne R.A. The Structure of Water and Chemistry of the Hydrosphere. Wiley-Interscience. A division of John Wiley & Sons. N.Y.-London-Sydney-Toronto, 1969.
421. Hutcheon W.L. Moisture flow induced by thermal gradients within unsaturated soils // Highw. Res. Board, Spec. Rep. 40. 1958. P. 113–133.
422. Jones H., Kohnke H. The influence of soil moisture tension on vapor movement of soil water // S.S. Amer. Proc. 1952. Vol. 16. N 3.
423. Kezao Chen, Bowler J.M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China // Paleogeography, Paleoclimatology, 1986. N 54.
424. Kirkham D., Feng C.L. Some tests of the diffusion theory and laws of capillary flow in soils. S.S. Amer. Proc. 1949. Vol. 67.
425. Kuzmak I.M., Sereda P.L. The mechanism by which the water moves through a porous material subjected to a temperature gradient; 2-salt tracers and streaming potential to detect flow in liquid phase // Ibid. 1964. Vol. 84. N 5.
426. Ladanyi B. An engineering theory of creep of frozen soils // Can. Geotech. J. 1972. Vol. 9. P. 63–80.
427. Mackay J. Ross, Lavkulich L.M. Ionic and oxygen isotopic fractionation in permafrost growth // Pap. Geol. Surv. Can. 1974. N 1, Pt. B. P. 255–256.

428. Muckay J.R. Pingos of the Tukleyaktuk Peninsula Area Northwest Territories // *Geogr. Phys. Quart.* 1979. Vol. 33, N 1. P. 3-61.
429. Mahar J.J., Wilson R.M., Vinson T.S. Physical and numerical of uniaxial freezing in a saline gravel // *Permafrost F.I. Can.* 1983.
430. Miller D.L., Johnson L.A. Pile settlement in saline permafrost: a case history // *Proc. 5th Can. Permafrost Conf. Quebec City, Quebec*, P. 371-378.
431. Molmann T., Senneset K. Cast in place concrete piles in permafrost // *Permafrost. 6 Intern. Conf. Beijing, China*, 1993. P. 477-481.
432. Morgenstern N.R. Structural and physicochemical effect on properties of clay // *Proc. 7th ISSMFE. Mexico*, 1969. Vol. 5.
433. Morner N.A. The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish Coast, Deglaciation, Sea level, Chronology, Isostasy and Eustasy. Stockholm, 1969. Ser. C. 640 p.
434. Murrmann R.P. Ionic mobility in permafrost // *Permafrost. 2nd Intern. Conf. Yakutsk*, 1973.
435. Nakano Y., Tice A.R. Transport of water due to a temperature gradient in unsaturated frozen clay // *Cold Region Sci. and Technology*, 1990. Vol. 18. P. 57-75.
436. Nelson K.N., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by fringed concentration // *J. Mar. Res.* 1954. N 13. P. 166-182.
437. Nixon J.E. First Canadian Geotechnical Colloquium: Foundation design approaches in permafrost areas // *Can. Geotech. J.* 1978, Vol. 15. P. 96-112.
438. Nixon J.E. Pile load tests in saline permafrost at Clyde River, Northwest Territories // *Ibid.* 1988. Vol. 25. P. 24-32.
439. Nixon J.E., Lem G. Creep and strength testing of frozen saline fine-grained soils // *Ibid.* 1984. Vol. 21. P. 518-529.
440. Ogata N., Yasuda M., Kataoka T. Effects of salt concentration on strength and creep behavior of artificially frozen soils // *Cold Regions Sci. and Technology*, 1983. Vol. 8. P. 139-153.
441. Parameswaran V.R. Bearing Capacity Calculations for Piles in Permafrost // *Proc. 4th Intern. Conf. Cold Regions Engineering, TCCRE, ASCE, Anchorage, AK*, February 24-26, 1986. P. 751-759.
442. Pounder E.R. The Physics of Ice // *Pergamon Press*, Oxford, England, 1965.
443. Pewe T.L., Sellmann P.V. Geochemistry of permafrost and quaternary stratigraphy // *Permafrost. 2nd Intern. Conf. Yakutsk, Washington, D.C.* 1973. P. 166-170.
444. Pharr G.M., Godavarti P.S. A comparison of the creep behavior of saline ice and frozen saline Ottawa sand at 8 deg.C // *Cold Regions Sci. and Technology*, 1987. Vol. 14. P. 273-279.
445. Pharr G.M., Merwin J.E. Effects of brine content on the strength of frozen Ottawa sand // *Ibid.* 1985. Vol. 11. P. 205-212.
446. Ringer W.E. Über die Veränderungen in der Zusammensetzung der Meereswassersalzes beim Ausfrieren // *Verh. u. n. Ryksinst V. h. onderzock d. Zelf. E. D.*, 1906. P. 3-4.
447. Rollins R.L., Spangler M.G., Kirkham D. Movement of soil moisture under a thermal gradient. Hgaw // *Res. Board Proc.* 1954. Vol. 33.
448. Rotter I.J., Robert W., Clyne Michael A., Brown David L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions // *Econ. Geol.* 1978. Vol. 73. N 2. P. 284-285.
449. Sego D.C., Shultz T., Banasch R. Strength and deformation behavior of frozen saline sand // *3d Intern. Symp. Ground Freezing, Hanover, New Hampshire*, 1982. P. 11-19.
450. Sego D.C., Charnenko D. Confining pressure influence on the strength of frozen saline sand // *Proceedings Cold Regions Engineering Spec. Conf. Montreal, Quebec, Canada*, 1984. P. 565-578.
451. Sellman P.V., Chamberlain F.J. Permafrost beneath the Beaufort Sea: Near Prudhoe Bay, Alaska // *J. Energy Res. Technol.* 1980. Vol. 102. N 1. P. 35-48.
452. Sillen L.G. The physical chemistry of sea water, in *Oceanography // Amer. Assoc. Adv. Sci. Publ.* 1961. P. 549-581.
453. Shearer J.M. et al. Submarine pingoes in the Beaufort Sea // *Science*, 1971. Vol. 175. P. 816-818.
454. Shepard F.P. Thirty-Five thousand Years of Sea Level. // *Sesay in Marine Geology in Honour*, Los Angeles, 1963.
455. Snickert B., Mahar L. Role of ice content in the strength of frozen saline coarse grained soils // *Proc. Cold Regions Engineering Spec. Conf. Montreal, Quebec, Canada*, 1984. P. 579-587.
456. Taber S. The Mechanism of frost heaving // *J. Geology*, 1930. Vol. 38. N 4.
457. Takagi S. Theory of freezing-point depression of soil water, and a note on the extra-thermodynamics of soil moisture // *Soil Sci.* 1959. Vol. 8. N 1. P. 25-31.
458. The Times atlas of the World. Comprehensive edition, N.Y. Times books, 1980.
459. Ugolini F.C., Anderson D.M. Ionic migration in frozen Antarctic soil // *Antarctic, I.U.S.* 1972. Vol. 7. N 4. P. 112-113.
460. Wijeweera H., Joshi R.C. Influence of salinity on the compressive strength behavior of frozen soils // *Permafrost. 6 Intern. Conf. Beijing, China*, 1993.
461. Williams P.J. Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction // *Geotechnique*, 1964. Vol. 14. N 3. P. 231-246.
462. Zhigarev L.A. Permafrost beneath the Arctic seas // *Permafrost. Fourth Intern. Conf. Fairbanks, Alaska, U.S.A. July 18-22, 1983. Univer. Alaska. Abstracts and Program*, 1983. P. 259.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Часть I</i>	
ОКЕАНИЧЕСКИЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ	
1. Развитие представлений об океаническом криолитогенезе	6
2. Первичный океанический криолитогенез	12
2.1. Температурный режим зоны первичного океанического криолитогенеза	14
2.2. Диагенез субаквальных морских осадков как фактор океанического криолитогенеза	17
2.3. Распреснение минерализованных поровых растворов морских осадков за счет подземного стока континентальных вод	25
2.4. Газовые гидраты в системе первичного океанического криолитогенеза	25
2.5. Формирование и сохранение льда в краевых частях зоны первичного океанического криолитогенеза	28
2.6. Формирование льда при дегазации углеводородов	33
2.7. Особенности строения первичной океанической криолито- зоны	34
3. Океанический криолитогенез в береговой зоне (переходная зона)	40
3.1. Обсуждение проблемы	40
3.2. Гидродинамические условия переходной зоны	42
3.3. Формирование сезонномерзлых и мерзлых пород в субаквальных условиях	43
3.4. Криогенные процессы и криогенное строение морских осадков в субаквальных условиях	56
3.5. Лабораторное моделирование промерзания морских осадков	66
3.6. Специфика океанического криолитогенеза в переходной зоне	83
4. Субаэральная океаническая криолито-зона	85
4.1. Классификация засоленных мерзлых грунтов	85
4.2. Условия залегания субаэральных мерзлых морских толщ	93
4.3. Распространение засоленных мерзлых пород морского генезиса	98

4.4. Районирование территории распространения засоленных мерзлых морских пород на Арктическом побережье	105
4.5. Особенности криогенного строения морских толщ субаэральной океанической криолито-зоны	110
5. Трансгрессивная стадия океанического криолитогенеза. (Этап термоденудационной переработки и консервации)	124
6. Пластовые льды в морских осадках	134
7. Общие проблемы развития области океанического криолито- генеза	145

Часть II

ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

1. Особенности состава мерзлых морских осадков	161
1.1. Химический и минеральный состав	161
1.2. Химический состав порового раствора	164
1.3. Гранулометрический состав	168
1.4. Криогенное строение засоленных мерзлых отложений	171
2. Изменение состава и строения мерзлых морских осадков при внешних воздействиях	174
2.1. Фазовые переходы и температурные деформации	174
2.2. Перенос влаги и солей в мерзлых морских осадках	185
3. Физические свойства	201
3.1. Плотность	201
3.2. Теплофизические свойства	205
3.3. Фазовый состав влаги	209
3.4. Электрические и акустические свойства	216
3.5. Электрокинетические и коррозионные свойства	221
3.6. Пульсативные свойства	225
4. Деформационные и реологические свойства мерзлых морских осадков	228
4.1. Деформационные и реологические свойства при одноосном сжатии	228
4.2. Компрессионная сжимаемость	233
4.3. Деформируемость при вдавливании шарикового штампа	241
4.4. Осадка при оттаивании	250
4.5. Факторы, определяющие деформационные и реологические свойства мерзлых морских осадков	254
5. Длительная (многолетняя) ползучесть	264
6. Несущая способность мерзлых морских осадков	269
6.1. Особенности разрушения мерзлых пород	269
6.2. Прочность при одноосном сжатии	277
Характер разрушения при одноосном сжатии	277
Длительная прочность	281

Прочность засоленных мерзлых морских осадков различного состава	285
6.3. Сопротивление сдвигу по поверхности смерзания	289
6.4. Сопротивление сдвигу	296
6.5. Опыт строительства на арктическом побережье	298
Заключение	304
Литература	308

Научное издание

Хименков Александр Николаевич
Брушков Анатолий Викторович

ОКЕАНИЧЕСКИЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ

Утверждено к печати Ученым советом
Института геоэкологии Российской академии наук

Зав. редакцией Н.А. Степанова. Редактор М.И. Азизан
Художник Ю.И. Духова. Художественный редактор В.В. Яковлев
Технический редактор О.В. Ардова
Корректоры Э.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая, Т.А. Печко

Подписано к печати 08.04.2003. Формат 60 × 90^{1/16}. Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 21,0. Усл.кр.-отт. 21,5. Уч.-изд.л. 21,5. Тип. зак. 4203

Издательство "Наука" 117997 ГСП 7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90
E-mail: sectet@naukarar.ru Internet: www.naukarar.ru

Санкт-Петербургская типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12